

RG 073

REGION DU LAC BEETZ, DISTRICT ELECTORAL DE SAGUENAY

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 

PROVINCE DE QUÉBEC, CANADA

Ministère des Mines

L'honorable W.M. COTTINGHAM, ministre

A.-O. DUFRESNE, sous-ministre

SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

I. W. JONES, chef

RAPPORT GÉOLOGIQUE 73

RÉGION DU LAC BEETZ

DISTRICT ÉLECTORAL

DE SAGUENAY

par

Paul-E. Grenier



QUÉBEC
RÉDEMPTI PARADIS
IMPRIMEUR DE SA MAJESTÉ LA REINE

1957

Ministère des Richesses naturelles du Québec

SERVICE DOCUMENTATION TECHNIQUE



TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
INTRODUCTION	1
Situation de la région	1
Moyens d'accès	2
Travaux antérieurs	3
Méthodes de travail	4
Remerciements	4
RESSOURCES NATURELLES	5
Forêt et agriculture	5
Chasse et pêche	5
PHYSIOGRAPHIE	6
Topographie	6
Hydrographie	9
Histoire physiographique de la région	10
GEOLOGIE GENERALE	14
Tableau des formations	14
Roches métasédimentaires	15
Aperçu général	15
Quartzites impurs et roches apparentées	16
Quartzite vitreux	17
Quartzite peu recristallisé	17
Quartzite noirâtre	19
Schiste quartzifère micacé	20
Quartzite à hématite et rutile	23
Gneiss à biotite	25
Cornéenne à cordiérite	26
Quartzite blanchâtre	28
Quartzite calcaireux et phyllite	29
Epaisseur stratigraphique et extension des roches métasédimentaires	33
Résumé sur l'origine des roches métasédimentaires	34
Roches intrusives	36
Gabbro et roches dérivées	36
Aperçu général	36
Gabbro frais	37
Gabbro altéré	39
Gabbro à ouralite	40
Facies dioritique	42
Gabbro gneissique	44
Gabbro schisteux	46
Résumé de l'altération des gabbros	48
Altération des minéraux ferromagnésiens	48
Altération des feldspaths	49
Causes de l'altération	50

	<u>Page</u>
Origine du gabbro	54
Granite rose à biotite	56
Dykes de pegmatite et d'aplite	58
Pléistocène	58
TECTONIQUE	60
Plissements	60
Synclinal du lac de la Robe Noire	61
L'anticlinal du lac Beetz	63
Synclinal du lac Piashti	63
Autres plissements	64
Joints	65
Joints dans les roches métasédimentaires et gabbroïques ...	65
Joints dans le granite	67
Schistosité et foliation	67
Modes d'emplacement des principales intrusions et leurs	
effets sur la structure des roches	69
Intrusion gabbroïque	69
Intrusion granitique	70
Résumé de la tectonique de la région	72
AGE ET CORRELATION DES FORMATIONS	73
GITES MINÉRAUX	76
Chalcopyrite	76
Magnétite	78
Hématite	78
Titanium	79
CONCLUSIONS	79
BIBLIOGRAPHIE	81
INDEX ALPHABÉTIQUE	86

CARTES ET ILLUSTRATIONS

Cartes

- No 1100 - Région du Lac Beetz (en pochette)
 No 1128 - Carte montrant la géologie connue des régions
 adjacentes à la région du Lac Beetz (en pochette)

Planches

- I - Talus composé de blocs de gabbro. L'homme dans le cercle donne une idée de la dimension des blocs. Partie nord-ouest du lac Tanguay.
- II - Vue du lac Proulx vers le nord. Caractère typique des lacs de la région: forme allongée et berges abruptes composées de gabbro.
- III - Caverne creusée par les vagues dans les roches métasédimentaires. Rive est de la baie sud-ouest du lac Gendron.
- IV - Vue en direction sud de la partie ouest du lac Beetz.
- V - Chute le long de la branche ouest de la Quétachou. Deuxième portage au nord du lac Beetz.
- VI-A - Erosion différentielle dans le gabbro. Rive ouest du lac Watshishou à 2 milles de l'extrémité nord.
 - B - Inclusion de gabbro dans le granite. A un demi-mille à l'ouest du lac du Cap.
- VII-A - Apophyse de granite dans le gabbro et inclusion de gabbro dans le granite. A un demi-mille au sud-ouest du lac du Cap.
 - B - Granite recoupant le quartzite. A un demi-mille au nord-est du lac du Feu.
- VIII-A - Stratification entrecroisée. Rive ouest du lac en forme de triangle situé à un mille et demi à l'ouest du lac Piashti.
 - B - "Ripple-marks" dans le quartzite, sur la rive est du lac Watshishou près de la limite nord de la région.
- IX-A - Recristallisation avancée dans le quartzite vitreux. (x 26) Nicols croisés.
 - B - Recristallisation peu avancée dans le quartzite peu recristallisé. (x 80) Nicols croisés.
- X-A - Texture d'apparence psammitique dans le quartzite peu recristallisé. Grains de quartz dans une matrice micacée. (x 80) Nicols croisés.
 - B - Porphyroblaste brun non identifié trouvé dans la phyllite. Noter l'extinction non simultanée du centre et des bords. (x 80) Nicols croisés.

- XI-A - Porphyroblastes de scapolite dans la phyllite. (x 26)
Nicols croisés.
- B - Texture ophitique dans le gabbro frais. Noter les grains
arrondis d'olivine (O) et les prismes de plagioclases (Pl)
qui pénètrent les cristaux de pyroxène (Px). (x26) Nicols
croisés.
- XII-A - Magnétite (grains noirs) libérée lors de l'ouralitisation du
pyroxène et que l'on trouve dans les plages composées
d'amphibole. (x 26) Lumière naturelle.
- B - Texture granoblastique dans le facies dioritique. Noter les
cristaux idioblastiques de hornblende. (x 80) Lumière
naturelle.
- XIII-A - Magnétite formant un treillis dans la hornblende. (x 26)
Lumière naturelle.
- B - Couronne de sphère autour d'un grain de magnétite dans une
plage d'amphibole. (x 80) Lumière naturelle.
- XIV-A - Phénocristal de microcline dans une mosaïque de cristaux
broyés. Granite. (x 26) Nicols croisés.
- B - Vallée en U, à un quart de mille à l'ouest du lac Watshishou
et débouchant dans la partie nord-ouest du lac.
- XV-A - Roches moutonnées dans la région du granite. Vue vers le
nord à un quart de mille au sud-ouest du lac du Cap.
- B - Blocs erratiques de granite. A 1,000 pieds à l'ouest du
lac du Cap.
- XVI-A - Plissements dans le quartzite. Rive est du lac Prudent à
deux milles et demi de son extrémité nord.
- B - Plissements dans le quartzite. Rive est du lac Prudent
à deux milles et quart de son extrémité nord.

REGION DU LAC BEETZ

DISTRICT ELECTORAL DE SAGUENAY

par

Paul-E. Grenier

INTRODUCTION

Situation de la région

La région du lac Beetz est comprise entre les longitudes 62°30' et 63°00' Ouest et les latitudes 50°30' et 50°45' Nord; elle occupe une superficie d'environ trois cent soixante-et-quinze milles carrés. Sa limite Sud est à environ quinze milles au Nord du village de Johan Beetz et son angle Sud-Ouest est à trente-trois milles au Nord-Est du village de Havre St-Pierre. Ce dernier village, situé sur la rive Nord du golfe St-Laurent à quatre cent quarante milles en aval de la ville de Québec, est le centre le plus important de cette partie de la côte. La population, d'environ deux mille âmes, est composée surtout de pêcheurs. Le village compte un hôpital et sert de base d'opération à Quebec Iron and Titanium Corporation. Il est desservi par les navires de "Clarke Steamship Company" et par un service aérien régulier. Depuis l'été 1950, Havre St-Pierre a connu un renouveau d'activité grâce à l'exploitation, par "Quebec Iron and Titanium Corporation", d'un gisement d'ilménite situé à vingt-cinq milles au Nord du village. Ce gîte est relié à la côte par un chemin de fer dont le terminus est Havre St-Pierre. Le village de Johan Beetz, nommé autrefois Piashte-Baie, est à quarante milles en aval de Havre St-Pierre, le long du golfe St-Laurent. Il groupe une quarantaine de familles de pêcheurs et sa fondation remonte aux environs de 1862 (Rouillard 1908, p. 164)*. Ce fut jadis un centre assez important d'élevage d'animaux à fourrure. Les vaisseaux de la compagnie ci-dessus mentionnée y font escale régulièrement mais, faute de quai, le débarquement des passagers et le déchargement des cargos se font par l'intermédiaire de barques de pêcheurs.

Le lac Beetz, auquel la région doit son nom, est à quinze milles au Nord de la rive du St-Laurent et il occupe approximativement le centre Sud de la région. Ce lac est en forme de V ouvert au Nord et ses bras

* On trouvera une liste des travaux cités à la fin de ce rapport.

Est et Ouest ont des longueurs respectives de neuf et cinq milles. Le drainage se fait vers le Sud par la base du V en direction du golfe St-Laurent.

Moyens d'accès

La voie aérienne est le moyen le plus facile d'atteindre la région car de nombreux lacs de bonne superficie permettent d'y amerrir à peu près partout. Le village de Havre St-Pierre peut facilement servir de base de ravitaillement.

La région peut aussi être atteinte par canot. Quatre voies navigables débouchent à la côte, aux environs de Johan Beetz.

La première route remonte la rivière Watshishou qui se jette dans le St-Laurent à environ cinq milles à l'Est de Johan Beetz. Cette voie traverse d'abord le lac Véronique puis emprunte la branche Ouest de la rivière Watshishou jusqu'à trois quarts de mille en aval du lac Théodule; là un portage permet de se rendre au lac Prudent dont l'extrémité Nord se trouve dans la partie Sud-Est de la région. Le trajet par cette route, entre l'embouchure de la rivière et la limite Sud-Est de la région, a une longueur d'environ vingt-et-un milles et comprend treize portages, dont le premier a un mille de longueur.

La deuxième voie suit la rivière Piashtibaie nommée aussi "rivière de la Grande Baie", qui se jette dans la baie Quétachou à trois milles à l'Est de Johan Beetz. Cette rivière contient des rapides nombreux mais courts ainsi que plusieurs cascades, et le courant y est très rapide à l'époque des grandes eaux. En amont, la rivière s'élargit en une chaîne de lacs séparés par des tronçons de rivières, à leur tour coupées par des rapides et des petites chutes. On passe ainsi successivement aux lacs Bellanger, Napoléon et Beetz. Ce dernier est à une distance d'environ seize milles et demi de la baie Quétachou.

Une troisième voie remonte la rivière Piashti ou Petite Piashtibaie, qui se jette dans le golfe St-Laurent à Johan Beetz même. Cette rivière n'est, à proprement parler, qu'une chaîne de lacs. La marée s'y fait sentir jusqu'à une distance d'environ deux milles, c'est-à-dire jusqu'à la tête du lac Salé. La navigation par canot entre ce lac et la mer est quasi impossible dans les temps ordinaires de basse marée, à cause du lit de la rivière qui y est plat, large et rempli de blocs rocheux. A trois milles de la mer, une chute d'environ cent soixante-et-quinze pieds de hauteur nécessite un portage abrupt. En amont de cette chute jusqu'au lac Petit Piashti, la rivière est en eau morte

sauf le long d'un court rapide que l'on peut généralement franchir à la "cordelle". A partir de la tête du lac, la rivière est très rapide mais navigable pour plus d'un mille, c'est-à-dire jusqu'à mi-chemin entre les lacs Piashti et Petit Piashti. Quatre portages permettent de franchir le reste du trajet et d'atteindre le lac Piashti, dont la moitié Nord se trouve dans la région sous étude.

La région peut être atteinte aussi par la rivière Corneille. Nous connaissons très peu cette route car nous ne l'avons pas suivie sur tout son parcours. La rivière Corneille se jette dans le golfe St-Laurent à huit milles à l'Ouest de Johan Beetz. La branche Est de cette rivière permet de parcourir la partie Ouest de la région.

Travaux antérieurs

Le seul travail géologique accompli dans la région du lac Beetz, avant l'été 1949, fut une exploration conduite par Claveau en 1942. Claveau (1943) partit du lac Métivier, situé au Nord de la région du lac Beetz, puis il voyagea vers l'Est jusqu'aux eaux de la branche Ouest de la rivière Piashtibaie, qui traverse la partie centrale de la région sous étude. De là, il descendit vers le Sud et traversa plusieurs lacs, dont les lacs de la Cabane Neuve et Beetz, pour se rendre jusqu'au village de Johan Beetz.

W. Erlenborn (1925), en 1924, fit une étude détaillée des gîtes de pegmatite de la Baie Quétachou, situés le long de la côte, à quelques milles au Sud de la région du lac Beetz.

En 1941, Retty (1944) explorait la région de la rivière Romaine inférieure, située à quelque huit milles à l'Ouest de la région du lac Beetz. Au cours de l'été 1942, Longley (1948) cartographia la région du lac Forget, dont l'angle Sud-Est touche celui du Nord-Ouest de la présente région.

En 1943, Claveau (1949a) a examiné la région du lac Wakeham située à l'Est de la région du lac Forget, donc au Nord de la moitié Ouest de la région du lac Beetz. Au cours du même été, Longley (1950) fit un relevé géologique de la partie de la rive Nord du golfe St-Laurent, comprise entre Mingan et Aguanish, soit une distance, en ligne droite, d'environ quatre-vingt-cinq milles.

En 1944, Claveau (1950) continua vers l'Est le relevé géologique que Longley avait terminé à Aguanish l'été précédent et se rendit ainsi jusqu'à la baie Washicoutai, soit une distance à vol d'oiseau

d'environ cinquante-cinq milles.

Au cours de l'été 1945, Claveau (1949b) fit un relevé géologique le long du cours supérieur de la rivière Romaine et de quelques-uns de ses tributaires, afin de continuer vers le Nord le travail commencé en 1941 par Retty (1944).

Des travaux furent aussi accomplis dans la région du lac Allard, situé à quelque vingt milles à l'Ouest de la région du lac Beetz. W. Bourret (1949) rapporte que, dès 1942, Kennecott Copper Corporation prit une option sur des claims miniers piquetés sur des dépôts d'ilménite et qu'en 1944, W.W. Longley examina quelques-uns de ces claims pour la dite compagnie. En 1946, Kenco Explorations Limited, une filiale de Kennecott Copper Corporation, fit d'autres travaux d'exploration qui amenèrent la découverte d'un important gisement d'ilménite. Tel que mentionné plus haut Quebec Iron and Titanium Corporation exploite aujourd'hui ce gisement depuis 1950.

Méthodes de travail

La mise en carte géologique a été faite à l'échelle d'un demi mille au pouce. Des cheminements au pas et à la boussole ont été conduits de façon systématique à des intervalles variant entre un demi et trois quarts de mille. Ces cheminements étaient orientés Est-Ouest afin de recouper les structures rocheuses dont la direction Nord-Sud est indiquée par la topographie. Les roches, qui affleurent sur les rives des principaux lacs et cours d'eau, ont été examinées en détail.

Les cartes de base dont nous disposions n'étaient pas très précises mais par la suite le travail fut reporté sur des cartes tracées d'après les photographies aériennes et fournies par le ministère des Mines de Québec.

Remerciements

Sur le terrain nous avons comme assistants en 1949: Owen Owens et Robin Burger gradués de l'université McGill, et André Leclerc étudiant en génie géologique de l'université Laval. Walter Harvey, Léonard Tanguay, Napoléon Harvey et William Gaudet, tous quatre de Johan Beetz, agissaient respectivement comme cuisinier et hommes de canot. En 1950, les assistants étaient Gerald Cooper étudiant post-gradué de l'université McGill, William Bonneville étudiant en génie géologique à l'université Laval et Roger Gingras aussi de l'université

Laval. Tous les membres du groupe se sont acquittés de leurs tâches respectives d'une façon très satisfaisante.

RESSOURCES NATURELLES

Forêt et agriculture

Les principales essences forestières de la région sont l'épinette et, en quantité moindre, le sapin et le bouleau. Il existe, à divers endroits, des peuplements d'arbres assez gros pour être utilisés comme bois de pulpe. Parfois certaines épinettes atteignent jusqu'à vingt-quatre pouces de diamètre à la souche et pourraient être utilisées comme bois de construction.

Les meilleurs peuplements de bois se rencontrent dans la partie centrale de la région: dans les environs du lac Tanguay, près de la rive Ouest du lac Ransonet, entre les lacs Beetz et de la Robe Noire, de même que sur la bande de terre séparant le lac Napoléon du lac Beetz, et le long de la branche maîtresse de la rivière Piashti au Nord du lac Piashti.

Il y a environ cinq ans, le feu a ravagé la partie Ouest de la région sur une étendue d'environ cent milles carrés.

Sur les sommets élevés, en raison de la faible épaisseur du sol, les arbres sont chétifs ou même complètement absents. Les glaciers continentaux du Pléistocène ont enlevé le sol pré-glaciaire pour le remplacer par des dépôts de faible épaisseur.

L'humus ne s'étant pas formé en quantité suffisante depuis la glaciation, la région semble impropre à la culture.

Chasse et pêche

Il y a de la truite dans les lacs Beetz, Piashti, de la Robe Noire, des Iles et Watshishou mais aucun poisson n'a été pris dans le lac Plat. A partir du lac Beetz, la truite se fait de plus en plus rare à mesure que l'on approche de la décharge du lac Wakeham.

Les caribous et les ours sont relativement rares; nous avons observé quelques pistes de ces animaux mais nous n'avons vu que trois caribous et un seul ours.

Les perdrix de savanes et les perdrix de Bois Francs sont

nombreuses dans la région. Le lièvre et le porc-épic sont relativement abondants.

Peu d'animaux à fourrure de valeur marchande ont été vus au cours de l'été. On a vu deux castors mais pas de cabanes récentes; les vestiges d'ouvrages de ces animaux sont assez nombreux sur les petits lacs mais ils datent déjà de quelques années. La rareté des castors est probablement le résultat d'une chasse trop intense. Le rat-musqué abonde mais nous n'avons vu que quelques traces de la présence de loutres et de visons.

PHYSIOGRAPHIE

Topographie

La région décrite est une pénéplaine soulevée qui est maintenant disséquée par de nombreuses vallées.

Une étude attentive des phénomènes topographiques de la région permet de se faire une très bonne idée de ses caractères géologiques. Chaque type de roche a une expression topographique qui lui est propre. Les dykes et les filons-couches de gabbro offrent une grande résistance à l'érosion et forment de hautes et longues collines dont les crêtes sont orientées à peu près Nord-Sud, tandis que les roches métasédimentaires plus tendres que le gabbro occupent le fond des vallées. Le granite résiste assez bien à l'érosion, et le batholithe que l'on trouve dans la partie Nord-Ouest forme de hautes terres occupant une superficie d'environ quatre-vingts milles carrés.

La forme topographique du batholithe de granite peut être attribuée à l'existence d'un système de joints pratiquement horizontaux très bien développés que l'on observe dans la plupart des affleurements, à moins que ces joints soient du type "sheet". Sur cette surface généralement ondulée, on trouve parfois des élévations isolées. Les principales buttes se trouvent à deux milles au Nord du lac Irène, où la roche sous-jacente est composée d'un mélange de gabbro, de roches métasédimentaires et de granite. Les roches métasédimentaires et le gabbro forment de grosses inclusions dans le granite et on observe aux endroits seuls où le gabbro prédomine, des collines formant un relief appréciable au-dessus des terrains granitiques avoisinants. On observe le même phénomène dans une étendue sise à un ou deux milles au Sud-Est du lac du Vent.

C'est surtout à l'Est et au Sud-Est du massif granitique que

L'influence de la nature des formations géologiques sur la topographie est la plus évidente. En effet on rencontre généralement dans cette région des collines allongées aux parois abruptes, bordées de talus (Planche I) à certains endroits, qui alternent avec des vallées étroites. Les collines ont la forme de "dos d'ânes" et se prolongent sur de grandes distances. L'altitude varié dans une même colline et, dans des coupes longitudinales, les lignes de crêtes décrivent des sinusoides de faible amplitude mais de grande période. La dénivellation entre le fond des vallées et les collines adjacentes varie entre 200 et 500 pieds mais elle atteint 600 pieds à certains endroits.

Dans les régions où la roche sous-jacente est métasédimentaire, il s'est produit aussi une érosion différentielle qui a laissé en relief les lits plus durs. On observe cela surtout dans la région comprise entre les lacs Beetz, Bellanger, des Iles et à la Croix mais ces collines ne sont jamais aussi élevées et persistantes que les collines de gabbro. Ces éléments physiographiques ont une direction parallèle à celle des formations c'est-à-dire à peu près Sud-Sud-Est dans la plupart des cas. Dans la région située à l'Ouest du lac Paquet, près du massif granitique, les collines suivent la direction du contact entre ce dernier et les autres roches de la région. L'orientation passe donc de Sud-Sud-Est à Sud pour continuer vers le Sud-Ouest en dehors de la région. On observe aussi une variation dans l'orientation des collines aux endroits où des plissements secondaires sont superposés au plissement principal. Ce phénomène peut être observé à 3 milles au Nord-Ouest du lac Piashti, au Sud du lac Plat, au Sud-Ouest du lac à l'Eau Claire, au Nord du lac à la Croix et dans la partie Nord du lac de la Robe Noire. C'est surtout à ce dernier endroit que le fait est le plus frappant car la colline forme la rive Nord du lac et s'avance sous forme de pointe dans le lac pour tourner brusquement et suivre une courbe que l'on peut facilement observer sur les photographies aériennes. Au Nord et au Sud du lac Piashti les collines ne sont pas aussi persistantes et leur orientation n'est pas aussi bien définie que dans les autres parties de la région. On remarque qu'à ces endroits la roche sous-jacente est presque exclusivement du gabbro dans lequel on trouve quelques lambeaux de roches sédimentaires.

La région prise dans son ensemble s'abaisse vers le Sud. Quelques déterminations d'altitudes, fournies par le Service Topographique d'Ottawa, indiquent que le plus haut sommet, situé à un mille au Sud du lac Plat, se dresse à 1,200 pieds au-dessus du niveau de la mer, tandis que le plus bas niveau est celui du lac Piashti, à 247

pieds d'altitude.

Les lacs ont une forme particulière suivant qu'ils se trouvent dans une région où la roche de fond est du granite, du quartzite ou du gabbro. Dans la région des roches granitiques, les lacs sont de deux types: les lacs de petite superficie occupent généralement des dépressions en forme de cuvette. Leurs rives sont plutôt basses et montent en pente douce vers les parties les plus élevées. Les lacs de grande superficie au contraire occupent de profondes dépressions. Les lignes de rivages sont généralement droites et changent de directions suivant des angles prononcés. Les berges sont abruptes et en plusieurs endroits elles forment des falaises verticales. Le lac Irène, avec sa forme en croix irrégulière et ses berges élevées, illustre très bien ce type de lacs. Les diaclases verticales, généralement très bien développées dans le granite, sont probablement le principal facteur qui détermine la forme de ces lacs. Là où la direction des diaclases est parallèle à la rive, les falaises sont verticales tandis qu'ailleurs les berges sont moins abruptes.

Dans la région où la roche de fond est composée d'un assemblage de lits métasédimentaires et de filons-couchés de gabbro, les lacs sont généralement longs et étroits et la direction de leur grand axe est parallèle à celle des formations géologiques. Tel que mentionné plus haut, ces lacs résultent de l'érosion différentielle du gabbro résistant et des roches métasédimentaires plus tendres ou de formations métasédimentaires de dureté différente. Lorsque les berges coïncident avec la ligne de contact entre les roches résistantes et les roches tendres, elles sont sous forme de falaises abruptes. Si au contraire la ligne de rivage est dans la roche tendre on observe une pente douce en bordure de la nappe d'eau jusqu'au contact qui est représenté par un escarpement abrupt. Les lacs Proulx et François (Planche II) sont de beaux exemples du cas où la ligne de rivage coïncide avec le contact tandis qu'un petit lac situé à un mille et demi à l'Ouest du lac Plat illustre le cas où la ligne de rivage est encore dans la roche tendre. Il existe cependant des endroits où l'on trouve des berges verticales composées de roches métasédimentaires. Ces falaises ne se prolongent pas sur de grandes distances à cause du caractère hétérogène des formations métasédimentaires lequel favorise l'action des agents d'érosion. Ainsi on trouve sur la rive Est de la baie Sud-Ouest du lac Gendron une falaise verticale composée de roches métasédimentaires dans laquelle les vagues ont creusé une caverne (Planche III) d'environ 35 pieds de profondeur par 15 pieds de hauteur.

La forme allongée et étroite des lacs est caractéristique de

la région où l'on trouve l'assemblage de roches métasédimentaires et gabbroïques, mais il existe des exceptions. Ces exceptions se rencontrent parmi les plus grands lacs de la région tels que les lacs de la Robe Noire, Beetz et Piashti. Ces lacs sont caractérisés par une ligne de rivage découpée en de nombreuses baies profondes et de longues pointes (Planche IV). On y trouve aussi un grand nombre d'îles, sauf au lac Piashti. Ces lacs résultent aussi d'une érosion différentielle mais aidée cette fois par les conditions structurales particulières des formations. Ces trois lacs sont traversés par les traces des trois plis majeurs de la région.

Au Sud-Est du lac Piashti la roche de fond est du gabbro. Les lacs qu'on y trouve occupent les dépressions irrégulières entre les collines de gabbro et leurs berges sont abruptes. On trouve aussi dans les filons-couches de gabbro de la partie Est de la région des lacs dont la forme étroite et allongée ressemble à ce qui a été décrit plus haut. La forme de ces lacs peut avoir pour origine l'enlèvement complet de grandes inclusions de roches métasédimentaires ou une érosion différentielle dans les filons-couches de gabbro. En effet, on a observé, sur la rive Ouest du lac Watshishou (Planche VI-A) et aussi en d'autres endroits, que certains filons-couches de gabbro sont composés de couches de duretés différentes.

Hydrographie

Tout l'égouttement de la région se fait vers le golfe St-Laurent par quatre principaux bassins de drainage. Ces bassins divisent la région en quatre bandes orientées à peu près Nord-Sud, et dont les frontières mutuelles sont des lignes ondulées.

La bande Ouest a une largeur variant de quatre milles à trois quarts de mille du Nord au Sud. Cette bande déverse ses eaux dans la rivière Corneille qui coule à l'Ouest de la région et qui se jette dans le St-Laurent à environ huit milles à l'Ouest de Johan Beetz.

La bande située à l'Est mesure environ trois milles et demi dans sa partie Nord et s'élargit graduellement en allant vers le Sud où elle mesure 5 milles de largeur. Les eaux des nombreux lacs de cette partie coulent vers le St-Laurent en empruntant le cours de la rivière Watshishou dont l'embouchure est à cinq milles et quart à l'Est de Johan Beetz.

Quant à la partie centrale de la région elle est elle-même divisée en deux bandes drainées respectivement par les rivières Petite

Piashti et Quétachou. La largeur de la première bande varie de 4 à 3 milles dans sa partie Nord et elle est d'environ 8 milles dans sa partie Sud. Celle qui est drainée par la rivière Quétachou mesure 11 milles de largeur dans sa partie Nord et 9 milles dans sa partie Sud. Tel que mentionné plus haut la Petite rivière Piashti se jette dans le Saint-Laurent à Johan Beetz tandis que la rivière Quétachou se déverse dans la baie Quétachou à trois milles à l'Est de ce village.

Il n'y a pas de système bien défini de rivières dans la région du lac Beetz. Une myriade de lacs, occupant généralement des vallées profondes, recueillent les eaux de drainage qui se déversent d'un lac à l'autre au hasard des dépressions grâce à des tronçons de rivières coupées par des rapides et des chutes (Planche V). Quelques-unes de ces chaînes de lacs ont reçu le nom de rivières parce qu'elles passent graduellement à des rivières typiques en approchant du golfe Saint-Laurent.

Histoire physiographique de la région

La région du lac Beetz occupe la partie Sud-Est du Bouclier canadien, décrit comme une vaste région en amphithéâtre et affectant la forme d'un "U" qui se dresse brusquement le long de sa marge extérieure et s'abaisse en pente douce vers le grand bassin central de la baie d'Hudson. Les caractères physiographiques généraux du Bouclier doivent donc se retrouver dans la région du lac Beetz puisqu'elle fait partie du Bouclier. L'histoire physiographique de celui-ci a été étudiée particulièrement par A.W.G. Wilson (1903), M.E. Wilson (1919) et Cooke (1929, 1931).

Nous n'avons trouvé aucune preuve directe que la région du lac Beetz ait été submergée au cours des ères post-précambriennes. Cependant il est très probable que les mers ordoviciennes et siluriennes aient envahi certaines parties de la région du lac Beetz, à cause des observations de Twenhofel (1927), Longley (1950) et Hammond (1946). Twenhofel (1927) a relevé des roches ordoviciennes jusqu'à 625 pieds d'altitude, sur l'île d'Anticosti, à 35 milles au Sud de la région du lac Beetz. Il en a relevé le long de la côte du Saint-Laurent aux environs de Havre Saint-Pierre et sur les îles Mingan où la dernière île composée de roches paléozoïques se trouve à quelque quinze milles au Sud-Ouest de la région du lac Beetz.

Le long de la rive du Saint-Laurent dans la région des îles Mingan, la limite Est des formations paléozoïques se trouve à la pointe Sauvage. Cependant Longley (1950) a trouvé, jusqu'à vingt milles en aval de cette pointe, soit à quinze milles au Sud de la région, des dykes de grès remplissant des fractures dans le complexe précambrien sous-jacent; ces grès sont semblables à ceux des couches de base des formations paléozoïques de Mingan. Selon Longley (ibid.) également, le sommet du mont Sainte-Geneviève, à 15 milles au Sud-Ouest de la région, est recouvert de roches ordoviciennes,

à 332 pieds au-dessus du niveau de la mer.

Enfin Hammond (1946) a trouvé des roches d'âge Black River aux lacs Manicouagan et Mouchalagan, à quelque 235 milles à l'Ouest-Nord-Ouest de la région, à des altitudes respectives de 685 et 830 pieds (selon la carte géologique du Nouveau-Québec, 1929). La distance, qui sépare la région du lac Beetz de ces deux lacs, est considérable. Toutefois, d'après les observations qui précèdent, on peut raisonnablement supposer qu'une partie au moins de la région du lac Beetz ait été submergée par la mer ordovicienne. Certaines parties de la région sont à une altitude inférieure à 625 pieds et le lac Piashti par exemple n'est qu'à 247 pieds au-dessus du niveau de la mer.

A.W.G. Wilson (1903) fait remarquer que la surface uniforme du Bouclier canadien tronque la structure des roches métamorphiques, ignées ou sédimentaires, quelle que soit leur dureté ou leur attitude, et c'est là le caractère distinctif d'une pénéplaine. Dans la région du lac Beetz, il existe une surface uniforme qui recoupe les sommets de même dureté seulement. La dissection de cette surface par de nombreuses vallées, au fond desquelles on trouve des rivières remplies de chutes et de rapides (Planche V) ou des lacs étroits et allongés (Planche II), indique un drainage au stade de jeunesse. Ces deux caractères physiographiques ne peuvent appartenir à un même cycle géomorphologique. Il faut que la région ait subi d'abord une pénéplénation suivie d'un soulèvement qui a causé une réjuvenation des cours d'eau préexistants. A l'effet du soulèvement s'est ajouté celui d'une glaciation qui détermine en certains endroits le développement d'un nouveau système de drainage. Dans la région du lac Beetz, il est difficile d'affirmer si telle ou telle partie du système de drainage est due à de l'érosion normale à la suite d'un soulèvement ou à une glaciation, mais il y a quelques endroits où l'on peut reconnaître l'action de l'un ou de l'autre des deux facteurs.

Il existe dans la région une vallée bien définie occupée par le lac du Vent, une partie du lac Irène et un petit ruisseau dont la source se trouve au Nord du lac Irène. L'action érosive des eaux de ce petit ruisseau et de ces deux lacs n'est pas assez grande pour avoir creusé cette vallée. Nous croyons que le creusement de cette vallée et de plusieurs autres moins bien définies remonte à une période pré-glaciaire. Le bras Ouest de la rivière Quétachou, avec ses parties encaissées et ses chutes et rapides multiples (Planche V) creusés dans le roc semble bien être une rivière rajeunie.

Les faits qui précèdent permettent donc de conclure que la

pénépléation de la région du lac Beetz a été suivie d'un soulèvement antérieur à la glaciation lequel a causé un rajeunissement du système de drainage préexistant.

Il n'y a aucune indication dans la région du lac Beetz qui permette de déterminer l'âge du soulèvement. Plusieurs auteurs (e.g. Cooke, 1929) considèrent que le soulèvement de la pénéplaine laurentienne s'est produit au Pliocène. Kay (1942) dans un travail sur la partie Sud du Bouclier indique le Crétacé supérieur ou le Tertiaire inférieur comme âge possible du soulèvement. Claveau (1944) dans son étude sur la région des lacs Forget et Wakeham est enclin à placer le soulèvement entre les deux estimés donnés par Cooke et Kay.

La glaciation pléistocène, qui affecta le Bouclier canadien, n'a pas épargné la région du lac Beetz et l'un de ses effets physiographiques a été de modifier en certains endroits le système de drainage préexistant. Ainsi à l'extrémité Sud du lac Watshishou il y a un dépôt de till qui empêche le lac de s'écouler vers le Sud et l'oblige à déverser ses eaux dans le lac Holt situé à l'Est. Le sommet de ce dépôt est à 5 pieds environ au-dessus du niveau du lac et, à 50 pieds au Sud, un petit ruisseau coule lentement vers le Sud. Il est probable qu'une partie du débit de ce ruisseau provient des eaux du lac Watshishou qui s'infiltrent à travers le till. Ce petit cours d'eau va joindre le lit de la rivière Watshishou à trois milles et demi plus au Sud.

La région du lac Beetz ne fournit pas de preuve certaine de mouvements épéirogéniques depuis le Pléistocène. Cependant on sait, d'après les travaux de Cooke (1929), que le Bouclier en général a subi de tels mouvements.

Dans la baie Nord-Ouest du lac Beetz, une terrasse composée d'argile s'élève à quelque quinze pieds au-dessus du niveau du lac. Cette terrasse visible sur une distance de 75 pieds est à une altitude de 385 pieds au-dessus du niveau de la mer mais on n'y a trouvé aucun fossile. Elle peut devoir son origine soit à la mer Champlain soit au lac Beetz. En effet, le glacier lors de son retrait a pu laisser des dépôts qui auraient bloqué la décharge du lac Beetz et ainsi fait monter le niveau du lac pour lui permettre de former cette terrasse. Ces dépôts glaciaires ont pu par la suite être enlevés par l'érosion.

En résumé, l'histoire physiographique de la région du lac Beetz est la suivante: aux temps précambriens l'érosion sub-aérienne transforme la surface en une pénéplaine. Des mouvements oscillatoires

de faible amplitude permettent aux mers ordovicienne et silurienne d'envahir au moins une partie de la région pour y déposer des sédiments. Les mêmes mouvements ensuite obligent la mer à se retirer. Par la suite, l'érosion sub-aérienne s'attaque de nouveau à la région, et enlève le couvert de roches paléozoïques qui la recouvre en partie. Cette période d'érosion se prolonge jusqu'au Pliocène où se produit un soulèvement d'environ 1,200 pieds. Ce soulèvement cause la réjuvenation des cours d'eaux et à ce moment commence un nouveau cycle géomorphologique. Au Pléistocène le glacier continental venant du Nord recouvre la région. Il accentue le relief préexistant, modifie le système de drainage et oblige la région à s'enfoncer sous l'action du poids de la glace. Le glacier rétraite ensuite vers le Nord, et la mer Champlain submerge une partie de la région et y forme des terrasses. Après le retrait du glacier, le continent tend à reprendre son équilibre isostatique en se soulevant lentement. Ce soulèvement a été de 360 à 590 pieds mesurés par rapport au niveau actuel de la mer, mais pour avoir le soulèvement réel il faudrait connaître aussi l'amplitude des oscillations qui ont probablement affecté le fond de la mer à cette époque et qui faisaient varier le niveau de la mer. La région continue à se relever de nos jours et elle devra se soulever encore de 600 pieds avant d'atteindre le niveau qu'elle occupait à la fin du Pliocène.

GEOLOGIE GENERALE

Tableau des Formations

Cénozoïque (Pléistocène ou Récent)	Argile, sable, gravier, blocs erratiques	
Grande Discordance		
Précambrien	Roches intrusives	Granite rose à biotite, pegmatite
		Contact d'intrusion
		Gabbro frais; gabbro altéré comprenant un gabbro à ouralite, un facies dioritique, un gabbro gneissique et un gabbro schisteux
	Contact d'intrusion	
Roches métasédimentaires	Quartzite calcaireux; phyllite Quartzite blanchâtre Quartzites impurs et roches apparentées comprenant un quartzite vitreux, un quartzite peu recristallisé, un quartzite noirâtre, un schiste quartzifère micacé, un quartzite à hématite et rutile, un gneiss à biotite, et une cornéenne à cordiérite	

Toutes les roches consolidées de la région sont d'âge précambrien.

Les quatre cinquièmes de la région ont comme roches de fond un assemblage de roches métasédimentaires et de gabbro altéré. Ce dernier forme surtout de grands filons-couches mais aussi des dykes et de petites masses discordantes. Les roches métasédimentaires couvrent une superficie légèrement inférieure à la moitié de la région. Le reste du territoire cartographié est occupé par des granites appartenant à deux massifs. L'un, d'une étendue minimum de 80 milles carrés, se prolonge en dehors des limites Nord et Ouest de la région (Longley 1948 et Claveau 1949a). L'autre masse de granite, plus petite que la première, et probablement reliée à celle-ci en profondeur, se trouve dans la partie Sud-Ouest et se prolonge au delà de la limite Sud de la région.

L'intrusion gabbroïque semble cotectonique, i.e. contemporaine au plissement des roches métasédimentaires, sans qu'il soit possible de préciser à quel stage du plissement le gabbro s'est introduit.

Le granite est plus récent que le gabbro (Planches VI-B et VII-A) et les roches métasédimentaires (Planche VII-B). La plus grande partie de l'altération observée dans le gabbro semble avoir été causée par le granite car elle est plus marquée au voisinage de ce dernier.

Les roches métasédimentaires sont en général moins altérées que le gabbro probablement parce qu'elles sont composées surtout de quartz. Cependant on trouve dans certaines formations moins siliceuses des minéraux tels que de la scapolite et de la cordiérite dont la présence est attribuée à l'effet de l'intrusion granitique.

Roches métasédimentaires

Aperçu général

On ne connaît pas dans la région de roches plus anciennes que les roches métasédimentaires.

La succession stratigraphique n'est évidente que dans le synclinal du lac de la Robe Noire, dans la partie Nord de la région. Sur le flanc Ouest de ce synclinal, au Nord du lac Beetz, on peut distinguer trois unités lithologiques. L'unité inférieure se compose

surtout d'un quartzite impur et d'un peu de schiste quartzifère micacé, mais contient aussi de faibles quantités de quartzite à hématite et rutile, et de gneiss à biotite. Ces roches occupent une bande de quatre milles de large, adossée au batholithe de granite. Cependant la succession stratigraphique dans cette partie du synclinal est confuse à cause de plissements secondaires.

L'unité intermédiaire se compose presque entièrement d'un quartzite blanc à grain fin. Elle affleure sur une largeur de deux milles. L'unité supérieure est caractérisée par un quartzite calcareux, interstratifié ici et là avec de minces lits phylliteux. En plus ce groupe contient beaucoup de quartzites blancs identiques à celui du groupe intermédiaire; sa largeur d'affleurement est d'environ quatre milles et demi.

Les différents types de roches qui composent ces trois groupes se retrouvent dans toute la région. Les corrélations établies cependant ne peuvent être considérées comme définitives, car il n'existe pas de véritables lits-repères dans aucun de ces groupes. Sur le flanc Est du synclinal du lac de la Robe Noire, on retrouve successivement les roches des unités supérieure et intermédiaire. Près de la limite Est de la région, on trouve des lits de quartzite impur à quelques endroits; il est donc possible que des roches semblables à celles de l'unité inférieure affleurent à l'Est de cette région. On trouve aussi le groupe intermédiaire entre les axes de l'anticlinal du lac Beetz et du synclinal du lac Piashti. A l'Ouest de l'axe du synclinal du lac Piashti, les roches de l'unité inférieure prédominent.

Les groupes passent de l'une à l'autre sans discontinuité lithologique. Ils sont d'origine marine, car les roches qui les constituent sont bien triées, de composition uniforme sur de vastes étendues, montrent des stratifications entrecroisées et des "ripple marks" à plusieurs endroits (Planches VIII A-B).

Quartzites impurs et roches apparentées

Les principales variétés de roches du groupe inférieur sont un quartzite vitreux, un quartzite peu recristallisé, un quartzite noirâtre, un schiste quartzifère micacé, un quartzite à hématite et rutile, un gneiss à biotite et une cornéenne à cordiérite. En plusieurs endroits les divers types de quartzites impurs sont interstratifiés avec de minces lits de schistes quartzifères micacés.

Quartzite vitreux

Le quartzite vitreux, trouvé à quelques endroits au voisinage du batholithe de granite, est une roche holocristalline et massive dont les lits épais sont difficiles à reconnaître à cause de la recristallisation. C'est une roche grise à grain moyen, d'apparence vitreuse sur cassure fraîche.

Sous le microscope, on remarque l'interpénétration intime des cristaux irréguliers de quartz (Planche IX-A), indice d'une recristallisation avancée. La roche se compose en moyenne de 85 pour cent de quartz, de 5 pour cent de feldspath potassique et de 10 pour cent de minéraux comprenant l'épidote, la chlorite, le grenat, la muscovite, la biotite, la magnétite et le sphène. Cependant on ne trouve pas nécessairement tous ces derniers minéraux accessoires dans chacune des coupes minces.

Les grains de quartz ont un diamètre moyen d'environ 3 millimètres tandis qu'en général les diamètres respectifs des autres minéraux varient entre 0.1 et 0.4 de millimètre. On trouve ces derniers minéraux dans les interstices entre les grains de quartz mais certains d'entre eux tels que le feldspath, la chlorite, le grenat et la magnétite sont inclus dans les grains de quartz à certains endroits.

La composition du quartzite vitreux, les vestiges de stratification qu'on y trouve, et son interstratification avec d'autres roches sédimentaires moins métamorphisées laissent peu de doute quant à son origine sédimentaire.

De toutes les roches métasédimentaires, le quartzite vitreux est la plus recristallisée (Planche IX-A). Comme on ne trouve le quartzite vitreux qu'au voisinage du batholithe de granite, cette recristallisation est sans doute un effet du métamorphisme de contact. Tous les lits ne sont pas également recristallisés cependant.

Quartzite peu recristallisé

Les "quartzites peu recristallisés" sont finement grenus, rugueux, et ressemblant à des grès. Les couleurs sont gris pâle, gris foncé et noire. La variété gris pâle est semblable au membre de quartzite blanchâtre décrit plus loin. De plus, cette variété se présente généralement en lits de deux ou trois pieds d'épaisseur et même davantage tandis que la variété foncée est en lits de quelques pouces d'épaisseur seulement. On observe à plusieurs endroits dans la variété pâle des couches noires d'environ 1/32

de pouce d'épaisseur qui doivent leur couleur à une forte proportion d'hématite et de magnétite. Ce sont des couches de ce genre que l'on trouve dans les lits qui montrent une structure de stratification entrecroisée. Le quartzite peu recristallisé affleure à des points fort distants les uns des autres: par exemple, un affleurement est situé à un mille et trois quarts au Sud du lac Léonard et un autre à un mille à l'Est de l'extrémité Sud du lac Ransonet. Dans le granite, à un demi mille à l'Ouest du lac du Feu, il y a une enclave composée de quartzite peu recristallisé. Cette enclave est trop petite pour être indiquée sur la carte. On a groupé aussi avec ces roches un quartzite noir qui affleure sur la rive Ouest du lac Watshishou à trois milles et quart de son extrémité Sud et un autre semblable trouvé à un mille et demi au Sud du premier affleurement. Ce quartzite noir a une texture psammitique peu apparente mais l'étude microscopique de cette roche justifie son classement avec les quartzites peu recristallisés.

Sous le microscope, on note que les textures ne sont pas les mêmes dans toutes les coupes minces à cause du degré différent de recristallisation et aussi à cause des compositions différentes. Certaines coupes minces montrent une texture granoblastique dans laquelle les grains, à peu près tous de même dimension, sont juxtaposés les uns aux autres mais non suturés (Planche IX-B). Dans d'autres coupes minces, la texture est caractérisée par des grains anguleux et subanguleux de quartz distribués dans une matrice à grain plus fin, très riche en quartz, en mica et aussi en carbonate dans certains cas (Planche X-A). Cette texture est semblable à celle qui est commune aux roches sédimentaires psammitiques en général. Dans les divers types de quartzite peu recristallisé, le quartz varie entre 65 et 80 pour cent. Certaines variétés contiennent jusqu'à 20 pour cent de feldspaths partagés entre le microcline, l'orthose et un plagioclase dont la composition est comprise entre An_{31} et An_{34} . Par contre les variétés les plus riches en micas et en épidote contiennent peu de feldspaths. On trouve aussi dans le quartzite peu recristallisé de la biotite, de la muscovite, un peu de chlorite, de l'épidote et du carbonate. Le pourcentage des micas et de l'épidote réunis varie entre 5 et 30 pour cent tandis que le carbonate compose jusqu'à 15 pour cent de la roche dans certains cas. Les minéraux accessoires sont le rutile, le sphène, la tourmaline, l'hématite et la magnétite.

Dans les coupes minces à texture granoblastique (Planche IX-B) le quartz est en grains clairs d'un diamètre moyen d'environ 0.2 de millimètre. Les plus gros mesurent jusqu'à 0.6 de millimètre et les plus petits 0.08 de millimètre. Dans les coupes minces caractérisées

par une texture d'apparence psammitique (Planche X-A), on observe la même variation en ce qui concerne la dimension des grains. Cependant dans ce dernier cas les grains de quartz de grosseur moyenne sont distribués dans une matrice composée d'un fort pourcentage de mica, d'un peu d'épidote et de carbonate dans certaines coupes, et de petits grains de quartz. Dans toutes ces roches, le diamètre moyen des minéraux est généralement inférieur à celui des grains de quartz.

Les feldspaths sont beaucoup plus altérés en séricite dans les coupes minces à texture psammitique que dans celles à texture granoblastique.

Tel que mentionné plus haut, la texture de cette roche est variable. Dans certains cas on observe une texture granoblastique dans laquelle les grains sont libres et ne s'interpénètrent qu'à de rares endroits (Planche IX-B). Par contre, la roche à texture d'apparence psammitique ressemble à un grès ou à une grauwacke dont la matrice argileuse ou argilo-calcaire, dans certains cas, aurait été transformée en micas, chlorite et zoisite par un faible métamorphisme qui aurait causé la recristallisation des carbonates présents. On trouve aussi des roches dont la texture se classe entre ces deux extrêmes. Il semble exister une gradation entre une roche sédimentaire dont la matrice seulement est recristallisée et peut-être transformée au point de vue minéralogique, et une roche sédimentaire complètement recristallisée mais dans laquelle les grains sont presque tous libres. La différence dans le degré de recristallisation est peut-être due à la différence dans la composition originelle de la roche. Il y a une autre explication possible: ces différentes textures pourraient résulter de l'altération des feldspaths en séricite et en épidote dans les lits à plus fort pourcentage de feldspaths, mais cette hypothèse nous semble peu probable.

Quartzite noirâtre

Le quartzite noirâtre affleure à quelques endroits seulement. Les échantillons typiques de cette roche ont été prélevés dans le synclinal situé au Nord du lac Ransonet, à un mille à l'Est de l'extrémité Nord du lac Plat. La stratification est peu ou pas visible et, aux endroits où elle a été observée, l'épaisseur des lits semble comprise entre un pouce et trois pieds. Le grain varie de très fin à fin et dans les affleurements où la structure est massive la roche se distingue difficilement du gabbro à grain fin.

Sous le microscope, la texture du quartzite noirâtre est générale-

ment granoblastique mais dans quelques coupes minces on distingue un certain alignement des minéraux constituants. L'interpénétration des grains est aussi assez bien marquée.

La composition de cette roche est variable. Elle contient généralement un fort pourcentage de quartz en grains anguleux ou irréguliers dont le diamètre moyen est de 0.2 de millimètre dans certains cas et de 0.1 de millimètre dans d'autres.

L'orthose, en grains anguleux de 0.2 de millimètre, est présent dans une coupe mince tandis que du microcline légèrement séricitisé est visible dans plusieurs coupes minces. Le pourcentage des feldspaths potassiques dépasse rarement 10 pour cent.

Les interstices entre les grains de quartz et de feldspath sont remplis par de la biotite, de la muscovite, de la magnétite et dans certains cas par un peu de zoïsite. La biotite brune à verte se présente dans toutes les coupes minces et elle a tendance à former des cristaux idioblastiques. La muscovite incolore est distribuée sous forme de fines paillettes aux contours irréguliers. La magnétite est en cristaux xénoblastiques dont le diamètre moyen est compris entre 0.04 et 0.1 de millimètre mais certaines coupes sont comme poivrées de grains ayant moins de 0.01 de millimètre. Quant à la zoïsite elle ne se trouve qu'en petite quantité dans une seule coupe mince. Elle forme des agglomérations de cristaux xénoblastiques de 0.06 de millimètre de diamètre.

A l'origine cette roche était probablement un grès ou un microgrès à matrice argileuse. Sous l'effet du métamorphisme la matière argileuse s'est transformée en micas et le quartz a recristallisé. On écarte ici la possibilité de l'altération des feldspaths comme source des micas. En effet, les micas ne forment pas de paquets rappelant les formes de feldspaths disparus. Au contraire les micas sont distribués uniformément entre les grains de quartz et à certains endroits des bandes riches en mica alternent avec des bandes riches en quartz. Le quartzite noir passe graduellement à un schiste quartzifère micacé par augmentation graduelle du pourcentage de mica.

Schiste quartzifère micacé

Le schiste quartzifère micacé se trouve surtout dans les étendues où affleurent les quartzites impurs; cependant on le trouve aussi dans les autres régions, sous forme de minces couches interstratifiées avec les autres roches métasédimentaires. Les affleurements de schiste quartzifère micacé sont beaucoup moins nombreux que ceux de

nombreux que ceux de quartzite impur. Comme la résistance du schiste à l'érosion est beaucoup plus faible que celle du quartzite impur, il se peut que le fond de plusieurs vallées, occupé par des lacs ou recouvert de mort-terrain, soit composé de schiste quartzifère micacé. Les principaux affleurements de schiste quartzifère micacé sont sur la rive Est de la pointe Sud du lac Plat, et sur la rive Ouest de la baie Sud-Ouest du lac Hamel. On a aussi trouvé un schiste à séricite sur les deux îles du lac Watshishou, situées à environ deux milles au Sud de la limite Nord de la région.

Le schiste quartzifère micacé est une roche gris foncé, à grain très fin. A première vue, la roche semble massive mais un examen plus attentif révèle une schistosité dont les plans ont un reflet micacé caractéristique. La schistosité semble parallèle à la stratification primitive dans la plupart des cas. Sur la petite île située près de la rive Ouest du lac Napoléon, à un mille et quart au Sud de l'extrémité Nord du lac, il y a deux schistosités. La première est parallèle à la stratification de la roche tandis que la deuxième fait un angle d'environ 15° . Les plans des deux schistosités forment un angle dièdre d'environ 40° .

Le schiste à séricite est une roche coupée par une excellente schistosité. Elle est gris foncé en surface mais sur cassure fraîche les plans de schistosité possèdent un beau lustre verdâtre.

Dans la plupart des coupes minces, la texture de la roche consiste en un agrégat granoblastique dans lequel sont distribués uniformément des cristaux de mica. Dans certaines coupes minces les minéraux feuilletés apparaissent en bandes larges de 0.4 à 3 millimètres séparés par des bandes riches en quartz. Les paillettes de mica sont orientées généralement suivant des plans parallèles aux bandes. Dans certaines coupes, l'orientation des paillettes de mica est variable dans une même bande et cette variation graduelle de l'orientation forme des sinusoïdes ou ondulations. Ces sinusoïdes représentent des plissements non visibles à l'oeil nu. On a étudié deux coupes minces provenant de roches constituées de bandes quartzieuses et micacées et présentant les mêmes sortes de plissements à plus grande échelle. L'un des échantillons provient de la rive Est de la baie Sud-Ouest du lac Hamel et à cet endroit les plans axiaux des plissements sont parallèles aux bandes. Dans le second, prélevé sur l'île du lac Napoléon, les plans axiaux font un angle de 40° avec les bandes. On note aussi une augmentation de la proportion de mica le long des flancs des plissements expliquant ainsi la présence de la deuxième schistosité de cette roche.

La composition du schiste quartzifère micacé est caractérisée par un pourcentage de quartz variant entre 55 et 75 pour cent. C'est aux grains de quartz anguleux de 0.1 de millimètre de diamètre que l'on doit la texture granoblastique de certaines bandes. La roche contient aussi de 40 à 20 pour cent de micas répartis inégalement entre la biotite, la muscovite et la séricite. On trouve un peu de microcline, de l'orthose, de l'épidote, de la tourmaline, de l'apatite, du sphène, de l'hématite et de la magnétite, mais ces derniers minéraux ne sont pas présents dans toutes les coupes minces.

Dans certaines coupes minces, la biotite est en plus grande quantité que la muscovite, tandis que dans d'autres ce dernier mica prédomine. Dans certains cas, on observe une transformation graduelle de la muscovite en biotite. En effet, le centre de quelques cristaux est composé de muscovite incolore tandis que les bords et les zones dans le voisinage des clivages sont composés de biotite pléochroïque.

Le schiste quartzifère micacé tel que décrit plus haut est une roche sédimentaire qui a été transformée par un faible métamorphisme. Comme les autres roches de l'ensemble sédimentaire, il contient beaucoup de quartz et garde des vestiges d'une stratification primitive.

Généralement lorsque le quartz recristallise sous l'effet du métamorphisme, on observe une augmentation du diamètre moyen des grains. Il est donc logique de supposer que dans le sédiment qui a donné naissance au schiste actuel le diamètre moyen des grains de quartz était égal ou probablement inférieur à 0.1 de millimètre. D'après la classification de Wentworth (1922), le sédiment aurait été un sable très fin, un limon ou une argile. Ce matériel aurait été composé d'un fort pourcentage de quartz auquel s'ajoutait un pourcentage plus faible de minéraux argileux. Sous l'effet du métamorphisme, le quartz a recristallisé, tandis que les minéraux argileux ont donné naissance à la muscovite et la biotite.

Il est possible que les schistes quartzifères micacés, que l'on trouve généralement dans la zone voisine du granite, soient l'équivalent plus métamorphisé de la phyllite décrite plus bas et trouvée plus à l'Est. Les deux types de roches se présentent sous forme de minces lits interstratifiés avec les quartzites ou localement sous forme d'affleurements de peu d'étendue. La proximité du granite pourrait expliquer le degré de métamorphisme plus élevé dans le schiste quartzifère.

Quartzite à hématite et rutile

Le quartzite à hématite et rutile affleure à deux milles et quart au Sud-Ouest du lac du Cap. On en trouve aussi à d'autres endroits tels que sur une île de la baie Nord-Ouest du lac Plat, sise à environ un demi-mille au Sud de la limite Nord de la région et près de la rive Ouest de la baie.

Le quartzite à hématite et rutile montre une interstratification régulière de bandes noires et blanches dont l'épaisseur moyenne est d'environ 1/32 de pouce. A certains endroits, l'alternance de ces bandes est moins régulière et des bandes blanches de 1/8 de pouce ou plus d'épaisseur sont séparées par des bandes noires de 1/32 de pouce ou moins. On a trouvé à trois endroits des bandes noires ayant respectivement quatre, trois et deux pouces d'épaisseur.

Les bandes blanches sont composées d'un agrégat granoblastique de quartz et les bandes noires, de grains d'hématite aux contours irréguliers auxquels sont associés des grains de rutile ou de sphène. Prise comme un tout, la roche possède la composition suivante:

Quartz:	60 à 70 pour cent
Hématite:	13 pour cent au moins
Rutile:	Trace à 13 pour cent
Sphène:	Trace à 8 pour cent
Feldspath:	5 pour cent

Biotite:	
Muscovite:	minéraux
Apatite:	accessoires
Zircon:	
Magnétite:	

Le quartz, dont le diamètre moyen est 0.1 de millimètre, est le produit d'une recristallisation de la silice qui composait la roche sédimentaire primitive. L'hématite a tendance à enrober les grains de rutile ou de sphène; on note que dans les coupes minces contenant le plus fort pourcentage de sphène, le rutile est en petite quantité et vice versa.

L'association de l'hématite et du quartz et la finesse du grain pourraient suggérer qu'à l'origine le quartzite à hématite et rutile était un chert ferrugineux.

On explique facilement l'hématite des roches sédimentaires par une précipitation chimique ou colloïdale d'oxydes ferriques; mais l'oxyde de titanium y est rarement associé. L'absence ou le faible pourcentage de titanium dans les gîtes sédimentaires d'hématite n'est pas une preuve définitive que cet élément ne puisse précipiter chimiquement avec l'hématite dans la nature, car cette absence ou ce faible pourcentage peuvent s'expliquer par la pauvreté ou l'absence de titanium dans les roches qui servaient de source d'approvisionnement pour le fer. Mais aussi on ne connaît pas de dépôts considérables de minéraux de titanium qui soient des sédiments précipités chimiquement.

Cette concentration d'hématite, de rutile et de sphène dans le quartzite étudié pourrait donc s'expliquer plus facilement par des processus entièrement physiques. Les minéraux ont pu se concentrer lors de leur transport et de leur déposition par des cours d'eau.

La présence de stratification entrecroisée s'explique aussi plus facilement par une déposition mécanique que par une précipitation chimique ou même colloïdale. Il est possible aussi que le fer ait été transporté sous forme de magnétite qui se serait par la suite changée en hématite sous l'effet du métamorphisme.

Le rutile et le sphène de ce quartzite ont pu se déposer sous leur propre forme; il est possible aussi que le sphène soit le produit d'altération du rutile ou vice versa. Par ailleurs le titanium et le fer proviennent peut-être de grains d'ilménite détritiques ou de magnétite titanifère qu'une altération subséquente aurait transformé en sphène, rutile et peut-être aussi en hématite. Enfin le titanium a pu aussi à l'origine se déposer sous forme de brookite pour donner du rutile ou du sphène (Rankama et Sahama, 1950; Clarke, 1924). Mais la transformation de la brookite ou du rutile en sphène ne serait rendue possible que par la présence ou l'apport de calcium dans les sédiments originels.

L'étude du quartzite discutée ici n'a fourni aucune indication en faveur de l'une ou l'autre de ces hypothèses. Cependant une observation nous permet de rejeter partiellement l'hypothèse de la transformation du sphène en rutile. Si le rutile provient de sphène détritique primitif, les coupes minces à forte teneur de rutile devraient contenir une plus forte proportion de minéraux riches en calcium. En effet, le sphène se transforme en rutile avec rejet de calcium. Or les coupes minces à forte teneur de rutile ne sont pas plus riches en minéraux calciques que les coupes minces à forte teneur de sphène.

La recristallisation de la silice primitive de cette

roche a oblitéré la stratification originelle. Cependant, l'interstratification des bandes à hématite et des bandes à quartz nous permet de déceler des vestiges de stratification primitive à certains endroits. Nous avons relevé aussi quelques structures de stratification entrecroisée.

Gneiss à biotite

Ce nom a été donné à une roche noirâtre légèrement gneissique et à grain fin, qu'on trouve à peu d'endroits dans la région. La description suivante est basée sur deux affleurements. Le premier se trouve au centre de la rive Ouest du lac situé à l'Ouest du lac Ransonet tandis que le second se trouve à un mille au Sud de la baie Sud-Ouest du lac Plat. Dans le premier cas, la roche est interstratifiée avec le quartzite impur et la foliation du gneiss est parallèle à la stratification du quartzite. Dans le deuxième cas le contact entre le gneiss et le quartzite impur qui affleure à 20 pieds à l'Ouest et à 75 pieds à l'Est est caché par le mort-terrain.

On note des différences marquées dans les deux coupes minces du gneiss à biotite qui ont été étudiées; c'est pourquoi elles sont décrites séparément.

Dans la première, c'est-à-dire celle qui provient de la localité sise à l'Ouest du lac Ransonet, la structure gneissique résulte d'une alternance de bandes schisteuses avec des bandes à texture granoblastique dont les grains ont en moyenne 0.04 de millimètre de diamètre. Il y a aussi des lentilles et des veines à texture granitique ou granoblastique, le diamètre moyen des grains étant d'environ 0.04 de millimètre. Ces lentilles et ces veines sont parallèles à la gneissosité de la roche.

Cette roche se compose d'environ 60 pour cent de quartz, 10 pour cent de microcline et d'un plagioclase non identifié, 18 pour cent de biotite, 7 pour cent de minéraux opaques et d'un peu de séricite, de chlorite, d'épidote, de tourmaline, d'apatite et de carbonate. Les lentilles et les veines sont composées d'un fort pourcentage de quartz, de microcline, d'un peu d'épidote et de carbonate.

L'échantillon de la deuxième localité est gneissique comme celui de la première localité mais ne contient pas de veines et de lentilles à gros grains. Le diamètre moyen des grains est de 0.1 de millimètre.

La roche se compose de 15 pour cent de quartz, de 55 pour

cent de microcline, d'orthose et de plagioclase, 15 pour cent de biotite, et 10 pour cent de chlorite. On y trouve aussi en petites quantités du sphène, de l'apatite, de la tourmaline et des minéraux opaques.

Le microcline, en grains clairs, est le feldspath dominant, puis vient l'orthose légèrement altéré en séricite et le plagioclase non identifié qui est aussi très altéré en séricite et dans lequel on distingue difficilement les macles de l'albite.

La description qui précède indique que le gneiss à biotite est une roche métamorphique dans laquelle il y a eu, à certains endroits, injection de matériel granitique sous forme de veines et de lentilles parallèles à la gneissosité.

Cornéenne à cordiérite

La cornéenne (hornfels) n'a été trouvée qu'à un seul endroit dans la région. Cet affleurement se trouve sur la rive Est du lac situé à l'Ouest du lac Napoléon. La roche est gris foncé, à grain fin et la surface des affleurements laisse voir des porphyroblastes de forme ovoïde, en relief. Le grand diamètre des porphyroblastes varie d'une fraction de millimètre à 5 millimètres. Les parois des cavités laissées par l'enlèvement des porphyroblastes présentent un reflet micacé.

En coupe mince, la texture porphyroblastique est plus frappante encore. Les ovoïdes de cordiérite sont enchâssés dans une matrice composée surtout de quartz et de mica en grains de 0.06 de millimètre.

Dans une coupe mince la roche se compose d'environ 20 pour cent de cordiérite, 40 pour cent de quartz avec un peu de feldspath non identifié, 35 pour cent de biotite, 3 pour cent de muscovite et de minéraux accessoires tels que tourmaline, apatite, rutile, grenat avec un ou plusieurs minéraux opaques. Le pourcentage de cordiérite dans l'ensemble de la roche est inférieur à celui observé dans la coupe mince.

La cordiérite est poeciloblastique et contient des inclusions de quartz, de mica et de rutile. On observe dans certains cristaux des auréoles pléochroïques jaunes suivant X et incolores suivant Y. Les porphyroblastes sont de plus enveloppés d'une couche riche en micas.

La cornéenne à cordiérite a passé par plusieurs transformations successives. L'association des minéraux et leur proportion relative indiquent que le sédiment originel contenait un fort pourcentage de quartz et aussi un fort pourcentage de matériel argileux. Au cours de la recristallisation, le diamètre des grains de quartz n'a probablement pas diminué mais au contraire il a plutôt augmenté légèrement. C'est dire que les grains actuels, dont le diamètre est d'environ 0.06 de millimètre, sont de la classe des sables très fins, près de la limite supérieure des silts d'après la classification du Bureau des Sols des Etats-Unis (Pettijohn, 1949). Avant la recristallisation le diamètre était probablement de la classe des silts. La composition minéralogique d'un silt moyen, telle que calculée par Grout (1925), est la suivante: quartz 36.7 pour cent, kaolinite et minéraux argileux 7.5 pour cent, séricite et paragonite 16.6 pour cent, chlorite et serpentine 8.2 pour cent. Le total de ces derniers pourcentages moins celui du quartz égale 32.3 pour cent et les minéraux inclus dans ce pourcentage sont susceptibles de donner des micas sous l'effet du métamorphisme. Si les quelque 40 pour cent de quartz et les quelque 38 pour cent de micas que l'on trouve dans la cornéenne à cordiérite représentent à peu près la quantité de quartz et la quantité de matériel argileux et de micas qu'il y avait dans la roche avant le métamorphisme, alors le sédiment original aurait été un silt d'après la classification de Grout (Ibid). Même en incluant les éléments de la cordiérite, il est certain que le sédiment originel était riche en quartz et qu'il contenait une forte proportion de minéraux argileux, de micas et probablement de chlorite.

La cordiérite est un minéral "anti-stress". D'après Harker (1950), la cordiérite, dans les cas de métamorphisme régional, indique un relâchement des efforts de cisaillement. La cordiérite peut se former aussi par métasomatisme hydrothermal et le minéral est commun dans les cas de métamorphisme thermal.

Les roches à cordiérite produites par métamorphisme régional sont très métamorphosées et le minéral se retrouve sur d'assez grandes étendues, dans des gneiss et des mica-schistes. Les roches à cordiérite, produites par métasomatisme ou métamorphisme thermal, ont une distribution restreinte à l'auréole des intrusifs. La cornéenne à cordiérite de la région du lac Beetz n'est ni gneissique ni schisteuse et le degré du métamorphisme est moyen. De plus, sa distribution est très restreinte puisqu'elle n'a été trouvée qu'à un seul endroit; il est vrai que cela pourrait s'expliquer par anomalie locale dans la composition originelle du sédiment. Il semble donc que l'origine de la cordiérite de la région du lac Beetz ne doive pas être attribuée à un

relâchement des efforts de cisaillement au cours du métamorphisme régional.

Harker (1950) dit qu'il est possible d'obtenir un développement de cordiérite secondaire par des transformations métasomatiques et il mentionne un cas où il y a eu formation d'une roche à cordierite et à anthophyllite. Dans le cas de la cornéenne à cordiérite de la région du lac Beetz il est impossible de dire, avec les renseignements que l'on possède, si la cordiérite est d'origine métasomatique ou non.

On sait que dans certaines conditions le métamorphisme thermal de sédiments argileux provoque le développement de gros porphyroblastes de cordiérite (Harker, 1950). Ces porphyroblastes se développent généralement dans des sédiments qui contiennent de la chlorite avec des minéraux tels que du kaolin, de la bauxite ou de la gibbsite. La cordiérite peut se produire par une réaction à laquelle prennent part la chlorite, la séricite et l'oxyde de fer. Les porphyroblastes ont généralement une forme ovoïde et sont remplis de petites inclusions composées généralement de quartz et de biotite. Avec la croissance de l'intensité du métamorphisme, il se forme un grenat de composition intermédiaire entre l'almandine et la spessartine. La cornéenne à cordiérite de la région du lac Beetz est une roche métamorphique à texture décussée et composée d'un fort pourcentage de quartz et de biotite contenant des porphyroblastes ovoïdes de cordiérite avec inclusions recristallisées de quartz, de biotite et de rutile. On trouve aussi dans la matrice quelques petits grenats de composition inconnue qui tendent à être idioblastiques. La cornéenne à cordiérite possède les caractéristiques d'un sédiment argileux qui a subi un métamorphisme thermal d'intensité moyenne. La cause de ce métamorphisme fut sans doute l'intrusion granitique qui recoupe toutes les autres roches de la région.

Quartzite blanchâtre

Le quartzite blanchâtre est la roche métasédimentaire la plus abondante de la région. Elle occupe surtout les terrains situés à l'Est de la Branche Ouest de la rivière Quétachou, mais on en trouve aussi dans la partie de la région occupée par le quartzite calcareux.

Ce quartzite se présente en lits d'une épaisseur comprise entre 6 pouces et 20 pieds. Cependant la stratification n'est pas partout bien marquée et est peut-être en grande partie oblitérée. C'est une roche à grain fin dont la couleur varie de gris pâle à blanc. Elle

est massive et donne des fractures conchoïdales.

Sous le microscope on note que la roche possède une texture granoblastique. La composition est assez uniforme car la variation légère est causée par les minéraux qui sont présents en petite quantité. La roche se compose comme suit: 77 pour cent de quartz, 10 pour cent d'orthose, 3 pour cent d'un plagioclase de composition An_8 et 5 pour cent de minéraux opaques. Ces minéraux sont les constituants essentiels, mais il y en a d'autres que l'on ne trouve pas dans toutes les coupes minces. Parmi ces derniers il y a la chlorite, la biotite, la muscovite, le sphène, l'apatite et le carbonate. Ce dernier minéral se trouve dans le quartzite blanchâtre qui affleure près de l'axe du synclinal du lac de la Robe Noire.

Le quartz est en grains xénoblastiques dont le diamètre varie d'une coupe mince à l'autre. Les dimensions extrêmes sont de 0.06 de millimètre et 0.4 de millimètre, la moyenne d'environ 0.2 de millimètre.

A l'origine, le quartzite blanchâtre était probablement un grès feldspathique contenant quelques grains d'oxyde de fer et quelques paillettes de séricite et de chlorite, donc un grès composé de grains très tassés presque sans matière interstitielle. Sous l'effet du métamorphisme, le quartz et les feldspaths ont recristallisé et les autres minéraux tels que l'oxyde de fer, la chlorite et la séricite qui étaient en très petite quantité n'ont pas pu former la biotite. C'est pourquoi cette dernière n'apparaît qu'en bordure de rares plages de chlorite.

Quartzite calcaireux et Phyllite

Le quartzite calcaireux prédomine dans la région située à l'Est et au Sud du lac Leclerc. On le trouve aussi, mais en moins grande quantité, en d'autres endroits tels qu'entre le lac Beetz et le lac Gerry et à l'Ouest du lac des Iles.

C'est une roche gris foncé à grain fin et à surface alvéolée là où elle est exposée à l'action des agents atmosphériques. Elle contient des lentilles de carbonate dont le diamètre atteint un quart de pouce. De minces veinules de carbonate sont visibles le long de la stratification et la matrice elle-même semble contenir du carbonate puisqu'elle fait effervescence au contact de l'acide chlorhydrique. Un échantillon de cette roche, broyé et digéré dans l'acide chlorhydrique, a perdu environ 14 pour cent de son poids, ce qui correspondrait à la proportion de carbonates puisque les autres constituants

de la roche sont surtout le quartz, le feldspath et le mica. En certains endroits, le quartzite est à grain plus fin et ses lits très minces alternent avec des lits phylliteux. Ces affleurements ressemblent beaucoup à ceux de la phyllite décrite plus bas.

Sous le microscope on reconnaît, dans le quartzite calcareux, une matrice à texture granoblastique ou schisteuse coupée par des lentilles et veinules aussi à texture granoblastique mais dont le grain est plus grossier que celui de la matrice. La composition moyenne de la roche est comme suit: 45 pour cent de quartz, 25 pour cent de muscovite, 14 pour cent de carbonate, 10 pour cent d'orthose, 3 pour cent de plagioclase, 3 pour cent de minéraux opaques, un peu de biotite et de microcline.

Le quartz se présente en grains anguleux ou subanguleux dont le diamètre varie entre 0.04 et 0.6 de millimètre. Cependant, le diamètre moyen des grains de quartz, dans la matrice de la roche, est de 0.08 de millimètre, tandis que dans les lentilles et les veinules il est de 0.2 de millimètre. Dans les gros grains de quartz on observe une extinction ondulatoire qui est absente dans les petits grains.

La muscovite est en paillettes de 0.04 à 0.1 de millimètre qui tendent à s'orienter suivant une même direction. Elle est distribuée entre les grains de quartz sur lesquels elle se moule.

La carbonate est généralement en grains irréguliers, mais quelques-uns ont tendance à former des grains idiomorphiques.

Comme dans le cas des autres roches métasédimentaires, on attribue une origine sédimentaire au quartzite calcareux en se basant sur son mode d'emplacement, son fort pourcentage de quartz et sa composition assez uniforme sur de grandes étendues.

On rencontre de la phyllite surtout dans les régions suivantes: à l'Est immédiat du lac Ransonet, sur la rive Ouest de la Branche Ouest de la rivière Quétachou, à deux milles au Nord-Est de l'extrémité Nord du lac Boiret, sur la pointe et l'île située dans le prolongement de cette pointe que l'on trouve dans la baie Nord-Est du lac Beetz, sur la grande île située au centre du lac François et à quelques endroits dans la partie centrale du synclinal du lac de la Robe Noire.

La phyllite se présente généralement en lits minces ou en lentilles discontinues d'au plus un pouce et demi d'épaisseur, interstratifiée avec le quartzite. Cependant, sur la pointe du lac Beetz et sur l'île

du lac François, nous avons relevé des affleurements où la phyllite est épaisse d'au moins 10 pieds. C'est une roche à grain très fin, relativement tendre, de couleur gris pâle à gris foncé. La foliation est parfaite à certains endroits, moins à d'autres. Les plans de schistosité ont un reflet micacé caractéristique. A certains endroits, la roche contient des petits porphyroblastes de scapolite à forme ovoïde et dont le grand diamètre peut atteindre 2.5 millimètres. Ces affleurements ont des surfaces alvéolées à cause de l'enlèvement des porphyroblastes.

Sous le microscope, la phyllite se révèle composée d'une pâte microcristalline dans laquelle se présentent à certains endroits des porphyroblastes idiomorphiques (Planche X-B) ou ovoïdes (Planche XI-A). Les minéraux allongés de la pâte et les porphyroblastes ovoïdes sont orientés parallèlement à la schistosité.

La composition de la phyllite est très variable et il est très difficile de déterminer le pourcentage des divers minéraux présents à cause de la finesse du grain. Les minéraux caractéristiques sont le quartz, la muscovite, les minéraux opaques, la chlorite et la biotite. On trouve aussi un peu de microcline, de plagioclase, de tourmaline, d'apatite, de sphène et de rutile. On a trouvé de l'épidote dans une coupe mince de même que des porphyroblastes de scapolite dans deux autres coupes minces.

Le quartz est généralement en petits grains irréguliers de 0.01 à 0.04 de millimètre de diamètre qui sont comme noyés dans une pâte micacée. La muscovite, en fines écailles orientées parallèlement les unes aux autres, est distribuée uniformément dans toute la roche. Cependant, certaines zones en contiennent de plus grandes quantités; si on examine ces zones sous un faible grossissement, l'extinction simultanée des diverses paillettes qui les composent leur donne l'aspect de grands porphyroblastes déchiquetés de muscovite.

La roche est poivrée de minéraux opaques dont quelques-uns ont une forme arrondie mais la plupart ont une forme allongée. Une faible proportion seulement de ces minéraux sont magnétiques. Les minéraux allongés sont peut-être des paillettes de graphite ou d'hématite tandis que les grains magnétiques arrondis sont probablement composés de magnétite.

La chlorite n'apparaît pas dans toutes les coupes minces. Elle se présente sous forme de minces lamelles légèrement pléochroïques de vert pâle à vert jaunâtre, à très basse biréfringence et à extinction

parallèle. Ces lamelles de chlorite sont orientées parallèlement aux paillettes de mica. Dans certaines coupes minces on trouve un minéral brun foncé, légèrement pléochroïque et à biréfringence très basse, en grains mesurant 0.5 de millimètre. Ce minéral semble biaxe négatif avec un angle $2V$ d'environ 5° et c'est probablement une chlorite. Il a tendance à former des porphyroblastes allongés dans lesquels la partie centrale et les bords ne s'éteignent pas simultanément (Planche X-B). Ces porphyroblastes n'ont pas d'orientation définie par rapport à la schistosité de la roche. On trouve aussi des cristaux xénoblastiques de ce minéral dans des couches qui enveloppent les porphyroblastes de scapolite (Planche XI-A). Un examen de ces porphyroblastes de scapolite, par rayons-X, a révélé qu'ils étaient accompagnés de chlorite. Il se peut que la chlorite brune remplace la scapolite et que les parties centrales des porphyroblastes de chlorite, qui n'offrent pas de continuité optique avec les bords, soient des vestiges de cristaux de scapolite.

Les porphyroblastes de scapolite ont généralement la forme d'ovoïdes dont le grand axe peut atteindre 2.5 millimètres de longueur (Planche XI-A). Dans un affleurement situé à 150 pieds de la rive Est du lac Beetz et à deux milles au Sud de l'extrémité de la baie du Nord-Est, quelques-uns de ces cristaux sont idioblastiques et mesurent jusqu'à 1.5 centimètre de longueur. Les ovoïdes de scapolite ont une texture poeciloblastique et semblent composés de couches concentriques. La succession générale des couches est la suivante: d'abord une partie centrale contenant beaucoup d'inclusions de mica, de quartz et de minéraux opaques, ensuite une couche relativement libre d'inclusions qui est elle-même enveloppée d'une couche riche en chlorite brune. La scapolite est incolore et elle possède un clivage prismatique difficile à reconnaître. Son identité a été vérifiée par rayons-X et on y a décelé aussi la présence de quartz et de chlorite.

Dans quelques coupes minces, la roche est recoupée par des veines à texture granitique composées de quartz, de biotite brune et de quelques grains de carbonate (Planche XI-A). Dans ces veines, le diamètre des grains varie de 0.1 à 0.4 millimètre. L'une de ces veines traverse un porphyroblaste de scapolite.

Nous croyons que la phyllite de la région du lac Beetz était à l'origine un schiste argileux transformé d'abord par métamorphisme régional, puis par des procédés pneumatolytiques et hydrothermaux. Les plissements régionaux ont d'abord forcé le schiste argileux à couler plastiquement entre les lits de quartzites résistants pour donner naissance à des lentilles isolées. Sous l'effet du métamorphisme

dynamique, un clivage ardoisier parallèle à la stratification encaissante s'est développé dans ces lentilles. Sous l'effet du métamorphisme thermal, la biotite s'est formée aux dépens de la muscovite, de la chlorite verte et des oxydes de fer.

La formation de la scapolite représente la phase pneumatolytique. L'orientation des porphyroblastes parallèlement à la schistosité indique peut-être que les forces de cisaillement agissaient encore lors de la pneumatolyse. Quant à la chlorite brune, ses lamelles sont aussi parallèles à la schistosité lorsqu'on la trouve en couches autour des ovoïdes de scapolite, mais ses porphyroblastes sont orientés de façon erratique et ils se sont probablement développés après les ovoïdes de scapolite. Les veines composées de quartz, de biotite et de carbonate recoupent la schistosité et aussi quelques porphyroblastes de scapolite; elles représentent probablement les dernières venues ignées qui ont altéré la phyllite.

Epaisseur stratigraphique et extension des roches métasédimentaires

Il est difficile de déterminer l'épaisseur stratigraphique de la série métasédimentaire de la région du lac Beetz à cause de plissements secondaires dans les membres des plis majeurs, et aussi parce que les limites de ce bassin sédimentaire ne sont pas connues de façon précise.

Sur le flanc Est du synclinal du lac de la Robe Noire, à la hauteur du lac à l'Eau Claire, l'épaisseur de la série sédimentaire est de l'ordre de 25,000 pieds. Cet estimé peut être faussé par des répétitions de lits, attribuables aux plissements secondaires qu'on observe au Sud du lac François. De plus, il semble que la limite Est du flanc Est du synclinal se situe au delà de la limite Est du territoire étudié.

Sur le flanc Ouest du même synclinal, à la hauteur du lac Leclerc et à l'Est du plan axial de l'anticlinal du lac Ransonet, l'ensemble sédimentaire paraît avoir une épaisseur d'environ 18,000 pieds. Dans la région du lac Wakeham, à la latitude 50°50'N., Claveau (1949) attribue son épaisseur de 25,000 pieds à l'ensemble mais il doute de la valeur de cet estimé.

Le bassin qu'occupent ces roches sédimentaires dépasse de beaucoup les limites de la région sous étude, comme l'indiquent les relevés de Low (1895), de Retty (1944), de Longley (1948 et 1950), de

Claveau (1949a et 1949b), de Grenier (1950 et 1951), de Cooper (1952) et de Blais (1955). D'après de tels relevés, les roches sédimentaires de Wakeham affleurent dans une étendue ayant les limites approximatives suivantes: au Sud la côte Nord du golfe St-Laurent, à l'Ouest la rivière Romaine et, au Nord, une ligne mal définie située à quelque 15 milles au Nord du parallèle 51°. Quant à la limite Est, une partie seulement se trouve en territoire cartographié, soit de la côte jusqu'à 20 milles à l'intérieur des terres. Cooper (1952) l'a relevée à partir d'un point situé à deux milles à l'Est de la Petite rivière Watshishou, suivant une direction Nord-Est qui coïncide à peu près avec celle de la rivière. A l'Est, dans la région de Pashashibou, Blais (1955) a retracé le prolongement de cette même ligne qui s'infléchit vers le Nord et passe à un demi-mille à l'Ouest du lac Costebelle. Les caractères typiques du réseau hydrographique dans cette étendue permettent de supposer que cette ligne-frontière se prolonge ensuite vers le Nord jusqu'aux environs du lac Gaudreault, de là elle semble s'infléchir vers le Nord-Est et ensuite vers l'Est dans un territoire non cartographié. D'après nos renseignements, les roches du type de Wakeham affleurent, non seulement dans la région sise entre le lac Wakeham et la côte, mais aussi dans un territoire de forme oblongue et qui se situe immédiatement à l'Est de la région du lac Wakeham. Le grand axe de ce territoire se trouve à quelque deux milles au Sud de la latitude 51° et lui est parallèle. Sa longueur de l'Ouest à l'Est est d'environ 90 milles, et sa largeur du Nord au Sud d'environ 40 milles. Une zone de roches identiques laisse le territoire décrit plus haut à la hauteur des lacs Vigneault et Delisle et se dirige vers le Sud en suivant la rivière Aguanus sur une courte distance; elle passe par les lacs Barbe, Paimpont et Kegashka, et finalement atteint la Côte Nord du St-Laurent au village de Kegashka. Sa largeur varie entre 4 et 10 milles. Il semble donc que les roches sédimentaires de Wakeham et les filons-couches de gabbro qui leur sont associés couvrent une étendue d'environ 3,500 milles carrés.

Résumé sur l'origine des roches métasédimentaires

Les roches métasédimentaires de la région sont généralement à grain fin. Cette finesse du grain s'explique de deux façons: les sédiments provenaient soit de terrains à faible relief, soit de terres montagneuses situées loin du bassin de sédimentation. La présence de grains anguleux de quartz dans certaines formations de nature grauwacke, situées à la base présumée de la série, indique que dans certains cas les sédiments n'ont été transportés que sur de courtes distances. Si ces grains fins étaient anguleux à l'origine, il semblerait qu'au début de la sédimentation une partie des terrains érodés étaient situés près du bassin de sédimentation et n'avaient qu'un faible relief. Les sédiments

des étages supérieurs sont bien triés, ce qui suggère un transport sur une longue distance.

L'étude de la coupe du flanc Ouest du synclinal du lac de la Robe Noire, qui a servi à l'estimé de l'épaisseur stratigraphique des formations, montre aussi que la taille des grains diminue à mesure que l'on monte dans la série. Le métamorphisme régional peu intense qui a causé la recristallisation de ces roches ne semble pas avoir changé appréciablement la taille originelle des grains. Cette diminution dans la grosseur des grains peut s'expliquer par le nivellement progressif des terrains soumis à l'érosion ou par un approfondissement graduel de la mer.

La succession stratigraphique ascendante des roches du flanc Ouest du synclinal du lac de la Robe Noire semble être la suivante: on trouve d'abord des schistes quartzifères interstratifiés avec des quartzites impurs, puis des quartzites relativement purs auxquels succèdent des quartzites calcareux et des lits phylliteux interstratifiés avec des quartzites purs. En d'autres mots, la sédimentation a débuté avec des sédiments argilo-arenacés qui ont été suivis par des sédiments orthoquartzitiques; elle s'est terminée par une alternance de sédiments argilo-calcareux et orthoquartzitiques.

La composition des roches métasédimentaires indique qu'elles proviennent en grande partie de l'érosion de roches granitiques. Le calcium des carbonates que l'on trouve dans la partie supérieure de la série peut provenir de l'altération du granite ou encore de l'érosion des roches sédimentaires calcareuses présentes localement dans les terrains granitiques. Clark (1924) donne les résultats de huit analyses chimiques de divers granites et le pourcentage de CaO varie de 0.15 à 1.28 pour cent. Le carbonate des roches métasédimentaires pourrait donc être le résultat d'une concentration du calcium contenu dans les roches granitiques.

Les minéraux de titanium, trouvés dans certaines de ces roches et apparemment d'origine détritique, proviennent probablement de roches riches en minéraux titanifères, comme par exemple certaines anorthosites. Cependant on ne sait pas exactement sous quelle forme le titanium a été transporté.

Roches intrusives

Gabbro et roches dérivées

Aperçu général

Le gabbro est la roche intrusive la plus ancienne que l'on connaisse dans la région. Il s'est infiltré dans les roches métasédimentaires sous forme de filons-couches et, à quelques endroits, sous forme de dykes et de petits amas discordants. Le gabbro est plus ancien que le granite, car plusieurs dykes de granite ou de pegmatite, issus du batholithe de granite, le recourent (Planche VII-A). De nombreuses inclusions de gabbro ont aussi été trouvées dans le granite.

Le gabbro a une surface d'affleurement légèrement inférieure au tiers de la superficie totale de la région. Les affleurements individuels des filons-couches varient entre cent pieds et un mille et demi de largeur; leur longueur est très variable. Ainsi, le filon-couche entre les lacs Théobule et Prudent traverse entièrement la région du Nord au Sud, soit une distance de 17 1/2 milles. Il se prolonge au Sud de la région sur une distance de 19 1/4 milles avant d'atteindre la rive du St-Laurent (Cooper, 1952). Ce même filon-couche se prolonge au delà de la limite Nord de la région sur une distance inconnue. Par contre, d'autres filons-couches ont à peine un quart de mille de longueur.

Les dykes de gabbro sont plus rares que les filons-couches et sont pour la plupart de courts traits d'union entre deux filons-couches. On peut voir sur la carte, à l'Est du lac des Iles, un dyke de ce genre.

On trouve aussi quelques masses discordantes de gabbro dans la région du lac Beetz. Deux de ces masses forment respectivement les rives Nord-Est et Sud-Est du lac Piashti. Une autre masse plus petite se trouve à trois milles à l'Ouest du même lac. Au Sud du lac Plat on relève aussi une masse concordante de gabbro.

Le gabbro comprend une grande variété de facies associés qui dérivent tous de l'altération d'un même gabbro relativement frais formant l'un des facies. Dans certains facies, l'altération n'a modifié que la composition minéralogique, dans d'autres la structure massive a aussi été changée pour devenir gneissique ou schisteuse.

L'altération des roches gabbroïques est attribuée en partie

à un phénomène d'autométamorphisme mais surtout au métasomatisme causé par les solutions et les émanations de l'intrusion granitique.

Il est possible que les gabbros de la région soient reliés génétiquement à l'anorthosite du lac Allard, comme semble le croire Claveau (1949a).

Gabbros frais

Le gabbro frais n'affleure qu'à quelques endroits dans la région, comme par exemple sur la rive Nord du lac de la Robe Noire, à un mille et demi au Sud de la limite Nord de la région et à neuf milles et quart à l'Ouest de la limite Est.

Le gabbro le moins altéré est une roche lourde, à grain moyen, de couleur rouille en surface et noire sur cassure fraîche. Elle possède une texture ophitique. Nous avons examiné les échantillons prélevés par Claveau (1949a) et, dans la plupart des cas, il est presque impossible de distinguer à l'oeil nu le gabbro frais de Claveau du gabbro altéré de la région du lac Beetz quoique ces deux roches diffèrent par leur composition minéralogique. Il est fort probable qu'il existe dans la région du lac Beetz d'autres affleurements de gabbro à olivine semblable à celui décrit par Claveau, mais que ces affleurements aient été classés avec le gabbro altéré.

Dans la coupe mince étudiée, on distingue très bien la texture ophitique (Planche XI-B) et on note que la roche se compose d'environ 18 pour cent d'olivine, 25 pour cent de pyroxènes répartis entre l'augite et la pigeonite, 45 pour cent de plagioclase, 7 pour cent de minéraux opaques et d'un peu de biotite, d'apatite et de goethite.

L'olivine se présente généralement en grains arrondis d'environ 2 millimètres de diamètre mais on la trouve aussi en grains aux contours irréguliers dans lesquels le plagioclase pousse des pointes. Ses nombreuses fractures sont remplies de goethite et de magnétite. Cette olivine est biaxe négative.

La coupe mince contient deux variétés de pyroxène monoclinique: l'augite et la pigeonite. Ces pyroxènes forment généralement des grains xénomorphes mais, à certains endroits, ils ont tendance à prendre leur forme cristalline, particulièrement la pigeonite. Ils possèdent tous deux le clivage prismatique caractéristique des pyroxènes. L'augite est incolore tandis que la pigeonite possède un faible

pléochroïsme, la couleur du minéral variant de rose à incolore.

Le plagioclase du gabbro frais se présente sous forme de cristaux prismatiques dont quelques-uns atteignent 5.5 millimètres de longueur. Ces cristaux sont orientés de façon erratique. Lorsque le plagioclase est en contact avec les pyroxènes, ses faces prismatiques sont généralement bien définies et les pyroxènes semblent se mouler sur lui, mais le phénomène inverse s'observe en quelques endroits. La composition du plagioclase est celle de l'andésine sodique An_{33} . Cependant cette composition ne représente probablement pas la composition moyenne du plagioclase du gabbro frais. En effet, l'étude des coupes minces de Claveau (1949a) indique que la composition moyenne du plagioclase est la labradorite calcique An_{65} .

Les minéraux opaques se trouvent généralement sous forme de masses irrégulières ou en petits carrés et rectangles distribués entre les grains des autres minéraux. Leur pourcentage est plus élevé au voisinage des minéraux ferromagnésiens. L'étude d'une surface polie a démontré que les minéraux opaques sont constitués par de l'ilménite et de la magnétite, cette dernière étant beaucoup plus abondante.

La biotite se présente en cristaux irréguliers entre les grains des autres minéraux. Ses couleurs pléochroïques sont jaune et brun rougeâtre.

Un minéral rougeâtre remplit des fractures ou se trouve entre les grains de tous les minéraux de la roche, particulièrement au voisinage de l'olivine et de la magnétite. Ce minéral légèrement pléochroïque est biaxe négatif avec un angle $2V$ d'environ 10° ; c'est probablement de la goethite secondaire.

L'apatite est en grains idiomorphes avec des faces cristallines très bien développées.

Pour établir l'ordre de cristallisation des minéraux dans la coupe mince du gabbro frais, nous avons surtout utilisé les critères énumérés par Grout (1932). L'olivine a cristallisé au début et elle n'a probablement pas réagi avec le liquide magmatique résiduel pour former du pyroxène car on n'observe pas de "couronnes" autour des grains. Les contacts entre l'olivine et les pyroxènes sont très nets. La pigeonite semble avoir précédé l'augite car ses cristaux ont une plus grande tendance à développer leur forme cristalline que ceux de l'augite. Il semble que les pyroxènes et le plagioclase précipitèrent simultanément. Les minéraux opaques sont généralement en masses irrégulières remplissant

les interstices entre les grains et ils furent, avec la biotite, les derniers minéraux à cristalliser. Cependant, les cristaux idiomorphes des minéraux opaques ont pu cristalliser au début. La goethite est probablement un minéral secondaire provenant de l'altération de la roche.

Gabbro altéré

La plus grande partie des roches intrusives basiques de la région appartiennent au type nommé gabbro altéré. Le degré d'altération cependant n'est pas le même dans toutes les roches. Au contraire, on observe une gradation à partir du type dans lequel les constituants originels sont peu altérés jusqu'au type ayant une composition minéralogique complètement différente de celle du gabbro originel. Certains de ces gabbros ont cédé à des efforts de cisaillement et ils sont devenus schisteux ou gneissiques. Pour faciliter la description, le gabbro altéré a été subdivisé en quatre types principaux que l'on a respectivement nommés gabbro à ouralite, facies dioritique, gabbro gneissique et gabbro schisteux. Il est impossible de tracer des limites rigides entre ces divers types de roches car il y a de nombreuses transitions des uns aux autres, tant au point de vue composition qu'au point de vue structure. Le gabbro à ouralite affleure en petite quantité dans toutes les parties de la région où la roche sous-jacente est composée d'un assemblage de roches métasédimentaires et gabbroïques. Le facies dioritique est le plus abondant, particulièrement au voisinage de l'intrusif granitique. Quant aux gabbros gneissiques et schisteux, la localité typique de ces roches se trouve aux environs du lac Watshishou mais on les trouve à quelques autres endroits.

En résumé, les causes de l'altération du gabbro peuvent s'énoncer comme suit. La plus grande partie de l'altération du gabbro est attribuée aux solutions hydrothermales qui provenaient de l'intrusif granitique. Quelques-unes des transformations observées dans ces roches, telles que l'ouralitiséation des pyroxènes par exemple, peuvent aussi être le résultat des réactions deutériques. Comme l'altération est beaucoup plus prononcée au voisinage du granite, on en conclut que l'action des solutions hydrothermales a été plus prononcée que les réactions deutériques. La distribution géographique erratique des types plus ou moins altérés semble confirmer l'hypothèse de Claveau (1949a) voulant que les différents massifs granitiques, qui affleurent dans la région du lac Beetz et dans son voisinage, soient reliés en profondeur et que l'intrusion granitique pousse des pointements dans l'assemblage métasédimentaire et gabbroïque. Les régions où les roches gabbroïques sont plus altérées seraient les endroits où le granite est plus près de la surface.

Gabbro à ouralite.- Le gabbro à ouralite typique est noir ou gris foncé. La variation dans la couleur dépend de la grosseur des grains et de la composition de la roche. En effet, le facies à grain fin est noir tandis que le facies à grain moyen est gris foncé. Un fort pourcentage de plagioclase donne à la roche une couleur grise. Ce gabbro est lourd, très dur, à structure massive et on y distingue généralement la texture ophitique originelle.

Sous le microscope la texture ophitique est encore plus évidente. Les coupes minces présentent beaucoup de variétés. Toutes contiennent pratiquement les mêmes minéraux mais en proportions diverses. Les minéraux essentiels sont l'augite, la trémolite-actinolite, la hornblende, une amphibole bleue, un plagioclase, la biotite et des minéraux opaques. D'autres minéraux sont aussi présents en petite quantité dans certaines coupes minces. Ce sont l'apatite, la chlorite, la zoïsite, l'épidote, la séricite, la calcite, le quartz et la scapolite.

L'augite est visible dans quelques coupes minces seulement. Elle se présente sous forme de grains incolores poivrés de minéraux opaques et entourés de ceintures vertes légèrement pléochroïques, composées d'amphiboles. L'intérieur des grains contient aussi des aiguilles pléochroïques d'amphiboles. Ces amphiboles sont en petits cristaux aciculaires vert pâle et ont une composition correspondant à la série trémolite-actinolite. Dans certaines coupes minces, l'augite est remplacée par des aiguilles de trémolite-actinolite en groupes décussés et pseudomorphes. Dans les roches où la transformation est plus poussée, les aiguilles de trémolite-actinolite font place à des cristaux de hornblende. Cette hornblende pléochroïque est vert plus foncé que l'amphibole dont elle dérive et elle semble avoir assimilé une partie des minéraux opaques qui avaient été libérés lors de la transformation de l'augite en actinolite.

Dans certaines coupes minces, on note une bordure bleu verdâtre dans la hornblende en contact avec des grains de plagioclase. On a observé dans le facies dioritique et dans le gabbro gneissique des minéraux qui ont le même pléochroïsme que celui de cette bordure bleue et ces minéraux sont des amphiboles sodiques de diverses compositions. Il est possible que cette bordure bleue ait la composition d'une amphibole sodique et qu'elle résulte d'une réaction entre la hornblende et le plagioclase.

La composition et le degré d'altération du plagioclase dans

le gabbro à ouralite varient d'une coupe mince à l'autre. Dans les types où la transformation du pyroxène est moins prononcée, le plagioclase est en moyenne de la labradorite sodique An_{51} tandis que dans les types où le pyroxène est remplacé par un agrégat d'aiguilles d'actinolite partiellement transformées en hornblende, le plagioclase est de l'oligoclase An_{25} . L'étude de plusieurs coupes minces montre que le plagioclase devient de plus en plus sodique à mesure que progresse l'altération du pyroxène. Le plagioclase calcique est généralement en cristaux prismatiques très clairs et, à mesure qu'il devient plus sodique, il s'embrouille et contient de fines écailles de séricite. Les contours de ces grains deviennent aussi moins réguliers et à certains endroits sont rongés par la hornblende.

La biotite est rare ou absente. Elle se présente en grains irréguliers près des cristaux de hornblende ou dans les plages riches en hornblende. Elle est pléochroïque avec les couleurs jaune pâle et brune.

Les minéraux opaques sont en traînées de petits grains, en lamelles étroites, et en grains aux contours rectilignes ou irréguliers dans les plages composées de minéraux ferromagnésiens (Planche XII-A). Le minéral opaque prédominant est la magnétite avec un peu d'ilménite. Nous avons aussi noté un peu de pyrite et de chalcopryrite dans deux surfaces polies.

L'apatite, en cristaux idiomorphes, est peu abondante dans le gabbro à ouralite.

A certains endroits on trouve de la chlorite en fines lamelles mélangées avec les aiguilles d'actinolite. Les couleurs pléochroïques varient de vert pâle à incolore.

Il y a des petits grains irréguliers de zoïsite et d'épidote en petite quantité dans les coupes minces de gabbro à ouralite altéré. Le plagioclase de ces coupes est embrouillé et contient de fines écailles de séricite. Il y a aussi, ici et là, quelques grains de calcite.

A plusieurs endroits, le gabbro à ouralite est traversé par de minces veinules de quartz et de carbonate. A deux endroits, soit à l'extrémité Sud de la pointe située dans la partie Nord-Ouest du lac de la Robe Noire, et aussi à l'extrémité Nord de la pointe située sur la rive Ouest du lac à l'eau Claire, à deux milles et demi de son extrémité Sud, le gabbro à ouralite contient de la scapolite. Au premier endroit, la

scapolite forme de minces veinules qui traversent la roche sans orientation définie. Les grains sont xénomorphes, incolores et montrent un clivage prismatique. Au deuxième endroit, la scapolite est distribuée en grains xénomorphes dont quelques-uns ont tendance à prendre leur forme cristalline. Les indices de réfraction indiquent une composition voisine du dipyre. Cette scapolite remplace le plagioclase.

Facies dioritique.- Le facies dioritique représente un stade d'altération plus avancé que celui du gabbro à ouralite. Le terme épidiortite (Tyrrell, 1948) pourrait s'appliquer à la plus grande partie de ces roches. Quelques-unes sont en réalité des roches hybrides auxquelles on ne peut attribuer aucun nom de roche ignée. On a aussi groupé avec ces roches, pour fins de description, les enclaves de roches gabbroïques dans le granite.

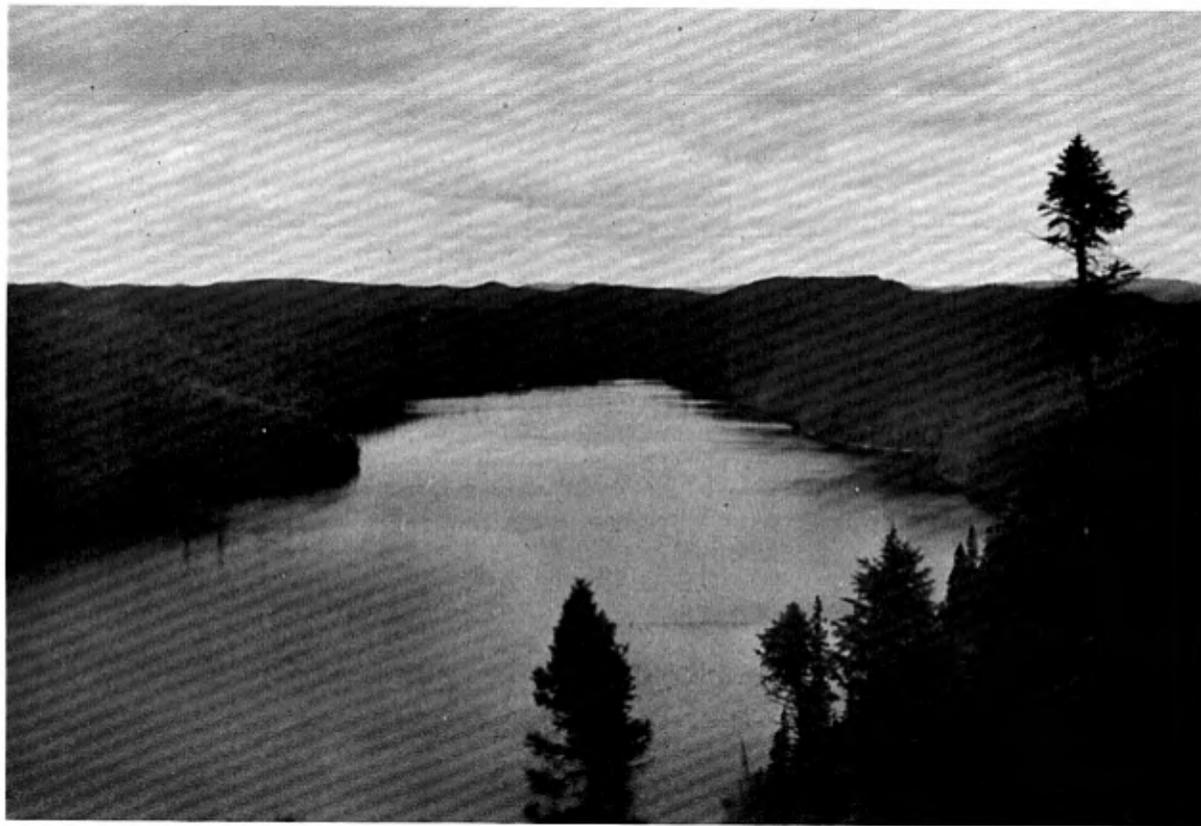
Le facies dioritique montre une très grande variation dans la grosseur des grains et dans la couleur. Le grain est généralement fin ou moyen mais on trouve des facies à grain grossier dont les cristaux peuvent atteindre un demi-pouce de longueur. Comme dans le cas du gabbro à ouralite, les changements dans la couleur suivent à peu près les changements dans la grosseur des grains. Dans les types à grain fin, les feldspaths grisâtres sont plus ou moins masqués par les amphiboles noires et la roche est plutôt noirâtre, tandis que dans les types à grain moyen elle est plutôt gris foncé.

Plusieurs coupes minces présentent des vestiges d'une texture ophitique originelle. Dans certaines coupes minces la texture ophitique est remplacée par une texture granoblastique (Planche XII-B). La composition des facies dioritiques est très variable. Les minéraux essentiels sont l'actinolite, la chlorite, la hornblende, la biotite, une amphibole bleue, un plagioclase et la magnétite. On trouve aussi de la zoisite, de l'épidote, de la séricite, de l'apatite, de la tourmaline, de la calcite et du quartz.

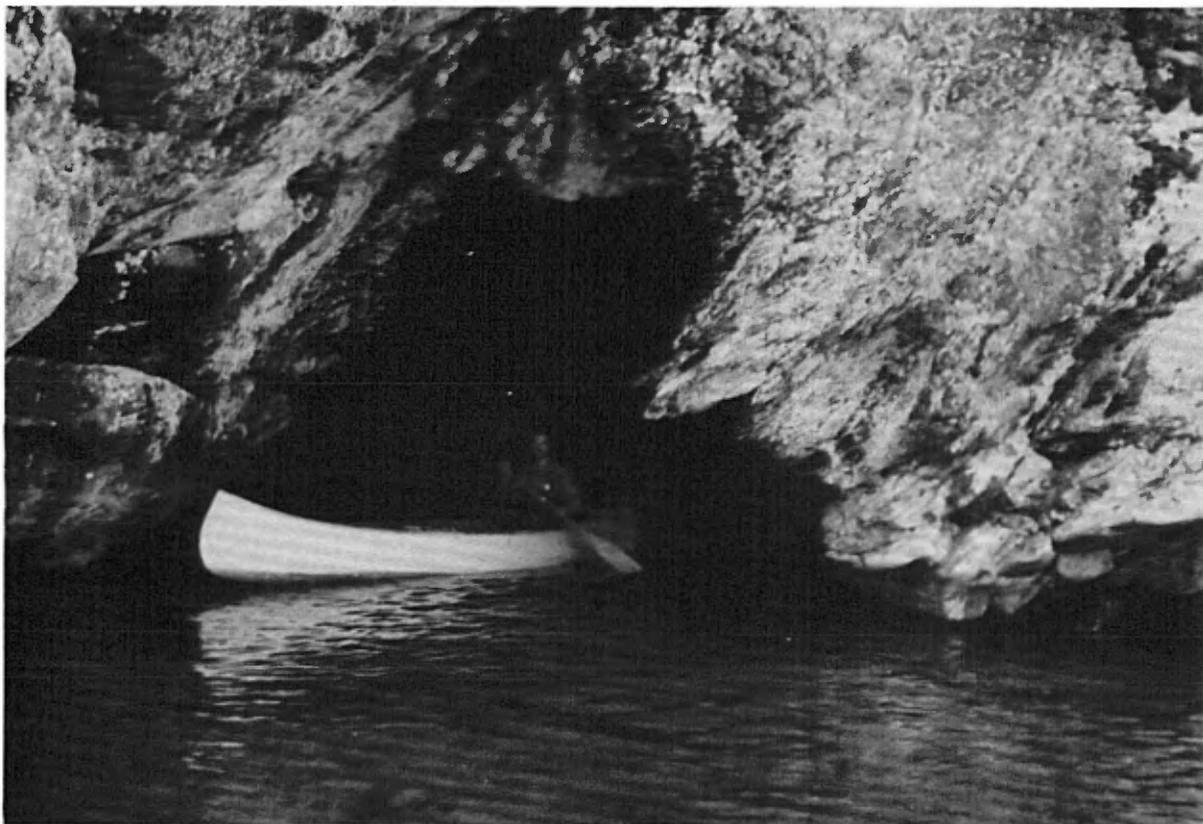
L'actinolite est en fines aiguilles comme dans le gabbro à ouralite mais en moins grande quantité. Les aiguilles sont entremêlées de lamelles de chlorite et de hornblende vert pâle. Dans les facies à texture granoblastique, ces minéraux font place à une hornblende vert foncé formant des agrégats de petits grains idioblastiques distribués à travers la masse des plagioclases (Planche XII-B). On trouve aussi de la biotite brune dans ces agrégats et, à un endroit, les agrégats sont composés uniquement de biotite.



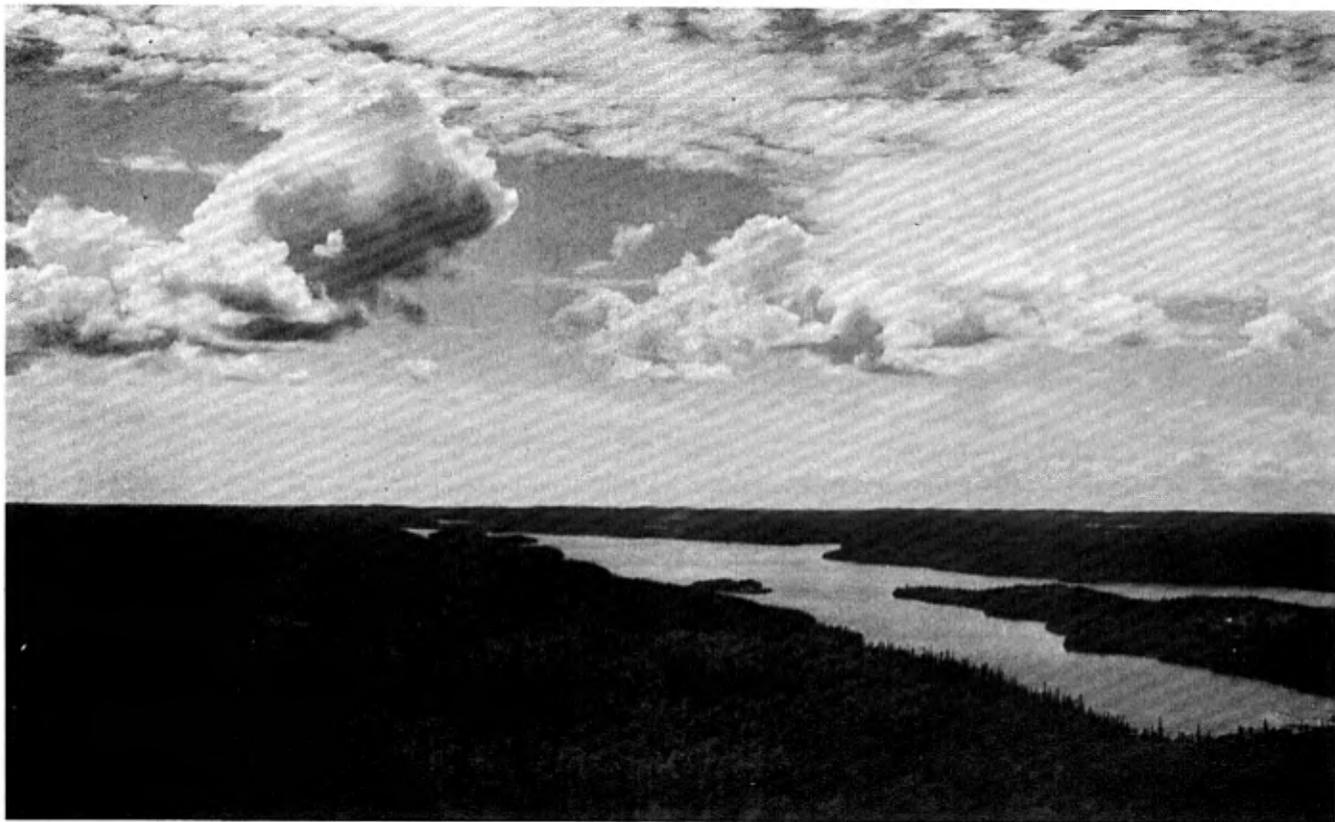
Talus composé de blocs de gabbro. L'homme dans le cercle donne une idée de la dimension des blocs. Partie nord-ouest du lac Tanguay.



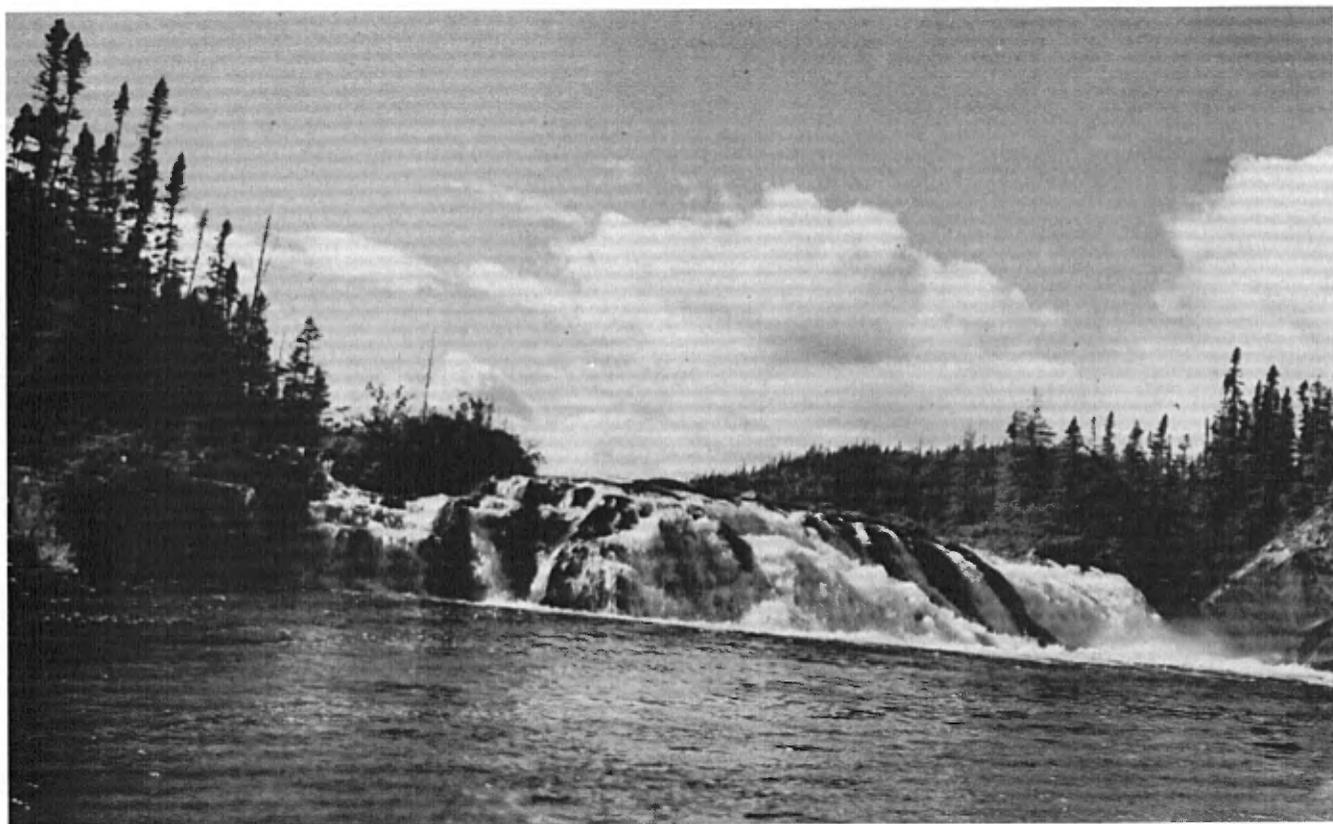
Vue du lac Proulx vers le nord. Caractère typique des lacs de la région: forme allongée et berges abruptes composées de gabbro.



Caverne creusés par les vagues dans les roches métasédimentaires . Rive est de la baie sud-ouest du lac Gendron .

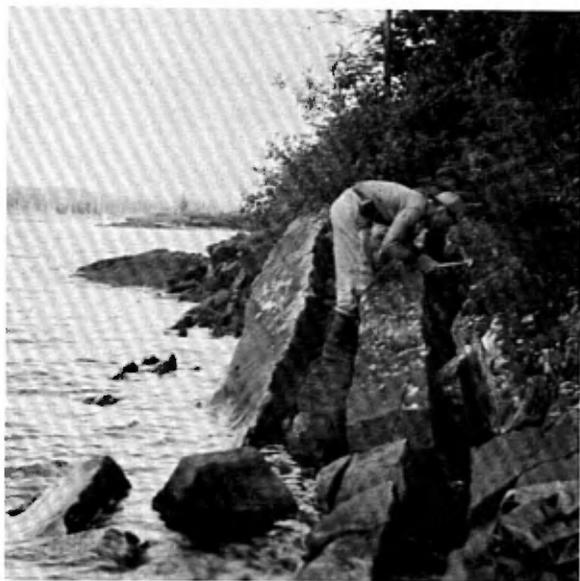


Vue en direction sud de la partie Ouest du lac Beetz .

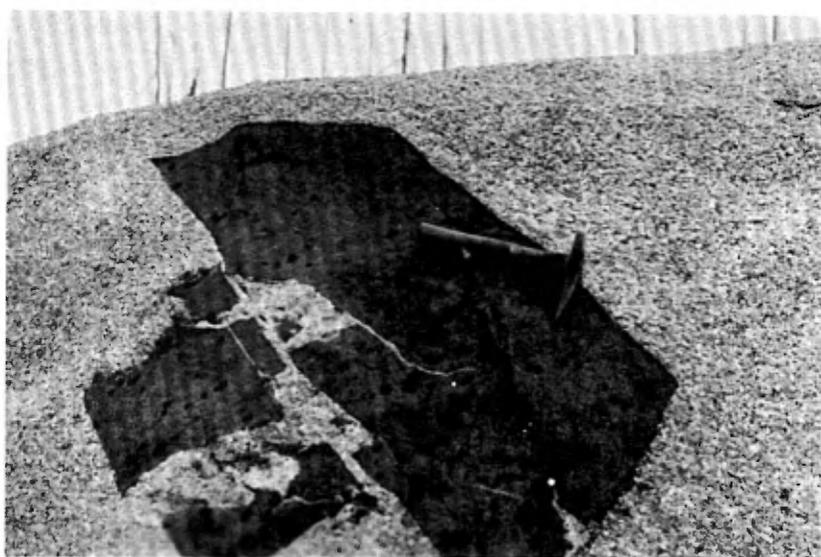


Chute le long de la branche Ouest de la Quétachou . Deuxième portage au nord du lac Beetz .

Planche VI



A - Erosion différentielle dans le gabbro. Rive ouest du lac Watshishou à 2 milles de l'extrémité nord.



B - Inclusion de gabbro dans le granite. A un demi-mille à l'ouest du lac du Cap.

Planche VII



A - Apophyse de granite dans le gabbro et inclusion de gabbro dans le granite . A un demi-mille au sud-ouest du lac du Cap .



B - Granite recoupant le quartzite . A un demi-mille au nord-est du lac du Feu .

Planche VIII

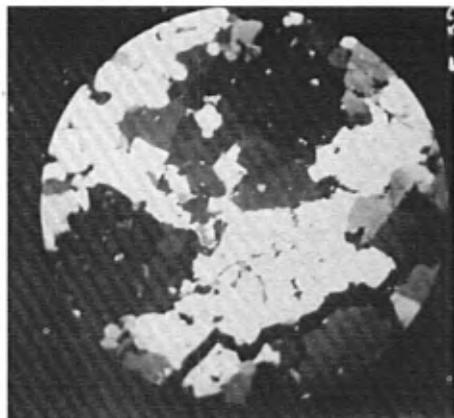


A - Stratification entrecroisée . Rive ouest du lac en forme de triangle situé à un mille et demi à l'ouest du lac Piashti .

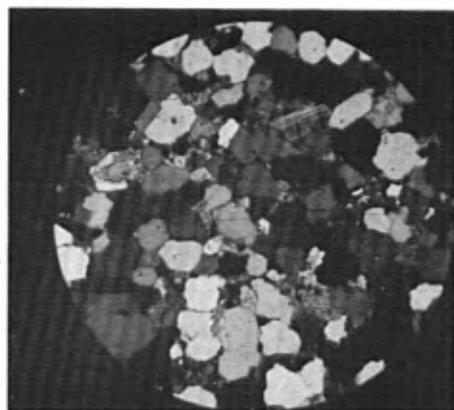


B - "Ripple-marks" dans le quartzite , sur la rive est du lac Watshishou près de la limite nord de la région .

Planche IX

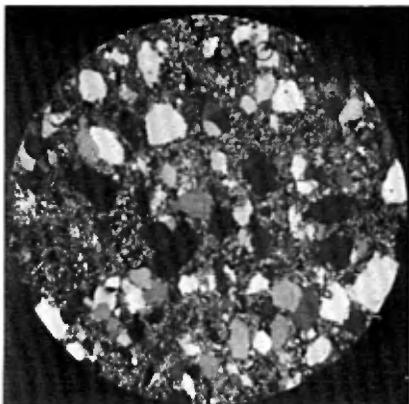


A - Recrystallisation avancée dans le quartzite vitreux. (x 26) Nicols croisés.

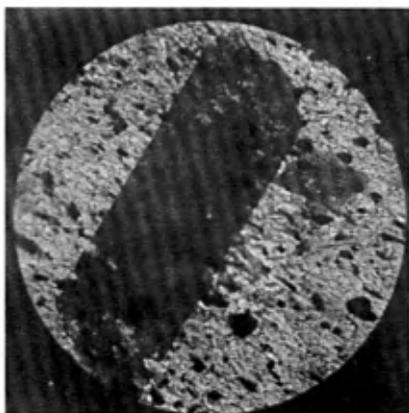


B - Recrystallisation peu avancée dans le quartzite peu recristallisé. (x 80) Nicols croisés.

Planche X

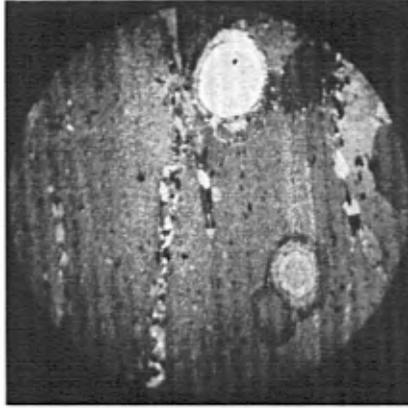


A - Texture d'apparence psammitique dans le quartzite peu recristallisé. Grains de quartz dans une matrice micacée. (x 80) Nicols croisés.

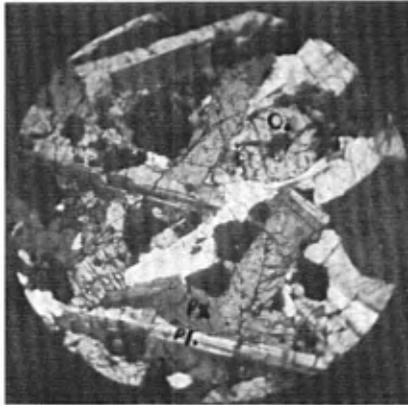


B - Porphyroblaste brun non identifié trouvé dans la phyllite. Noter l'extinction non simultanée du centre et des bords. (x 80) Nicols croisés.

Planche XI

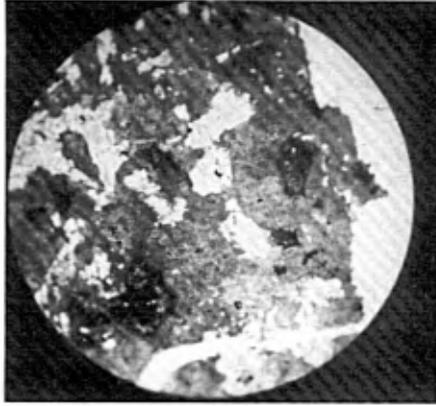


A - Porphyroblastes de scapolite dans la phyllite. (x 26) Nicols croisés.

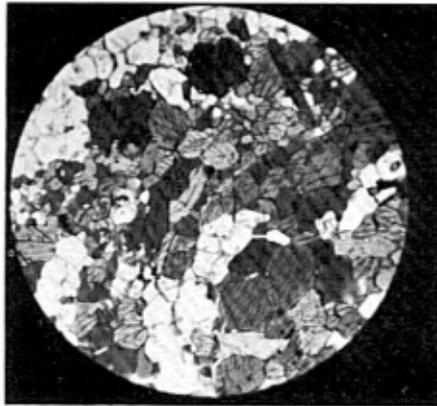


B - Texture ophitique dans le gabbro frais. Noter les grains arrondis d'olivine (O) et les prismes de plagioclase (Pl) qui pénètrent les cristaux de pyroxène (Px). (x 26) Nicols croisés.

Planche XII

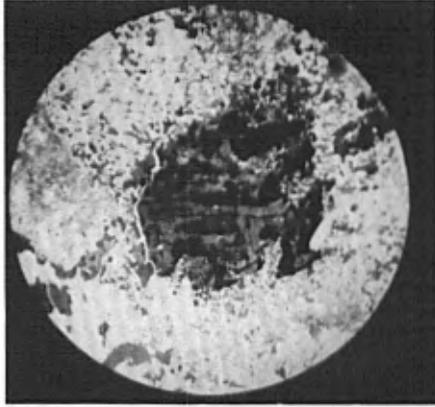


A - Magnétite (grains noirs) libérée lors de l'ouralitisation du pyroxène et que l'on trouve dans les plages composées d'amphibole. (x 26) Lumière naturelle.

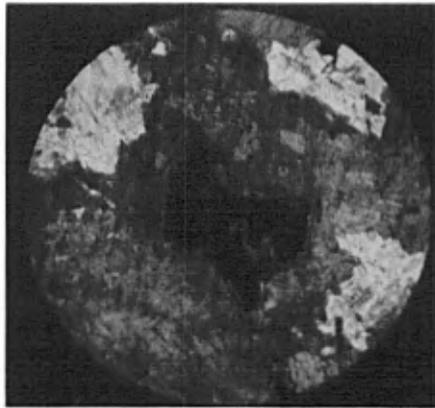


B - Texture granoblastique dans le facies dioritique. Noter les cristaux idiomorphes de hornblende. (x 80) Lumière naturelle.

Planche XIII

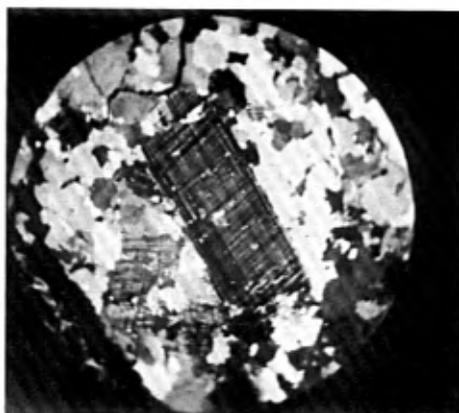


A - Magnétite formant un treillis dans la hornblende. (x 26) Lumière naturelle.



B - Couronne de sphène autour d'un grain de magnétite dans une plage d'amphibole. (x 80). Lumière naturelle.

Planche XIV



A - Phénocrystal de microcline dans une mosaïque de cristaux broyés. Granite. (x 26) Nicols croisés.



B - Vallée en U, à un quart de mille à l'ouest du lac Watshishou et débouchant dans la partie nord-ouest du lac.

Planche XV



A - Roches moutonnées dans la région du granite. Vue vers le nord à un quart de mille au sud-ouest du lac du Cap.

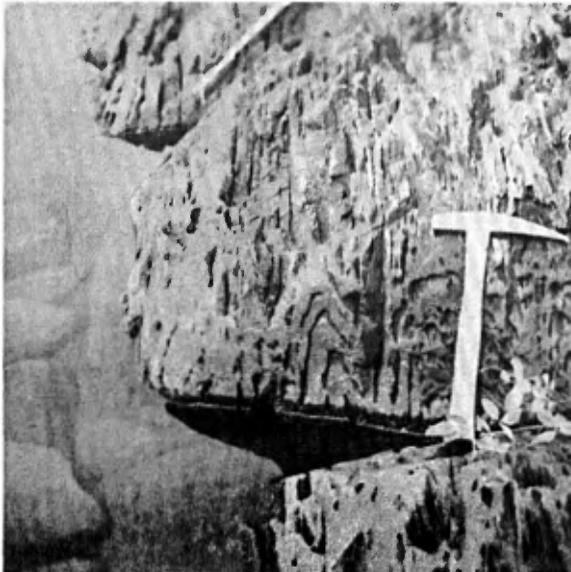


B - Blocs erratiques de granite. A 1,000 pieds à l'ouest du lac du Cap.

Planche XVI



A - Plissotements dans le quartzite . Rive est du lac Prudent à 2 milles et demi de son extrémité nord .



B - Plissotements dans le quartzite . Rive est du lac Prudent à 2 milles et quart de son extrémité nord .

Les plages composées d'actinolite et de hornblende vert pâle sont souvent entourées de couronnes bleu verdâtre à bordures frangées. Dans une coupe mince, ces plages sont complètement remplacées par de gros cristaux d'amphibole bleue à texture poeciloblastique. Les couleurs pléochroïques de cette amphibole sont: jaune suivant X, vert olive suivant Y et bleu verdâtre suivant Z. Les propriétés optiques de cette amphibole ressemblent beaucoup à celles d'une amphibole de la série ferrohastingsite décrite par Billings (1928), comme élément d'une nordmarkite.

Dans les facies dioritiques, le plagioclase ne forme pas de cristaux prismatiques clairs et bien développés. Dans certains cas, il a encore une forme allongée mais les contacts des grains sont légèrement suturés. La plupart des grains sont irréguliers. Le plagioclase est généralement embrouillé et, à certains endroits, remplacé par un agrégat très fin de zoïsite, d'épidote, de mica et de chlorite. En outre, le plagioclase se présente à certains endroits en mosaïque composée de petits cristaux clairs ou embrouillés et rarement maclés. La composition du plagioclase altéré varie généralement entre l'andésine An_{35} et l'oligoclase An_{15} . Dans une coupe mince à texture granoblastique, le plagioclase est de la labradorite An_{54} . La composition des petits grains de plagioclase non maclés, varie entre An_6 et An_{10} . Cette albite a été introduite dans la roche basique.

A un endroit sur la rive Ouest du lac Prudent, il y a des veines, parfois des zones, où la diorite est comme imprégnée de matériel plus acide. Dans les coupes minces de cette roche, on trouve un plagioclase maclé en cristaux allongés et irréguliers ayant la composition de l'andésine An_{35} . Un autre plagioclase non maclé de composition An_6 remplit les interstices entre les grains d'andésine. Il semble donc certain qu'il y a eu injection d'albite dans la roche à cet endroit:

La magnétite se présente sous les mêmes formes que dans le gabbro à ouralite. Cependant, elle semble avoir une tendance plus prononcée à former un genre de treillis à l'intérieur des plages de hornblende (Planche XIII-A). Les mailles de ce treillis peuvent représenter les clivages des pyroxènes ou les fractures de l'olivine disparue. A certains endroits, les plages composées d'amphibole contiennent de la magnétite en gros grains irréguliers, entourés d'une couronne de sphère (Planche XIII-B).

Certaines coupes contiennent des agglomérations de petits grains de zoïsite, d'épidote et de séricite. L'apatite et la tourmaline se présentent en petits cristaux idiomorphes. Il y a de la calcite et

du quartz en petite quantité dans quelques coupes minces.

Nous avons étudié trois coupes minces provenant d'enclaves dioritiques trouvées dans le granite. Ces roches se distinguent par une texture granoblastique mais, dans un cas, on voit des vestiges d'une texture ophitique. Dans l'une de ces coupes, provenant d'un échantillon recueilli à deux milles et demi au Nord du lac Irène, les minéraux essentiels sont l'hypersthène, l'augite, la biotite, la hornblende et le plagioclase. On trouve aussi de la magnétite, de la séricite et du quartz. L'hypersthène est légèrement pléochroïque et elle est remplacée par de la biotite brune tandis que l'augite est remplacée par la biotite et par la hornblende vert foncé. Ces minéraux sont distribués dans une matrice de plagioclases fracturés et courbés, de composition An₄₅. La magnétite forme de grandes plages irrégulières entre les grains des minéraux ferromagnésiens. Quant à la séricite, on la trouve en petite quantité avec le plagioclase dont elle est un produit d'altération. Il y a aussi quelques petits grains de quartz ici et là.

Dans l'enclave située à un mille au Nord-Ouest du lac Irène, il n'y a ni hypersthène ni hornblende, mais le pourcentage de biotite et de magnétite est plus élevé que dans le premier cas.

Enfin, l'enclave située à un quart de mille à l'Ouest du lac du Feu est très peu altérée. On y remarque quelques grains d'olivine entourés d'une couronne d'amphibole vert pâle. Les pyroxènes sont aussi altérés en amphibole vert pâle et il y a très peu de biotite.

Gabbro gneissique. - Le gabbro gneissique affleure sur les rives du lac Watshishou et sur la rive Est du lac Napoléon.

Les surfaces altérées de ce gabbro sont noires et elles sont caractérisées par une surface rugueuse et alvéolée. Sur cassure fraîche, la roche est gris foncé et possède une structure gneissique faiblement développée dans certains cas et parfaite dans d'autres. La structure gneissique est marquée par un alignement de lentilles grises pouvant atteindre 1.5 centimètre de longueur et 3 millimètres d'épaisseur. La grosseur des grains varie de fin à moyen mais en général la roche est à grain moyen. On pourrait appliquer au gabbro gneissique le terme "flaser-gabbro" tel que défini par Flett (Tyrrell, 1948).

Sous le microscope, on voit que la structure gneissique est due à une orientation parallèle de lentilles et de veines discontinues de quartz et de feldspath, distribuées dans une matrice schis-

teuse, riche en amphiboles et biotite. Certaines lentilles composées seulement de quartz sont caractérisées par une structure en mortier tandis que celles composées de feldspath et de quartz sont caractérisées par une structure "flaser" avec granulation du quartz plus prononcée que celle des feldspaths. En plus de ces minéraux essentiels, on trouve de l'épidote, de la séricite, du sphène, du grenat, de l'apatite et de la magnétite.

Le quartz, dont le pourcentage varie entre 25 et 40 pour cent dans les coupes minces étudiées, forme généralement une mosaïque de petits grains d'environ 0.02 de millimètre de diamètre entre les porphyroclastes de feldspath. Quelques grains irréguliers de quartz atteignent 3 millimètres de diamètre et montrent une extinction irrégulière indiquant par là qu'ils sont déformés. Un grand nombre de fragments de quartz plus petits entourent les porphyroclastes. Le quartz s'est introduit dans la roche schisteuse et une partie de ce quartz a été broyé par des efforts de cisaillement. Ces efforts de cisaillement sont probablement les mêmes qui ont rendu la roche schisteuse; ils ont continué d'agir pendant et après l'injection du quartz.

La proportion des feldspaths, d'environ 30 pour cent, est relativement constante. On trouve ceux-ci dans les lentilles et dans les veines sous forme de gros porphyroclastes irréguliers et embrouillés d'environ 1.5 millimètre de diamètre, mais on les trouve aussi sous forme de petits grains clairs. Les porphyroclastes ne sont généralement pas maclés et, lorsqu'ils le sont, on en distingue difficilement les macles. La matrice schisteuse de la roche contient aussi un autre plagioclase sous forme de lambeaux remplis d'inclusions et dont les macles sont à peine visibles. Les porphyroclastes et les petits grains clairs sont de l'albite de composition An_6 à An_{10} . Cependant, on a observé à deux endroits des porphyroclastes très embrouillés qui semblent montrer le grillage caractéristique du microcline. La composition des lambeaux de plagioclase dans la matrice schisteuse n'a pas été déterminée. Ils représentent sans doute les restes altérés du plagioclase originel de la roche basique.

Les amphiboles forment de grands cristaux déchiquetés ou de fines aiguilles à peu près parallèles. Leur pourcentage total varie entre 10 et 35 pour cent. L'amphibole dominante est une hornblende pléochroïque, jaune suivant X, verte suivant Y et vert foncé suivant Z. Elle est remplacée à certains endroits par une amphibole bleu verdâtre qui appartient probablement au groupe des hastingsites décrites par Billings (1928).

La proportion de biotite peut atteindre 10 pour cent. On

Ministère des Richesses naturelles du Québec
SERVICE DOCUMENTAIRE

la trouve sous forme de fines paillettes accompagnant les amphiboles ou en inclusions dans les plagioclases altérés. Elle est pléochroïque et ses couleurs sont jaune et brun foncé.

L'épidote, en petits grains incolores et irréguliers, se trouve avec les fines écailles de séricite et quelques paillettes de biotite dans des zones où on distingue des restes d'un plagioclase altéré.

Le sphène est présent en petite quantité sous forme de grains irréguliers de couleur neutre. Il forme aussi des couronnes autour de quelques grains de magnétite comme dans le facies dioritique (Planche XIII-B).

Il y a du grenat en petite quantité dans le gabbro gneissique. Il est en grains incolores, à fort relief, à sections polygonales, et très fracturés.

L'apatite est aussi un minéral accessoire dans le gabbro gneissique. Ses cristaux incolores ne sont pas bien formés; on les reconnaît à leur relief moyen et à leur biréfringence faible.

La magnétite, en petite quantité, se trouve généralement en grains irréguliers dans la hornblende et en petits grains entre les cristaux de feldspath.

Gabbro schisteux.— Le gabbro schisteux alterne avec le gabbro gneissique sur les rives du lac Watshishou. Il en existe d'autres petites masses, notamment sur la rive Nord-Est du lac Ransonet, dans la zone du contact entre le batholithe de granite et l'assemblage de roches gabbroïques et métasédimentaires, enfin dans la région des plis subsidiaires situés à l'Ouest du lac Piashti. C'est au lac Watshishou que la schistosité est la plus parfaite.

A cet endroit, la direction générale de la schistosité est à peu près Nord-Sud, mais il y a des plissements ici et là. De minces veinules de quartz et de carbonates suivent les plans de la schistosité. La roche est vert foncé et finement grenue. Sur la petite île située dans la partie Sud du lac Watshishou, le schiste contient des lentilles rouilleuses en surface dont les diamètres peuvent atteindre trois quarts de pouce. L'une de ces lentilles mesure six pieds de longueur par trois pieds de largeur et elle est composée d'ankérite.

Aux autres endroits, et en particulier près du granite, le gabbro schisteux est noir et à grain fin. On distingue facilement à la loupe des cristaux d'amphibole très bien formés.

Dans les coupes minces provenant d'échantillons de la région du lac Watshishou, on voit que la schistosité de la roche est causée par un alignement parallèle des minéraux feuilletés. Le parallélisme des grains n'est pas partout parfait, de sorte que la schistosité peut être plus ou moins bonne.

La roche se compose de quartz, de plagioclase, de chlorite, de biotite, de carbonates, d'épidote et de magnétite en proportions variables.

Le quartz se présente sous forme de petits grains irréguliers de 0.04 de millimètre de diamètre dans la matrice de la roche. Il y a aussi des grains plus grands mesurant jusqu'à 0.4 de millimètre de diamètre.

Les plagioclases se présentent aussi sous deux formes différentes. Dans un cas, ils sont en petits grains irréguliers de 0.04 de millimètre de diamètre distribués dans la roche avec la chlorite. On distingue des traces de macles dans quelques-uns de ces grains. Dans une coupe mince moins schisteuse que la moyenne, le plagioclase est en grains plus gros et il se compose d'andésine An_{33} . En plus des petits grains habituels, on trouve aussi, à divers endroits, des gros grains irréguliers d'un plagioclase embrouillé, peu ou pas maclé. Ce plagioclase, qui semble introduit, est de l'oligoclase An_{11} .

La chlorite est le minéral caractéristique du gabbro schisteux et son pourcentage varie entre 15 et 40 pour cent. Elle forme des paillettes ou des lamelles déchiquetées plus ou moins parallèles. On la trouve aussi en fines lamelles dans le plagioclase qu'elle semble remplacer. Ses couleurs pléochroïques sont vert pâle et vert. Elle montre une couleur d'interférence bleue anormale rappelant celle de la pennine.

La biotite est présente en très petite quantité dans une coupe mince. Elle forme des paillettes pléochroïques brunes et vertes qui accompagnent la chlorite.

Les carbonates sont présents sous forme de veines, de lentilles ou de grains individuels. Le grand diamètre de ces grains varie de 0.04 jusqu'à 2 millimètres. Dans la majorité des cas le

carbonate est de la calcite. Cependant, dans les roches de la petite île du lac Watshishou, il y a aussi de l'ankérite. L'ankérite forme des lentilles rouilleuses en surface. Ce minéral donne à l'analyse 44.5 pour cent de $\text{CaFe}_2(\text{CO}_3)$ et 55.5 pour cent de $\text{CaMg}_2(\text{CO}_3)$.

L'épidote, en quantité minime, est en petits grains incolores et à fort relief.

Dans les paillettes et entre les paillettes de chlorite, des petits grains de magnétite forment des traînées parallèles à la foliation. La plus grande partie de ces grains se trouvent dans les paillettes de chlorite ou en contact avec ces dernières.

Dans les coupes minces du gabbro schisteux, provenant de localités autres que celle du lac Watshishou, la roche est un schiste à hornblende. Le schiste est caractérisé par une composition semblable à celle des enclaves basiques trouvées dans le granite, avec cette différence qu'on y trouve du quartz introduit. La quantité de quartz introduit le long des plans de schistosité est variable, et à un endroit au Sud du lac du Cap, la quantité est si grande que la roche est maintenant un gneiss à hornblende.

Dans le schiste à hornblende, la texture ophitique du gabbro est disparue et les constituants actuels sont des minéraux recristallisés. Les amphiboles sont en cristaux idioblastiques et en apparence la roche ressemble à la diorite dans laquelle la structure massive fait place graduellement à une structure schisteuse.

Résumé de l'altération des gabbros

Altération des minéraux ferromagnésiens.- On ne peut pas affirmer que le gabbro frais tel que décrit représente la roche basique originelle mais c'est certainement celle qui s'en rapproche le plus à tous points de vue. Le facies le plus frais du gabbro est celui décrit par Claveau (1944). Il n'affleure qu'à quelques endroits dans la région du lac Beetz. D'après la description de Claveau et notre étude de ses coupes minces, les minéraux ferromagnésiens du gabbro frais sont l'olivine, l'hypersthène et l'augite. Dans l'affleurement de la région du lac Beetz, on trouve de la pigeonite mais pas d'hypersthène. Cependant, il y a de l'hypersthène dans les enclaves gabbroïques trouvées dans le granite.

Le premier minéral attaqué dans les facies altérés est

l'olivine; ce minéral est généralement disparu là où l'ouralitisation des pyroxènes est peu avancée. L'olivine est généralement remplacée par une amphibole fibreuse incolore ayant l'angle d'extinction de la trémolite (Claveau, 1944). Il en résulte des plages composées de fines aiguilles soit parallèles, soit en faisceaux décussés. La transformation s'accompagne d'un rejet de magnétite en masses irrégulières ou en traînées de petits grains. L'olivine est remplacée par un peu de serpentine à quelques endroits, mais cette forme d'altération est très locale.

Le stade suivant de l'altération est l'ouralitisation des pyroxènes. L'hypersthène se transforme en bastite (Claveau, 1944) et plus rarement en amphibole vert pâle. Là où la transformation n'est pas complète, l'hypersthène forme des flots aux contours frangés très altérés. Le principal changement que l'on observe dans les pyroxènes monocliniques est leur transformation en hornblende vert pâle ou en faisceaux d'aiguilles très faiblement pléochroïques de trémolite-actinolite. A mesure que progresse l'altération, la hornblende vert pâle et la trémolite-actinolite sont remplacées par une hornblende vert foncé en cristaux idiomorphiques (Planche XII-B). Dans certains cas on trouve des agrégats de cristaux de biotite à la place des agrégats granoblastiques de hornblende vert foncé.

A certains endroits, les bords des zones d'amphiboles et les grains individuels de hornblende foncée sont remplacés par une amphibole sodique bleue.

Dans le gabbro gneissique les minéraux ferromagnésiens sont la hornblende, l'amphibole sodique en petite quantité et la biotite, tandis que dans le gabbro schisteux les amphiboles ont généralement fait place à la chlorite et à la biotite.

Altération des feldspaths. - Dans les premiers stades de l'altération du gabbro, les feldspaths sont moins affectés que les minéraux ferromagnésiens. En général, lors du métamorphisme d'une roche basique, la recristallisation des feldspaths sur une grande échelle est postérieure à l'ouralitisation des pyroxènes (Harker, 1950). Le plagioclase du gabbro frais a tendance à se présenter sous forme de cristaux prismatiques et cette tendance persiste dans le gabbro à ouralite quoique les cristaux soient moins bien formés. Au stade du faciès dioritique, il y a encore des cristaux allongés et dentelés de plagioclase, mais la plus grande partie du minéral est en grains irréguliers. Non seulement la forme, mais

aussi la composition des cristaux de plagioclase a changé. Cette transformation, moins évidente que le changement de forme, est marquée par une augmentation du rapport Ab/An.

Ainsi, dans le gabbro frais, la composition du plagioclase moyen est celle de la labradorite An_{65} . Le feldspath varie de la labradorite An_{51} à l'oligoclase An_{25} dans le gabbro à ouralite, et de l'andésine An_{35} à l'oligoclase An_{15} dans le facies dioritique. On trouve aussi à certains endroits dans le facies dioritique un plagioclase introduit dont la composition varie entre l'albite An_6 et l'albite An_{10} . Quant aux gabbros gneissiques et schisteux, ils semblent contenir deux plagioclases de composition différente. A un endroit, l'un de ces plagioclases est de l'andésine An_{33} représentant le feldspath originel dont la composition a été modifiée, tandis que le second est un feldspath introduit, ayant la composition de l'oligoclase An_{11} . La composition du feldspath introduit dans les gabbros gneissiques et schisteux est en général de l'albite dont la composition est comprise entre An_6 et An_{10} .

Les feldspaths des roches gabbroïques ont été légèrement saussuritisés et le degré de cette altération varie avec les divers types de roches. En effet, on note que le plagioclase en grains clairs du gabbro à ouralite devient de plus en plus embrouillé à mesure que progresse l'altération des minéraux ferromagnésiens. Dans les facies les plus altérés, on trouve un peu de zoïsite, d'épidote, de séricite et de calcite. Cependant ces minéraux, sauf la séricite, ne se rencontrent généralement pas dans le feldspath lui-même. A certains endroits dans le facies dioritique et dans le gabbro gneissique, des grains de plagioclase sont remplacés par des agrégats à grain très fin, composés de zoïsite, d'épidote, de mica et de chlorite.

Nous avons observé la scapolitisation du plagioclase à deux endroits dans le gabbro à ouralite. Au premier endroit, la scapolite forme des veines et provient clairement d'apports externes. Au deuxième endroit, elle forme des petits grains disséminés dans la roche, et peut être le résultat d'une imprégnation de celle-ci par des fluides porteurs de chlore et de CO_2 .

Causes de l'altération. - La transformation du gabbro frais en gabbro schisteux peut être le résultat d'un métamorphisme régional peu intense, mais il est certain que ce n'est pas le gabbro schisteux qui a donné le gabbro frais sous l'action d'un métamorphisme régional intense. Harker (1950) cite le cas de roches basiques qui, sous l'effet du métamorphisme

régional, ont été successivement transformées en schistes à albite et chlorite, en schistes à albite, épidote et chlorite, en schistes à albite, épidote et hornblende, en amphibolites à plagioclase et en granulites à pyroxène. Dans le cas des roches basiques de la région du lac Beetz, l'altération progressive de la texture ophitique du gabbro frais, à mesure que la roche se rapproche du gabbro schisteux, montre que la transformation de la roche s'est faite du gabbro frais vers le gabbro schisteux. De plus, tel que démontré plus haut par la marche progressive de l'altération, on voit que les roches passent graduellement de l'une à l'autre dans l'ordre suivant: gabbro frais, gabbro à ouralite, facies dioritique, gabbro gneissique et gabbro schisteux. C'est le gabbro à ouralite et sa position dans la séquence métamorphique qui rendent non plausible la formation du gabbro frais aux dépens du gabbro schisteux, par un métamorphisme d'intensité croissante. En effet, pour que le gabbro à ouralite soit le facies métamorphique succédant au facies dioritique, il faudrait que le pyroxène se forme aux dépens des amphiboles et c'est l'inverse que l'on observe dans la roche.

Si on admet que la transformation des roches basiques s'est faite du gabbro frais vers le gabbro schisteux, quelle est la cause principale du phénomène? Est-ce là un exemple d'autométamorphisme d'une roche ignée altérée par sa propre liqueur magmatique (Sargent, 1918)? Parmi les effets dus au réajustement de l'équilibre entre les minéraux de la roche qui sont déjà cristallisés et la liqueur résiduelle, Colony (1923) mentionne l'imprégnation de ces minéraux par de l'albite et la transformation des pyroxènes en amphiboles fibreuses. Harker (1950) dit que les observations de plusieurs pétrographes indiquent que la saussurisation des feldspaths et l'ouralitisation sont des formes d'altération qui appartiennent au stade final de la recristallisation d'une roche ignée. D'après Tyrrell (1948) l'albitisation des roches ignées basiques est un phénomène d'autométamorphisme très répandu et il donne comme exemple les laves basaltiques du Carbonifère inférieur d'Ecosse décrites par Bailey et Grabham. Dans ces laves, l'albitisation est attribuée à la digestion de la lave elle-même par son propre liquide résiduel riche en soude. D'après Tyrrell (ibid.) Eskola considère l'albite des spilites du Karlien comme le résultat d'une réaction magmatique tardive. Il s'appuie sur la texture ophitique pour montrer que le plagioclase originel a dû être un plagioclase calcique puisqu'il s'est formé avant le pyroxène. En effet, dit-il, dans les mélanges albite-clinopyroxène, le point eutectique doit se trouver très près de l'extrémité albitique de la série et par conséquent le pyroxène doit être le premier à se précipiter dans presque tous les magmas possibles. Or, comme la texture ophitique indique que le plagioclase s'est formé le premier, il en conclut que ce plagioclase devait être calcique et qu'il a été albitisé par la suite.

En plus de l'action de la liqueur magmatique, il y a celle des émanations gazeuses, c'est-à-dire la pneumatolyse. Parmi les minéraux qui peuvent être formés par pneumatolyse il y a la muscovite, la tourmaline, l'apatite et la scapolite. Les deux premiers sont généralement associés aux magmas granitiques, tandis que les deux derniers accompagnent généralement les magmas basiques.

On a vu que les roches basiques de la région sont caractérisées par l'ouratilisatation des pyroxènes, la saussuritisation et l'albitisation des plagioclases, et l'introduction d'apatite et de scapolite. Ces roches possèdent donc des caractéristiques de l'autométamorphisme. Cependant on observe, à plusieurs endroits, que les roches basiques se sont refroidies assez rapidement comme l'indiquent les salbandes figées, les facies à grain fin et l'absence de couronnes autour des grains d'olivine. Or le refroidissement rapide d'une roche ne facilite certainement pas l'action des solutions magmatiques tardives. Il faut donc chercher une autre cause à l'altération des roches basiques et cette autre cause pourrait être le phénomène de métasomatisme.

Le terme métasomatisme est employé dans le sens défini par Goldschmidt (1922): "Metasomatism is a process of alteration which involves enrichment of the rock by new substances brought in from the outside. Such enrichment takes place by definite chemical reactions between the original minerals and the enriching substances". On observe à certains endroits, dans les roches basiques de la région du lac Beetz, de l'albite introduite. Dans la région du lac Wakeham (Claveau, 1944) cette albite remplace les plagioclases des roches à deux endroits. Les deux analyses chimiques partielles, qui apparaissent dans le tableau 1, montrent qu'il y a, dans le gabbro à ouralite, une augmentation dans le pourcentage des alcalis et une diminution dans ceux de la magnésie et de l'alumine, si on compare ces pourcentages à ceux du gabbro à olivine. Il y a donc eu un gain d'alcalis et peut-être une perte d'alumine et de magnésie, à moins que la diminution du pourcentage de ces derniers soit due à un apport d'eau accompagnant les alcalis. Ces observations indiquent que les roches basiques ont subi du métasomatisme au moins à quelques endroits et, si on pouvait multiplier les analyses chimiques, il est probable qu'on s'apercevrait que le métasomatisme a affecté la majorité de ces roches.

Il semble donc que les roches basiques aient subi un certain métasomatisme. Quels sont le caractère et l'origine des solutions qui en ont été les agents? Elles devaient être alcalines puisque l'on trouve de l'albite introduite, une augmentation du pourcentage des alcalis, et une distribution relativement étendue d'une amphibole sodique

bleu verdâtre. Dans le gabbro gneissique et le gabbro schisteux, il y a eu addition de quartz, d'albite et de carbonates. On trouve aussi de la tourmaline à certains endroits dans le facies dioritique. Il n'y a, dans la région, qu'un intrusif plus récent que le gabbro qui puisse fournir des solutions alcalines riches en soude, en plus du quartz, de la chaux, de petites quantités d'acide borique et de grandes quantités d'eau. Cet intrusif est le granite de nature sodique qui est décrit plus bas et que l'on présume être la roche sous-jacente d'une grande partie de l'assemblage de roches métasédimentaires et gabbroïques.

Tableau 1

Composants	Pourcentage en poids	
	Gabbro à olivine	Gabbro à ouralite
Silice (SiO ₂)	46.4%	43.8%
Alumine (Al ₂ O ₃)	18.9%	16.8%
Magnésie (MgO)	10.4%	5.3%
Potasse (K ₂ O)	0.01%	1.4%
Soude (Na ₂ O)	1.6%	3.2%

L'échantillon de gabbro à olivine a été prélevé à un quart de mille au Nord-Ouest du lac Stephenson (Claveau 1944) et celui de gabbro à ouralite, à un mille au Nord-Est de la tour d'observation forestière du lac Beetz.

Les inclusions dioritiques que l'on trouve dans le granite sont en général caractérisées par une texture granoblastique. Il semble donc que le premier changement, dû à la chaleur dégagée par le granite, a été une recristallisation de la roche. Les transformations respectives de l'hypersthène en biotite et de l'augite en biotite et en hornblende, indiquent une réaction entre les pyroxènes et le magma granitique en présence duquel le seul minéral ferromagnésien stable était la biotite. La hornblende n'était probablement qu'un stade intermédiaire dans cette transformation. La composition des enclaves montre

que le granite lui-même était moins efficace que ses solutions dans l'altération des roches gabbroïques. En effet, il reste encore des pyroxènes et le plagioclase est assez calcique, tandis que dans plusieurs roches altérées par les solutions, les pyroxènes sont généralement disparus et le plagioclase est relativement sodique. Il est possible que le facies dioritique, caractérisé par la texture grano-blastique, représente les roches situées à peu de distance du granite. La présence du schiste à hornblende près du granite vient appuyer cette hypothèse car on considère que le schiste à hornblende est la diorite dans laquelle la texture massive a fait place à une structure schisteuse. Le quartz qu'il contient provient du granite lui-même.

De ce qui précède on conclut que, lors de leur intrusion, les roches basiques de la région étaient probablement des roches gabbroïques. Ces roches, partiellement consolidées, ont pu être altérées quelque peu par leur propre liqueur résiduelle. Après la consolidation du gabbro, le granite s'est introduit et les solutions et les émanations, qui provenaient de ce dernier, causèrent le métasomatisme des roches basiques de la région. Là où la chaleur fournie par l'intrusif était suffisante, il y eut recristallisation de la roche pour donner l'agrégat granoblastique typique du facies dioritique. Les gabbros gneissiques et schisteux furent déformés avant ou pendant l'intrusion granitique.

Origine du gabbro

Les roches basiques se sont introduites, à l'occasion des plissements, dans les roches métasédimentaires de la région sous forme de filons-couches, de dykes et de masses plus ou moins discordantes. Nous avons démontré plus haut que la plupart de ces roches basiques résultent de l'altération progressive d'une même roche gabbroïque ayant à peu près la composition du gabbro frais que l'on trouve à quelques endroits. Quelles sont donc les relations, s'il en existe, entre le gabbro et les autres roches basiques des régions avoisinantes, et en particulier avec l'anorthosite du lac Allard? En 1944, Claveau croyait que le gabbro de la région du lac Wakeham, qui est le même que celui de la région du lac Beetz, pouvait être génétiquement relié à l'anorthosite du Nord-Ouest et de l'Ouest de ces régions. En 1949, il en était certain (Claveau, 1949a).

Buddington (1939) et Osborne (1949) font remarquer qu'il est admis que les roches anorthositiques sont polygéniques. Buddington dit que les principales intrusions de roches anorthositiques possèdent

L'une ou l'autre des deux formes suivantes: elles sont en masses stratiformes composées de couches de facies différents, soit encore en masses ayant la forme de dômes et dans lesquelles on ne trouve pas les couches caractéristiques du premier type. Il considère que les intrusions en forme de dômes, telles que celles des Adirondacks, de Morin (Adams, 1896), et de St-Urbain (Mawdsley, 1927), sont probablement du même âge. L'anorthosite du lac Allard appartient au type d'intrusion en forme de dômes et elle est probablement du même âge que les précédentes. La majorité des roches gabbroïques de la région des Adirondacks, que Buddington (1939) considère comme probablement apparentées à l'anorthosite, sont beaucoup plus altérées que celles de la région du lac Beetz, et la ressemblance entre ces deux types de roches gabbroïques est beaucoup moins frappante que semble le croire Claveau (1944). D'après Osborne (communication personnelle) les roches gabbroïques associées à l'anorthosite de Morin sont aussi plus altérées que celles du lac Beetz. Il semble donc que les roches gabbroïques associées aux anorthosites en forme de dôme soient plus altérées que celles de la région du lac Beetz et, par conséquent, il est probable que ces dernières ne soient pas reliées génétiquement avec le dôme d'anorthosite du lac Allard. De plus, il existe à d'autres endroits des filons-couches de gabbro (Christie et Kesten, 1949) sans qu'il y ait d'anorthosite aux environs. On trouve même dans la région de Sooke (Cooke, 1917) des gabbros et des facies anorthositiques sans qu'il y ait de dômes anorthositiques aux environs. L'auteur ne voit donc aucune raison impérieuse pour relier le gabbro du lac Beetz à l'anorthosite du lac Allard. Au contraire, les minéraux de titanium, que l'on trouve dans certains lits sédimentaires, peuvent indiquer que les deux intrusions ont été séparées par une période d'érosion et de sédimentation.

En effet, le quartzite à hématite et rutile contient un pourcentage relativement élevé de titanium sous forme de rutile et de sphène. Or, on trouve le titanium en abondance avec les roches anorthositiques du lac Allard. Il est donc possible que le titanium du quartzite à hématite et rutile provienne de l'érosion de l'anorthosite, et que par conséquent celle-ci soit plus ancienne que les roches métasédimentaires de la région du lac Beetz, tandis que le gabbro est définitivement plus récent que ces dernières. La séparation de deux intrusifs par une période d'érosion ne constitue pas une preuve qu'ils ne sont pas comagmatiques, mais leur consanguinité est peu probable.

Le gabbro de la région peut être dérivé d'un magma non saturé qui avait à peu près la composition du gabbro frais. Il peut aussi être dérivé d'un magma plus acide dont le gabbro représente le facies basique, tandis que le granite représente le facies acide. Il n'y

a rien qui puisse indiquer que le gabbro et le granite soient comagmatiques et cette suggestion, qui est du domaine de la spéculation, n'est donnée que comme une possibilité qui devra tout de même être considérée à l'occasion de travaux futurs.

Granite rose à biotite

Le granite occupe une étendue de terrain d'environ 80 milles carrés dans la partie Nord-Ouest de la région; il s'étend au delà des limites Nord et Ouest (Longley, 1948 et Claveau, 1949). On trouve aussi quelques affleurements de granite dans la partie Sud-Ouest de la région où ils percent à travers une couverture de roches métasédimentaires et gabbroïques. On présume que ces affleurements appartiennent à la même source magmatique que le batholithe principal.

Il y a, dans le batholithe de granite, de grandes et de petites enclaves de roches métasédimentaires et gabbroïques (Planche VI-B). De nombreux dykes de granite recoupent le quartzite (Planche VII-B) et le gabbro (Planche VII-A). Ces dykes de granite sont assez nombreux au voisinage immédiat du massif principal de granite mais ils sont plutôt rares dès qu'on s'en éloigne.

La roche est un granite rose à biotite, généralement à grain grossier. On ne distingue pas de structure gneissique définie; cependant, la biotite a tendance à se séparer en bandes et à envelopper les gros cristaux de feldspath et les plages composées de quartz et de feldspath. A certains endroits, la roche a une texture porphyrique et le diamètre des phénocristaux de feldspath peut atteindre deux centimètres.

Dans les affleurements de la partie Sud-Ouest de la région, le granite est une roche rose et à grain moyen, possédant une bonne foliation. On y distingue, à certains endroits, des phénocristaux de feldspath enrobés par de minces couches riches en biotite, et la roche a l'apparence d'un gneiss ocellé.

Claveau (1949a) dit que la texture porphyrique de cette roche n'est qu'apparente et il l'interprète comme un stade initial dans la formation d'un gneiss ocellé et non pas comme un véritable caractère porphyrique. Tel que décrit plus bas, les minéraux du granite sont généralement broyés et, à certains endroits, on trouve des veines de quartz dans les fractures des phénocristaux de microcline. Cette observation ne constitue pas une preuve mais fournit au moins une indication d'une texture protoclastique. En effet, lors de son intrusion, le granite pouvait contenir une forte proportion de cristaux, dont des phénocristaux de micro-

clié. A mesure que progressait la consolidation, comme conséquence du refroidissement, les cristaux se broyaient les uns les autres à cause du mouvement, et la silice interstitielle se déposait dans les fractures sous forme de quartz. La biotite contenue dans ce magma semi-solide tendait à se séparer en bandes et à enrober les grains plus résistants. Le résultat final est une roche à structure ocellée plus ou moins bien développée, suivant l'intensité du mouvement et le degré de consolidation de la mise en place. La foliation, aux rares endroits où elle est nette, semble parallèle à la bordure du granite. Il semble donc que ce soit une foliation primaire, ce qui appuie l'hypothèse précédente sur l'origine protoclastique de la texture.

Sous le microscope, on voit que la roche a subi une granulation prononcée. Son apparence est celle d'une roche fracturée et composée de gros grains noyés dans un "mortier" de grains broyés et fins (Planche XIV-A).

Il est très difficile d'estimer les proportions relatives des divers minéraux constituant de la roche en coupe mince, à cause du grain grossier. La composition moyenne approximative est de 30 pour cent de quartz, de 25 à 30 pour cent de microcline et d'orthose, de 30 à 35 pour cent de plagioclase et de 5 à 15 pour cent de biotite. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite, la séricite, l'épidote et la magnétite.

Le quartz est généralement en petits grains entre les cristaux de feldspath, mais on le trouve aussi en gros grains irréguliers. Ces gros grains, à quelques exceptions près, sont fracturés et montrent une extinction ondulatoire. A certains endroits, le quartz remplit des fractures dans les phénocristaux de microcline. Dans une coupe mince on observe de la myrmékite, c'est-à-dire un enchevêtrement micrographique de quartz et d'orthose.

Le microcline, en gros phénocristaux (Planche XIV-A) ayant jusqu'à deux centimètres de longueur, est distribué dans une matrice à grain plus fin dans laquelle on trouve aussi des petits cristaux irréguliers de microcline. Il contient généralement des veinules et des petites plages d'albite et on pourrait le nommer microcline perthitique à certains endroits.

L'orthose, en petite quantité, forme des grains irréguliers dans la matrice de la roche et, tel que mentionné plus haut, il forme de la myrmékite avec le quartz à certains endroits.

Le plagioclase est en grains maclés et aux contours

irréguliers. Il est généralement zoné et la composition moyenne de la partie centrale est de l'oligoclase An_{14} . La partie centrale est embrouillée mais on y distingue des paillettes de séricite.

La biotite se trouve en paillettes déchetées et pliées entre les grains des autres minéraux. Elle est fortement pléochroïque et ses couleurs sont le jaune pâle et le vert foncé.

Le sphène est en petits grains en forme de coins dans les interstices des minéraux, mais plus généralement en grains irréguliers en bordure des cristaux de biotite. Il forme aussi des auréoles autour des grains de magnétite comme dans certains facies du gabbro altéré.

L'apatite est en petits grains idiomorphes à relief moyen et à faible biréfringence. La séricite, en fines écailles, est un produit d'altération des feldspaths; il y a aussi des paillettes de muscovite incolore à quelques endroits entre les grains des autres minéraux. Une seule coupe contient des petits grains irréguliers d'épidote. La magnétite, en grains idiomorphes et en masses irrégulières, est contenue dans les interstices entre les minéraux.

Dykes de pegmatite et d'aplite

Les dykes de pegmatite, et plus rarement d'aplite, sont relativement nombreux au voisinage du batholithe de granite mais ils sont très rares dès que l'on s'en éloigne. Il y en a quelques-uns sur la rive Ouest du lac Watshishou, près de la limite Nord de la région, mais encore là, le granite n'est qu'à trois quarts de mille plus au Nord. Cette distribution des dykes, au voisinage immédiat du granite, indique qu'ils sont probablement des différenciations résiduelles du granite.

Ces roches ont une composition semblable à celle du granite et elles ne diffèrent entre elles que par la grosseur des grains. Dans une coupe mince d'aplite, on observe une texture porphyrique, à phénocristaux de microcline. Ce dyke d'aplite recoupe le granite sur la rive Est du lac situé à un mille et demi au Sud-Ouest du lac Irène.

Pleistocène

Il est certain que les glaciers du Pléistocène ont recouvert la région. Leur passage est attesté par l'existence de vallées en U, roches moutonnées, surfaces polies, sillons glaciaires, stries, marques de friction, et aussi par la présence de petits dépôts de matériel

non consolidé d'origine glaciaire.

On trouve un bel exemple de vallée en U à un quart de mille à l'Ouest du lac Watshishou (Planche XIV-B). Cette vallée a une direction Nord-Sud et elle débouche dans la partie Nord-Ouest du lac Watshishou au Nord de la région sous étude.

De nombreuses roches moutonnées affleurent dans la région du batholithe de granite (Planche XV-A) où une grande partie de la végétation est disparue lors d'un feu de forêt. La face Nord de ces roches est caractérisée par une pente douce tandis que la face Sud est à peu près verticale.

Il y a des surfaces polies sur le sommet dénudé de plusieurs collines de quartzite tandis que les parois de certaines vallées Nord-Sud sont creusées par de remarquables sillons glaciaires.

On observe des stries glaciaires et des marques de friction à quelques endroits et elles indiquent un écoulement de la glace suivant une direction comprise entre S.5°E. et S.20°E. Il est impossible de déterminer le sens du mouvement en se basant sur les stries. Quant aux marques de friction, le pendage de leur fracture est vers le Sud, et si ce pendage indique le sens du mouvement du glacier, comme semble le croire Harris (1943), on peut conclure que le glacier qui les a faites se déplaçait vers le Sud.

Les dépôts de matériel non consolidé que l'on trouve dans la région du lac Beetz sont tous d'âge pléistocène. Ils sont petits et consistent surtout en blocs erratiques, mais on trouve aussi des dépôts de till, gravier, sable et argile. Les blocs erratiques de composition granitique sont très nombreux dans la région du batholithe de granite où on les trouve perchés sur le sommet des montagnes, souvent en équilibre instable. Certains de ces blocs erratiques peuvent atteindre 35 pieds de diamètre (Planche XV-B). On trouve aussi quelques blocs erratiques de granite mêlés à ceux de gabbro et de quartzite dans la région du contact du batholithe avec ces roches et ils deviennent très rares dès que l'on s'éloigne de cette zone de contact. Cependant on en trouve plusieurs au voisinage et à l'Est du lac à l'Eau Claire. Ces blocs proviennent peut-être du massif de granite que l'on trouve sur la rive Nord du lac Watshishou, au Nord de la région. Les blocs erratiques de gabbro et de quartzite ne sont pas nombreux dans l'Est de la région, probablement à cause de la végétation qui les masque à la vue.

On a observé un seul dépôt de till dans la région et il se

trouve à l'extrémité Sud du lac Watshishou. Tel que mentionné plus haut, ce dépôt empêche le lac de s'écouler vers le Sud et l'oblige à déverser ses eaux dans le lac Holt vers l'Est. Le till se compose de blocs arrondis, dont le diamètre peut atteindre huit pouces, et qui sont mélangés avec un sable argileux.

Les dépôts de sable sont peu nombreux. On les trouve dans la partie Est de la région au fond des vallées, surtout sur les berges des lacs où ils sont bien exposés. Tel que mentionné plus haut, on trouve sur la rive Ouest de la baie Nord-Ouest du lac Beetz, à l'embouchure de la rivière Quétachou, une terrasse composée d'argile stratifiée. Cette terrasse, qui s'élève à quelque 15 pieds au-dessus du niveau du lac, est visible sur une distance de 75 pieds et elle est à une altitude de 385 pieds au-dessus du niveau de la mer. Elle peut avoir son origine soit à la mer Champlain, quoiqu'on n'y ait trouvé aucun fossile, ou soit aux glaciers du Pléistocène. En effet, les glaciers, lors de leur retrait, auraient pu laisser des dépôts qui auraient éclusé le lac Beetz et fait monter ainsi son niveau jusqu'à celui de cette terrasse. Ces dépôts glaciaires auraient pu par la suite être enlevés par l'érosion.

Certains dépôts glaciaires, en particulier les argiles et les sables, ont été remaniés par les rivières actuelles.

La petite quantité de matériel non consolidé indique que les glaciers étaient surtout caractérisés par leur pouvoir d'érosion. L'importance de l'érosion glaciaire est difficile à évaluer. Il est à peu près certain que la région était très découpée avant l'érosion glaciaire, et que le travail du glacier a été de nettoyer cette région de son matériel non consolidé, d'arrondir le fond des vallées, d'adoucir leurs parois et aussi le sommet des montagnes.

L'existence d'un relief préglaciaire relativement accentué est démontrée par les nombreuses vallées profondes, dont le creusement ne peut pas être attribué aux petits cours d'eau post-glaciaires qui les occupent. Comme exemple de ces vallées préglaciaires, on peut mentionner la vallée du lac du Vent qui est décrite plus haut.

TECTONIQUE

Plissements

Les roches métasédimentaires de la région du lac Beetz sont plissées en synclinaux et anticlinaux d'amplitude et d'écartement

divers. L'écartement de l'un de ces plis, compris en partie seulement dans la région du lac Beetz, est de quatorze milles. Par contre, l'écartement, dans certains plissements, se mesure en pouces. Entre ces deux extrêmes, on rencontre tous les intermédiaires possibles. La trame tectonique de la région est formée de trois plis principaux plongeant vers le Sud et le Sud-Est, avec des inclinaisons probables variant entre 20° et 50°. Ce sont les deux synclinaux des lacs de la Robe Noire et Piashti et l'anticlinal du lac Beetz.

L'interprétation de la structure de la région est basée surtout sur l'orientation et la distribution des lits métasédimentaires et des filons-couches de gabbro. Environ 1,000 mesures de directions et pendages ont été effectuées et reportées sur la carte préliminaire. Quoiqu'on observe des stratifications entrecroisées à plusieurs endroits, cette structure est généralement mal définie et n'indique pas clairement les sommets des formations. Il y a cependant des exceptions (Planche VIII-A) et les sommets se reconnaissent bien en une quarantaine d'affleurements. Des "ripple-marks" ont été vues à trois endroits mais ne furent utilisées qu'à un endroit (Planche VIII-B) pour la détermination du sommet des formations. Ces déterminations de sommets montrent que dans la majorité des cas les couches sont en position normale. Il apparaît donc raisonnable de se fier aux pendages des formations pour déterminer les structures majeures.

Synclinal du lac de la Robe Noire

Le synclinal du lac de la Robe Noire est le pli le plus considérable de la région. Il plonge vers le Sud avec un angle de 20° à 50°. Son plan axial est à peu près vertical vers le Nord, et penche vers l'Est avec un angle de 80° dans la partie Sud de la région. La trace de ce plan axial quitte la rive Sud de la baie Sud-Est du lac de la Robe Noire et se dirige vers le Sud jusqu'au lac Bellanger. Ce plissement semble prolonger le synclinal du lac Wakeham, décrit par Claveau (1949a).

De nombreux plis secondaires se greffent sur le pli synclinal majeur du lac de la Robe Noire. Les mieux définis sont ceux du lac Ransonet, ceux au Nord du lac de la Robe Noire et ceux au Sud-Est du lac Gerry. Au Nord-Ouest du lac Ransonet, un synclinal d'un mille de largeur s'ouvre vers le Sud-Sud-Est avec un angle de plongée d'environ 35°; un filon-couche de gabbro suggère la présence d'un anticlinal complémentaire, parallèle au synclinal précédent, au Sud-Est du même lac.

Deux synclinaux, séparés par un anticlinal et d'une largeur

moyenne d'un mille, occupent le centre du synclinal majeur, au Nord du lac de la Robe Noire. Leur présence est suggérée par la position et la distribution des formations et par l'allure des filons-couches de gabbro. Ces trois plis secondaires ont un angle de plongée de 20° à 50° vers le Sud-Est.

A un mille au Sud-Est du lac Gerry, un anticlinal et un synclinal d'environ un demi-mille de largeur plongent vers le Sud avec un angle d'environ 45° .

L'orientation générale de tous ces plis secondaires est sensiblement parallèle à celle du plissement majeur du lac de la Robe Noire. Ces plis se conforment donc à la structure générale et sont probablement des plis d'entraînement (dragfolds).

En plus des plis secondaires que nous venons de décrire, on trouve dans les formations métasédimentaires du synclinal du lac de la Robe Noire des plissements dont les largeurs sont de quelques pouces seulement (Planche XVI). Les couches les plus plissotées affleurent sur la rive Sud du lac de la Robe Noire et sur les nombreuses îles de la partie Nord-Ouest de ce lac. On en voit aussi aux lacs Gerry, à l'Eau Claire, Prudent et Beetz et à quelques rares endroits au voisinage de ces lacs. Les plissements sont généralement très serrés et il est très difficile de déterminer la direction et le pendage général de la stratification dans les affleurements où on les rencontre. Les plans axiaux de ces plissements sont généralement parallèles à la stratification. Dans certains de ces plissements, la ligne axiale plonge vers le Nord suivant un angle qui varie entre 5° et 68° mais qui est d'environ 20° dans la plupart des cas. Dans d'autres, la ligne axiale plonge vers le Sud suivant un angle variant entre 4° et 38° et dont la moyenne est de 25° . Sur vingt-deux mesures, douze indiquent une plongée vers le Sud, et dix, une plongée vers le Nord. Le renversement de la plongée suivant la direction se produit sur de courtes distances. Sur deux petites îles distantes d'environ 500 pieds, dans la partie Nord-Est du lac de la Robe Noire, les lignes axiales des plissements plongent à un angle de 25° , mais dans des directions opposées. Sur la petite île située dans la partie Sud du lac à l'Eau Claire, les plissements plongent généralement de 5° vers le Nord; dans un cas cependant, la ligne axiale plonge vers le Nord sur une distance de quelques pieds, puis devient horizontale avant de plonger vers le Sud à un angle de 4° .

Les plissements montrent donc deux particularités. La première est la concordance entre la direction et le pendage de leur

plan axial avec la direction et le pendage des formations environnantes. La seconde est le renversement fréquent de leur plongée. Cette dernière particularité indique que ces plissements n'ont peut-être pas été formés en même temps et par les mêmes forces que la structure majeure de la région. L'intrusion des filons-couches de gabbro semble être la cause la plus vraisemblable de ces plissements. L'intrusion de ces filons-couches a pu comprimer et déformer les couches métasédimentaires, en les froissant en quelque sorte. Les plans axiaux des petites flexures seraient parallèles aux parois des filons-couches, c'est-à-dire à peu près vers le Nord, mais leurs lignes axiales plongeraient vers le Nord ou le Sud au hasard des fluctuations dans la direction de l'écoulement du gabbro intrusif.

L'anticlinal du lac Beetz

A l'Ouest du synclinal du lac de la Robe Noire se trouve l'anticlinal du lac Beetz, dont le membre Est se confond avec une partie du membre Ouest du synclinal. Cet anticlinal plonge vers le Sud-Est suivant un angle indéterminé. Il forme un pli symétrique dont le plan axial est vertical dans la région du lac de l'Est, mais incliné vers l'Ouest dans sa partie Sud suivant un angle d'environ 70°. La trace du plan axial de ce pli apparaît sur la carte dans sa position approximative. De la base du V formé par le lac Beetz, cette ligne se dirige vers le lac de l'Est suivant une direction Nord-Ouest. Au delà du lac de l'Est il est impossible de déterminer la position de cette trace à cause de l'irrégularité dans la direction des pendages des formations. Vers le Sud, le plan axial traverse la limite Sud de la région à un mille à l'Est du lac Napoléon.

Il y a aussi quelques plis secondaires le long des flancs de l'anticlinal du lac Beetz mais ils n'ont pas une aussi grande amplitude que ceux du synclinal du lac de la Robe Noire. L'irrégularité dans la direction et le pendage des formations, et la position anormale des sommets, dans la partie Sud de la pointe divisant le lac Beetz en deux baies, indiquent la présence de plis secondaires. D'autres plis semblables s'observent à l'Ouest du lac Napoléon près de la limite Sud de la région, particulièrement sur les photographies aériennes. Ces derniers s'étendent au Sud de la région où ils sont très bien définis.

Synclinal du lac Piashti

La contre-partie Ouest de l'anticlinal du lac Beetz est le synclinal du lac Piashti. Ce synclinal semble plonger vers le Sud-Est. La trace du plan axial, telle que déduite de la direction

et du pendage des formations, passe à environ un demi-mille au Sud-Ouest du lac Paquet puis se dirige vers le lac Piashti qu'elle traverse à peu près en son centre. Tel qu'indiqué sur la carte, l'extrémité Nord de la trace du plan axial se trouve à environ un mille et quart au Sud du contact entre le massif granitique et les roches métasédimentaires. Il est probable que le pli se prolonge vers le Nord plus loin qu'indiqué sur la carte, mais l'intrusion granitique, en bousculant les formations, a masqué les structures antérieures à son intrusion. Les quelques renseignements recueillis au cours d'une rapide exploration vers le Sud laissent croire que la trace du plan axial se prolonge jusqu'aux environs du lac Goéland, soit à six milles au Sud de la région. L'angle de pendage du plan axial est indéterminé dans la région à cause des nombreux plis secondaires relevés à l'Ouest du lac Piashti. Dans la région du lac Goéland le plan axial semble vertical.

Tel qu'indiqué sur la carte accompagnant ce rapport, quatre plis secondaires accolés occupent le flanc Ouest du synclinal du lac Piashti. Ces plis ont une direction Sud-Est et plongent vers le Sud suivant un angle compris entre 30° et 50°. Ils appartiennent probablement à la structure régionale mais peuvent aussi avoir été causés par l'intrusion granitique.

Autres plissements

On relève d'autres plissements dans la région, au voisinage du batholithe de granite. Quelques-uns de ceux-ci doivent probablement leur formation à l'intrusion granitique, tandis que d'autres lui sont antérieurs.

Au Sud du batholithe de granite, il y a une ceinture de roches métasédimentaires et gabbroïques large d'environ un mille jusqu'à la hauteur du lac Rousseau. Dans cette ceinture, la direction des formations varie de la façon suivante: Au lac Rousseau, la direction est Nord-Sud, puis s'incurve graduellement vers le Sud-Ouest comme le fait d'ailleurs le contact entre le granite et l'ensemble des roches métasédimentaires et gabbroïques. A deux milles à l'Est de la limite Ouest de la région, la direction des formations cesse d'être parallèle à celle du contact pour obliquer vers le Nord-Ouest. Dans la plupart des cas, les formations s'inclinent vers le contact, c'est-à-dire vers l'Ouest ou le Nord-Ouest suivant un angle compris entre 15° et 75°. L'angle moyen de ces pendages est d'environ 55°. Cependant, à l'endroit où la direction des formations est Nord-Ouest, le pendage est vers le Nord-Est. Trois observations de stratifications entrecroisées indiquent

que les formations sont en position normale et que par conséquent leur sommet est vers le contact. D'après ce qui précède, on voit que les roches de cette ceinture sont plissées, mais on ne peut pas déterminer la structure générale de façon certaine avec les renseignements que l'on possède actuellement.

Dans les terrains compris entre le prolongement vers le Nord du plan axial de l'anticlinal du lac Beetz et la bordure Est du batholithe de granite, depuis la latitude du lac Rousseau jusqu'à la limite Nord de la région, la direction des formations est relativement constante mais les pendages sont très variables. La direction générale est légèrement à l'Est du Sud, et sur 57 déterminations de l'angle de pendage, il y en a 33 qui s'inclinent vers l'Est et 24 vers l'Ouest. Les pendages vers l'Ouest se trouvent surtout aux environs du contact avec le granite. L'angle des pendages varie entre 25° et 90° mais il est en général compris entre 70° et 85° . Quatre structures de stratifications entrecroisées plus ou moins bien définies ont été observées. Deux de ces structures sont à environ trois quarts de mille à l'Ouest de la baie Sud-Ouest du lac Plat, une autre est à trois quarts de mille à l'Ouest des premières tandis que la dernière est à environ un mille et quart au Sud-Est du lac Irène. Les deux premières déterminations indiquent que le sommet des formations est probablement vers l'Ouest tandis que les autres indiquent qu'il est vers l'Est. Ces observations indiquent peut-être la présence d'un synclinal fermé dont la trace du plan axial serait à un mille environ à l'Ouest de la baie Sud-Ouest du lac Plat et dont la direction serait Sud-Sud-Est.

Joints

Joints dans les roches métasédimentaires et gabbroïques

Les roches métasédimentaires et gabbroïques de la région sont coupées par des joints aux attitudes diverses. L'attitude de ces joints est généralement plus régulière dans le gabbro que dans les roches métasédimentaires, mais il y a deux séries de joints bien définis et qui se prolongent dans les deux types de roches suivant deux directions à peu près constantes. Les joints de la première série sont orientés légèrement à l'Est du Sud et ils suivent la direction de la plupart des filons-couches de gabbro; leur pendage est abrupt vers l'Est ou vers l'Ouest suivant les endroits. La direction de la deuxième série, moins constante que la première, varie entre quelques degrés au Nord ou au Sud de l'Est. Comme dans le premier cas, le pendage abrupt n'est pas régulier et il s'incline soit vers le Nord soit vers le Sud. Ces deux sortes de joints sont bien exposés dans le gabbro du lac

Proulx: les premiers sont parallèles à la direction du lac et s'inclinent suivant un angle de 80° vers l'Est sur la rive Est, et de 80° vers l'Ouest sur la rive Ouest; les seconds, moins abondants que les premiers, ont une direction Est-Sud-Est et s'inclinent vers le Sud.

La description qui précède met en évidence l'existence d'un réseau assez régulier de joints qui recoupent indistinctement les roches métasédimentaires et gabbroïques. En plus de ce réseau, il y a aussi un certain nombre de joints irréguliers recoupant le gabbro et surtout les roches métasédimentaires. Les joints semblent s'être développés en même temps et par le jeu des mêmes forces dans les roches métasédimentaires et roches gabbroïques. D'autre part, l'orientation des systèmes de joints par rapport aux plans axiaux des grands plis de la région suggère qu'il peut y avoir relation entre les deux structures. Les joints de direction Est-Ouest, plus ou moins parallèles à la direction de la force de compression qui a plié les formations, sont peut-être des joints d'étirement tels que définis par Billings (1942). Quant aux autres joints dont la direction est à peu près perpendiculaire à celle des premiers et parallèle aux plans axiaux des plis, ils peuvent être des joints de dilatation (Billings, 1942). Ces derniers joints peuvent être aussi des joints de cisaillement même si aucun déplacement n'a été observé le long de leur plan, car les joints de cisaillement ne se développent pas nécessairement à 45° avec la direction de la force de compression.

Dans un tel cas, il faut supposer que le gabbro s'est introduit au moins en même temps que se faisait le plissement des roches métasédimentaires. Dès le début du plissement, les roches métasédimentaires furent fracturées et ce sont ces fractures aux attitudes diverses que l'on observe aujourd'hui. Le gabbro qui était fluide s'introduisait entre les lits métasédimentaires et il était plié avec eux. A la fin du plissement, et après la solidification du gabbro, il y eut développement du système de joints décrits plus haut.

Claveau (1949a) a observé des joints réguliers dans le gabbro de la région du lac Wakeham, au Nord de la région du lac Beetz. Il dit que ces joints peuvent être le résultat du refroidissement de la roche ou, dans certains cas, avoir été causés par l'intrusion du stock de granite avoisinant. Il écarte la possibilité du plissement comme cause de ces joints parce que leur distribution n'est pas régionale. Les joints réguliers mentionnés par Claveau ne sont pas indiqués sur la carte accompagnant son rapport, de sorte qu'il est impossible de voir s'ils peuvent être reliés au plissement qui a affecté la région. Cependant, les joints de la masse anorthositique située à l'Ouest du lac

Cométique et ceux du filon-couche de gabbro situé à l'Est du lac Stephenson, qu'il décrit dans son rapport, peuvent fort bien appartenir au système de joints de la région du lac Beetz.

Il est probable que certains joints trouvés dans le complexe de roches métasédimentaires et gabbroïques sont dus à l'intrusion granitique.

Joints dans le granite

Le granite est sillonné de nombreux joints dans presque tous ses affleurements. Dans la partie Nord du batholithe, l'un des systèmes de joints a une direction N.50°W. et un pendage abrupt incliné ici vers l'Est, là vers l'Ouest. Un autre système, à peu près perpendiculaire au premier, a une direction comprise entre l'Est et N.65°E. et le pendage est abrupt vers le Nord ou le Sud. Dans la partie Sud du batholithe, l'orientation des joints est quelque peu différente de celle des joints de la partie Nord. La direction de l'un des systèmes varie entre N.50°E. et N.25°E. et le pendage est généralement vertical. L'autre système a une direction générale N.60°W. et le pendage est aussi vertical. Il existe aussi dans tous les affleurements de granite de la région des joints à peu près horizontaux. Ces différents systèmes de joints peuvent être observés sur la rive Nord de la baie Est du lac Irène.

On ne possède aucun critère qui permette de déterminer l'origine de ces joints de façon certaine. Ils peuvent être contemporains de la solidification du granite ou lui être postérieurs.

Schistosité et foliation

La schistosité, développée dans quelques-uns des lits métasédimentaires de la région du lac Beetz, est généralement parallèle à la stratification mais elle n'a été observée que le long des flancs des plis et non pas au sommet de ces derniers. Cependant, l'étude en coupe mince d'un échantillon provenant de la petite île située près de la rive Ouest du lac Napoléon, à quelque trois quarts de mille au Sud de son extrémité Nord, montre que la schistosité n'est pas partout parallèle à la stratification. Dans cette coupe mince, le schiste quartzifère micacé est composé de couches alternées respectivement riches en quartz et en mica. Dans les couches riches en mica, les paillettes de mica décrivent des sinusôides irrégulières dont le plan axial fait un angle de 40° avec le plan des couches. Dans l'affleurement, cette orientation des paillettes de mica se traduit par une schistosité faisant un angle de 40° avec la stratification.

Tel que mentionné plus haut, on trouve dans la région du lac Watshishou des roches gabbroïques caractérisées soit par une schistosité ou soit par une schistosité et une foliation. La schistosité et la foliation de ces roches sont généralement parallèles à la stratification des roches métasédimentaires voisines. Cependant, à l'extrémité de la pointe Sud-Est du lac, le gabbro schisteux est plissoté. Les plans axiaux de ces plissements ont une direction à peu près Nord-Sud et ils sont verticaux. Leurs axes plongent les uns vers le Nord, d'autres vers le Sud, et la plupart verticalement.

Dans les schistes à hornblende dérivés du gabbro et affleurant près du granite, la schistosité est parallèle au contact avec le granite et le pendage est généralement vers l'intérieur de la masse granitique.

Il existe dans les gabbros du lac Watshishou une autre structure qui n'est pas une schistosité proprement dite. Cette structure a été observée à quelques endroits sur la pointe Nord de la rive Ouest du lac. Sous l'action des vagues, la roche subit une érosion différentielle qui donne aux affleurements l'apparence de champs labourés. On a alors des couches d'environ quinze pouces d'épaisseur qui restent en relief au-dessus de dépressions de même largeur. L'attitude de ces couches est conforme à celle de la stratification des roches métasédimentaires que l'on trouve dans les environs.

Le granite de la région du lac Beetz est plus ou moins massif mais la biotite a tendance à se séparer en bandes. Cette tendance est plus marquée sur les bords de l'intrusion où on distingue une légère foliation et même une vague schistosité à certains endroits. Une légère foliation a été observée dans le granite au Nord du lac du Feu, près du contact entre le granite et l'ensemble des roches métasédimentaires injectées de gabbro. La direction de cette foliation est parallèle à celle du contact et son pendage est de 75° vers l'Ouest.

Un gneiss granitique affleure au Sud du lac du Cap dans la zone de contact. Il est constitué de bandes de couleur claire d'un quart de pouce d'épaisseur et alternant avec des bandes noires de même épaisseur. La direction de la gneissosité est parallèle à la ligne de contact du granite avec les roches métasédimentaires injectées de gabbro. Le pendage de la structure gneissique est de 65° vers le Nord-Ouest, c'est-à-dire vers l'intérieur du batholithe, comme celui de la foliation du granite décrite plus haut.

Les origines des schistosités et des foliations dans les

roches de la région sont obscures et il est impossible de les déterminer avec les données actuelles.

Modès de mise en place des principales intrusions et leurs

effets sur la structure des roches environnantes

Intrusion gabbroïque

Le gabbro de la région, en certains endroits, se présente sous forme de dykes courts qui recoupent les lits des roches métasédimentaires. Le gabbro forme aussi quelques masses concordantes et discordantes, mais dans la plupart des cas il s'est introduit le long des plans de stratification des roches métasédimentaires. Ces filons-couches suivent la stratification des roches métasédimentaires même là où les lits sont plissés. Tel que décrit plus haut, ce phénomène peut être observé au Sud du lac Plat, aux environs du lac Ransonet, au Nord du lac de la Robe Noire et au Sud-Est des lacs Gerry et Des Iles. Le gabbro, à ces endroits, ne possède aucune structure pouvant indiquer qu'il a pu être plissé après sa cristallisation. Il y a cependant une exception: sur la rive Est du lac Ransonet où le gabbro est schisteux. Au Sud du lac Plat, il y a une masse de gabbro d'environ deux milles de largeur qui occupe le sommet d'un pli secondaire. Au Nord et au Sud-Est du lac Piashti on trouve aussi des masses de gabbro dans la région axiale du synclinal du lac Piashti.

On admet généralement que, lors d'un plissement, les lits glissent les uns sur les autres le long des flancs vers le sommet et que ce plissement a tendance à séparer les lits les uns des autres au sommet du pli et à causer ainsi une région où la pression hydrostatique est réduite. Si une masse plutonique s'introduit au moment d'un plissement, elle aura tendance à se diriger vers les endroits où la pression est moins élevée, donc vers les sommets des plis. Les masses de gabbro accumulées aux sommets de quelques plis dans la région du lac Beetz indiquent que l'intrusion gabbroïque est probablement cotectonique. De plus, le gabbro en général ne montre ni structure cataclastique, ni schistosité, ni aucune marque de déformation même là où les filons-couches sont étranglés par des plis secondaires. Il faut cependant faire exception pour les plis secondaires situés à l'Ouest du lac Piashti: là le gabbro est transformé en schiste à hornblende. Mais on croit que ces plis datent de l'époque de l'intrusion granitique et non pas de celle des plissements régionaux.

Tel que mentionné plus haut, les roches métasédimentaires de la région sont plissotées en rides dont les plans axiaux sont à peu près parallèles à la stratification et aux filons-couches de gabbro. En certains endroits, les plissements plongent vers le Nord; ailleurs ils plongent vers le Sud. Comme leur plongée est erratique, on croit que ces plissements n'ont pas été causés par les forces qui ont provoqué les plissements principaux de la région. On les attribue plutôt aux frictions qui ont accompagné l'intrusion des filons-couches. Des plissements ainsi produits auraient en effet leur plan axial parallèle aux parois des filons-couches, mais leurs axes plongeraient vers le Nord ou vers le Sud suivant la direction de l'écoulement du gabbro intrusif.

Intrusion granitique

Le batholithe de granite occupe une superficie d'environ 80 milles carrés dans la région du lac Beetz. En se basant sur les travaux géologiques faits au Nord et à l'Ouest de la région (Claveau 1949a, Longley 1948, Retty 1944), on estime que la superficie de ce batholithe doit être d'environ 200 milles carrés. Il a grossièrement la forme d'une ellipse dont le grand axe a une direction Nord-Sud.

Lors de sa mise en place, le granite a repoussé les formations métasédimentaires et les filons-couches de gabbro mais il a aussi englouti quelques blocs de ces roches. L'orientation des formations qui entourent le batholithe témoigne de la pression que le batholithe a exercée sur elles. Les formations métasédimentaires et les filons-couches de gabbro qui enrobent le batholithe de granite dans la région du lac Beetz s'inclinent vers l'intérieur du batholithe dans une zone située près du contact, tandis qu'elles s'inclinent dans la direction opposée loin de cette zone. D'après Claveau (1949a), la partie de ce batholithe comprise dans la région du lac Wakeham a repoussé vers le Nord et vers l'Est une portion considérable du complexe gabbro-sédiments. Claveau (1944) pense que le pendage originel des formations dans le flanc Ouest du synclinal du lac Wakeham, qui est le prolongement du synclinal du lac de la Robe Noire, devait varier entre 40° et 50°. Ces formations penchent maintenant vers l'Est suivant un angle variant entre 70° et 80°. La partie Nord-Ouest du batholithe du lac Beetz qui pénètre dans la région du lac Forget (Longley, 1948) a aussi repoussé les formations lors de son intrusion. Un grand filon-couche de gabbro, de direction générale Nord-Sud, est courbé vers l'Est au Nord du lac Métivier. Le pendage, d'abrupt vers l'Est, devient 40° Sud vers le batholithe. Nous croyons que lors de son intrusion le granite s'est introduit à peu près verticalement en repoussant les formations préexistantes. A mesure que la masse granitique s'élevait dans la croûte

terrestre, la pression hydrostatique s'exerçant sur la masse intrusive diminuait et le granite se dilatait en renversant les formations environnantes: ce serait là l'explication des pendages vers l'intérieur de la masse granitique.

La pression énorme exercée par le granite sur les formations environnantes a plissé ces dernières. Certains grands plis secondaires, tels que ceux à l'Ouest du lac Piashti ont peut-être cette origine.

Les schistosités, développées dans certaines formations métasédimentaires et dans certains facies des roches gabbroïques, tel le schiste à hornblende, sont un résultat de l'intrusion du batholithe. De même, la foliation observée à quelques endroits dans le granite est une foliation primaire.

Les textures de broyage, observées dans le granite et dans le gabbro gneissique, datent probablement de l'époque de l'intrusion granitique, mais il est possible qu'elles soient postérieures à l'intrusion.

Tel que mentionné plus haut, l'apparence du granite en coupe mince est celle d'une roche fracturée et composée de gros grains noyés dans un "mortier" de grains broyés et fins (Planche XIV-A). On ne sait pas cependant si cette texture est protoclastique ou cataclastique. Certaines observations indiquent que la texture est probablement protoclastique. En effet, on observe dans quelques coupes minces de gros grains de quartz non déformés et à un endroit en particulier le quartz remplit des fractures dans les phénocristaux de microcline. Cependant, on pourrait avoir ces relations dans une roche où le quartz a émigré et où il a recristallisé sous l'effet du métamorphisme dynamique.

On observe dans le gabbro gneissique une texture clastique caractérisée par le broyage des plagioclases et des grains de quartz. On suppose que ces deux minéraux ont été broyés en même temps. Si la texture du quartz est protoclastique et si ce quartz introduit provient de l'intrusion granitique, la texture clastique du gabbro gneissique serait contemporaine à l'intrusion granitique. Si au contraire la texture du quartz introduit est d'origine cataclastique, la texture clastique du gabbro serait postérieure à l'intrusion granitique.

Si les textures clastiques du granite et du gabbro gneissique ne sont pas contemporaines à l'intrusion granitique, alors elles sont postérieures à cette intrusion et on n'en connaît pas la cause.

Elles pourraient dater du soulèvement pliocène qui a affecté toute la région du Bouclier canadien et elles pourraient aussi avoir été causées par les oscillations du terrain au cours des périodes glaciaires et post-glaciaires.

D'après la discussion qui précède, il semble évident que le granite appartient au type à injection rapide comme le suggère Claveau (1949a). Les observations suivantes confirment aussi ce point de vue: Le granite est de composition passablement uniforme et révèle des contacts bien définis. Il contient un certain nombre d'inclusions, mais il ne montre que très peu de signes d'assimilation. Le granite a repoussé les formations qui l'entourent. Le batholithe a par conséquent déplacé les obstacles plutôt qu'il ne les a assimilés.

Résumé de la tectonique de la région

Les roches métasédimentaires de la région du lac Beetz ont été pliées en un anticlinal et deux synclinaux plongeant vers le Sud. Sur ces plissements majeurs se sont greffés des plis secondaires plongeant aussi vers le Sud. Il se développa des joints dans les roches métasédimentaires au moment du plissement et aussi après.

Le magma gabbroïque s'introduisit au cours de cette période de plissements pour former des filons-couches, ainsi que quelques dykes et des masses plus ou moins discordantes. Ce magma avait tendance à occuper le sommet des plis à cause de la pression moins élevée à ces endroits. La friction, exercée par les filons-couches de gabbro sur les strates métasédimentaires lors de l'intrusion, froissa ces dernières et les laissa toutes plissotées à certains endroits. Dès que le gabbro fut quelque peu refroidi, il commença à se fracturer sous les efforts des forces qui avaient causé les plissements et qui continuaient à agir. Il en résulta un système de joints dans le gabbro.

Plus tard, le magma granitique s'introduisit à son tour en déformant les roches métasédimentaires et le gabbro. Cette intrusion granitique causa probablement des plissements et des schistosités locales dans les formations environnantes.

L'extinction ondulatoire dans le quartz et le broyage des grains que l'on observe dans le granite et dans le gabbro gneissique peuvent être dus à l'intrusion granitique ou encore aux mouvements postérieurs à cette intrusion.

ÂGE ET CORRÉLATION DES FORMATIONS

Les âges relatifs des principales roches de la région ne font aucun doute. Tel que démontré plus haut, les formations métasédimentaires sont les plus anciennes et elles sont suivies par le gabbro et ensuite par le granite qui est la roche consolidée la plus récente. Quant à l'âge absolu de ces roches, il est inconnu, sauf dans le cas du gabbro. Claveau (1944) donne 1,500 millions d'années comme âge absolu mais approximatif du gabbro. Cet âge est basé sur une étude faite par le Dr N.B. Keevil sur le contenu en hélium d'un échantillon de gabbro frais. La valeur des déterminations d'âge basées sur la méthode utilisée par Keevil a été mise en doute par certains auteurs (Hurley et Goodman, 1943). Lane et Urry (1935) ont déterminé que l'âge approximatif du Keweenawien est compris entre 510 et 560 millions d'années. Cette détermination est basée sur l'étude du contenu en hélium de plusieurs échantillons, mais ils ont obtenu quelques résultats qui dépassent de beaucoup cet estimé, soit 1,190, 1,290 et même 1,865 millions d'années. Il semble donc que l'âge absolu du gabbro de la région du lac Beetz, qui est basé sur une seule détermination, ne peut pas être considéré comme connu définitivement.

Toute tentative de corrélation entre les roches de la région et celles d'autres parties du Bouclier canadien se bute aux difficultés de la corrélation dans le Précambrien. Les principaux critères qui peuvent servir dans un tel essai de corrélation sont: 1) les ressemblances lithologiques; 2) la position que les roches occupent dans une série semblable de roches qu'on rencontre dans plusieurs régions; 3) la situation par rapport aux discordances régionales ou par rapport aux roches intrusives, et, 4) le degré de métamorphisme (Dresser et Denis, 1946).

D'après Retty (1944), les roches métasédimentaires qui se trouvent à l'Ouest de la région sont d'âge Grenville. Longley (1948 et 1950) les considère aussi comme Grenville mais il n'en est pas sûr. L'opinion de ces géologues est basée sur le fait que les roches sont fortement métamorphisées et qu'elles sont granitisées à certains endroits. Comme le fait remarquer Claveau (1944), ces caractéristiques peuvent être le propre des roches que l'on trouve le long de certaines parties de la rivière Romaine et dans la partie Ouest de la région du lac Forget, mais il est certain que dans les régions du lac Wakeham et du lac Beetz, les roches métasédimentaires ne sont pas granitisées et leur métamorphisme est modéré.

En 1944, Claveau émettait l'opinion que les roches décri-

tes par Retty et Longley sont peut-être Grenville mais que les roches de la région du lac Wakeham et celles de la partie Est de la région du lac Forget sont un peu plus récentes. Elles auraient été plissées avec le Grenville mais moins métamorphisées. Il ajoutait que les relations entre ces roches et le Grenville typique pouvaient être les mêmes que celles qui existent entre le Grenville et le faciès de Bristol (Wilson, 1924) que l'on trouve dans le Sud-Ouest de la province de Québec. En 1949, Claveau (1949a) écrivait: " Il existe un doute très sérieux quant à l'équivalence possible des roches sédimentaires du lac Wakeham avec même la partie supérieure de la série de Grenville". Cependant il hésitait à dissocier complètement ces roches métasédimentaires du Grenville et il les considérait comme peut-être équivalentes au Hastings de l'Ontario (Wilson, 1925). Il faut admettre qu'il y a certaines ressemblances lithologiques entre les roches du lac Beetz et celles de la série d'Hastings (Miller et Knight, 1913). En effet, on trouve des stratifications entrecroisées et des "ripple-marks" dans les deux cas. On trouve aussi des quartzites de nature grauwacke aux deux endroits et le phyllite du lac Beetz se compare aux ardoises de la série d'Hastings telles que décrites. Les bandes conglomératiques ne sont pas aussi communes dans les roches du lac Beetz, mais il y en a quelques-unes (Longley, 1950 et Claveau, 1949a). On ne trouve cependant pas de calcaire dans les roches du lac Beetz. L'hésitation de Claveau à séparer les roches métasédimentaires du lac Wakeham de la série de Grenville est due au fait qu'il considérait le gabbro comme relié à l'anorthosite du lac Allard et que cette anorthosite a toutes les caractéristiques des roches de la série de Morin.

Tel que discuté plus haut, il n'y a aucune raison impérieuse pour relier le gabbro de la région du lac Beetz avec l'anorthosite du lac Allard et, au contraire, certaines observations indiquent que ces deux roches ne sont probablement pas comagmatiques.

Il est fort possible que les roches métasédimentaires de la région n'appartiennent pas à la série de Grenville. D'abord, elles sont situées à une grande distance de la localité type étudiée par Logan (1863); elles sont peu métamorphisées et on n'y trouve pas les roches typiques du Grenville à l'exception du quartzite. Même le quartzite est différent des quartzites d'âge Grenville car il contient de belles stratifications entrecroisées et des "ripple-marks". Le titanium du quartzite à hématite et rutile provient peut-être de l'érosion du massif anorthositique qui se trouve à l'Ouest et au Nord de la région. Il y aurait donc une discordance entre l'anorthosite et les roches métasédimentaires. On n'a pas observé de discordance de ce genre car les deux roches n'ont pas été vues en contact, mais il est possible

qu'elle existe. Dans ce cas, les roches métasédimentaires se placeraient au-dessus du Morin dans l'échelle stratigraphique et elles dateraient peut-être de l'Huronien inférieur.

Lors d'une réunion de l'ACFAS en 1948, Claveau a démontré la possibilité d'une corrélation entre les roches métasédimentaires de la région du lac Wakeham et celles de la fosse du Labrador dont la limite Sud approximative est à quelque 200 milles plus au Nord. En 1950, Béland (1950) compara la géologie de la région du lac Wakeham avec celle de la région du lac Gabbro située près de la limite Sud de la fosse du Labrador. Il en conclut que la série du lac Wakeham s'est peut-être formée à la même période et peut-être à la même époque géologique que la série du lac Gabbro, soit l'Huronien inférieur. Béland a tout de même noté certaines différences entre les deux séries. Il dit que les formations inférieures de la série du lac Wakeham sont plus métamorphosées que les grauwackes du lac Gabbro. Cela est vrai pour les formations que l'on trouve dans la partie Ouest de la région à proximité du granite, mais on présume que ces formations se répètent dans le flanc Est du synclinal du lac de la Robe Noire et, à cet endroit, le métamorphisme est moins avancé. Le conglomérat à gros éléments du lac Gabbro qui, d'après Béland, ne semble pas avoir d'équivalent dans la série de Wakeham, peut correspondre à celui décrit par Longley (1950). Béland note aussi qu'il y a très peu de phyllite dans la région du lac Wakeham, mais que ces dernières semblent assez puissantes dans la région du lac Gabbro. Or, on observe que la quantité des phyllites augmente en passant de la région du lac Wakeham à celle du lac Beetz. Il semble donc que la corrélation entre les roches métasédimentaires de la région du lac Beetz et celles de la région du lac Gabbro soit possible et que ces roches peuvent dater de l'Huronien inférieur.

Il existe aussi une ressemblance lithologique frappante entre les roches métasédimentaires de la région du lac Beetz et certaines roches de la série Meguma, considérées comme probablement d'âge protérozoïque. La série Meguma (Douglas et Campbell, 1939) affleure de Canso à Yarmouth soit sur une distance d'environ 275 milles le long de la côte Sud-Est de la Nouvelle-Ecosse. Il est possible que la série Avalon qui occupe la partie Est de Terre-Neuve soit la continuation des mêmes roches.

En plus de la ressemblance lithologique, on note que la série de Meguma est injectée de filons-couches et de dykes basiques à certains endroits et qu'elle est aussi recoupée par du granite (Malcolm, 1929), tout comme les roches métasédimentaires de la région du lac Beetz. L'âge relatif des roches basiques et granitiques que l'on trouve dans la série de Meguma n'est pas connu de façon certaine, mais on croit que les

roches granitiques sont plus récentes que les roches basiques. Wright (1912) dit qu'il y a deux types de granite séparés par un contact intrusif dans la région de New Ross. Le plus ancien des deux est un granite porphyrique, contenant des phénocristaux de microcline distribués dans une matrice à grain moyen composée de plagioclase, d'orthose, de quartz et de biotite. D'après la description, ce granite de New Ross serait semblable à celui du lac Beetz. D'après Malcolm (1929) certaines intrusions granitiques sont d'âge dévonien. Cependant, comme le fait remarquer Wright (1912), tous les granites introduits dans la série de Meguma ne sont pas du même âge. Ne serait-il pas possible que certaines de ces roches granitiques soient d'âge précambrien? Quant au granite du lac Beetz, on le considère comme probablement d'âge précambrien. Cet âge est basé sur le fait que l'on trouve un granite semblable sur la rive Nord du St-Laurent au voisinage des roches paléozoïques (Longley, 1950), et qu'on ne trouve pas de dykes granitiques dans les roches paléozoïques.

Pour résumer, on peut dire qu'il existe une grande analogie entre la série de Meguma et les formations métasédimentaires de la région du lac Beetz. En plus des ressemblances lithologiques frappantes, les roches des deux endroits sont injectées de filons-couches et de dykes de roches basiques et elles sont recoupées par des intrusions granitiques. Ces observations ne suffisent pas pour conclure qu'elles sont du même âge mais elles valent la peine d'être notées et d'être considérées au cours des travaux futurs.

Si les roches métasédimentaires sont d'âge huronien inférieur, quels sont les âges respectifs du gabbro et du granite? Il est impossible de placer de façon précise la limite supérieure de ces deux intrusions dans l'échelle stratigraphique puisque les roches sédimentaires plus récentes qu'elles sont les sédiments non consolidés du Pléistocène. Comme le Keweenawien est une période caractérisée par de nombreuses intrusions basiques et qu'elle se termine par la révolution killarnéenne, qui est accompagnée d'intrusions granitiques, on considère le gabbro comme étant d'âge keweenawien et le granite comme équivalant au granite killarnéen. Tel que mentionné plus haut, le granite de la région est considéré comme pré-paléozoïque parce que l'on ne trouve pas de dykes granitiques dans les roches paléozoïques des îles Mingan (Longley, 1950) au voisinage desquelles on trouve du granite semblable à celui de la région du lac Beetz.

GITES MINÉRAUX

Chalcopyrite

Nous avons trouvé à différents endroits dans la région

de la chalcopryrite disséminée dans le gabbro ou en veinules recoupant le gabbro. L'un des affleurements minéralisés est situé du côté Nord des chutes interrompant le cours de la rivière Quétachou, à environ un mille au Nord-Est de l'extrémité Sud-Est du lac Plat. La chalcopryrite s'y présente dans le gabbro, à une soixantaine de pieds à l'Est du contact de ce dernier avec le quartzite, dans une petite veine de quartz de deux pouces à un pouce et demi de largeur contenant aussi un peu de pyrite. Cette veine de quartz est recoupée par un filonnet de chalcopryrite massive, d'un huitième de pouce d'épaisseur, orientée suivant le contact entre le gabbro et le quartzite.

Dans la partie Sud-Est du lac Ransonet, un filon-couche de gabbro coupe une grande pointe et forme le rivage Nord de celle-ci sur une courte distance. Dans les affleurements du rivage, tant au Nord qu'au Sud de la pointe, il y a de la chalcopryrite disséminée dans le gabbro, lequel contient aussi des veinules et des lambeaux de quartz. La minéralisation dans les affleurements du Sud couvre environ quatre pieds carrés et elle y est plus abondante que dans les affleurements de la baie.

De la chalcopryrite, disséminée dans le gabbro sur une superficie de huit pieds carrés, a été trouvée sur la rive Est du petit lac allongé qui se trouve au Nord du lac de l'Est. Ce gabbro contient aussi de la pyrite, de l'ilménite et de la magnétite.

Dans toute la région, la pyrite est distribuée de façon éparse mais constante à travers les filons-couches de gabbro, et partout où on a relevé de la chalcopryrite il y avait aussi de la pyrite; il semble donc que ces deux minéraux aient été transportés par les mêmes solutions.

Le fait que la chalcopryrite et la pyrite se trouvent distribuées à divers endroits dans l'étendue cartographiée, ainsi que dans les régions voisines (Longley 1944 et 1948, Claveau 1943 et 1949) au Nord-Ouest et au Nord, et le long de la côte du St-Laurent, indique que des solutions cuprifères ont circulé abondamment dans les roches de la région.

Les concentrations de chalcopryrite ainsi que de pyrite semblent se localiser dans le gabbro au voisinage de son contact avec le quartzite ou au contact lui-même. Il est probable que les solutions hydrothermales ont suivi ce plan de contact. Les prospecteurs auraient donc intérêt à suivre les zones de contact entre le gabbro et le quartzite dans l'espoir de découvrir des concentrations de chalcopryrite ayant une valeur économique.

Magnétite

La magnétite est un constituant accessoire de toutes les pegmatites. A certains endroits elle se présente sous forme de nodules dont le diamètre peut atteindre un quart de pouce.

Dans certains cas, la magnétite atteint des concentrations assez élevées dans le gabbro. Ainsi, sur la rive Est du petit lac allongé, situé au Nord du lac de l'Est, on trouve de la magnétite associée à la chalcopryrite. Les spécimens provenant de cette localité affectent l'aiguille aimantée.

La magnétite que l'on trouve dans les pegmatites est en quantité minime. Comme ces pegmatites sont peu nombreuses, il est peu probable qu'elles aient donné naissance à des gisements importants de magnétite dans la région. Quant à la magnétite trouvée dans le gabbro, il n'est pas impossible que l'on puisse en relever des concentrations considérables.

Hématite

On trouve fréquemment de l'hématite spéculaire dans les veines de quartz qui recoupent les roches sédimentaires métamorphisées de la région. Cette hématite, sous forme de minces feuillets occupant les fractures dans le quartz, est en très petite quantité et ne présente qu'un intérêt minéralogique.

Il y a aussi de l'hématite dans certains lits de quartzite à hématite et rutile. Des lits plus épais que la moyenne se trouvent aux trois endroits suivants: à un mille à l'Est de l'extrémité Sud du lac Boiret, sur la rive Nord-Ouest du lac Napoléon, et aussi à cinquante pieds de la rive Ouest du lac situé à l'Ouest du lac Napoléon. Les largeurs respectives de ces trois lits sont de quatre, trois et deux pouces. Au premier et au troisième endroits, les lits sont visibles sur une longueur de six pieds puis ils disparaissent sous le mort-terrain. Sur la rive du lac Napoléon, le lit apparaît sur une longueur de cinq pieds. Son extrémité Sud se perd dans le lac où il semble se terminer en pointe tandis que l'extrémité Nord disparaît sous le mort-terrain.

Au premier endroit, le lit se compose d'environ 70 pour cent d'hématite, de 10 à 15 pour cent de sphène et de 15 à 20 pour cent de quartz, tandis qu'aux deux autres endroits le sphène est remplacé par du rutile.

Il n'existe probablement pas de gisement considérable d'hématite dans la région. Les affleurements de roches sont en effet tellement nombreux que nous aurions sans doute relevé plus de trois couches d'hématite si ce minéral s'y trouvait en grande quantité. L'hématite dans les lits mentionnés est en quantité minime et n'a aucune importance économique en elle-même. L'existence dans la région d'hématite d'origine sédimentaire, interstratifiée avec du quartzite, présente tout de même un certain intérêt. Aussi ne devrait-on pas rejeter complètement la possibilité de trouver des gisements de fer exploitable dans des roches métasédimentaires semblables dans les régions avoisinantes.

Titanium

Les trois minéraux principaux de titanium que l'on trouve dans les roches de la région sont l'ilménite, le rutile et le sphène.

L'ilménite est un minéral accessoire dans les roches gabbroïques et elle est en quantité minime à tous les endroits où nous l'avons observée.

Des trois minéraux de titanium que l'on trouve dans la région, le rutile semble être celui qui présente les meilleures possibilités au point de vue économique. On le trouve associé à l'hématite dans le quartzite à hématite et rutile. Il constitue 13 pour cent de la composition totale de la roche à un endroit mais, en général, son pourcentage est d'environ 5 pour cent. Le diamètre moyen des grains de rutile est d'environ 0.05 de millimètre. Si on voulait séparer le rutile du quartz et de l'hématite par des procédés mécaniques, il est probable que le degré de finesse qu'il faudrait atteindre par broyage serait un facteur très important au point de vue économique.

A certains endroits on trouve surtout du sphène et très peu de rutile dans le quartzite à hématite et rutile. Tel que discuté précédemment, on ne sait pas si le sphène dérive de l'altération du rutile ou vice versa, ou si les deux minéraux se sont déposés ou formés indépendamment l'un de l'autre.

CONCLUSIONS

Les sédiments qui ont servi à former les roches métasédimentaires de la région du lac Beetz proviennent de l'érosion d'un massif, en grande partie granitique, dans lequel il pouvait y avoir des

lambeaux de roches calcaires et peut-être aussi des masses anorthositiques. Au début de la sédimentation, il y avait déposition de sédiments argilo-arénacés, auxquels succédèrent des sédiments orthoquartzitiques suivis d'une alternance de sédiments argilo-calcaireux et orthoquartzitiques. Ces divers sédiments se sont déposés dans un bassin de sédimentation qui devait avoir au moins 85 milles de longueur, mesurés le long d'une direction Est-Ouest, par 60 milles de largeur à certains endroits. Après la lithification des sédiments, les roches sédimentaires furent envahies par le gabbro au cours des plissements régionaux. Ce gabbro n'est probablement pas relié génétiquement à l'anorthosite du lac Allard. L'action combinée du plissement et de l'intrusion gabbroïque est probablement responsable du métamorphisme des roches métasédimentaires. Plus tard, le granite s'introduisit à travers l'assemblage de roches métasédimentaires et gabbroïques. On ne possède aucun record défini sur les événements géologiques qui se sont produits dans la région entre l'intrusion granitique et l'invasion des glaciers du Pléistocène qui ont traversé la région du Nord vers le Sud. Cependant, tel que mentionné plus haut, il y a des roches ordoviciennes et siluriennes le long de la côte du St-Laurent (Longley, 1950), à 15 milles au Sud-Ouest de la région sous étude. Au mont Ste-Geneviève, ces roches sont à une altitude supérieure à celle de certaines parties de la région du lac Beetz. On conclut de ces observations que les mers ordoviciennes et siluriennes ont pu envahir la région, si l'altitude relative actuelle entre le mont Ste-Geneviève et la région représente l'altitude relative qui existait entre ces deux régions à l'Ordovicien et au Silurien.

La présence de minéraux de titanium, en proportions relativement élevées dans certaines roches métasédimentaires, indique qu'il peut y avoir une discordance entre ces roches et l'anorthosite du lac Allard. Cette discordance possible et les ressemblances lithologiques avec les roches de la région du lac Gabbro suggèrent l'Huronien inférieur comme âge possible des roches métasédimentaires. La similarité entre les roches métasédimentaires de la région du lac Beetz et celles de la série de Meguma suggère qu'elles peuvent être du même âge et la série de Meguma est considérée comme probablement d'âge protérozoïque.

L'intrusion granitique est probablement responsable du métamorphisme plus élevé que la moyenne que l'on note dans les roches métasédimentaires au voisinage du batholithe de granite. On attribue aux solutions et aux émanations provenant du granite la plus grande partie de l'altération des roches gabbroïques, parce que l'altération est sodique et que le granite est aussi sodique et qu'il est la seule intrusion de volume important qui soit postérieure au gabbro.

Nos travaux confirment les conclusions de Claveau (1944) à l'effet que, au cours de l'altération du gabbro, l'olivine a tendance à se transformer en trémolite, et les pyroxènes en produits ouraliti-ques représentés surtout par une hornblende vert pâle. Le feldspath originel est transformé graduellement en plagioclase plus sodique par l'action des solutions qui enlèvent le calcium. La texture ophitique, qui est une caractéristique du gabbro frais, persiste jusqu'à un stade assez avancé de l'altération avant de faire place à une texture grano-blastique dans les facies très altérés.

Les efforts dus à l'intrusion granitique sont la cause de quelques plissements secondaires et de fractures dans les roches consolidées de la région. Elles sont aussi responsables du développement de certaines schistosités.

Des concentrations de chalcopryrite et de pyrite apparaissent dans le gabbro au voisinage de son contact avec le quartzite ou au contact lui-même. Il est probable que le plan de contact fut le chemin suivi par les solutions minéralisantes.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS, F.D. (1896), Rapport sur la géologie du massif Laurentien au nord de l'île de Montréal. Comm. Géol. Can., vol. 8, partie J.
- BELAND, René (1950), Le synclinal du lac Wakeham et la fosse du Labrador. Nat. Can., tome 77, pp. 291-304.
- BILLINGS, Marland P. (1928), The chemistry, optics and genesis of hastingsite group of amphiboles. Amer. Miner., vol. 13, no. 7, pp. 287-96.
- BILLINGS, Marland P. (1942), Structural geology. Prentice-Hall Inc., New York.
- BLAIS, Roger-A. (1955), Rapport préliminaire sur la région de Pashashibou, comté de Saguenay, ministère des Mines, Québec, R.P. 316.
- BOURRET, Weston (1949), Aeromagnetic survey of the Allard Lake District, Quebec. Econ. Geology, vol. 44, pp. 732-40.

- BUDDINGTON, A.F. (1939), Adirondack igneous rocks and their metamorphism. Geol. Soc. America, mem. 7.
- CHRISTIE, A.M. et KESTEN, S.N. (1949), Pitchblende occurrences of the Goldfield Area, Saskatchewan. Can. Inst. Min. Met. Bull. Trans., vol. 52, pp. 285-293.
- CLARKE, F.W. (1924), The date of geochemistry. U.S. Geol. Survey, Bull. 914.
- CLAVEAU, Jacques (1943), Rapport spécial sur la rive nord du St-Laurent du lac Forgues à Johan Beetz. Ministère des Mines, Québec, R.P. no 180.
- CLAVEAU, Jacques (1944), Geology of the Wakeham-Forget lakes Region, North Shore, Gulf of St-Lawrence. Ph.D. Thesis, University of Toronto. (Unpublished).
- CLAVEAU, Jacques (1949a), Région du lac Wakeham, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec, R.G. 37.
- CLAVEAU, Jacques (1949b), Région de la Rivière Romaine supérieure, comté de Saguenay. Ministère des Mines, R.G. 38.
- CLAVEAU, Jacques (1950), Côte Nord du St-Laurent, d'Aguanish à la baie Washicoutai, comté de Saguenay, Ministère des Mines, Québec, R.G. 43.
- COLONY, R.J. (1923), The final consolidation phenomena in the crystallization of igneous rock. Jour. Geology, vol. 31, pp. 169-178.
- COOKE, H.C. (1917), Gabbros, East Sooke and Rocky Point. Vancouver Island. Canada Geol. Survey, mem. 96, pp. 304-323.
- COOKE, H.C. (1929), Studies of the physiography of the Canadian Shield. I - Mature valleys of the Labrador Peninsula. Roy. Soc. Can. Trans., vol. 23, sect. 4, pp. 91-120.

- COOKE, H.C. (1931), Studies of the physiography of the Canadian Shield. III - The pre-Pliocene physiographies, as inferred from the geologic record. Roy. Soc. Can. Trans., 3rd series, Sec. IV, pp. 71-74.
- COOPER, Gerald E. (1952), Région de Johan Beetz (moitié est) cantons de Drucourt et de Johan Beetz, comté de Saguenay, ministère des Mines, Québec, R.P. no 263.
- DOUGLAS, G.V. et CAMPBELL, C.O. (1939), Gold Fields of Southeastern Nova Scotia, Ann. Rpt. on Mines, pp. 87-92.
- DRESSER, J.A. et DENIS, T.C. (1946), Géologie de Québec, ministère des Mines, Québec, R.G. no 20, vol. 2.
- ERLENBORN, W. (1925), Rapport sur les gisements de feldspath de la baie Quetachou-Manicouagan, Qué.; Min. de la Col., des Mines et des Pêch.; Rap. sur les Opér. Min. dans la Prov. de Qué., 1924, pp. 110-133.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1922), On the metasomatic processes in silicate rocks. Econ. Geology, vol. 17, pp. 105-123.
- GRENIER, Paul-E. (1950), Rapport préliminaire sur la région du Lac Beetz (partie ouest), comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec, R.P. no 240.
- GRENIER, Paul-E. (1951), Rapport préliminaire sur la région du Lac Beetz (partie est), comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec. R.P. no 253.
- GRENIER, Paul-E. (1952), Géologie et pétrologie de la région du Lac Beetz, comté de Saguenay. Thèse de doctorat, Université Laval.
- GROUT, F.F. (1925), Relation of texture and composition of clays. Geol. Soc. America Bull., vol. 36, pp. 393-416.
- GROUT, F.F. (1932), Petrography and petrology. McGraw-Hill Book Co. Inc., New York and London.
- HAMMOND, P.H. (1946), Geology of the Mouchalagan Lake Area. Saguenay county, Quebec. M.A. Thesis, University of Toronto. (Unpublished).
- HARKER, Alfred (1950), Metamorphism. Methuen & Co. Ltd., London.

- HARRIS, S.E. jr. (1943), Friction cracks and the direction of glacial movement. Jour. Geology, vol. 51, pp. 244-258.
- HURLEY, P.M. et GOODMAN, C. (1943), Helium age measurement. I - Preliminary magnetite index. Geol. Soc. America Bull., vol. 54, pp. 305-324.
- KAY, G.W. (1942), Ottawa-Bonnechere graben and Lake Ontario homocline. Geol. Soc. America Bull., vol. 53, no. 4, pp. 585-646.
- LANE, A.C. et URRY, W.D. (1935), Ages by the helium method, Keweenawan. Geol. Soc. America Bull., vol. 46, pp. 1101-1120.
- LOGAN, William (1863), Rapport sur la géologie du Canada. Com. Géol. Can. Rapport de progrès.
- LONGLEY, W.W. (1948), Région du Lac Forget, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec. R.G. 36.
- LONGLEY, W.W. (1950), Côte Nord du St-Laurent, de Mingan à Aguanish, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec. R.G. 42, partie I.
- LOW, A.P. (1895), Rapport sur des explorations faites dans la péninsule du Labrador. Com. Géol. Can. Rap. Ann., vol. 8, partie I.
- MALCOLM, W. (1929), Gold Fields of Nova Scotia. Canada Geol. Survey, mem. 156.
- MAWDSLEY, J.B. (1927), La région de Saint-Urbain, district de Charlevoix, Québec. Com. Géol. Can., mém. 152.
- MILLER, W.G. et KNIGHT, C.W. (1913), The Pre-Cambrian geology of Southeastern Ontario. Bureau of Mines, Ontario, vol. 22, part II.
- OSBORNE, F.F. (1949), Coronite, labradorite anorthosite, and dykes of andesine anorthosite. New Glasgow, Que. Royal Soc. Can. Trans., 3rd series, section 4, vol. 43, pp. 85-112.

- PETTIJOHN, F.J. (1949), Sedimentary rocks. Harper and Brothers, Publishers, N.Y.
- RANKAMA et SAHAMA (1950), Geochemistry. The University of Chicago Press, Chicago 37.
- RETTY, J.A. (1944), Région de la Rivière Romaine inférieure, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec, R.G. 19.
- ROUILLARD, Eugène (1908), La Côte Nord du St-Laurent et le Labrador canadien. Laflamme et Proulx, Québec.
- SARGENT, H.C. (1918), Quart. Jour. Geol. Soc., vol. 73.
- TWENHOFEL, W.H. (1927), Geology of Anticosti Island. Canada Geol. Survey, mem. 154.
- TWENHOFEL, W.H. (1938), Geology and paleontology of the Mingan Islands, Quebec. Geol. Soc. America. Special paper, no. 11.
- TYRRELL, G.W. (1948), The principles of petrology. Methuen & Co. Ltd., 36 Essex St., W.C. London.
- WENTWORTH, C.K. (1922), A scale of grade and class terms for clastic sediments. Jour. Geology, vol. 30, pp. 377-392.
- WILSON, A.W.G. (1903), The Laurentian Peneplain. Jour. Geology, vol. 11, pp. 615-669.
- WILSON, M.E. (1919), Le comté de Timiskaming, Prov. de Québec. Commission Géol. Can., mem. 102, pp. 1-171.
- WILSON, M.E. (1924), Régions d'Arnprior - Quyon et de Maniwaki, Ontario et Québec. Com. Géol. Can., mém. 136.
- WILSON, M.E. (1925), The Grenville Pre-Cambrian Sub-Province. Jour. Geology, vol. 33, pp. 389-408.
- WRIGHT, W.J. (1912), Geology of the neighbourhood of New Ross, Lunenburg county, Nova Scotia. Canada Geol. Survey, Summary report, no 1305.
-

INDEX ALPHABETIQUE

<u>Page</u>	<u>Page</u>		
Actinolite	42	Dresser, J.A.	73
Adams, F.D.	55	Dykes	6,36,69,72,75
Alumine	53	Epidiorite	42
Amphibole	40,42,44,49	Epidote	17,18,22,25
Ankérinite	46,48		40,42,45,47,57
Apatite	22,23,25,26,29	Erlenborn, W.	3
	37,38,40,42,45,57	Feldspath	23,26,45
Argile	59	Filons-couches	6,36,69,72,75
Augite	37,40,44,48	"Flaser", gabbro	44
Béland, René	75	Gabbro	9,36,37
Billings, M.P.	43,45,66		39,40,44,46,53
Biotite	16,17,18,20,22,23,25	Gaudet, William	4
	26,29,30,37,38,40,42,44,47,56	Gingras, Roger	4
Blais, R.-A.	34	Glaciers	58
Bonneville, William	4	Goethite	37,38
Bouclier canadien	10,11,12	Goldschmidt, V.M.	52
Bourret, W.	4	Granite	6,15,56,76
Buddington, A.F.	54,55	Gravier	59
Burger, Robin	4	Grenat	17,26,28,45
Calcite	40,42	Grenier, P.-E.	34
Campbell, C.O.	75	Grenville, roches d'âge de	74
Carbonate	18,25,29,30,47	Grout, F.F.	27,38
Chalcopyrite	77	Hammond, P.H.	10,11
Chlorite	17,18,25	Harker, Alfred	27,28,49,50,51
	29,40,42,47	Harris, S.E. Jr.	59
Christie, A.M.	55	Harvey, Napoléon	4
Clarke, F.W.	24,35	Harvey, Walter	4
"Clarke Steamship Company"	1	Hématite	18,22,23,78
Claveau, Jacques	3,4,12,15,33,34	Hornblende	40,42,44,49
	37,38,39,48,52,54,56,66,70,73,77,81	Hypersthène	44,48
Colony, R.J.	51	Ilménite	38,77,79
Cooke, H.C.	10,12,55	Kay, G.W.	12
Cooper, G.E.	4,34,36	Keevil, Dr N.B.	73
Cordiérite	15,26	Kennecott Copper Corporation ..	4
Denis, T.-C.	73		
Dômes	55		
Douglas, G.V.	75		

<u>Page</u>	<u>Page</u>
Kesten, S.N. 55	Quartz 17,23,25,26,29
Killarnéen, granite 76	30,31,40,42,44,47,57,78
	Quartzite 16,17,18,19,35
Lane, A.C. 73	Quebec Iron and Titanium
Leclerc, André 4	Corp. 1,4
Longley, W.W. 3,10,15,33	
56,70,73,76,77,80	Rankama 24
Low, A.P. 33	Remerciements 4
	Retty, J.A. 3,33,70,73
Magnésie 53	"Ripple marks" 16,61,74
Magnétite 17,18,20,22,23	Rouillard, Eugène 1
38,41,42,44,47,57,77	Rutile 18,23,26,78,79
Malcolm, W. 75	
Mawdsley, J.B. 55	Sable 59
Meguma, roches de la série ... 75,80	Sahama 24
Métasédimentaires, roches 6,15	Sargent, H.C. 51
Métasomatisme, définition 52	Scapolite 15,40
Méthodes de travail 4	Schistes quartzifères 16,20,35
Micas 18,20,21,22,26,43,50	Sédiments 80
Microcline 20,22,25,30,57	Séricite 22,25
Moutonnées, roches 59	40,42,44,57
Moyens d'accès 2	Serpentine 49
Muscovite 17,18,20,22	Service Topographique
23,26,29,30,31	d'Ottawa 7
Myrmékite 57	Silice 53
	Silurienne, mer 13
Olivine 37,44,48	Soude 53
Ordoviciennes, roches 11	Sphène 17,18,22,23
Orthose 20,22,26,29,30,57	29,45,57,78,79
Osborne, F.F. 54	
Owen Owens 4	Tanguay, Léonard 4
	Terrasse 60
Pettijohn, F.J. 27	Till, dépôt de 12,59
Phyllite 30	Titanium 35,55,74,79
Pigeonite 37,48	Tourmaline 18,22
Plagioclase 26,29,30,37	25,26,42,53
40,42,44,47,57	Trémolite-actinolite 40
Plis 61,62,64,69,70,72	Twenhofel, W.H. 10
Pneumatolyse 52	Tyrrell, G.W. 42,51
Potasse 53	
Pyrite 77	U, vallée en 59
Pyroxènes 37	Urry, W.D. 73

<u>Page</u>	<u>Page</u>
Wakeham, les roches sédimentaires de	Wright, W.J. 76
34	Zircon
Wentworth, C.K. 22	Zirson
Wilson, A.W.G. 10,11	Zo ^v site
Wilson, M.E. 10	20
	40,42,50

