

RG 111

REGION DU LAC BERARD, NOUVEAU-QUEBEC

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES DU QUÉBEC

RENÉ LÉVESQUE, ministre

P.-E. AUGER, sous-ministre

SERVICE D'EXPLORATION GÉOLOGIQUE

H. W. McGERRIGLE, chef

RAPPORT GÉOLOGIQUE 111

RÉGION DU LAC BÉRARD

NOUVEAU-QUÉBEC

par

JEAN BÉRARD

QUÉBEC

1965

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC BERARD

NOUVEAU-QUEBEC

par

Jean Bérard

INTRODUCTION

Généralités

La région du lac Bérard, d'une superficie d'environ 960 milles carrés, est située dans la partie nord du géosynclinal du Labrador, à quelque 70 milles à l'ouest de Fort-Chimo. Cette région avait précédemment été cartographiée en trois feuilles préliminaires: celle du lac Garigue (Bones) (long.: 70°00' et 70°15'; lat.: 58°00' et 58°15') établie en 1956, celle du lac Bérard (Finger), (long.: 70°00' et 70°15'; lat.: 58°15' et 58°30'), en 1957, et celle du lac aux Feuilles (long.: 69°45' et 70°15'; lat.: 58°30' et 59°00'), en 1958. Nous avons combiné, dans ce rapport, les deux premières feuilles en une seule. La région chevauche le contact entre les roches protérozoïques du géosynclinal du Labrador et les assises archéennes du soubassement.

L'expression physiographique des roches du géosynclinal diffère grandement de celle du socle archéen. Ce dernier est caractérisé par une topographie ondulante et un drainage irrégulier qui est dû aux diaclases et aux failles.

Quant au géosynclinal, il est marqué par une topographie très irrégulière. Tantôt, ce sont des suites de collines et vallées allongées nord-sud et correspondant infailliblement à des roches dures et à des roches friables. Ailleurs, ce sont des mézas, des dos d'âne, des synclinaux à profil renversé, ainsi qu'un grand nombre d'irrégularités topographiques d'origine structurale ou glaciaire. L'écoulement s'effectue vers le nord par de profondes vallées.

Les roches du géosynclinal reposent en grande discordance sur les gneiss granitiques du soubassement. Elles consistent en une suite de roches sédimentaires variées recouvertes ici et là de coulées de laves; des filons-couches de gabbro ont envahi la majorité des strates.

Près du contact, les roches sont horizontales ou presque, surtout dans la partie sud de la région. Vers l'est, les pendages augmentent et les plis, renversés vers l'ouest, se font plus nombreux.

Certaines formations semblent disparaître vers le nord, soit à la faveur de failles de chevauchement, soit à cause de lacunes de déposition. Dans le présent travail, nous tenterons d'élucider ce problème structural et essayerons aussi d'établir le bilan géochimique des roches sédimentaires et des roches métasédimentaires en vue d'une corrélation possible des différentes formations.

Moyens d'accès et communication

L'avion est le moyen de transport le plus commode pour se rendre dans la région. Les hydravions, en été, et les avions munis de skis, en hiver, peuvent se poser sur les lacs. Fort-Chimo est la base aérienne la plus rapprochée. Elle est reliée à Montréal par un service aérien régulier. La société Fenimore Iron Mines Ltd. a commencé, en 1954, la construction d'une piste d'atterrissage au sud du lac aux Feuilles. Ces travaux restent inachevés. A cause de vents violents et de marées très fortes, le lac aux Feuilles n'est pas propice à l'atterrissage et au déchargement des avions.

En été, il est très facile de se rendre par eau dans la région en partant de Fort-Chimo et en empruntant la baie d'Ungava. Le voyage peut durer deux jours si l'on utilise une barque de pêcheur, car l'entrée dans la baie aux Feuilles ne peut s'effectuer qu'à marée montante. Le reflux, à cet endroit, engendre des courants allant jusqu'à 15 milles à l'heure.

Une chaîne de lacs et de rivières s'échelonne du nord au sud de la région et il est même possible de se rendre à la baie aux Feuilles en partant de la rivière Kaniapiskau, ce qui fait un trajet de près de 85 milles.

De gros bateaux peuvent naviguer sur le lac aux Feuilles et des cartes bathymétriques ont été dressées par le ministère des Mines et Relevés techniques à Ottawa.

En hiver, on peut circuler en toute liberté sur les lacs gelés et l'on peut même voyager de Fort-Chimo en tracteur ou auto-neige, ou encore en utilisant un attelage à chien. La route vers Fort-Chimo n'est pas praticable l'été à cause de l'allongement des lacs en direction nord-sud.

Le lac aux Feuilles ne gèle que d'une façon très irrégulière et les glaces sont continuellement brisées par les marées.

Histoire de l'exploration

A la fin du siècle dernier, A.P. Low, géologue de la Commission géologique du Canada, effectua un voyage d'exploration géologique le long des cours d'eau majeurs du nord du Québec. Ainsi, en 1893, il se rendit dans la baie d'Ungava en empruntant les rivières Kaniapiskau et Koksoak. C'est alors qu'il reconnut les limites des roches "cambriennes". Il notait aussi la présence de formations de fer ainsi que de sulfures.

Quelques années plus tard, soit en 1896, Low traversa la péninsule du Nouveau-Québec, de la baie d'Hudson à la baie d'Ungava, en passant par le golfe de Richmond, le lac à l'Eau-Claire, le lac Seal, la rivière Larch et la rivière Koksoak.

Les premières découvertes de minerais de fer au sud du Nouveau-Québec eurent pour effet d'attirer l'attention sur toute cette zone du contact ouest du géosynclinal du Labrador.

Entre les années 1945 et 1958, plusieurs compagnies firent des campagnes d'exploration et de sondages au diamant le long de la zone ferrifère du géosynclinal du Labrador.

Dans notre région, la compagnie Consolidated Fenimore Iron Mines Ltd (Fenimore Iron Mines Ltd avant janvier 1955) détient, depuis octobre 1947, un permis de recherche minière. Cette société a découvert d'importantes réserves de minerai de fer susceptibles d'être valorisées.

Travail sur le terrain

Nous nous sommes servis comme base, de cartes à l'échelle de deux pouces par mille, préparées d'après des photographies aériennes.

Nous avons noté directement, sur des feuilles d'acéto-cellulose recouvrant les photographies aériennes, les informations géologiques telles que le tracé des failles et des diaclases, la lithologie, les phénomènes glaciaires, etc. Nous n'avons pas eu besoin de boussole ni de podomètre pour nous orienter, car il nous était très facile de localiser l'endroit où nous nous trouvions d'après les photographies aériennes.

Ce territoire, dépourvu de végétation, nous a permis de visiter presque tous les affleurements qui occupent près de 20 pour cent de la totalité du territoire.

Remerciements

Pour la préparation de ce travail, nous avons sollicité l'aide de nombreuses personnes qui nous l'accordèrent avec beaucoup d'empressement et de bonne grâce. Parmi celles qui méritent notre reconnaissance, citons: le Dr F.F. Osborne, directeur de thèse, pour ses nombreuses suggestions et son assistance inlassable durant les deux dernières années des travaux de laboratoire; les Drs Horace Winchell et Matt Walton, tous deux de l'université Yale, pour les nombreuses identifications aux rayons-X et les conseils pétrologiques.

Pendant trois saisons, nous avons bénéficié de l'assistance des géologues George Beall, Peter J. Clarke et Tsutomu Hashimoto; des étudiants David Elliott de l'université McGill, Adrien Bisson, Clément Desroches et Achille Leblanc de l'université Laval, Antoine Gagnon et Denis Lalonde de l'université de Montréal.

La compagnie Consolidated Fenimore Iron Mines Limited nous a permis, avec beaucoup d'obligeance, de nous servir de leurs camps du lac Garigue (Bones) et du lac aux Feuilles.

*Noms géographiques

Quelques noms géographiques de lacs et de rivières ont été modifiés récemment par la Commission de Géographie du Québec. En voici la liste:

Ancien nom

Nouveau nom

Lac Finger
 " Bones
 " Strain
 " Ali
 " Four Bears
 " Pig
 " Laura
 Rivière Chioak

Lac Bérard
 " Garigue
 " Merchère
 " Gourdon
 " Quatre Ours
 " Chaperon
 " Dusay
 Rivière Bérard

DESCRIPTION DE LA REGION

Climat

Un relevé climatique annuel, fait en 1944-45 par le Service météorologique canadien, a donné les résultats suivants pour la région de Fort-Chimo:

Tableau No I

(degrés Fahrenheit)

Mois	Moyenne des maxima	Moyenne des minima	Moyenne générale	Maximum	Minimum
Jan.	-5.0	-20.8	-12.9	35	-50
Fév.	-2.4	-21.1	-11.8	38	-46
Mars	12.8	- 6.4	3.2	46	-43
Avril	25.7	6.8	16.2	51	-28
Mai	40.1	24.7	32.4	88	-2
Juin	54.5	35.2	44.8	87	18
Juillet	62.8	42.5	52.6	90	29
Août	59.2	41.8	50.5	83	29
Sept.	48.3	35.3	41.8	72	23
Oct.	36.5	26.4	31.4	64	5
Nov.	23.6	10.6	17.1	46	-27
Déc.	7.8	7.5	0.2	40	-41

Comme on peut le constater par ce tableau, la température n'est pas particulièrement inclémente puisqu'elle se compare à celle que connaissent bien d'autres villes du Canada. Cependant, les demi-saisons sont très brèves; le printemps et l'automne ne durent que quelques semaines.

Pendant les étés de 1956 et de 57, les mois de juillet et août furent très chauds avec une température maximum de 87°F. et un minimum diurne de 40°F. L'été de 1958 fut sensiblement plus froid et nous avons noté de brèves chutes de neige à chaque mois de l'été.

Habituellement, les lacs se libèrent de leurs glaces vers le début de juillet. Cependant, les lacs Bérard (Finger), Garigue (Bones) et Merchère (Strain) se dégagent généralement plus tôt de leurs glaces grâce aux forts courants qui les entraînent. L'extrémité nord du lac Bérard (Finger) est ordinairement libérée vers le 20 juin.

L'humidité varie beaucoup dans la région, surtout à l'été et au printemps. En hiver, la pression de vapeur est nulle à cause de la basse température, mais elle s'élève à plus de 0.250 pouce en été, ce qui équivaut à la quantité d'humidité que connaît Montréal aux mois de mai et d'octobre. Le tableau No II indique la moyenne de pression de vapeur, en pouces de mercure, pour différentes localités.

Tableau No II

<u>Mois</u>	<u>Montréal</u>	<u>Lac Saint-Jean</u>	<u>Schefferville</u>	<u>Fort-Chimo</u>	<u>Frobisher</u>
Jan.	.050	.025	.000	.000	.000
Avril	.150	.125	.100	.075	.075
Juillet	.525	.425	.375	.250	.175
Oct.	.240	.215	.175	.150	.100

La région de Fort-Chimo reçoit une précipitation annuelle deux fois moins forte que celle enregistrée dans la ville de Québec. L'été, il y a trois fois moins de pluie qu'à Québec et l'hiver, Fort-Chimo ne reçoit que les 3/5 de l'épaisseur de neige de Québec. La région de la baie aux Feuilles, avec ses quelque 15 pouces de précipitation annuelle, peut être considérée comme une région semi-aride.

Les vents dominants ont une direction est et ouest en hiver et sud sud-ouest en été.

En résumé, on peut dire que durant l'été, c'est-à-dire de la mi-juin à la mi-septembre, le climat est très sain et favorable au travail extérieur; il faut cependant compter avec les inconvénients que représentent les moustiques.

Ressources

La seule agglomération d'une certaine importance est Fort-Chimo, à quelque 70 milles en dehors de notre territoire à l'est. A cet endroit vivent plusieurs familles d'Esquimaux et un bon nombre d'employés du gouvernement et de certaines compagnies.

De 1956 à 1958, quelques familles d'Esquimaux restaient en permanence au sud du lac aux Feuilles.

La flore - La région, dû à sa forme allongée, chevauche au moins deux classes phytogéographiques: la tundra forestière et les terres stériles de l'Arctique. La première se rencontre dans les principales vallées recouvertes de sable et d'argile au sud de la baie aux Feuilles, tandis que la seconde caractérise tous les sommets des collines et plusieurs vallées. Les terres stériles de l'Arctique se situent au nord du lac aux Feuilles.

Au sud du lac Gourdon (Ali), dans la vallée centrale, croissent des épinettes noires et surtout des mélèzes. Ces arbres sont un peu rabougris et dépassent rarement 20 pieds de hauteur, alors que le diamètre de leur tronc atteint souvent plus de 12 pouces. Ils peuvent avoir 250 ans et plus, et leurs anneaux de croissance sont très minces.

Il ne faut évidemment pas trop compter sur l'exploitation de ce bois, bien qu'il soit très utile pour certains usages. Les cinq camps en bois rond de la compagnie Fenimore, au lac Garigue (Bones), en sont un exemple.

La végétation surgit partout; les collines se recouvrent de mousses et lichens, ainsi que d'une grande variété d'arbrisseaux, dont quelques-uns s'ornent de magnifiques fleurs aux couleurs chatoyantes. Les vallées, ainsi que les pentes à l'abri du vent ou exposées au soleil, sont couvertes d'arbres feuillus tels que bouleaux, érables et peupliers, demeurés nains.

A l'automne, les Esquimaux se nourrissent des quelques bleuets et autres variétés de baies peu abondantes.

La faune - Le lac aux Feuilles, à cause de ses fortes marées, de ses courants et de la nature douce ou saumâtre de ses eaux, est un lieu de prédilection pour le pêcheur et le chasseur. Phoques et baleines blanches abondent partout, surtout à marée montante. Les phoques remontent les rivières telles que Bérard (Chioak), aux Feuilles et Harveng.

Le lac aux Feuilles renferme quantité de poissons tels que morues, saumons, ombles-chevaliers, harengs, brochets, esturgeons, poissons blancs, truites, etc. Il n'existe pas moins de 44 espèces de poissons appartenant à 21 familles dans la baie d'Ungava et dans les lacs adjacents. Ces espèces se subdivisent en: 29 formes marines, 2 formes anadromes et 13 formes d'eau douce. (Dunbar et Hildebrand, 1952).

Tous les lacs d'eau douce et toutes les rivières contiennent une surabondance de poissons groupés en quelques espèces seulement. Disons que le lac Bérard (Finger) est un des endroits de prédilection pour les pêcheurs sportifs d'eau douce du Québec.

Le gibier est devenu rare par suite des chasses systématiques pratiquées par les Indiens de Fort-Mackenzie au sud et par les Esquimaux près des côtes.

Toutefois, au cours des trois étés passés dans la région, nous avons rencontré les animaux suivants: ours, caribous, renards, lièvres, rats musqués, lynx, lagopèdes (perdrix des neiges), éperviers, hiboux blancs, souris des champs, mulots, goélands, oies du Canada et canards de plusieurs espèces.

L'été, des milliers d'oiseaux migrateurs viennent se nicher dans les îles du lac aux Feuilles.

Topographie

L'aspect topographique général du géosynclinal du Labrador et des environs, tel que nous l'avons décrit plus haut, s'applique aussi à notre territoire. En effet, nous avons noté la coexistence de deux types topographiques principaux. Le premier caractérise le socle archéen par la douceur de son relief, la concordance de ses sommets arrondis, et l'absence de structure secondaire et de patron imprimé sur la surface d'érosion. Ce type est caractérisé par un drainage rectangulaire.

L'altitude des roches du soubassement varie entre 700 et 1,250 pieds. Les sommets sont tous identiques par leurs formes ondoyantes et, du haut d'un sommet, on peut voir à perte de vue une plaine infinie et monotone marquée ça et là de collines dont tous les sommets sont concordants.

Le type topographique du géosynclinal du Labrador ne peut être fondu en une seule unité car il est conditionné par la structure et surtout par la lithologie. Les roches ont une direction générale N-S et un faible pendage vers l'est.

Au sud du lac aux Feuilles, la vallée des lacs Bérard, Garigue et Merchère s'enfonce au sein des roches sédimentaires friables. Cette vallée d'importance est la plus profonde de toutes celles des environs et elle reçoit les eaux d'écoulement d'un bassin qui remonte jusqu'à la rivière Larch. A 50 milles en amont dans cette vallée, le niveau de la plaine ne dépasse guère 250 pieds d'altitude, elle est, sans contredit, d'origine préglaciaire et devait probablement desservir un vaste réseau hydrographique avant que les glaciers n'en désorganisent le drainage.

A l'ouest de cette vallée s'élèvent des mésas, ou plateaux, constitués de bancs horizontaux de dolomie ou de conglomérats à ciment siliceux. Les collines de dolomie sont particulièrement remarquables à cause de leur surface irrégulière.

A l'est de la vallée centrale, ainsi qu'au nord du lac aux Feuilles, le paysage est très différent. Le relief est marqué de collines de gabbro étroites, droites et parallèles entre elles. A chacune de ces collines succède une vallée dans laquelle des sédiments friables se sont déposés.

Le rivage sud du lac aux Feuilles est uniforme et sans relief, à l'exception de quelques flots de roches qui s'élèvent au milieu de la plaine, tels des navires géants.

Hydrographie

Le lac aux Feuilles est le réceptacle de toutes les eaux de la région. Des rivières plus ou moins importantes se déversent dans chacun de ses lobes. Les principales sont les rivières: aux Feuilles, Bérard, Harveng, Boyer, Mannic et Fanfan.

La rivière aux Feuilles prend sa source au lac Minto et traverse l'extrémité nord de la péninsule d'Ungava sur une distance d'environ 170 milles. A son embouchure, elle coule sur un mille et demi de largeur dans une gorge dont les parois s'élèvent à près de 900 pieds d'altitude, à l'endroit où la rivière recoupe le complexe de base.

Comme cette dernière a un débit assez fort, son pouvoir de transport est grand. Cependant, l'action du flux et du reflux des marées à son embouchure la force à se délester de sa charge. A peine la rivière s'est-elle défaite de ce poids, qu'elle doit se frayer un chemin à travers ses propres alluvions à marée basse.

Il est bon de noter que la marée du printemps monte à 55 pieds de hauteur dans le lac aux Feuilles et que les eaux des rivières sont refoulées parfois sur une distance de plusieurs milles. Les petites marées atteignent 35 pieds.

La rivière Bérard dessert la vallée centrale. Sa décharge est grande à cause de la vitesse de ses eaux qui dévalent la pente assez raide entre le lac Bérard et le lac aux Feuilles.

Cette rivière doit son débit relativement régularisé aux nombreux lacs emprisonnés derrière des dépôts meubles d'origine glaciaire et aussi à la végétation assez dense qui recouvre les flancs de la vallée des lacs Garigue et Merchère.

La rivière Harveng dispose des eaux de l'immense lac Gérído, mais elle n'est réellement active qu'à la fonte des neiges. Ce phénomène est dû à la faible quantité de matériel meuble, libre de permagel, sur toute cette superficie que draine la rivière Harveng.

En plus de ces principales artères de drainage, il faut mentionner les rivières qui coulent tout le long de la zone limitrophe du géosynclinal. Quoique petites, ces rivières ont fini par disséquer les roches près du contact et à s'enfoncer profondément dans les vallées qu'elles ont creusées. Ceci a donné lieu à un phénomène assez singulier; les rivières, qui passaient sur la masse granitique pour se déverser ensuite dans la vallée du contact, se sont trouvées, à un moment donné, suspendues au-dessus de la vallée, créant ainsi des chutes parfois spectaculaires, comme par exemple à l'ouest du lac Quatre-Ours.

Le réseau de drainage du socle archéen est typique au Bouclier canadien. Il est en forme de treillis ou de rectangle et doit son patron aux systèmes de diaclases, aux zones de cisaillement et à la gneissosité des roches.

Les lacs recouvrent près du quart de la région. Il y en a des centaines et de toutes dimensions. Quelques-uns n'ont aucun drainage et se dessèchent complètement durant l'été, tandis que d'autres ont un drainage souterrain.

Origines physiographiques et conclusion

La longue période d'érosion qui a suivi l'émergence de l'ensemble de roches sédimentaires, volcaniques et ignées du géosynclinal du Labrador, fut témoin de l'érosion de ces roches jusqu'à leurs racines. Un système de drainage bien réglé s'est alors imprimé grâce à l'érosion différentielle des roches de diverses natures. Des vallées furent creusées à même les roches friables ou solubles, suivant le type d'érosion prédominant.

Bien avant l'époque pléistocène, la vallée des lacs Garigue et Bérard était le principal bassin de drainage des eaux se déversant dans la baie d'Ungava. Il en était probablement de même des rivières qui se jettent dans la vallée du contact ainsi que de la grande rivière aux Feuilles.

D'autres vallées, maintenant des cols de capture, témoignent de l'existence d'un ancien système de drainage parallèle à la texture régionale.

Les glaciers du Pléistocène n'ont pas tellement creusé les vallées; au contraire, ils les ont remplies de débris de toutes sortes, à la suite de leur cheminement en travers de la structure régionale, coupant ainsi les principales artères de l'ancien drainage.

Malgré les quelques milliers d'années écoulées depuis la disparition des glaciers continentaux et des glaciers de type alpin, le nouveau système de drainage n'est pas encore parvenu à débayer les anciennes vallées.

Plusieurs vallées en forme de "V", dont quelques-unes atteignent une profondeur respectable, recoupent le contact du géosynclinal. Quelques-unes de ces vallées peuvent avoir une origine pré-glaciaire, mais il semble bien que la plupart furent sculptées durant une période récente et grâce à des torrents très actifs.

GEOLOGIE GENERALE

Esquisse géologique de la région

La région du lac Bérard chevauche le contact entre les gneiss granitiques archéens et un assemblage de roches sédimentaires et volcaniques d'âge protérozoïque, recoupées de filons-couches de gabbro. Près du contact, les roches protérozoïques sont presque horizontales, mais les pendages augmentent vers l'est, formant ainsi un vaste pli monoclinal. Au nord du lac Bérard, près du contact, les roches sédimentaires ont un pendage plus abrupt. Ceci est un phénomène tectonique important que nous discuterons plus loin.

Nous avons pu établir la séquence stratigraphique grâce à de magnifiques coupes que nous pouvions retracer sur le terrain d'une façon presque continue. A la base de la section repose un quartzite impur suivi de schistes chloriteux très minces, puis de la formation (ferrifère) de Fenimore, de la formation de Dragon, de la formation de Chioak, de la dolomie d'Abner, de la formation de Rivière Larch, des laves et roches pyroclastiques d'Hellancourt et des roches cristallophylliennes. L'intrusion de filons-couches de gabbro fut le dernier événement géologique marquant avant la déformation régionale.

Roches archéennes

Généralités

Au sud de la région, les roches du soubassement archéen occupent une étroite bande en bordure du côté ouest de la carte. Cette bande s'élargit vers le bas de la carte pour pénétrer profondément dans la région. Au nord du lac Bérard, les roches sédimentaires sont abruptement séparées du soubassement par une longue faille. A cet endroit, le socle a été soulevé et forme un immense promontoire qui s'avance en travers du géosynclinal. C'est cet éperon de roc qui donne au lac Bérard sa forme si caractéristique. Au nord de cette faille importante les roches archéennes recouvrent près des 2/5 de la superficie totale de la carte.

Près du lac Monique, un autre éperon de gneiss granitique recoupe les roches du géosynclinal sur une distance de plus de 5 milles.

TABLEAU DES FORMATIONS

ÈRE	ÉPOQUE ou PÉRIODE	FORMATION	DESCRIPTION DES ROCHES	
			au sud du lac Bérard	au nord du lac Bérard
CÉNOZOÏQUE	RÉCENT et PLÉISTOCÈNE		Débris glaciaires	Débris glaciaires
ÉROSION				
PRÉCAMBRIEN	PROTÉROZOÏQUE	Intrusions	Métagabbros	Métagabbros
		CONTACT D'INTRUSION		
		Roches cristallo-phylliennes	Schistes Grès variés Dolomie, roches ferriques	SÉQUENCE CARBONATÉE A) Métadolomie
		Formation d'Hellancourt	Laves Roches pyro-clastiques, schistes	B) Calc-arénites, calcaropélites
		Formation de Rivière Larch	Schistes, Grès, microgrès	C) Roches ferriques
		Dolomie d'Abner	Dolomie	SÉQUENCE PÉLITIQUE ET ARÉNACÉE
		Formation de Chioak	Schistes argileux et chloriteux Grès, microgrès Conglomérats	A) Schistes à biotite, chlorite, séricite
		Para-discordance		
		Formation de Dragon	Microgrès, grès	B) Quartzites C) Grès divers
		ÉROSION ET DISCORDANCE		
		Formation de Fenimore	Facès carbonatés Facès oxydés Facès sulfurés	Facès oxydés Facès carbonatés
		Schistes inférieurs	Schistes chloriteux	Schistes chloriteux
		Quartzite d'Alison	Quartzite, schistes chloriteux	Quartzite
		Dolomie inférieure	Dolomie	
		ÉROSION ET DISCORDANCE		
	ARCHÉEN	Dykes	Métadiabase, ultrabasiques	Métadiabase, aplites, pegmatites
		CONTACT D'INTRUSION		
		Intrusions granitiques	Granite rose Diorite, granodiorite	Diorite, granodiorite Porphyre granodioritique
		CONTACT D'INTRUSION		
		Gneiss anciens	Gneiss à amphibole	Gneiss à amphibole

Juste au nord du bras du milieu du lac Bérard, une fenêtre de 2,000 pieds de longueur par 1,000 pieds de largeur s'ouvre sur le socle archéen, au sein même du géosynclinal. Des géologues ont interprété des phénomènes du même genre comme provenant des stocks granitiques recoupant les roches sédimentaires. Dans notre région, il est bien évident qu'il s'agit tout simplement d'une forme primaire du socle sur laquelle des sédiments se sont accumulés et que l'érosion subséquente a ramenée en surface. Sur ce monticule de granite, nous avons remarqué de larges fractures remplies de quartzite, des diaclases soudées par de la dolomite, et des roches sédimentaires non métamorphisées en contact direct avec le granite. Les pendages des roches sédimentaires, ceinturant ce petit promontoire de granite, leur donnent une structure conique asymétrique.

Au sud du lac Merchère, le soubassement est graduellement dépouillé de sa mince couverture. A cet endroit, les roches sédimentaires sont presque horizontales et leur érosion donne un contact dentelé.

Il serait difficile d'obtenir une image vraie de la géologie du socle sans en faire une étude géologique détaillée, et cela sur une grande superficie. En effet, les roches varient énormément et les différentes variétés peuvent appartenir soit au même stock intrusif, soit à des migmatites, soit encore à des enclaves.

Etant donné que les roches qui présentent le plus de variétés se rencontrent dans le sud de la région, nous les avons étudiées avec plus d'attention, malgré leur distribution plutôt pauvre. Il est bien entendu que dû à cette rareté et aussi à cause de la complexité des problèmes soulevés, nous ne pourrions décrire ces roches que de façon rapide et incomplète et nous ne les assignerons à des groupes pétrologiques que d'une façon rudimentaire.

Quant aux roches situées au nord du lac Bérard, elles semblent appartenir à un stock uniforme. A cet endroit, le socle recouvre environ 250 milles carrés, ou les 2/5 de la superficie totale.

Le complexe de gneiss granitique du sud ne couvre que 35 milles carrés, ou environ le neuvième de la superficie totale.

Les trois types de roches les plus communes sont, à partir des plus anciennes: 1- un gneiss à biotite et hornblende, 2- une granodiorite et, 3- un granite rose. Ces roches sont à leur tour recoupées par quelques dykes de diabase, de pegmatite et d'aplite.

La gneissosité de ces roches varie beaucoup, même sur une faible distance, et nous n'avons enregistré aucune orientation préférentielle pour l'ensemble des roches gneissiques. Malgré tout, les gneiss à biotite et hornblende ont fréquemment une gneissosité N-S, tandis que la granodiorite est presque toujours marquée d'une faible linéation en direction E-W. Il n'existe cependant aucune règle qui puisse s'appliquer a priori.

Les roches que nous croyons les plus anciennes du complexe seront groupées ensemble dans le présent travail et il ne sera fait mention d'aucune relation d'âge à l'intérieur de ce groupe. Sous le titre de "Gneiss ancien", nous assemblerons toutes les roches qui sont recoupées par la granodiorite ou qui s'y trouvent sous forme d'enclaves.

Gneiss ancien

Sous ce titre, nous avons assemblé une famille de roches appartenant peut-être à des souches différentes et ayant des modes d'origine bien particuliers, mais à caractères communs, à savoir celui d'appartenir à un très vieux clan, et celui d'être recoupées par des roches plus jeunes ou d'être enrobées dans celles-ci.

Nous avons divisé le "gneiss ancien" en trois groupes principaux: a) un gneiss à biotite et actinote, b) un gneiss à biotite hornblende et plagioclase, c) et un gneiss à hornblende et plagioclase. Le second de ces trois groupes pourrait être un simple faciès dioritique de la granodiorite mais, comme nous n'avons pu, sur le terrain, assigner un âge relatif quelconque à ces roches, nous les considérons comme partie intégrante du "gneiss ancien".

Le gneiss à biotite et actinote n'est représenté que par quelques petites masses subcirculaires à environ quatre milles à l'ouest du lac Merchère. Comme cette roche se désintègre facilement sous l'action des intempéries, elle se retrouve surtout au fond des dépressions, cachée sous le couvert de débris.

La grande quantité d'actinote vert émeraude donne à la roche sa couleur caractéristique et des feuillets de biotite, de plus de 2 mm de diamètre, lui donnent une surface altérée très scintillante. En plus de l'actinote et de la biotite, la roche est constituée de quartz, de plagioclase et de quelques autres minéraux.

Le gneiss à hornblende et plagioclase se rencontre surtout sous forme d'enclaves dans la granodiorite. Tantôt ce sont des enclaves anguleuses de toutes dimensions, allant de quelques pouces jusqu'à près de 1,000 pieds de diamètre, isolées dans la masse granodioritique; tantôt ce sont des enclaves arrondies et étirées, à moitié digérées par la roche enveloppante. Lorsque les enclaves deviennent plus nombreuses, comme c'est le cas à l'ouest du lac Garigue, la roche ressemble à une véritable brèche d'intrusion.

Au nord du lac Bérard, les enclaves énallogènes, c'est-à-dire celles qui ont conservé l'aspect des roches encaissantes, sont plus rares, surtout dans les granodiorites porphyriques. A quelque distance des bords de la rivière aux Feuilles, des enclaves anguleuses de gneiss à hornblende et plagioclase (ou amphibolites) font contraste avec les roches granodioritiques beaucoup plus pâles. Les photographies aériennes montrent ce contraste lorsque les xénolithes atteignent quelques centaines de pieds de diamètre.

L'amphibolite (ou gneiss à hornblende et plagioclase) constitue une portion infime du soubassement.

Le contact entre les enclaves énallogènes est net et rarement avons-nous trouvé des traînées nébuleuses de minéraux ferromagnésiens dans la roche enrobante.

La roche est noire et à grains moyens. Les cristaux de hornblende de plus de 3 mm de longueur ne sont pas rares; ceux de plagioclase sont plus petits et masqués par la hornblende. Une analyse pétrographique d'un échantillon bien représentatif a donné le résultat suivant:

Hornblende	60%	Microcline	1%
Plagioclase (An ₅)	30%	Pyrite	1%
Quartz	4%	Sphène	0.5%
Chlorite	3%	Apatite	tr.
		Zircon	tr.

La hornblende est noir ébène et donne sa couleur à la roche. A la lumière naturelle sous le microscope, elle montre un polychroïsme très étendu, correspondant à la formule suivante: Z - jaune, X - vert foncé, Y - jaune verdâtre. L'angle optique 2 V est d'environ 60°. La hornblende est plus nettement subautomorphe que le plagioclase. Elle contient des inclusions idiomorphes d'apatite, de chlorite, de sphène, de pyrite, et des inclusions globulaires de quartz et de plagioclase. La grosseur des cristaux n'excède pas 2 mm, alors qu'en moyenne elle est de 0.5 mm.

Le plagioclase est altéré en séricite et parfois en épidote, suivant le genre de métamorphisme et de métasomatisme qu'il a subi. Sa structure est automorphe et il contient de nombreuses inclusions dont les principales sont de quartz, de microcline, d'apatite et de sphène.

Le microcline est parfois plus important que ne le suggère l'analyse pétrographique donnée plus haut. Il est interstitiel entre la hornblende et le plagioclase et semble remplir les irrégularités qui séparent ces cristaux. Le microcline contient des inclusions de plagioclase, de quartz, de sphène et de zircon. Le quartz est aussi interstitiel entre les principaux constituants de la roche.

Il est possible que les cristaux allongés de chlorite proviennent de l'altération de cristaux de biotite, plutôt que de celle de la hornblende, puisqu'on en retrouve aussi bien dans les feldspaths que dans la hornblende elle-même.

Le gneiss à biotite hornblende et plagioclase est un autre type de roche du "gneiss ancien" qui pourrait très bien être appelé gneiss dioritique. Contrairement au gneiss à hornblende et plagioclase, représenté surtout par des enclaves, cette roche semble former des masses plus volumineuses recoupées elles aussi par la granodiorite.

Cette roche est composée essentiellement de hornblende, d'un peu de biotite et de beaucoup de plagioclase. Une analyse pétrographique d'un échantillon typique a donné le résultat suivant:

Plagioclase (An ₂₈)	65%	Chlorite	1%
Hornblende	15%	Muscovite	1%
Biotite	5%	Pyrite	tr
Quartz	5%	Calcite	tr
Microcline	5%	Epidote	tr
Apatite	1.5%	Sphène	tr

Le gneiss à biotite, hornblende et plagioclase est holocristallin. En surface altérée, il est tacheté de noir sur un fond gris pâle ou gris verdâtre. La surface fraîche montre les mêmes couleurs, mais plus nettes. La teinte noire vient de la hornblende, tandis que le plagioclase altéré en séricite ou en épidote donne des teintes grises ou vertes.

La structure est presque toujours allomorphe, quoique nous ayons examiné des lames minces montrant une structure nettement automorphe de la hornblende aux dépens du plagioclase altéré en épidote. On note également d'abondantes veinules de granite rose, toutes parallèles à la gneissosité de la roche. En plus de la présence de veinules, nous avons noté un boudinage du gneiss, accompagné d'injections lit par lit de matériel granodioritique.

Le plagioclase de la roche fraîche est de l'oligoclase An_{28} . Il est habituellement altéré en séricite et contient des inclusions de quartz, de microcline, d'apatite et, plus rarement, de biotite, d'oxydes de fer et de chlorite, produites par la désintégration de la hornblende. La texture myrmékitique est assez commune dans les cristaux d'oligoclase où l'exsolution de quartz a formé des globules minuscules.

A l'examen mégascopique on remarque que le microcline est rouge et qu'il est distribué parcimonieusement à travers toute la roche dont il constitue environ 5 pour cent. Au microscope, on constate qu'il remplit les vides entre les cristaux de plagioclase et de hornblende. Il contient des inclusions de quartz, d'apatite et de sphène.

La hornblende, qui est d'un ton vert foncé en lame mince, contient des inclusions de quartz, de biotite et d'oxydes de fer. Elle se montre rarement maclée. La biotite est fréquemment altérée en chlorite.

Ce gneiss à biotite, hornblende et plagioclase est plus commun que le gneiss à hornblende et plagioclase; il constitue environ 10 pour cent des roches du soubassement.

Granodiorite

Tel que déjà mentionné, la granodiorite recoupe les couches du "gneiss ancien" et cause parfois, chez la roche enclavante, de véritables brèches d'intrusion. C'est une roche bien cristallisée

et dépourvue de structure interne apparente lorsqu'elle est massive. Cependant, elle devient gneissique lorsqu'elle est injectée lit par lit dans les gneiss. De plus, la granodiorite porphyroïde recèle une linéation faiblement développée particulièrement visible à l'ouest de la rivière Bérard et au nord de la rivière aux Feuilles, alors que de grands cristaux de microcline s'allongent en direction E-W.

La couleur de la granodiorite varie du gris très pâle au gris verdâtre, au gris rosé et au rose. Nous avons collectionné près de 70 échantillons différents de cette roche. Chacun possède une couleur et une texture différentes reflétant des changements dans la composition, la grosseur des grains, etc.

Parmi les principaux minéraux primaires, il faut nommer les plagioclases (25-65 pour cent), le microcline (10-23 pour cent), le quartz (15-45 pour cent), l'apatite, la biotite (10-20 pour cent), la magnétite, le zircon et le sphène. Quant aux minéraux secondaires, ils sont surtout les produits d'altération des minéraux ferromagnésiens et des plagioclases. Les minéraux secondaires les plus communs sont: la chlorite, la calcite, les oxydes de fer, le leucoxène, la limonite, l'épidote, la muscovite, les minéraux argileux et la pyrite.

La texture grenue est très fréquente. La roche est constituée de gros grains, est quelque peu pegmatitique, et ne comporte aucune orientation préférentielle visible en lame mince. Certains faciès sont nettement pegmatitiques tandis que d'autres sont aplitiques.

Les microfailles sont très nombreuses dans la granodiorite près du contact avec les roches de la couverture, tout spécialement à proximité des failles qui accompagnent le contact. Les grains de quartz à extinction ondulatoire sont omniprésents.

La granodiorite la plus commune est gris pâle et contient, en plus du quartz, un plagioclase vert pâle plutôt mat, des cristaux de biotite et un peu de microcline rose. Quelques spécimens contiennent jusqu'à 20 pour cent de minéraux ferromagnésiens, mais habituellement la granodiorite ne renferme guère plus que 5 à 10 pour cent de biotite, hornblende et chlorite combinées. La granodiorite ne contient généralement pas de hornblende ou en contient très peu. Par contre, à proximité des enclaves géantes, le contenu en hornblende s'accroît parfois jusqu'à 10 pour cent. Peut-être faut-il chercher là la cause de la présence de ce minéral dans la granodiorite. Nous sommes d'avis que la hornblende provient de l'assimilation d'enclaves amphibolitiques par la granodiorite. Cette hornblende est habituellement

altérée en chlorite de la variété pennine. Cependant, lorsqu'elle n'est pas altérée, elle est d'un vert foncé à la lumière naturelle et fortement pléochroïque.

Les plagioclases sont souvent altérés en séricite, calcite et quartz. L'examen de spécimens frais laisse voir une exsolution de microcline le long des fractures et autour des grains. Nous y avons noté des inclusions de microcline, de quartz, de biotite et de zircon.

Le microcline et le quartz remplissent les interstices entre les cristaux de plagioclase, tout comme le font les paillettes de biotite et de muscovite.

Au nord du lac Bérard, nous avons rencontré très fréquemment une roche porphyroïde constituée surtout de plagioclase blanc et de chlorite. Les cristaux de plagioclase mesurent en moyenne 5 mm de diamètre et constituent la presque totalité de la roche, alors que le microcline et les minéraux accessoires n'en forment qu'environ 10 pour cent. Il semble que cette roche soit intimement associée à des zones de broyage où la granodiorite déformée se serait recristallisée. La chlorite enrobe en effet tous les cristaux et ne se retrouve guère sous forme d'inclusions. Non loin de ces roches porphyroïdes, la granodiorite est fracturée et les plagioclases sont transformés en épidote. Ces fractures remplies d'épidote ou de quartz s'allongent en direction subparallèle aux failles que nous avons relevées sur le terrain.

Près de la rivière aux Phoques, le soubassement est constitué de 85 pour cent de porphyre granodioritique, 13 pour cent d'amphibolite et de 2 pour cent de diorite ou amphibolite digérée. Ce porphyre granodioritique est habituellement massif et à gros grains. Certains faciès sont ocellés lorsqu'il y a eu étirement. La roche est habituellement composée de cristaux de microcline rose avec macles de carlsbad, ayant de 1 à 10 cm de longueur, dispersés au sein d'un amas de texture granitique qui réunit du plagioclase vert pâle, du quartz et un peu de biotite et de hornblende. Lorsque le porphyre granodioritique devient gneissique, les enclaves d'amphibolite permettent de noter la texture d'écoulement autour des blocs arrondis. L'orientation de la linéation, dans ces cas, est presque toujours S45°E.

Quelques veines de quartz, de pegmatite et d'aplite recoupent le porphyre granodioritique en direction S45°E. Certaines pegmatites sont constituées de cristaux de feldspath potassique, avec macles de carlsbad, de plus d'un pied de longueur.

Granite rose

Le granite rosé est apparemment la plus jeune roche intrusive importante du soubassement. Il est abondant dans la partie sud-ouest de la région, sous forme d'injections lit par lit dans le "gneiss ancien".

Des intrusions en forme de dyke recoupent toutes les roches du soubassement et forment des collines allongées et assez proéminentes. Nous avons pu suivre l'un de ces dykes granitiques sur une distance de près de 500 pieds. Sa largeur était de 50 pieds au minimum.

A l'exception de sa couleur rouge ou rose, l'aspect général de cette roche est à peu près identique à celui de la granodiorite. A prime abord, le granite rose ne comporte aucune structure interne à l'exception de quelques étirements dans les roches gneissiques encaissantes. La roche est généralement de texture granulaire, à gros grains. Elle contient du quartz et du microcline rose ou rouge en quantité prédominante. La chlorite et la muscovite sont presque toujours présentes, mais en quantité infime.

Le microcline, bien caractéristique par ses macles polysynthétiques quadrillées, constitue environ 40 pour cent de la roche. Il forme des cristaux xénomorphes autour du plagioclase et contient des inclusions de quartz, de biotite, de chlorite, de plagioclase mêlé à des inclusions de quartz.

Le quartz, qui forme environ 35 pour cent de la roche, est habituellement fracturé et montre une extinction ondulatoire. La muscovite, la biotite ou, plus fréquemment, la chlorite dérivée de la biotite, apparaissent le long des contacts entre les cristaux de plagioclase, de microcline ou de quartz.

La composition du plagioclase semble se situer vers An_{15} , mais il est d'ordinaire tellement altéré qu'il est difficile d'en extraire les propriétés optiques. Les produits d'altération sont la séricite, la calcite et des minéraux argileux. Les inclusions les plus communes sont le microcline, la biotite, le zircon, l'apatite et la séricite.

La couleur rouge de ce granite est due à la présence d'hématite disséminée dans les cristaux de plagioclase altéré, ou encore, à la couleur des cristaux de microcline. Dans le premier cas, l'hématite est intimement associée aux produits d'altération du plagioclase. Nous avons aussi noté de l'hématite dans les plans de fracture des grains de microcline et de quartz. Cette couleur provient peut-être de l'oxydation de sulfures primaires, mais elle peut encore provenir des roches ferrifères qui ont couvert, dans le passé, cette partie du soubassement.

Dykes de métadiabase et de roches ultrabasiques

Quelques dykes de métadiabase recoupent la granodiorite au nord-ouest du lac Bérard. Ces dykes consistent en gneiss à amphibole et plagioclase et ne diffèrent des autres gneiss du même genre appartenant au "gneiss ancien" que par leur attitude. En effet, ils recoupent la granodiorite, tandis que les roches du "gneiss ancien" sont enrobées sous forme d'enclaves.

Sur le terrain, nous avons pu retracer l'un de ces dykes sur une distance de près de 1,500 pieds. La largeur varie de quelques pieds jusqu'à 20 et le contact est très franc.

Au nord du lac du Canot, nous avons relevé des dykes d'aplite de la même composition que la roche encaissante. Nous avons suivi l'un d'eux sur une distance de 300 pieds; sa largeur de 5 pieds ne varie guère.

Nous avons trouvé un seul dyke de roche ultrabasique, au nord du lac Bérard. Nous l'avons retracé sur une distance de quelques centaines de pieds. La roche est à grain moyen, d'un vert foncé en surface fraîche; la surface altérée va d'un jaune pâle à un brun pâle. Comme cette roche résiste mal à l'intempérisme, elle donne naissance à une longue dépression. Elle est fortement magnétique. Ses principaux constituants sont l'antigorite, la dolomite, la magnétite et un pyroxène purement ferromagnésien du genre bronzite altéré en bastite. A l'origine, la roche était une péridotite.

En lame mince, on peut voir des pseudomorphes de bastite remplaçant la bronzite et disséminés dans un fond de petits cristaux enchevêtrés d'antigorite vert pâle. Au sein de l'antigorite, la magnétite forme des réseaux polygonaux qui pourraient très bien être les vestiges des cristaux originels d'olivine.

Roches protérozoïques

Généralités

Dans le présent travail, nous classons les roches sédimentaires en deux catégories: les roches sédimentaires non métamorphisées et les roches cristallophylliennes.

Les roches sédimentaires non métamorphisées ne présentent guère de complication stratigraphique ou structurale. Elles se retracent avec assez de facilité sur le terrain, à la faveur d'affleurements presque continus et ne sont que très rarement recoupées de filons-couches de gabbro. Presque toutes les roches de cette catégorie sont au sud-ouest du lac aux Feuilles, ainsi que le long du contact avec les roches du soubassement, au nord du lac aux Feuilles. Elles se divisent en formations bien distinctes.

Quant aux roches cristallophylliennes, elles groupent tous les schistes, gneiss, et autres roches métamorphiques dont la position stratigraphique est incertaine. Ces roches sont intimement associées à des filons-couches de gabbro et certaines d'entre elles ressemblent à des cornéennes. Cependant, elles sont beaucoup mieux recristallisées que d'autres roches en position identique plus au sud, roches que nous avons classifiées parmi les roches sédimentaires non métamorphisées.

Certaines formations sédimentaires, telles que le quartzite d'Alison et la formation de Fenimore, semblent se continuer vers le nord, bien qu'elles changent d'aspect.

Roches sédimentaires

Dolomie inférieure

Près de la base de la séquence géosynclinale, Auger (1954) et Owens (1955) ont décrit, dans la région de la rivière Larch au sud de notre région, une dolomie assez pure qui passe graduellement à un quartzite dolomitique vers le bas de la formation; cette dernière roche repose sur un schiste argileux.

La dolomie inférieure, quoique très mince, semble persistante le long du contact ouest du géosynclinal, au sud du lac Merchère. Dans notre région, nous ne l'avons relevée qu'en trois endroits et toujours au sud de la faille qui recoupe les roches du géosynclinal et du soubassement, à l'ouest du centre du lac Merchère.

La roche passe du gris pâle au gris foncé, chamois, vert et orange; elle est dépourvue des veinules de quartz en treillis qui caractérisent la dolomie d'Abner. En surface altérée, la roche est d'un ton vert, chamois ou rouge-orange.

Le meilleur affleurement de dolomie inférieure est situé à environ 300 pieds à l'ouest de l'extrémité sud du lac Merchère. A cet endroit, la roche est légèrement plissée et cisailée, et les bancs sont séparés par une substance graphitique abondante provenant de la désintégration de la dolomie le long des surfaces de déformation. La dolomie inférieure est en contact avec la formation de roches détritiques de Chioak, laquelle recèle des lames assez imposantes de cette dolomie.

A l'ouest du lac Merchère, une masse de dolomie de couleur orange s'élève brusquement au milieu d'une zone de faille. La dolomie est en dessous de la formation de Fenimore, ce qui nous porte à croire qu'elle appartient à une formation autre que la formation d'Abner. De plus, nous avons rencontré des galets de dolomie de couleur orange dans le conglomérat appartenant à la formation de Chioak, preuve de la présence de la dolomie inférieure.

Quartzite d'Alison

Généralités - Le quartzite d'Alison est présent sur presque toute la longueur du contact ouest du géosynclinal du Labrador. Owens (1952) lui a donné ce nom d'après la coupe type qui se trouve aux environs du lac Alison.

Bien que cette formation soit considérée comme continue sur toute la longueur de la bordure ouest du géosynclinal, elle n'affleure pas partout. Par endroits, comme c'est le cas au sud du lac Merchère, elle est masquée par une couverture conglomératique formée lors d'une transgression marine. En d'autres endroits, le quartzite d'Alison est recoupé par des failles chevauchantes, ou encore, il est tout simplement érodé.

Le quartzite d'Alison est probablement l'équivalent du quartzite de Wishart décrit plus au sud par les géologues de la Iron Ore Co. of Canada.

Distribution et relations stratigraphiques - Dans la région sous étude, le quartzite d'Alison est particulièrement bien dégagé aux environs du lac Alison, à l'ouest des lacs Merchère, Chioak, Dusay, au nord du lac Bérard, aux environs de la baie Rouge, au nord de la baie des Arpenteurs et au nord du lac Chaperon. Il accompagne presque infailliblement la formation de Fenimore.

A l'exception de la dolomie inférieure que nous avons prélevée à trois endroits, le quartzite est à la base de la séquence stratigraphique dans notre région. Il est juste en dessous de la formation de Fenimore.

L'épaisseur varie entre 40 et 150 pieds. A l'ouest du lac Chioak, cette formation montre une coupe de près de 50 pieds, mesurée à compter du gneiss granitique jusqu'à la base de la formation de Fenimore. Par endroits, des lentilles de schiste argileux alternent avec les bancs de quartzite. Ces lentilles ne dépassent guère quelques pieds d'épaisseur. Près de la rivière aux Phoques, des bancs de schiste argileux d'un à deux pouces d'épaisseur alternent avec des bancs de quartzite d'un à quatre pieds d'épaisseur. Certains géologues ont séparé le faciès argileux de cette formation du faciès gréseux et en ont fait une formation distincte. Dans le présent travail, nous avons réuni les deux membres car nous ne voyons aucune raison de les séparer.

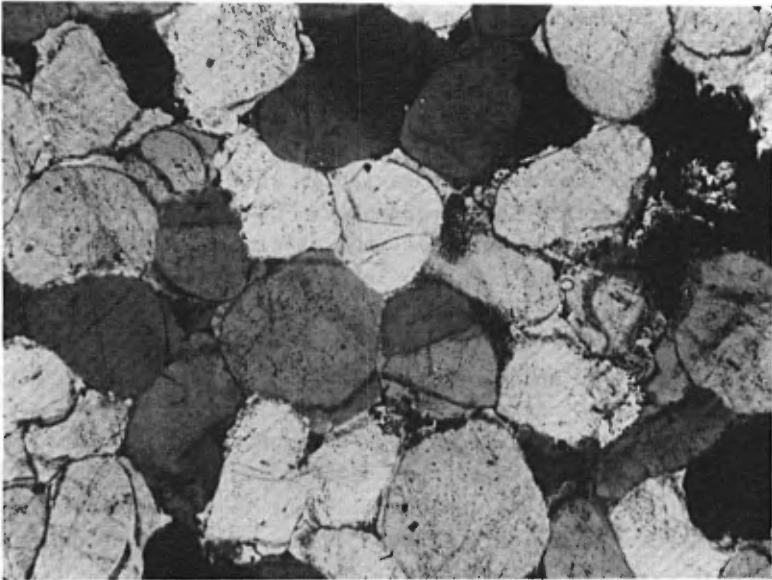
Pétrographie - Le quartzite d'Alison est une roche dure et résistante à l'érosion. Sa couleur est très variable; elle est tantôt noire ou vert foncé, tantôt gris pâle ou vert pâle. Le calibre des grains varie entre 0.25 et 1.0 mm de diamètre et peut atteindre un maximum de 2.0 mm. Le rapport du diamètre minimum avec le plus grand ne diffère pas beaucoup de l'unité; nous l'avons évalué à 9/10.

Près du lac Alison, les quartzites sont noirs, vert olive et gris pâle. A cet endroit, la formation peut avoir une cinquantaine de pieds d'épaisseur et elle est constituée de bancs massifs d'un à trois pieds d'épaisseur. Les différentes couleurs des quartzites proviennent de la nature du ciment. Dans la majorité des cas, le quartz secondaire enrobe les grains de quartz et les soude entre eux;

PLANCHE I



A.— Lits entrecroisés dans le quartzite d'Alison.



B.— Photomicrographie du quartzite d'Alison. Noter la rondeur des grains et le quartz secondaire qui les entoure. Nicols croisés, x 120. Les petits points noirs sont de la magnétite. Lac Alison.

mais il arrive parfois qu'il soit accompagné d'un liséré de minéraux tels que chlorite, magnétite, minnésotite, stilpnomélane, etc. La silice secondaire conserve l'orientation cristallographique des grains qu'elle enrobe comme le montre la planche I-B.

A l'ouest du lac Chioac, ainsi qu'aux environs du lac Bérard, les quartzites verts sont abondants. Cette couleur est due à la chamosite qui constitue parfois jusqu'à 20 pour cent de la roche. Ce minéral forme le plus souvent des ovulites un peu allongées, mêlées aux grains de quartz.

Aux environs des lacs Fabien et Chaperon, les quartzites sont plus métamorphisés et ils contiennent des amphiboles radiés, telles que la grunérite-cummingtonite. Ces amphiboles sont habituellement de couleur jaune-ambre et forment des rosettes parfois assez spectaculaires.

Au nord de la rivière aux Phoques, nous avons relevé la coupe suivante (épaisseur approximative en pieds):

Sommet: Formation de Fenimore

- | | |
|-----|---|
| 20' | Schistes à biotite et séricite, très foncé. |
| 15' | Quartzite vert foncé, massif. |
| 20' | Quartzite vert foncé, lits entrecroisés et massifs. |
| 1' | Quartzite noir et environ 45% de schistes argileux noirs. |
| 6' | Un lit massif de quartzite vert foncé, piqué de taches de sidérose. |
| 7' | Quartzite argileux, noir; couleur d'altération, verte. Le quartzite argileux comporte des boudins d'étirement composés de quartzite (65%) et d'ardoise (35%). |
| 20' | Lits de 8 à 12 pouces de quartzite massif, de couleur vert-olive. |
| 6' | Lits de quartzite gris alternant avec des lits d'ardoise quartzeux. Les ardoises sont cisailées. Boudinage. |
| 5' | Ardoises et quartzite en forme de lentilles, laminées. |
| 15' | Quartzite vert-olive et brun verdâtre. Maculé de cristaux de sidérose. |
| 1' | Quartzite maculé de cristaux de sidérose. Roche vert foncé, à gros grains. |

Sommet: Formation de Fenimore

3'	Quartzite vert-olive, maculé de cristaux de sidérose.
5' - 10'	Quartzite vert foncé, très massif.
10'	Quartzite vitreux, gris pâle.
<u>Base:</u>	Masquée par du mort-terrain, mais à proximité d'un affleurement de gneiss granitique.

Certains quartzites contiennent jusqu'à 5 pour cent de microcline et des traces de plagioclases altérés. Nous n'avons jamais observé de minéraux ferromagnésiens allogènes, à l'exception de quelques grains de chlorite et de biotite. Quelques spécimens nous ont permis de noter les constituants allogènes suivants: fragments de roches, zircons, muscovite, fragments de chert, biotite, chlorite, apatite, et masses argileuses microgrenues ressemblant à des lapilli.

Au nord de la rivière aux Phoques, le quartzite a une stratification entrecroisée sur une épaisseur de 20 pieds (Planche I-A). Cette stratification se rencontre au milieu d'éléments en forme de trapèzes ou de coins empilés les uns sur les autres. Ces éléments ne dépassent guère 5 ou 6 pieds de longueur mais ils n'ont, en moyenne, que 2 pieds.

Les ripple-marks sont très rares et nous n'en avons vus qu'à un seul endroit. Cependant, il faut tenir compte du fait que les strates examinées présentent surtout des sections perpendiculaires et que les surfaces de séparation sont rarement visibles.

Le quartzite d'Alison est une excellente formation repère, grâce à son uniformité, son aspect massif, ses bancs épais et continus et sa régularité granulométrique. Les seuls caractères variables sont la couleur et la composition minéralogique. Le matériel intergranulaire est responsable des variations de couleurs.

Quelques lames minces des principaux types de quartzite méritent d'être décrites.

Le quartzite gris, rencontré près du lac Alison, est composé de près de 95 pour cent de quartz dont 75 pour cent est primaire et constitue les grains originaux de sable. Le ciment est de quartz secondaire et enrobe les grains que couronne un cortex de poussière de magnétite. Les minéraux accessoires, presque toujours présents, sont le plagioclase, le microcline, l'apatite, la minnésotite et la muscovite.

Les quartzites noirs rencontrés près du lac Alison contiennent environ 10 pour cent d'oxyde de fer, magnétite et hématite, ce qui donne à la roche sa couleur. De plus, ils contiennent un bon pourcentage d'argile, marquant ainsi un changement dans le régime de sédimentation.

Près du lac Chioak, le quartzite recèle d'abondants ovulites de chamosite ainsi que de la chamosite interstitielle. D'après une analyse aux rayons-X et une analyse spectrographique semi-quantitative, cette chlorite semble voisine de $(Mg_{1/4}Fe)4Al(Si_5Al)O_{10}(OH)_8$, ce qui donne en pourcentage:

MgO	5.95%
FeO	42.30%
Al ₂ O ₃	14.95%
SiO ₂	26.35%
H ₂ O	9.45%

Cette formule se rapproche de celle donnée par le Prof. J. Jakob (Tableau III) pour une chamosite de Chamosentze (Déverin, 1945, p.31), chamosite qui n'est d'ailleurs pas typique et qui appartient à une variété peu colorée et pauvre en fer.

Les ovulites de chamosite sont microcristallines et forment des masses quasi-opaques en nicols croisés. A la lumière naturelle, la chamosite fraîche est vert végétal, mais elle devient brune lorsqu'elle est altérée. Les ovulites qui accompagnent les grains de quartz, de microcline et de chert ont une sphéricité dont le rapport des axes est de 3 à 5 environ. Le grand axe ne dépasse guère 0.3 mm de longueur.

Certains bancs de quartzite, à l'ouest du lac Chioak et du lac Bérard, contiennent une bonne quantité de stilpnomélane. Ce minéral ressemble à la biotite en surface fraîche. Il est brun et fortement pléochroïque en section mince; il diffère de la biotite par l'absence de surface rugueuse en position d'extinction, ainsi que par son aspect plus écaillé. Le stilpnomélane forme des aiguilles fines, souvent disposées en rosettes. Ces aiguilles recoupent le bord des grains de quartz ou s'enchevêtrent dans la matrice chamositique.

TABLEAU III
COMPOSITION DE CHAMOSITES

	J.H. Taylor (1949) Table II, p. 43	A.O. Hayes (1915) p. 59	(Jakob) dans Déverin (1945) p. 31	C17-84 Laboratoire du M. des Mines Québec
SiO ₂	27.8	22.28	30.07	26.35
Al ₂ O ₃	17.4	25.46	17.26	15.95
FeO	18.5	37.41	37.61	42.30
Fe ₂ O ₃	15.4	0.96	3.66	
MgO	1.8	3.12	1.69	5.95
H ₂ O+	12.1	10.25	9.01	9.45
H ₂ O-	4.3			
TiO ₂	0.7		0.12	
CaO	0.3	.31		
MnO	trace	.21	0.02	
(NaK) 20			0.60	
Totaux	98.3		100.04	100.00

A mesure que le métamorphisme devient plus intense, la chamosite disparaît et le stilpnomélane prend de l'importance; puis, grâce à un métamorphisme plus poussé, des amphiboles telles la riebeckite, la minnesotaïte, la grunérite et la cummingtonite se forment aux dépens des premiers. Le quartz est recristallisé et les nouveaux grains formés ont un contour crénelé et très irrégulier. Cependant, dans la plupart des lames minces examinées, nous avons pu noter de faibles lisérés de poussière de magnétite superposés sans ordre sur des cristaux de quartz, comme des spectres de grains allogènes.

La grunérite, rencontrée dans les quartzites près des lacs Fabien et Chaperon, est jaune-ambre et forme des rosettes atteignant parfois 6 pouces de diamètre. Les rosettes sont formées d'aiguilles irradiant d'un point commun et traversent ou remplacent complètement les grains de quartz.

Origine - Après une étude soignée des roches du soubassement, nous avons noté que, dans environ 30 lames minces, les grains de quartz pur, dépourvus d'inclusions quelconques, sont très rares. Bien plus, environ 50 pour cent des cristaux de quartz des gneiss granitiques et de la granodiorite contiennent une ou plusieurs inclusions, tandis que les grains de quartz du quartzite n'en contiennent presque jamais. Le quartz du soubassement montre une extinction ondulatoire bien marquée au microscope, tandis que celui des quartzites a une extinction plus franche en lumière polarisée. De plus, ce dernier ne possède pas de fractures multiples comme en a le quartz du gneiss granitique.

Tous ces faits semblent militer contre l'hypothèse voulant que le quartzite soit dérivé directement de la désintégration des roches du soubassement. D'autre part, certains critères appuient cette hypothèse comme, par exemple, la présence de microcline, de traces de plagioclase et de chlorite. La recristallisation bien marquée indique que le quartz primaire a subi une réorganisation interne. En effet, pendant la métathèse intrarochéuse, les grains de quartz ont été cimentés par de la silice et, par le fait même, les grains de quartz fracturés et déformés ont repris une structure interne ordonnée. En résumé, à partir des faits observés sur le terrain, nous pouvons obtenir une bonne image du "quomodo et quando" de l'histoire du développement et de l'architecture de la formation Alison, dont nous énumérons les principaux phénomènes:

- 1.- distribution latérale uniforme;
- 2.- épaisseur variable mais relativement mince, ne dépassant guère 30 à 150 pieds;
- 3.- pureté relative; présence d'un faible pourcentage de microcline, plagioclase et grains de chert;
- 4.- présence de schistes argileux et de roches chloriteuses à des positions verticales quelconques de la formation;
- 5.- présence de schistes argileux magnétifères au sommet;
- 6.- rondeur et sphéricité élevées;
- 7.- lits entrecroisés, rides;
- 8.- variations verticales brusques de la couleur des lits en moins de quelques pieds.

Ces phénomènes suggèrent les conditions et les propriétés suivantes:-

- 1.- Grès quartzifère de premier ou de deuxième cycle, suivant que le matériel ait été distribué par l'action des vagues marines accompagnées d'une désintégration de la quasi totalité des minéraux autres que le quartz (Kuenen, 1959), ou qu'il provienne de la déposition marine, lacustre ou fluviale du matériel arraché à des grès impurs (Krynine, 1941, et James, 1954);
- 2.- Déposition en eau peu profonde et à l'intérieur de la zone d'activité des vagues du bassin;
- 3.- Proximité littorale et bordure du bassin;
- 4.- Variations brusques dans le comportement de l'équilibre chimique et peut-être biogénique à l'intérieur du bassin.

A la lumière des faits énumérés ci-dessus, il semble que le quartzite d'Alison résulte de la décomposition presque complète des minéraux originaux, à l'exception du quartz et du chert. A cause de l'absence de végétation importante, la surface d'intempérisme au temps archéen était soumise à l'action des vents et des pluies. Il est bien possible que les surfaces dépolies des grains de quartz témoignent d'une action éolienne, mais la rondeur des grains est bien la caractéristique d'une abrasion en milieu humide.

On peut conclure que, de tout le matériel arraché au socle par l'action combinée du vent et des pluies et déposé en bordure d'un bassin de sédimentation, seuls le quartz et le chert et, à un certain point, le microcline et un peu de plagioclase et de chlorite, ont survécu à la désintégration mécanique et à la décomposition chimique.

La présence de lits entrecroisés indique la faible profondeur de la plate-forme épicontinentale où s'effectuait la déposition. Les lits entrecroisés indiquent aussi la présence de courants parallèles à la bordure du géosynclinal, le long de laquelle le quartzite s'est accumulé.

Les ovulites de chamosite indiquent des eaux turbulentes et incrustantes et leur présence dans les quartzites corrobore les indices d'agitation offerts par les sédiments entrecroisés.

Formation de Fenimore

Généralités - A cause de son importance économique, la formation (ferrière) de Fenimore a reçu plus d'attention que les autres. Elle a été l'objet de vastes programmes d'exploration et de nombreuses études de la part des géologues rattachés à différentes compagnies. Dans le présent travail, nous nous bornerons à en donner une description générale, car ce même sujet a été traité avec beaucoup de compétence par Owens (1955).

Il est probable que les roches ferriques à l'ouest de la région appartiennent toutes à la même formation.

La formation (ferrière) de Fenimore repose en pseudo-discordance sur le quartzite d'Alison et elle est surmontée à son tour en pseudo-discordance par la formation de Dragon. A certains endroits, comme c'est le cas à l'ouest du lac Merchère, la formation de Fenimore est en discordance avec la formation de Chioak. Ailleurs, elle manque complètement, soit qu'elle ait été érodée, soit qu'il y ait eu lacune.

Les nombreux promontoires de roches du soubassement qui s'avancent au milieu des roches protérozoïques, représentent vraisemblablement quelques-unes des irrégularités de la ligne du rivage, irrégularités qui servaient de cloison entre des bassins de sédimentation.

Au sud-ouest du lac Merchère, un conglomérat granitique repose directement sur le soubassement et aucune formation plus récente ne les sépare. S'agirait-il ici d'une transgression marine qui aurait accompagné la déposition des formations plus récentes? Il est possible que les formations les plus récentes aient été érodées avant la déposition du conglomérat de la formation de Chioak. Cette dernière hypothèse s'appuie sur le fait qu'il y a abondance de conglomérat ferrière et de grès rouges à l'intérieur de la formation détritique de Chioak, à l'ouest du lac Merchère.

Il existe aussi, en certains endroits le long du contact avec le soubassement, un type de lacune d'origine tectonique. A l'ouest du lac Quatre Ours, on peut observer une brèche constituée de fragments de roches ferriques enrobés dans un ciment ferrodolomitique. Cette brèche est coïncée entre un promontoire du socle et un bourrelet de roches détritiques de la formation de Dragon. La formation ferrière, à cet endroit, est constituée par une brèche tectonique de quelques pieds d'épaisseur (Planche I-A).

Parmi les principaux affleurements, il convient de noter ceux qui sont au sud-ouest du lac Merchère, aux environs du lac Alison, à l'ouest du lac Chioak, à l'ouest du lac Dusay, de chaque côté du bras ouest du lac Bérard, à l'ouest du bras nord du lac Bérard, au nord du lac Bérard, aux environs de la baie Rouge, au nord de la baie des Arpenteurs et aux environs des lacs Monique, Chaperon et Fabien. Les gisements les plus prometteurs sont situés à l'ouest du lac Chioak, à l'ouest et au nord du lac Bérard. Nous reparlerons ultérieurement des possibilités économiques.

L'épaisseur de la formation de Fenimore varie beaucoup d'un endroit à un autre. Comme nous l'avons dit plus haut, cette formation est pratiquement inexistante à certains endroits, alors qu'elle atteint une puissance de près de 120 pieds à l'ouest du lac Chioak, Plus au sud, dans la région de la rivière Larch, Bergeron (1954 a) rapporte qu'elle atteint une épaisseur de 500 pieds, alors que dans notre région, elle ne dépasse guère 150 pieds.

Le contact entre le quartzite d'Alison et la formation ferrifère est graduel. Ce changement de la composition du ciment de ces roches provient des variations dans les conditions d'oxydo-réduction et de pH dans le bassin de sédimentation. Des variations de température peuvent être responsables de ces changements sans que les conditions chimiques n'aient été changées, mais la présence d'une grande quantité de carbonates et d'oxydes de fer alternant avec du graphite et de la chamosite semble indiquer des changements importants dans les conditions de pH et de Eh.

Nous avons reconnu pas moins de sept types de roches ferriques sur le terrain en nous basant sur les caractères physiques et minéralogiques que présentent les différents faciès.

Ces types sont:

- 1- Un quartzite moucheté
- 2- Une jaspilite à stratification mince ou épaisse
- 3- Une roche ferrique à carbonates bruns ou bleus
- 4- Des brèches siliceuses
- 5- Une roche ferrique à hématite et magnétite
- 6- Une roche ferrique à silice et magnétite
- 7- Des schistes argileux à magnétite

La succession stratigraphique utilisée dans la classification des roches ferriques n'est pas rigide et il est fréquent qu'elle soit intervertie ici et là. Cependant, la première et la dernière unités sont définitivement dans l'ordre qui leur convient.

Questions de terminologie - Afin d'éviter toute ambiguïté, il convient de faire une mise au point sur quelques termes utilisés ici:

1- Nous appellerons "roches ferriques" toutes les roches sédimentaires qui contiennent une quantité appréciable de fer (10% Fe et plus) et qui appartiennent à la formation (ferrifère) de Fenimore.

2- Pour désigner les roches sédimentaires constituées de masses agglutinées de forme sphérique et aussi pour en désigner les constituants, nous utiliserons la nomenclature suivante:

oolithe: roche constituée de grains revêtus d'écorces stratifiées;

ovulites: grains ellipsoïdaux à écorces stratifiées (Déverin, 1945)

granules: grains ellipsoïdaux dépourvus de structure interne (Pettijohn, 1957).

Schistes argileux magnétifères - Comme nous l'avons mentionné au cours de notre description du quartzite d'Alison, des lits assez minces de schistes argileux séparent le quartzite de la formation de Fenimore. Ces schistes argileux sont le plus souvent ferrifères et alternent avec des quartzites à magnétite.

Distribution et épaisseur - La roche a une stratification mince et régulière et ne comporte aucun autre genre de structure.

A l'ouest du lac Chioak, ainsi qu'au nord du lac Bérard, où la base de la formation de fer est bien en évidence, le schiste argileux magnétifère est facile à repérer. A ces endroits, cette roche a moins de 10 pieds d'épaisseur, mais sa distribution latérale est continue. Au nord du lac Mannic, un schiste à chlorite et grenat remplace le schiste argileux.

Pétrographie - Le schiste argileux magnétifère est gris foncé ou noir en surface fraîche et brun ou gris en surface d'altération suivant que la roche contient beaucoup ou très peu de carbonates. La roche est presque toujours à grains très fins, argileuse et très tendre. Elle est très magnétique et c'est ce qui la

distingue d'autres schistes argileux qu'on rencontre parfois à proximité. Les plans de stratification sont marqués par des lits de couleur différente suivant qu'ils contiennent plus ou moins de magnétite.

Les minéraux les plus communs que nous avons notés en section mince sont: la magnétite, le quartz, le stilpnomélane, la chlorite ferrique (chamosite) et peut-être du graphite dans certaines couches, ainsi que de la pyrite.

Des rapports d'analyse partielle de la compagnie Fenimore indiquent une teneur moyenne de 27 pour cent de fer, 1 pour cent de manganèse et 45 pour cent de silice.

L'équivalent métamorphique de ce schiste a donné un schiste à chlorite et magnétite. Au nord du lac Bérard, la roche est vert foncé; elle possède une bonne schistosité. Elle est marquée de taches brunes de 3 à 4 mm de diamètre qui recouvrent près de 20 pour cent de la roche. Des octaèdres de magnétite, ainsi que des cristaux de stilpnomélane sont bien visibles.

Roche ferrique à silice et magnétite - Les roches ferriques à silice et magnétite sont abondantes à partir du bras nord du lac Bérard jusqu'au lac Mannic. A certains endroits, elles constituent près de 50 pour cent de la formation ferrique. Au nord du lac Bérard et à la baie Rouge, ce membre peut avoir une épaisseur moyenne de 40 pieds (Planche II-B).

Les roches ferriques à silice et magnétite sont très importantes à cause de leur contenu en magnétite. Ce sont elles qui déterminent les possibilités économiques de plusieurs gisements, du fait que l'extraction de la magnétite peut s'effectuer par un procédé très simple.

Ces roches sont dures et résistantes à l'érosion. Elles ressemblent étrangement à des quartzites magnétifères, surtout lorsqu'elles sont constituées de bancs massifs et épais. Le plus souvent, des lentilles ou des lits discontinus de chert ou de sidérose alternant avec elles. Les roches à silice et magnétite ont une puissance qui varie entre 1 et 25 pouces d'épaisseur, tandis que les lits intercalés ont une épaisseur qui ne dépasse guère 4 pouces.

PLANCHE II



A.— Brèche tectonique affectant la formation ferrifère à l'ouest du lac Dragon. Le ciment est de la ferrodolomite.



B.— Roche ferrique à silice et magnétite, au nord du lac Bérard. Les bandes et lentilles de couleur foncée sont des carbonates.

En surface fraîche comme en surface altérée, la roche a une couleur bleu acier et les interlits sont brun-chocolat dans le cas de carbonate et gris pâle ou vert-olive s'ils sont constitués de chert.

Etant donné les divergences locales assez importantes, au sein de ce membre, nous décrirons séparément les différents types de roches ferriques à silice et magnétite.

A l'ouest du bras nord du lac Bérard, la roche ferrique à silice et magnétite n'est pas visible sur toute son épaisseur. La base est masquée par du matériel détritique; néanmoins, il est pertinent de dire que l'épaisseur, à cet endroit, est d'environ 20 pieds.

Cette roche est tantôt gris foncé ou noire, tantôt vert-olive. Elle possède à la fois, un éclat métallique et vitreux; son poids révèle bien la quantité de magnétite qu'elle contient.

Une analyse pétrographique d'un échantillon caractéristique du faciès noir nous a permis de déceler les minéraux suivants:

Apatite	tr	Quartz	55%
Hématite	tr	Sidérose	2%
Magnétite	35%	Stilpnomélane	5%
Minnesotaïte	tr	Zircon	tr
Muscovite	3%		

Lorsqu'on examine une lame mince, il est facile de noter que les minéraux de la roche ont été remaniés et recristallisés. A l'origine, la roche était constituée d'ovulites ou de granules dont la composition première nous échappe. Tout ce qui reste de ces granules sont les spectres préservés par des lisérés de poussière de magnétite. Ces granules sont presque toujours déformés: allongés, tordus et souvent brisés. Leur aspect correspond aux apastolites de Pettijohn qui, sous ce vocable, réunit les oolithes et sphérulites fortement déformés. Cette déformation, d'après ce même auteur, est primaire, surtout si le minéral constitutif des oolithes est de la chamosite. A ce sujet, Déverin (1945) se demande si, à un moment donné, la chamosite n'aurait pas subi l'état de gelée et si les ovulites n'auraient pas été des balles molles. Ce à quoi il répond négativement et justifie le rejet de cette hypothèse en présentant des faits d'observation tirés du gisement de Chamosentze, Suisse:

- a) "Les ovulites mutilées, qui accompagnent souvent les grains complets et réguliers et qui servent de noyaux aux concrétions de la génération plus récente, sont des ellipsoïdes brisés, écornés, à la manière des corps solides qui éclatent sous un choc.
- b) Dans les minerais où les ovulites sont tellement abondantes qu'elles se touchent, elles gardent leur forme ellipsoïdale au lieu de se déformer réciproquement.
- c) Les ovulites contiguës sont parfois coalescentes".

Certains voient là une preuve de la consistance gélatineuse des écorces au moment où elles ont pris contact mais alors, comment expliquer l'absence de bourrelet entre deux grains contigus? Toujours d'après le même auteur, il est plausible que la solidification se soit effectuée rapidement au moment de la coalescence des grains à la faveur d'un surplus de chamosite et de carbonate.

Nous venons de suggérer, d'une façon peu équivoque, que la composition originelle des ovulites était chamositique. Il reste à expliquer maintenant les transformations qu'auraient subies ces ovulites chloriteuses. La présence dans la roche, à certains horizons, de granules chamositiques et de lisérés de magnétite poussiéreuse traversant les cristaux de quartz recristallisés dans d'autres roches, nous porte à croire que la chlorite ferrifère a donné naissance à la magnétite poussiéreuse pendant ou après la diagénèse, par l'effet d'un simple métamorphisme. Grâce à ce métamorphisme continu, la magnétite poussiéreuse s'est agglutinée en magnétite grumeleuse constituée de grappes de cristaux dont le diamètre ne dépasse guère 0.1 mm.

Les grumeaux de magnétite remplissent parfois les ovulites ou les recoupent complètement, débordant ainsi dans le quartz. En certains cas, des grumeaux recoupent deux ou trois ovulites à la fois.

Le quartz a une texture granoblastique et possède des contours très francs. La magnétite grumeleuse semble superposée sur les réseaux de cristaux de quartz tous soudés entre eux. Les cristaux de quartz varient entre 0.1 et 0.3 mm de diamètre et ne montrent aucun signe de déformation.

Les minéraux secondaires se logent au milieu des granules ou dans les interstices des cristaux de quartz. Les principaux constituants accessoires sont la sidérose la muscovite et le stilpnomélane.

Quant au faciès vert-olive, qui accompagne le faciès noir décrit ci-dessus, il est constitué des éléments suivants:

Hématite	tr	Minnesotaïte	60%
Limonite	tr	Quartz	10%
Magnétite	25%	Stilpnomélane	5%

La minnesotaïte est responsable du reflet vert de la roche. Les cristaux individuels ne sont pas perceptibles à l'oeil nu, mais au microscope, on peut voir un véritable feutre de cristaux en aiguilles. Ces cristaux varient entre 0.01 et 0.10 mm de longueur; ils sont filiformes et leur diamètre ne dépasse guère 0.005 mm parmi les cristaux les plus longs.

Ce minéral, que nous avons identifié comme étant de la minnesotaïte, possède les propriétés suivantes: il est fibreux et son apparence rappelle celle de la séricite ou du talc. Sa couleur est verte et sa dureté est d'environ 1 à 2. En lame mince, il a une forte biréfringence, une extinction parallèle, une élongation positive et il est peu pléochroïque.

La minnesotaïte se rencontre sous deux formes différentes dans la roche:

- a) elle constitue la presque totalité des granules; elle est alors microcristalline et forme une masse uniforme et dépourvue de structure;
- b) elle constitue, avec le quartz, la pâte de la roche.

Les granules, qu'on peut déceler en lame mince avec un faible grossissement, sont ovales et non déformés. Nous les groupons en trois sortes:

- 1- Les granules sans cortex, constitués de minnesotaïte microcristalline. (moins que 0.01 mm de longueur).
- 2- Les granules constitués de magnétite grumeleuse.
- 3- Les granules ou ovulites à cortex de magnétite grumeleuse et à noyau de minnesotaïte microcristalline.

Les granules, ou pseudo-ovulites, ne constituent que 50 pour cent de la roche et ils sont isolés dans la pâte. Le rapport des axes est de 4 à 5; le grand diamètre varie entre 0.6 mm et 1.2 mm.

Le quartz ne se rencontre guère que dans la pâte intimement associée à la minnesotaïte à laquelle il sert d'écrin. Il a une texture granoblastique et les aiguilles de minnesotaïte le recourent indistinctement, superposant ainsi leur texture propre.

Les principaux minéraux accessoires sont l'hématite, la limonite et le stilpnomélane. Ce dernier minéral est le plus abondant et il est concentré aux endroits où il y a peu de minnesotaïte.

La minnesotaïte est un minéral caractéristique des formations de fer carbonatées. Dans le cas décrit ci-dessus, il est possible que la roche verte à magnétite appartienne à une lentille de carbonate de fer au sein de la silice à magnétite. D'autre part, la minnesotaïte peut provenir du métamorphisme de la greenalite.

Au nord du lac Bérard, les forages au diamant ont révélé des épaisseurs très variables de roche ferrière à silice et magnétite allant de 40 à 90 pieds d'épaisseur. En moyenne, ce membre a 50 pieds d'épaisseur et il est situé entre le schiste argileux magnétifère à la base et la roche ferrière à hématite et magnétite au-dessus.

L'épaisseur des lits individuels de ce membre varie de quelques pouces à plusieurs pieds. Les lits les plus minces sont riches en magnétite et alternent parfois avec des bandes de silice granulaire blanche de 1/16 à 1/4 de pouce d'épaisseur. Les lits massifs, par contre, sont riches en silice et contiennent de la magnétite disséminée. Le forage au diamant a permis de déceler, à différents niveaux, des lentilles de silice saccharoïde rose, d'hématite spéculaire, de magnétite massive, de carbonates tachetés de couleur jaune, de jaspilite, de schistes argileux, ainsi que des veines de pyrite et de quartz. Au cours d'un échantillonnage systématique effectué non loin de la rivière aux Phoques, nous avons relevé des bancs de quartzite jaune pâle au milieu de la formation ferrière. Ces bancs de quartzite ne sont pas épais, mais sauf pour quelques traces, ils sont dépourvus de minéraux ferreux, ce qui les rend assez problématiques.

En lame mince, ce faciès de la roche ferrique à silice et magnétite montre une recristallisation complète. La minnesotaïte, qui est abondante dans des roches équivalentes plus au sud, fait place à la biotite et à la chlorite. Le quartz est bien recristallisé et il possède une architecture granoblastique. Les autres minéraux sont automorphes et dispersés dans un réseau de grains de quartz.

Les granules ou pseudo-ovulites sont rares et lorsqu'ils sont présents, ils sont représentés par des lisérés de poussière de magnétite; le plus souvent, des grumeaux de petits octaèdres de magnétite, épousant une forme ovoïdale, remplacent ainsi complètement les ovulites originelles. Ces granules grumeleux sont plaqués çà et là dans la roche et ne constituent que de 30 à 50 pour cent de la roche. Certaines lames sont complètement dépourvues de granules et, dans ce cas, les grains de quartz sont poudrés de poussière de magnétite.

Les principaux minéraux accessoires sont le stilpnomélane, la sidérose et l'hématite.

Au nord du lac Chaperon, la roche ferrique à silice et à magnétite est métamorphisée à un point tel qu'il est difficile de l'identifier avec certitude. Nous avons cependant noté une roche dont l'aspect général et la position relative par rapport aux carbonates de fer laissent présumer l'identité. Cette roche est constituée de magnétite et de silice, mais elle est interstratifiée avec des carbonates. Voici la composition minéralogique des deux types de roches adjacents.

Bande de carbonate:	Albite	2%
	Magnétite	9%
	Quartz	9%
	Sidérose	80%
	Stilpnomélane	tr
Bande d'oxydes:	Albite	tr
	Chlorite	tr
	Magnétite	45%
	Quartz	26%
	Sidérose	28%
	Stilpnomélane	1%

La bande constituée de carbonate montre une orientation préférentielle des axes optiques. Des grains de quartz, d'albite et de magnétite sont dispersés dans la pâte et ne présentent rien de particulier, sauf que l'albite possède deux types de macles: celles de l'albite et celles de karlsbad. Les bandes de carbonate ne constituent pas plus de 25 pour cent de la roche et leur épaisseur varie entre 0.5 et 3 pouces d'épaisseur.

Quant aux bandes magnétifères, elles sont plus puissantes et peuvent atteindre 12 pouces. La roche est noire, d'un éclat métallique, elle se trouve dépourvue de structure primaire. Les principaux constituants: la magnétite, la sidérose et le quartz sont bien cristallisés et forment une masse uniforme à texture graboblastique. La grosseur des grains ne dépasse guère 0.5 mm.

Roche ferrique à hématite et magnétite - Ce type de roche ferrique ne diffère du précédent que par la présence d'hématite. Tous deux se ressemblent beaucoup et il est parfois difficile de les distinguer sur le terrain, sauf lorsque l'hématite est abondante et qu'il s'agit de spécularite. La roche prend alors un aspect micacé assez frappant.

Distribution et épaisseur - La roche ferrique à hématite et à magnétite se voit partout dans la région, depuis le sud du lac Merchère jusqu'au lac Fabien. Son épaisseur et sa position stratigraphique varient cependant d'un endroit à un autre, mais les caractères généraux demeurent les mêmes. A l'ouest du lac Dusay, ce membre peut avoir une vingtaine de pieds d'épaisseur, mais à l'ouest du lac Chioak, ainsi qu'au nord du lac Bérard, il varie entre 15 et 30 pieds. A la baie des Arpenteurs ainsi qu'au nord du lac Mannic, nous n'avons pas pu obtenir d'estimation sur son épaisseur à cause de la complexité de la structure, mais elle doit être d'environ 10 à 15 pieds.

Pétrographie - A cause des variations lithologiques que présente ce membre d'un endroit à un autre, nous décrirons les principaux faciès d'après leur situation géographique.

Au sud-ouest du lac Merchère et à l'ouest du lac Merchère et du lac Garigue, la roche ferrique à hématite et à magnétite n'est représentée que par quelques lits minces et des massifs contenant des lentilles de chert gris ou vert-olive. La magnétite à grains fins prédomine dans les couches métallifères; le quartz, l'hématite et un peu de chert constituent le reste de la roche.

A l'ouest du lac Dusay, la formation ferrifère et la formation d'Alison sont impliquées dans une structure chaotique inextricable. A cet endroit, une série de failles longitudinales accompagnées de décollement et aussi quelques plis-failles déversés vers l'ouest, sont responsables de la structure et du renversement de positions stratigraphiques.

Un échantillon prélevé au hasard, a la composition minéralogique suivante:

Hématite	35%
Magnétite	7%
Quartz	45%
Riebeckite	10%
Sidérose	2%
Stilpnomélane	1%

Sous l'influence de certains facteurs tels que la présence d'eau, des cristaux automorphes de riebeckite se sont formés aux dépens des silicates de fer qui existaient déjà dans la roche, tels la chamosite ou la minnesotaïte. Leith (1903) rapporte des exemples identiques où les amphiboles se sont formés aux dépens de la greenalite ou de la minnesotaïte dans des lits fortement plissés, ou encore à proximité de filons-couches de gabbro. Ces cristaux de riebeckite ont une couleur bleu acier et sont bien visibles à l'oeil nu. Quelques cristaux en bâtonnets ont près d'un pouce de longueur et 1/4 de pouce de largeur. Au microscope, la riebeckite se distingue par son fort polychroïsme allant du bleu de Prusse à des tons flamboyants: jaune, rose, vert et orange. Son élongation est négative; $X/C = 50^\circ$; la dispersion est forte et la biréfringence est jaune, rose, bleue et pourpre; $2V = 60^\circ$ approximativement.

Le quartz forme une trame dont l'architecture est granoblastique. Les grains ont un diamètre moyen de 0.2 mm. La magnétite est distribuée sous deux formes dans la roche: a) en poussière poudrée dans le quartz et b) en granules grumeleux plus ou moins bien formés. Ces granules sont de plusieurs types; il en est de parfaits en forme ovale et à bord irrégulier, mais la majorité sont des masses de cristaux de magnétite agglutinés dont les noyaux peuvent correspondre à des ovulites originelles.

De l'hématite se trouve mêlée à la magnétite. En surface polie, on peut voir que ces deux minéraux sont intimement mêlés et que les contacts sont très irréguliers.

A l'ouest du lac Chioak, nous avons relevé la roche ferrique à hématite et à magnétite d'une façon continue le long d'une falaise que constitue la formation ferrifère à cet endroit. Son épaisseur est de 30 pieds environ et elle est constituée de lits minces contenant des bandes de carbonate et des bandes de chert. La roche est noire, d'un éclat métallique et très dense. Elle se brise facilement sous le choc du marteau et se débite en galettes d'un pouce d'épaisseur en moyenne.

La composition minéralogique moyenne des couches métallifères est la suivante:

Apatite	tr	Magnétite	30%
Chlorite	2%	Minnesotaïte	2%
Chert	4%	Quartz	30%
Greenalite	3%	Sidérose	4%
Hématite	17%	Stilpnomélane	8%

Cette analyse comprend aussi le contenu minéralogique des bandes de chert et de carbonate intercalées dans les roches à magnétite et à hématite. Ces interlits de chert, dont l'épaisseur ne dépasse guère un pouce, consistent en quartz microcristallin poudré de poussière d'hématite et recelant des octaèdres de magnétite, des rhomboèdres de sidérose et des aiguilles de minnesotaïte. Quant aux bandes de carbonate, elles sont constituées de sidérose cryptocristalline rendue presque opaque par la poussière d'hématite ou de goéthite, d'octaèdres de magnétite et de quartz microcristallin interstitiel.

La roche ferrique à magnétite contient parfois des granules de 0.1 à 1.0 mm de diamètre. Ces granules se rencontrent sous les formes suivantes:

- a) granules de magnétite grumelleuse;
- b) granules ou ovulites à cortex de magnétite grumelleuse et à noyau de minnesotaïte ou de sidérose ou de quartz microcristallin;
- c) granules constitués essentiellement de quartz microcristallin ou de minnesotaïte ou de sidérose;

PLANCHE III



A.— Roche ferrique à carbonate et chert, bleu foncé en surface altérée. Noter la rugosité de la surface due aux veinules de chert et de silice granulaire. Au nord du lac Bérard.



B.— Contact entre la formation de Dragon (noir) et la formation de Chioak (gris pâle). Noter la récurrence de microgrès noirs à la base de la formation de Chioak. Vue regardant vers le sud, près du lac Dragon.

- d) granules de quartz microcristallin, mouchetés d'agrégats polygonaux d'hématite en poussière, dont les dimensions varient entre 0.005 et 0.01 mm de diamètre;
- e) granules de minnesotaïte bordés de polygones minuscules d'hématite en poussière;
- f) granules de chert bordés de minnesotaïte.

Les variétés "a" et "b" sont les plus communes et elles recoupent souvent les autres types de granules comme si elles étaient les dernières à avoir été formées.

De tout ceci, il découle que les granules originaux ont été transformés durant la diagénèse et que, graduellement, les minéraux ferrifères se sont organisés en granules nouveaux transgressant les limites des ovulites déjà existantes.

Au nord du lac Bérard, des lits de roche ferrique à magnétite et à hématite de 2 à 25 pouces d'épaisseur alternent avec des lits lenticulaires de carbonate ne dépassant pas 4 pouces. A cet endroit, le membre a une épaisseur d'environ 20 pieds. Il surmonte directement la roche ferrique à silice et à magnétite et se trouve couvert par des lits de carbonate et de chert interstratifiés. La roche est d'un gris bleu à l'éclat métallique. Certains faciès ressemblent à des quartzites noirs.

Au microscope, cette roche montre une cristallisation avancée. Le quartz a une texture granoblastique sur laquelle se superposent des masses de cristaux de magnétite et d'hématite. Ces masses ressemblent à des granules secondaires et déformés, mais il ne subsiste aucune trace de granules primaires comme dans les roches décrites plus haut. Les grains d'hématite varient entre 0.003 et 0.01 mm et les grains de magnétite entre 0.03 et 0.1 mm de diamètre.

Des forages au diamant ont intercepté, au milieu de ce membre, des bandes d'hématite spéculaire pure de 1/8 de pouce à près de 2 pouces d'épaisseur, des lits de quartzite moucheté, des lits à hématite oolitique, un peu de pyrite sous forme de cubes et des schistes chloriteux magnétifères d'un à trois pieds d'épaisseur. A un endroit, nous avons relevé un lit de cinq pieds d'épaisseur de cummingtonite fibreuse. Cette dernière est constituée de fibres radiales et représente plus de 95 pour cent de la roche. Elle est extrêmement difficile à briser au marteau. Elle est, en surface d'érosion, rouge brique et, en surface fraîche, gris verdâtre.

Certains spécimens recèlent de la biotite partiellement altérée en chlorite, ainsi que de la muscovite et de la sidérose. Les interlits de carbonates ressemblent beaucoup aux carbonates dont nous discuterons plus loin.

Au nord de la baie des Arpenteurs, où la formation (ferrifère) a subi de fortes déformations, la roche ferrique à hématite et à magnétite contient des amphiboles et des feldspaths qui témoignent d'un métamorphisme assez poussé. Elle est gris acier et possède une certaine schistosité occasionnée par les lamelles d'hématite spéculaire. Des lits riches en chert alternent avec les lits ferrifères.

Au microscope, la roche ferrique à magnétite et à hématite est bien cristallisée. Elle est composée des éléments suivants:

Hématite	6%	Quartz	40%
Magnétite	29%	Riebeckite	10%
Microcline	4%	Stilpnomélane	10%
Plagioclase	1%		

La pâte de la roche comprend du quartz granoblastique dont chacun des grains est entouré d'un liséré de stilpnomélane bien cristallisé. La magnétite se décompose en grains de grosseur identique à ceux du quartz, soit de 0.05 à 0.1 mm de diamètre et se superpose à la trame de ce dernier. L'hématite forme une poussière grossière distribuée dans tous les autres cristaux tels que le quartz, les feldspaths et la riebeckite.

Le microcline se présente sous deux formes différentes: a) en grains individuels, probablement d'origine détritique et b) autour des grains de microcline et entre les cristaux de quartz. Ce dernier type de microcline est secondaire et sert de ciment entre les grains de quartz au même titre que le stilpnomélane. Les grains de microcline contiennent de l'oxyde de fer en grains très menus et des inclusions de quartz. Quelques-uns des grains de microcline se reconnaissent à leurs macles polysynthétiques quadrillées.

La riebeckite est en cristaux aciculaires parallèles à la schistosité, dont la longueur n'excède guère 3.0 mm. Ses propriétés optiques sont les mêmes que celles décrites plus haut et trouvées au lac Dusay.

Au nord du lac Mannic, la roche ferrique à hématite et à magnétite est complètement recristallisée. Elle est bleu acier et possède un éclat métallique. Elle comporte plusieurs lentilles de chert et de carbonates métamorphisées en quartzite tacheté et en amphiboles fibreuses.

Les principaux constituants de cette roche ferrique à magnétite et à hématite sont les suivants:

Biotite	tr	Muscovite	tr
Cummingtonite	30%	Quartz	40%
Hématite	14%	Sidérose	1%
Magnétite	15%	Stilpnomélane	tr

Cette roche comporte une quantité appréciable de cristaux de cummingtonite dont les dimensions varient entre 1 mm et 10 millimètres de longueur et 1/4 de mm et 3 millimètres de largeur. Ces longs cristaux orientés dans toutes les directions baignent dans une pâte constituée de quartz à texture granoblastique, piquée de cristaux de magnétite et d'hématite. La cummingtonite renferme des globules de quartz parfois très abondants.

Brèches siliceuses - La formation de fer recèle des brèches tectoniques et des brèches intraformationnelles. Le premier type de brèches, à cause de son origine toute particulière, sera traité dans le chapitre sur la tectonique.

Les brèches sont présentes dans tous les membres de la formation ferrifère, mais elles abondent surtout aux endroits où le chert formait des minces bandes. Les principaux types de brèches sont déterminés par la nature du ciment, car les fragments sont presque toujours composés de chert et, plus rarement, de silice microcristalline avec ou sans sidérose. Les ciments les plus répandus sont composés a) de ferrodolomite (ou sidérose) ovulitique, b) de silice microcristalline, c) de ferrodolomite ovulitique accompagnée de silice microcristalline, d) d'hématite ou de goethite.

En plusieurs endroits, nous avons prélevé des brèches constituées de fragments de chert isolés dans une pâte de sidérose ovulitique. Les fragments ont des dimensions très variables depuis des grains de sable jusqu'à des cailloux de près de 10 pouces de

longueur et de 3 à 4 pouces d'épaisseur. La majorité des fragments sont subanguleux. L'analyse pétrographique d'un échantillon contenant des petits fragments donne le résultat suivant:

Ciment (85%)	Calcite	1%
	Magnétite	1%
	Quartz	
	a) microcristallin	2%
	b) granulaire	6%
	Sidérose	75%
	Stilpnomélane	15%
Fragments (15%)	Chert	80%
	Minnesotaïte	5%
	Sidérose	13%
	Stilpnomélane	2%

Au nord du lac Bérard et à la baie Rouge, une brèche à silice microcristalline forme des bancs épais. L'épaisseur totale de cette brèche, d'environ 15 pieds, est constituée de fragments allongés, d'un demi pouce à dix pouces de longueur et de 1/8 à 3/4 de pouce d'épaisseur.

Les brèches, comblées d'un ciment comprenant de la sidérose (ou ferrodolomite) ovulitique avec de la silice microcristalline, accompagnent presque toujours les deux sortes de brèches décrites ci-dessus. Le type de ciment semble être un moyen terme entre le ciment purement siliceux et le ciment purement sidérosique.

L'analyse pétrographique d'un échantillon de cette roche prélevé à l'ouest du lac Chioak a donné le résultat suivant:

Ciment (65%)	Calcite	tr - 1%
	Fragment de roche ovulitique	1%
	Magnétite	20%
	Minnesotaïte	1%
	Quartz	
	a) granulaire	2%
	b) microcristallin	40%
	Sidérose	30%
	Stilpnomélane	5%

Fragments (35%)	Chert	80%
	Magnétite	2%
	Minnesotaïte	5%
	Sidérose	10%
	Stilpnomélane	3%

Les fragments de chert recèlent des granules minuscules dont la présence est révélée par une concentration de minnesotaïte. Ces ovulites ne dépassent guère 0.1 mm de longueur. En bordure, les fragments sont enrichis en stilpnomélane et en magnétite secondaires, tandis que l'intérieur ne comporte que des aiguilles de minnesotaïte et des rhomboèdes de sidérose.

Quant à la pâte de la roche, elle est à base d'ovulites de 0.3 à 1.0 mm de diamètre à structure concentrique. Ces ovulites baignent à leur tour dans un ciment constitué de quartz microcristallin. Dans une même lame, nous avons prélevé pas moins de 15 sortes d'ovulites différentes quant à leur composition. Les principaux types sont les suivants: a) les spectres d'ovulites contenant du chert et entourés d'un cortex de stilpnomélane; b) les granules de magnétite; c) les granules de stilpnomélane entourés de magnétite; d) les ovulites avec du quartz au centre et un cortex de magnétite ou de sidérose avec hématite et stilpnomélane; e) les granules de sidérose pure; f) les ovulites complètement isolées à l'intérieur d'un cristal de quartz et révélées par un mince cortex de minnesotaïte.

Il serait possible de décrire plusieurs autres types d'ovulites mais ceux-ci sont les plus répandus.

Quant aux brèches au ciment composé d'hématite - goethite, elles sont rares et le seul endroit où nous en ayons trouvées est situé à l'ouest du lac Garigue. A cette localité, des fragments de roche argileuse sont cimentés par de la limonite rouge brique.

Par la nature et la composition des brèches décrites ci-dessus, il est facile de conclure qu'elles témoignent des ruptures mineures dans le rythme de sédimentation des formations de fer. L'usage des fragments et la présence d'ovulites et de fragments d'oolites sont des preuves de la présence d'un diasthème.

Roche ferrique à carbonates - La roche ferrique à carbonates est l'horizon le plus spectaculaire à cause de sa surface d'altération aux couleurs très vives bleu acier ou brun chocolat (Planche IIIA). Elle constitue en volume près de la moitié de la formation ferrifère et se trouve surtout au sommet de la formation juste en dessous du quartzite moucheté.

Distribution et épaisseur - Cet horizon est visible partout où se trouvent les roches ferriques. Les meilleurs affleurements sont à l'ouest du lac Chioak où l'on peut suivre ces carbonates multicolores sur une distance de 5 milles. L'épaisseur totale de ce membre, à cet endroit est de 25 pieds environ. Au nord du lac Bérard, les forages au diamant ont intercepté une dizaine de pieds d'épaisseur de carbonates interstratifiés de chert.

Pétrographie - Qu'elles soient bleues ou brunes en surface d'altération, les roches ferriques carbonatées sont toutes les mêmes, sauf pour la fraction de manganèse et autres oxydes qui les colorent. La composition moyenne d'une vingtaine d'échantillons représentatifs des principaux affleurements est la suivante:

Biotite	tr	Hématite	0.5%
Calcite	0.5%	Limonite	5%
Chert	tr	Magnétite	9%
Chlorite	2%	Minnesotaïte	1%
Ferrodolomite	5%	Quartz	15%
Greenalite	2%	Sidérose	4.5%
Grunérite-		Stilpnomélane	6%
Cumingtonite	8%		

Les variations minéralogiques mineures occasionnent des changements de couleur assez marqués qui sont surtout dus aux carbonates.

Les principaux types de roches ferriques à carbonates sont donc caractérisés par leur couleur d'altération sous l'intempérie. Il est évident que cette classification n'a qu'une application locale correspondant aux conditions climatiques de l'endroit.

Les roches ferriques à carbonates, dont la surface d'altération est brun chocolat, sont les plus abondantes. Elles s'accompagnent presque toujours de lits de chert d'épaisseurs très variables. Parfois, il y a tellement de chert que les carbonates ne constituent que des lentilles.

Des roches carbonatées dont la surface d'altération est bleu acier apparaissent à plusieurs horizons au milieu des carbonates bruns. Elles comportent aussi des bancs de chert et des lentilles ou nodules de chert. Ces nodules varient entre 6 et 14 pouces de longueur et 4 et 10 pouces de largeur. Quelques-unes montrent des fractures ou septaria qui sont communes à certains horizons. En lame mince, nous avons aussi noté des septaria minuscules dans des ovulites.

D'après Pettijohn (1957), ces structures sont dues à des gels formés à partir de sols en milieu aqueux, suivis de formation d'une écorce autour du gel avec déshydratation subséquente de l'intérieur, d'où la formation de fractures de rétrécissement. Enfin, les fractures se sont remplies de minéraux disponibles tels le quartz, la calcite et la ferrodolomite.

Au sud du lac Bérard, les carbonates sont constitués presque entièrement d'ovulites à écorce stratifiée comprenant parfois un noyau. A la lumière naturelle, les couches concentriques des ovulites sont opaques et semblent être constituées de poussière d'hématite ou de goethite. Des cristaux de quartz ou de ferrodolomite secondaires recoupent ou remplacent une ou plusieurs ovulites à la fois. Les ovulites jumelles sont très répandues; elles consistent en deux ou trois ovulites et parfois davantage, collées ensemble et enveloppées à leur tour par une écorce stratifiée du même genre que leur propre écorce. Certaines ovulites semblent contenir des sporules à l'intérieur du cortex interne. Ces sporules ne sont que des agrégats de poussière de magnétite en voie de recristallisation.

Au nord du lac Bérard, les ovulites disparaissent en grande partie des roches ferriques carbonatées et cèdent la place aux granules de magnétite, de sidérose, de minnesotaite ou de grunerite. La présence d'un plus grand nombre de silicates de fer indique aussi un accroissement de métamorphisme.

A l'aide de réactifs tels que le $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$ (Rodgers, 1940) et de $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ (Henbest, 1931, p. 362), nous avons pu déceler la présence de plusieurs carbonates dont la sidérose et la ferrodolomite. Il est difficile de déterminer par des réactifs si la roche contient peu ou beaucoup de fer, puisque le ferricyanure de potassium réagit très rapidement, mais certains critères nous font soupçonner la présence de l'un et l'autre. En plus de ces deux carbonates de fer, nous avons noté des traces de calcite dans des veinules, ainsi que des cristaux de rhodocrosite.

Owens (1955) rapporte que la composition chimique d'un carbonate de fer presque pur est la suivante:

Fer	36.4%
Manganèse	2.8%
Magnésium	4.2%
Silice	2.75%
Calcium	0.75%

Nous croyons que la ferrodolomite est le carbonate dominant; cependant, nous n'avons que des preuves indirectes pour appuyer cette assertion. Il existe dans ces roches deux types de carbonates ferrifères, dont l'un est brun foncé et l'autre jaune pâle. Après avoir été chauffé jusqu'à l'incandescence, le résidu du premier était fortement attiré par l'aimant tandis que l'autre l'était à peine. Nous avons ensuite recouvert une surface polie de ces mêmes minéraux d'une solution acidifiée de ferricyanure de potassium; le carbonate brun ou sidérose est demeuré intact tandis que la ferrodolomite a donné une bonne coloration bleue. Ce phénomène de coloration est dû au fait que la ferrodolomite est attaquée par l'acide de la solution et permet ainsi au ferricyanure de réagir avec cette surface; cette même réaction avec la sidérose est très lente. Après avoir déterminé la présence des deux carbonates de fer sur du matériel de veine, nous avons recommencé le même procédé avec des carbonates sédimentaires.

Les silicates de fer tels la minnesotaïte, le stilpnomélane, la grunérite-cumingtonite et peut-être la chlorite sont des minéraux secondaires d'origine métamorphique, dérivés de matériels silicatés pré-existants tels la greenalite et la chamosite.

Les lits de chert interstratifiés avec les roches ferriques offrent des caractéristiques très intéressantes. Certains d'entre eux contiennent des ovulites ordinaires égarées ici et là dans la masse de chert. Ces ovulites sont constituées de cristaux de quartz et leur contour est marquée par une poussière d'hématite. Des micro-granules constituent la pâte de plusieurs lentilles de chert. Ces micro-granules sont à peine visibles à la lumière naturelle et, en nicols croisés, le quartz microgrenu cache toute structure. Le diamètre de ces petits granules est de 0.01 mm et leur couleur est d'un vert très pâle. D'autres bancs de chert sont constitués de quartz cristallisé comportant parfois des cortex très ténus de poussière de magnétite. On trouve presque toujours de la minnesotaïte dans le chert et aussi des traces de magnétite, de sidérose et de stilpnomélane.

Au nord du lac aux Feuilles, les roches ferriques à carbonate sont sillonnées de fractures remplies de quartz, de carbonates et de grunérite fibreuse. Certaines fibres atteignent 6 pouces de longueur et constituent environ 2 pour cent de la roche à certains endroits.

Jaspilites à stratification mince ou épaisse - Les jaspilites ne sont représentées dans la région que par quelques lits minces à l'ouest des lacs Merchère et Chioak ainsi qu'à la baie Rouge. Ce membre peut n'être qu'un faciès des roches ferriques à magnétite et à hématite dont l'apparence est différente. Les roches qui le composent sont constituées soit de bancs de jaspe massif alternant avec des lentilles d'hématite et de magnétite, soit de bancs de jaspe, avec hématite et magnétite oolitiques, ou encore accompagnés de specularite.

A l'ouest du lac Chioak, la roche est massive et homogène. Elle est constituée de petits grains de jaspe rouge brique, de cristaux de carbonate et de magnétite.

Au microscope, on peut voir plusieurs espèces de granules dont les plus répandus sont composés:

- 1) entièrement de jaspe ou de quartz microcristallin poudré de poussière d'hématite;
- 2) de sidérose;
- 3) de feuillets de chlorite non orientés, recélant de la sidérose;
- 4) de chert remplaçant la moitié ou plus de l'ovulite;
- 5) de polygones constitués de poussière d'hématite, avec ou sans nucleus de magnétite au milieu des polygones;
- 6) d'une couronne de sidérose autour de jaspe massif ou de jaspe à noyaux polygonaux;
- 7) de sidérose poudrée de poussière d'hématite;
- 8) de sidérose additionnée de minnesotaite;
- 9) de chert additionné d'hématite et de minnesotaite.

Quelques ovulites ont une texture à septaria tandis que d'autres sont jumelées. Leur diamètre varie entre 0.5 et 1.0 mm de longueur et le rapport des axes est de 4 à 5.

Quartzite moucheté - Le quartzite moucheté est le membre supérieur de la formation ferrifère. Il se montre partout où la formation ferrifère affleure; depuis le lac Merchère jusqu'au lac Fabien. Son épaisseur varie quelque peu d'un endroit à l'autre.

Au nord du lac Bérard, les forages ont recoupé une épaisseur allant jusqu'à 50 pieds de quartzite moucheté, quoique habituellement, il ne dépasse guère 25 pieds. A cause des taches qui le caractérisent et aussi à cause de sa résistance à l'érosion, ce membre est un bon horizon repère.

Le quartzite moucheté possède habituellement une texture saccharoïde très caractéristique. Les grains varient en grosseur de 0.01 à 0.5 mm. La roche est jaune pâle ou crème et, parfois, brune ou grise. Elle est marquée de taches brunes sphériques dont la grosseur varie entre 2 mm et 4 mm de diamètre. Ces taches sont dues à des concrétions de sidérose.

La composition minéralogique de quelques spécimens choisis au sud du lac Bérard est la suivante:

Chert	4%	Minnesotaïte	tr
Graphite	1%	Quartz	90%
Limonite	2%	Sidérose	3%

Par endroits, cette roche montre des petites lentilles de grains de quartz bien recristallisé au milieu du quartz microgrenu. Ces granules ont environ 0.5 mm de longueur et les grains de quartz ont entre 0.03 et 0.2 mm de diamètre.

Du graphite forme des petites taches qui ressemblent à de la suie. Au nord du lac Bérard, le quartz moucheté est métamorphisé d'une façon assez sensible et les concrétions de sidérose sont très grosses et plus nombreuses. Des minéraux tels que la cummingtonite se sont développés aux dépens des silicates préexistants. Le quartz a une texture saccharoïde bien marquée et, en lame mince, les trames de la roche ressemblent à des sections d'alvéoles. Les cristaux de quartz sont séparés entre eux par un liseré de magnétite.

Origine des formations ferrifères - Il ne nous appartient pas de relever le défi que soulève l'origine des formations de fer. Plusieurs auteurs ont déjà traité ce sujet avec beaucoup de compétence

et nous nous bornerons à faire une synthèse des plus récents travaux en la matière, tout en essayant d'expliquer les principaux phénomènes décrits dans le chapitre sur les roches ferriques.

Les roches ferriques rubanées du Précambrien soulèvent les problèmes suivants: 1) quelle était la nature de l'atmosphère précambrienne? 2) d'où viennent les principaux constituants des formations ferrifères? 3) quels furent les mécanismes de transport et de quelle manière les autres éléments du cortège ont-ils été éconduits? 4) dans quel milieu et par quels agents la précipitation s'est-elle accomplie?

Erosion et transport - Les principes qui gouvernent l'érosion et le transport des constituants des formations ferrifères en régissent aussi la déposition. Pour cette raison, il est bon de considérer les principes physico-chimiques de base. Nous donnerons d'abord un aperçu historique de l'évolution de différents concepts et nous terminerons en essayant d'appliquer les hypothèses qui correspondent le mieux aux faits.

L'hypothèse de l'origine volcanogène du fer et de la silice, promulguée par Van Hise et Leith (1911), Moore (in Moore and Maynard, 1929) et appuyée par Chatsky, Niggli et Schneiderhöhn, a connu de nouveaux supports avec Bouladon, Jourasky, Colson (1955) et Oftedahl (1950). Cette hypothèse peut être conservée comme hypothèse de travail mais elle ne semble pas expliquer tous les phénomènes que recèlent les formations ferrifères.

Tanton (1950, 1951) explique l'origine des jaspilites et des autres roches ferriques de la région du lac Supérieur par différenciation d'un magma acide riche en fer. D'après cet auteur, le rubanement des lits de chert et d'hématite se serait formé lors du refroidissement des coulées, et les structures oolitiques auraient pris naissance à partir de petits globules détachés de la masse liquide.

Cette hypothèse ne peut aucunement expliquer certains phénomènes sédimentaires qui accompagnent les roches ferriques de notre région, comme par exemple, la présence de grains de quartz et de microcline détritiques au sein des roches ferriques, ainsi que la stratification entrecroisée qui affecte certains horizons.

Gruner (1922), James (1954), Krumbein et Garrels (1952), Huber (1958), Hough (1958), et autres considèrent que le matériel de sédimentation est dérivé des masses continentales environnantes par érosion. Cette hypothèse explique mieux que les précédentes l'universalité des formations ferrifères, surtout en l'absence de roches volcaniques ou d'émanations volcanogènes.

Zobell (1946) et Mason (1949) ont établi les bases physico-chimiques de la sédimentation marine. Pourbaix (1949), Castaño et Garrels (1950) ont suggéré les conditions physico-chimiques nécessaires à la formation des roches ferriques d'origine sédimentaire, à la suite de quoi Krumbein et Garrels ont établi des diagrammes de stabilité pour l'hématite, la sidérose et la pyrite dans un système marin normal. Huber et Garrels (1953), Deltombe et Pourbaix (1954), James (1954), et Huber (1958) ont amélioré et précisé les diagrammes de stabilité à l'aide d'expériences et d'observations nouvelles.

L'absence de matériaux clastiques dans les roches ferriques d'origine sédimentaire implique un mécanisme de transport sélectif par dissolution ou suspension colloïdale.

Les roches du soubassement contiennent les éléments suivants, par ordre quantitatif décroissant: SiO_2 (65%), Al_2O_3 (15%), CaO , K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 , MgO etc. Comme les formations ferrifères contiennent très peu d'alumine et d'éléments alcalins, il a donc fallu une dissolution ou un transport sélectif de ces éléments. Les éléments alcalins sont très solubles et n'offrent aucun problème. Mais l'alumine, composé amphotère, est soumise à des lois chimiques complexes. Tantôt elle agira comme base, tantôt comme composé acide, suivant le degré d'acidité du milieu ambiant. L'alumine passe en solution aux pH 4 et pH 9 et sa solubilité est très réduite à l'intérieur de ces limites (Correns, 1949). La silice et l'alumine peuvent réagir ensemble pour constituer des minéraux d'argile, ou encore ils peuvent se coaguler pour former des hydrosols.

Le transport du fer dépend essentiellement du potentiel d'oxydation et du degré d'acidité du milieu. Si le transport s'accomplit en eau douce, agitée et bien aérée, le potentiel d'oxydation sera de l'ordre de 0,25 à 0,30 et le pH, dans ces conditions, ne dépassera pas 5,0 à 6,0. Dans ce cas, le contenu en fer sera faible.

Dans une rivière à eau morte, le potentiel d'oxydation diminuera de beaucoup et le contenu de fer en solution sera considérablement accru. Les meilleures conditions de transport du fer en solution dans les rivières sont obtenues lorsque celles-ci contiennent beaucoup de matières organiques et lorsqu'elles coulent sur des roches dépourvues de carbonates (Huber et Garrels, 1953).

La solubilité de la silice croît avec le pH. La silice peut être en solution véritable, pourvu que sa concentration soit très faible, mais au moindre enrichissement, elle forme un colloïde.

Déposition - Les travaux d'Alexandrov (1955) sur la solubilité relative du Fe_2O_3 et de SiO_2 à différentes températures et pH, en présence d'acides humiques, offrent une hypothèse attrayante pour expliquer l'origine des roches ferriques rubanées du Précambrien. Les résultats de ces expériences démontrent que des changements de température et de pH ont pu occasionner une dissolution sélective de silice ou de fer. Le sol précambrien a pu produire, avec le peu de végétation qu'il contenait vraisemblablement, assez de solutions d'acides humiques pour dissoudre et transporter au bassin de sédimentation de la silice durant la saison chaude, ou une quantité prédominante d'oxyde de fer pendant la période froide de l'année.

La précipitation de la silice a pu s'effectuer par précipitation organique aussi bien que par précipitation inorganique. On connaît des planktons et diatomées qui assimilent la silice et l'entraînent au fond des lacs pour y former des dépôts parfois importants. Cependant, comme il n'y a que des preuves assez confuses de la présence d'organismes de cette sorte au Précambrien, il est bon de considérer la précipitation inorganique comme le procédé le plus vraisemblable. Krauskopf (1956) indique que la solubilité de la silice amorphe n'est que peu affectée par les changements de pH de 0 à 9 mais qu'elle augmente rapidement lorsque le pH est supérieur à 9.

Siever (1957) a tenté d'établir l'équilibre constant de la silice dans les cycles sédimentaires et se demande si le cycle de la silice a toujours opéré de la même façon durant toute l'histoire géologique. Sans mettre le principe en doute, cet auteur croit que la concentration de la silice à la surface des eaux, au Précambrien, a dû être supérieure à ce qu'elle est aujourd'hui. Il est permis de supposer que l'intempérisme accéléré sur les roches granitiques par l'action de la pluie ainsi qu'une abondante contribution de CO_2 en dissolution

(Rubey), ont pu apporter une quantité appréciable de silice à l'eau de ruissellement et saturer ainsi les océans de Si(OH)_4 . A la suite de quoi, la silice amorphe a dû commencer à précipiter par simple coagulation.

Si l'on combine l'hypothèse de Siever à celle d'Alexandrov, on peut entrevoir un mécanisme fort simple et très vraisemblable d'après lequel la silice a pu précipiter à un rythme régulier pendant toute l'année et le fer se déposer surtout pendant les saisons froides, ce qui expliquerait le rubanement des formations ferrifères.

Conclusion - La formation ferrifère est constituée presque exclusivement de sédiments chimiques. Elle sépare un quartzite à la base des microgrès rythmés au-dessus et se compose successivement de faciès à sulfures, à oxydes et à carbonates.

Le faciès à sulfure est représenté par le schiste argileux magnétifère et par le schiste argileux de transition entre le quartzite et la formation ferrifère proprement dite. Le faciès à oxydes est constitué des roches ferriques à hématite et à magnétite, des roches ferriques à silice et à magnétite et des jaspilites.

Le faciès à carbonates est au sommet de la formation et recèle quelques bancs qui pourraient appartenir au faciès à silicates. Cependant, il est difficile de dire s'il s'agit là d'un faciès sédimentaire ou d'un faciès métamorphique.

Relation de la formation ferrifère au développement du géosynclinal du Labrador - Les auteurs, qui ont traité des formations ferrifères précambriennes, ont toujours attiré l'attention sur le degré de maturité géomorphologique des terrains anciens sur lesquels ces formations se sont accumulées. Au nord du lac Roberts, des lambeaux isolés de quartzite et de roches ferriques remplissent des dépressions du socle archéen révélant ainsi les irrégularités de terrain qui ont alors existé. Malgré les faibles irrégularités du terrain, les formations ferrifères ont été déposées d'une façon continue dans un bassin fermé. Il importe peu, pour nous, que le bassin ait été du type de géosynclinal intercontinental de Haug (1900) ou qu'il ait été reclus derrière une barrière structurale. Cependant, les conditions essentielles qui ont présidé à l'accumulation des formations ferrifères sont la concentration élevée des éléments constitutifs et les potentiels d'oxydo-réduction anormaux au fond des bassins.

La configuration du bassin, les conditions climatiques et la nature des roches avoisinantes ont gouverné la déposition des sédiments chimiques. Là où des promontoires du socle s'avançaient en travers du bassin, il n'y a probablement pas eu de sédimentation, sauf dans la périphérie; il se peut qu'au sud du lac Merchère, un haut-fond du socle ait été recouvert de grès rouge au lieu de véritables formations ferrifères.

La présence de brèches interformationnelles indique, à cet endroit, un arrêt de sédimentation, suivi d'érosion. Comme ces brèches affectent différents faciès, on peut supposer qu'à l'intérieur du bassin de la plateforme continentale, il y avait des caissons étanches où différents types de sédiments s'accumulaient. Ce mécanisme expliquerait aussi les variations brusques de faciès et leurs positions alternantes.

Mécanisme de sédimentation - Ce n'est pas notre rôle de conclure sur la nature de l'eau du bassin ni de son étendue. Cependant, différents phénomènes tels les ovulites jumelées, les septaria, les ovulites brisées, les brèches, les lits entrecroisés (Bergeron, 1954a; Perrault, 1955) etc., nous incitent à croire que le bassin était peu profond et instable. De ce fait, il est très probable que l'eau était douce ou légèrement saumâtre, et sujette aux variations de la température.

Les granules qui sont présents dans tous les faciès de la formation ferrifère se sont formés dans des conditions identiques par: 1) une déposition rapide à partir de gels dérivés de la précipitation colloïdale; 2) une faible tendance à la cristallisation, à cause du caractère colloïdal de la silice et des composés organiques ferreux ou ferriques et des hydroxydes et 3) l'absence virtuelle de fragments qui auraient pu servir de noyaux formateurs aux ovulites (Gruner, 1922).

D'autre part, les ovulites ont une écorce stratifiée et sont souvent pourvues de noyaux. De la Bèche (1851) a expliqué la formation des ovulites par accréition chimique en milieu turbulent. Cette explication est la plus vraisemblable si l'on considère les conditions de sédimentation en général et la présence d'ovulites jumelées.

La silice est parfois constituée de granules minuscules ou recèle parfois des ovulites isolées dans la pâte.

L'hypothèse de Siever, à savoir que les eaux étaient saturées de silice, est attrayante puisqu'elle explique pourquoi les roches ferriques précambriennes contiennent un rubanement de silice. Les granules minuscules proviennent, sans aucun doute, de la coagulation de la silice en milieu saturé. De plus, la présence d'ovulites noyées dans la pâte siliceuse corrobore cette hypothèse.

Résumé - Comme il est impossible, par des moyens directs, de déterminer les conditions physico-chimiques de sédimentation, nous devons nous contenter d'hypothèses de travail. Le fer, sous les quatre formes minérales principales que nous lui connaissons, a été soumis aux conditions de Eh et pH normales des eaux douces ou peu salées. Le climat devait être assez chaud, peut-être tropical et humide, de sorte que la silice et le fer pouvaient être lavés de la surface granitique et l'alumine abandonnée sur place. Le bassin était soit assez profond pour permettre, en été, le développement de stratification des couches d'eau selon leur densité et permettre une complète circulation de l'eau en hiver, d'où la déposition de silice suivie de déposition de fer (Hough, 1958), soit encore très peu profond pour permettre l'accumulation du matériel sélectionné par les facteurs d'intempérisme (Alexandrov, 1955, Sakamoto, 1950).

Diagénèse et métamorphisme - Une bonne partie des modifications que les roches ferriques connurent se sont accomplies pendant ou peu après la déposition. Les oxydes et les silicates de fer remplacèrent parfois le quartz et établirent une complète réorganisation interne. C'est ainsi que les granules de magnétite se sont formés aux dépens de la poussière du même minéral. Les carbonates et la pyrite remplacent aussi des minéraux préexistants et proviennent d'une réorganisation cristalline.

Le passage de la diagénèse au métamorphisme proprement dit est gradué. Des minéraux tels que la greenalite et la cummingtonite se sont formés à partir de silicates primaires comme le stilpnomélane, la minnesotaïte, la greenalite et la chlorite ferrique. Le quartz à gros grains est dérivé du chert et du quartz microcristallin par des phénomènes de réorganisation interne. De la même façon, la magnétite s'est cristallisée en octaèdres et la sidérose en rhomboèdres, faisant ainsi disparaître les ovulites et les granules. L'hématite est transformée en hématite spéculaire.

Formation de Dragon

Généralités - Nous avons proposé, en 1958, ce nouveau nom de formation pour désigner cette séquence de roches détritiques qui sépare la formation de Fenimore de la formation de Chioak au-dessus. Les géologues de la compagnie Fenimore ont inclus cette suite de roches dans la formation de Chioak, en faisant d'elle un simple membre de cette dernière.

Les motifs qui nous ont poussés à séparer la formation de Dragon de la formation de Chioak sont basés sur la stratigraphie, la composition minéralogique et les comportements structuraux de la roche.

Description - La formation de Dragon est essentiellement une "rythmite", c'est-à-dire une roche qui est caractérisée par une sédimentation rythmique. Elle consiste en une alternance de microgrès gris pâle, d'une épaisseur allant d'un à dix centimètres, et de schistes argileux noirs, très friables et dont l'épaisseur varie entre 0.5 millimètre et 20 millimètres. Ces rythmites ont une épaisseur totale de plus de 115 pieds, à l'ouest du lac Chioak (Planche IIIB).

La roche est de couleur sombre, surtout si on la compare au grès de Chioak qui la surmonte. La photographie de la planche IIIB montre bien le contraste qui existe entre les deux roches. Les strates de microgrès se brisent facilement en plaques minces et les séparations se font le long des pellicules argileuses.

La formation de Dragon est bien visible le long de la bordure ouest de la partie sud de la région. En effet, elle s'étend vers le nord sur une distance de 6 milles à partir du lac Quatre-Ours. Les magnifiques affleurements de cette formation aux environs du lac Dragon nous ont incité à choisir cet endroit comme localité type.

La composition minéralogique de cette roche diffère sensiblement de celle de la formation de Chioak. Elle est plus riche en graphite et contient du stilpnomélane, de l'antraxolite, de la pyrite disséminée et beaucoup de chamosite ou chlorite ferrique.

Une analyse pétrographique de quelques échantillons représentatifs a donné les résultats suivants:

Quartz	30%	Graphite	tr-5%
Fragments de chert	20%	Pyrite	1%
Chamosite	20%	Stilpnomélane	1%
Argile	10%	Magnétite	1%
Microcline	5%	Epidote	tr
Biotite	5%	Limonite	tr
Plagioclase	3%	Apatite	tr
Carbonates	2%	Séricite	tr
		Anthraxolite	tr

La chamosite, le graphite et les carbonates constituent le ciment. Dans certains cas, la roche est silicifiée; elle se brise alors difficilement sous les coups de marteau, en donnant une fracture conchoïdale et en émettant un son de porcelaine frappée.

La partie supérieure de cette formation est composée de lits plus épais et à grains grossiers. Quelques-uns de ces lits sont de véritables quartzites mouchetés de cristaux de sidérose.

Le sommet de la formation de Dragon est caractérisé par une sédimentation oscillatoire, alors que des lits de schistes argileux alternent de façon répétée avec des lits d'arkose. Nous avons relevé cinq ou six répétitions de cette sorte. La photographie de la planche IVA montre bien cette relation.

Les lits de grès contiennent des blocs anguleux arrachés aux schistes argileux juste au-dessous. Ces lits d'environ un à trois pieds d'épaisseur, marquent la limite qui sépare la formation de Dragon de celle de Chioak.

Il existe donc une pseudo-discordance entre ces deux formations. Elle est marquée par un diasthème, ou lacune mineure, accompagné d'érosion des schistes argileux déjà formés.

Les lames minces des microgrès montrent des grains très anguleux de microcline, de fragments de chert et de plagioclase. La chamosite les enrobe le plus souvent. Certaines roches contiennent des ovulites de chamosite entourées de chamosite secondaire. Ce minéral est responsable de la couleur vert foncé de la roche. D'après une analyse aux rayons-X et une analyse spectrographique semi-quantitative, la chamosite ou chlorite ferrifère correspond à la formule suivante: $(Mg_{1/4}Fe)_{4} Al(Si_{3}Al)O_{10}(OH)_{8}$.

PLANCHE IV



A.— Interstratification de grès gris et microgrès noirs au sommet de la formation de Dragon. Noter les fragments de microgrès dans le grès au centre de la photo.



B.— Conglomérat à chert noir vu sur le miroir d'une diaclase.

En dessous des lits massifs de grès de Chioak, nous avons relevé des plis de quelques pieds d'envergure. Près de la rive nord du lac Quatre-Ours, les microgrès de la formation de Dragon ne comportent aucune discordance angulaire avec les lits de grès qui les surmontent. Au contraire, il semble que les lits argileux se soient comportés de façon plastique alors que les lits témoins plus rigides n'ont subi aucune déformation.

En général, la formation de Dragon est presque horizontale. Dans plusieurs cas, elle comporte des surfaces de glissement, des traînées d'anhraxolite et des fractures de clivage minuscules dans les portions argileuses de la roche. Les surfaces de glissement sont généralement perpendiculaires aux axes des plis. Quelques-unes s'accompagnent de fausses rides qui sont dues au glissement de lits rigides sur des lits plastiques.

Origine - D'après la nature anguleuse des grains dont la taille moyenne est de 0.06 mm, on peut se demander si le broyage s'est effectué en milieu aqueux ou à sec. La structure rythmique des sédiments prouve bien que la déposition s'est effectuée en milieu aqueux. L'alternance de couches chloriteuses et de couches de quartz et de microcline détritique indique que l'agent de transport du matériel de sédimentation était soumis à un cycle d'origine saisonnière ou autre.

Formation de Chioak

Généralités - Le mot Chioak provient de la déformation du mot esquimau Siogha'luk qui signifie gros sable. La formation de Chioak est constituée presque exclusivement de matériel détritique. Elle est formée de plusieurs membres assez distincts tels que des conglomérats ferrifères ou à fragments de granite, des grès variés et des roches pélitiques noires ou rouges. A cause des changements brusques de faciès, il est impossible d'établir des horizons caractéristiques. Les variations horizontales sont surtout d'ordre granulométrique tandis que les variations verticales sont compositionnelles. Pour cette raison, nous décrirons les roches d'après une double classification lithologique basée sur la grosseur des grains et sur la nature du ciment.

Distribution et épaisseur - La formation de Chioak recouvre une large superficie à l'ouest de la vallée centrale, depuis l'extrémité sud de la région jusqu'au lac Bérard. Au nord de celui-ci, des bancs minces de grès et microgrès persistent à séparer la formation ferrifère de la dolomie d'Abner.

Au nord du lac aux Feuilles, la présence de cette formation est assez problématique. A cet endroit en effet la formation ferrifère et les gabbros se rapprochent; les formations intermédiaires perdent beaucoup de leur importance. Cependant, il est plausible que la formation de Chioak soit représentée à cet endroit par des ardoises, des schistes chloriteux ou autres, et par des métadolomies intercalées de bancs argileux. De toutes façons, la formation de Chioak n'y est pas très puissante et ne dépasse guère 50 pieds.

Par contre, au sud du lac Chioak, les bancs de conglomérat et de grès ont de 600 à 800 pieds d'épaisseur. Les épaisseurs varient aussi rapidement que les faciès.

Au sud de la région, la base de la formation de Chioak est en discordance avec le soubassement et la formation d'Alison, tandis qu'elle est en discordance avec la formation ferrifère à l'ouest du lac Garigue et aux environs du lac Bérard. Elle est en pseudo-discordance avec la formation de Dragon à l'ouest du lac Chioak. A cet endroit, des conditions structurales spéciales ont accentué la profondeur du bassin de sédimentation tandis qu'ailleurs, ces mêmes phénomènes ont soulevé des hauts-fonds. Nous reparlerons de ces phénomènes dans le chapitre sur la tectonique.

Le sommet de cette formation est en pseudo-discordance avec la formation d'Abner. Le passage des roches détritiques aux sédiments de précipitation chimique est graduel et nous avons observé au nord du lac Merchère, tous les stades intermédiaires entre le conglomérat ferrifère et la dolomie massive.

Pétrographie - La lignée des roches détritiques peut se diviser en conglomérats, grès et pélites, d'après leur granulométrie. A cette division se superpose une classification minéralogique basée sur la nature des grains et sur celle du ciment.

Conglomérats

Les conglomérats sont représentés par trois types principaux et par plusieurs sous-types formés du mélange des principaux éléments constitutifs, en différentes proportions. Ce sont le conglomérat arkosique, le conglomérat ferrifère et le conglomérat à chert.

Conglomérat arkosique à fragments de granite - Cette roche se rencontre surtout au sud-ouest et à l'ouest du lac Merchère. Par endroits, elle est arkosique. Quelques-uns de ses blocs ont un diamètre supérieur à trois pieds. Le ciment est de nature très variable, bien que la calcite et les minéraux argileux reviennent le plus fréquemment.

Ce conglomérat est souvent interstratifié avec un grès feldspathique qui lui est équivalent en composition. Quelquefois, des blocs anguleux de granite sont isolés dans une pâte composée de grès arkosique. Ces blocs semblent avoir été transportés par des eaux torrentueuses, et abandonnés pêle-mêle avec tout le matériel de leur cortège. Plus au nord, ce conglomérat change graduellement en conglomérat à chert et en conglomérat ferrifère.

Au sud du lac Merchère, le conglomérat arkosique constitue un véritable conglomérat de base. Il provient de l'érosion et de la désintégration "in situ" du granite de base.

Conglomérat ferrifère - Des déformations locales ont brisé et plissé la formation ferrifère, le quartzite d'Alison et les autres formations déposées au cours d'une régression marine, telles la dolomie inférieure et les schistes à la base de cette dernière, permettant ainsi la formation de conglomérats mixtes. C'est de cette façon que le conglomérat ferrifère s'est formé; il est le produit de l'érosion marine des formations inférieures. Ce conglomérat est probablement un faciès du conglomérat granitique existant plus au sud et du conglomérat à chert gris ou noir, plus au nord. Il se rencontre surtout à l'ouest du lac Merchère, au nord de la faille qui recoupe le socle et les roches sédimentaires. A ces endroits, le conglomérat ferrifère forme des bancs épais et résistants. Son épaisseur totale varie entre 50 et 150 pieds approximativement.

Les principaux constituants des blocs sont:

Nature

Origine

Quartz blanc

Gneiss granitique

Dolomie orange

Microgrès gris

Ardoises et schistes argileux

Soubassement

Dolomie inférieure

Schiste argileux à la base de
la dolomie inférieure
(non observé dans la région)

<u>Nature</u>	<u>Origine</u>
Quartzite	Quartzite d'Alison
Jaspe	
Roches ferriques	
Jaspe noir	Formation ferrifère
Microgrès	
Schiste argileux	Formation de Dragon
Grès conglomératique rouge	Formation de Chioak inférieur.

Tous ces éléments constitutifs sont habituellement très bien arrondis et leur surface est polie. Ils sont fortement cimentés entre eux par du quartz secondaire, de la ferrodolomite et de l'hématite. La matrice est un grès arkosique rouge et riche en oxyde ferrique.

La partie supérieure de ce membre passe graduellement à un conglomérat rouge dolomitique et à une dolomie verte contenant des cailloux isolés de jaspe et de roche ferrique.

Conglomérat à chert - Ce conglomérat est le plus important par son étendue et son épaisseur. On le rencontre de façon presque continue le long du contact avec le socle, depuis le lac Alison jusqu'au nord du lac Bérard. La roche est bien lithifiée. Elle contient des cailloux et des blocs de chert gris ou noir baignant dans une pâte arkosique. Le diamètre de ces blocs varie entre 1 cm et 30 cm.

En plus des blocs de chert, nous avons aussi rencontré des blocs de quartz, de quartzite, de granite, de gneiss variés, de schiste argileux (formation de Dragon) et de jaspe.

Le ciment est constitué de silice, de chert, de ferrodolomite, d'argile ou de chlorite authigène. Dans le cas où le ciment est de la silice, la roche est très dure et ne se brise que difficilement. Les diaclases qui recoupent cette roche ont une surface très unie et les cailloux de chert ont une fracture franche (Planche IVB). Lorsque le ciment est ferrodolomitique, la roche s'altère très rapidement et libère tous les cailloux. Des blocs erratiques de conglomérat à chert dont le ciment est dolomitique, témoignent de leur rapidité de désintégration (Planche VA). En effet, certains blocs de 4 à 6 pieds de diamètre se sont désagrégés pour ne donner que des cônes, ou encore, des tours de désintégration.

PLANCHE V



A.— Surface d'érosion d'un conglomérat à chert dont le ciment est ferrodolomitique.



B.— Grès rouge (noir) et arkose rose pâle de la formation de Chioak, à l'ouest du lac Merchère. Diasthème à l'endroit indiqué par le marteau.

Nous décrirons plus longuement la nature de la matrice et du ciment de ce conglomérat lorsque nous traiterons des faciès gréseux.

Grès

La formation de Chioak est essentiellement une formation gréseuse comprenant des faciès moins importants de conglomérat et de schistes argileux. La couleur fondamentale de la roche est due à la nature du ciment qui peut être de l'hématite, de la goethite, de la ferrodolomite, de la calcite, du chert, ou de la chlorite authigène, ou encore une combinaison quelconque de ces constituants, mêlés ou non d'argile, de chlorite allogène, de poussière de roche ou de granite. Les constituants grossiers influent aussi sur la couleur de la roche, surtout en surface fraîche.

Les grès trahissent directement leur origine par leur position actuelle, la nature de leurs constituants grossiers et la nature de la roche-mère. En effet, les grès roses ou rouges au sud-ouest de la région sont composés de microcline rouge ou rose qui dérive du granite rose adjacent; les grès noirs ou gris proviennent de l'altération simultanée de la granodiorite grise, des formations ferrifères et du quartzite d'Alison. Les grès reflètent donc directement la nature de la roche-mère et ne sont aucunement des types de roches isolés qui peuvent se soumettre à une classification rigide. Au contraire, les différents types de grès correspondent à des changements de faciès dus à la composition de la roche parente et, surtout, au milieu de déposition.

Dans le présent rapport, nous utiliserons le mot grès pour signifier une roche détritique formée de grains de sable enrobés dans un ciment. Comme la diversité des grès tient davantage à la nature de leur ciment, nous distinguerons:

- a) les grès à ciment pélimitique, comprenant les grès roses et les grès gris ou noirs;
- b) les grès à ciment ferrodolomitique;
- c) les grès à ciment ferrugineux;
- d) les grès à ciment siliceux.

Grès à ciment pélitique - Dans les grès à ciment pélitique, les grains et le ciment se sont déposés simultanément. De telles roches se forment lorsqu'une épaisse couverture de roches résiduelles est brusquement arrachée par l'érosion et que ses matériaux de démolition sont expédiés sans classement dans les fosses voisines de sédimentation.

Grès roses - Cette roche est l'équivalent sableux du conglomérat granitique décrit plus haut. Elle provient de toute évidence de la désintégration du granite rose qui se trouve au sud-ouest de la région.

Le grès rose recouvre une superficie d'environ 5 milles carrés au sud-ouest du lac Merchère. Par endroits, il est en contact direct avec le gneiss granitique tandis qu'ailleurs, il repose en pseudo-discordance sur la formation ferrifère.

Ce membre n'est pas toujours au même horizon stratigraphique. Ce phénomène s'explique par des changements brusques de faciès résultant de variations dans les conditions de sédimentation. C'est ainsi qu'à l'extrémité nord du lac Merchère, le grès rose est au-dessus de grès noirs et au-dessous de grès rouges et de conglomérats ferrifères. Plus au sud, il repose sur le grès rouge ou encore il alterne avec ce dernier.

La composition du grès rose correspond à une arkose. Les principaux constituants sont des feldspaths et du quartz. Les minéraux argileux et autres constituent environ 15 pour cent de la roche.

L'analyse pétrographique d'un échantillon typique a donné le résultat suivant:

Microcline-perthite	40%	Pyrite	1%
Quartz	30%	Chlorite	1%
Séricite	10%	Hématite	tr
Plagioclase	5%	Biotite	tr
Calcite	5%	Epidote	tr
Chert	2%	Apatite	tr

La séricite accompagnée de calcite et de chlorite constitue le ciment.

Parfois, la roche est tellement bien cimentée qu'elle ressemble étrangement au granite dont elle est dérivée. Les grains sont tassés les uns sur les autres et ils s'enchâssent à perfection comme s'ils s'étaient cristallisés "in situ". Les interstices très étroits sont remplis d'argile et d'un peu de carbonates.

Les diasthèmes et les lits entrecroisés sont très fréquents.

Grès noirs - Ce grès constitue des bancs d'un à quatre pieds d'épaisseur interstratifiés de schistes argileux noirs. Il reflète l'abondance de la roche dioritique du socle à sa proximité, ainsi que la présence de chert noir dans la formation de fer. Il est surtout commun à l'ouest des lacs Garigue, Gourdon et Bérard.

Les grès noirs sont en continuité stratigraphique avec les arkoses décrites ci-dessus ainsi qu'avec les grès gris pâle que nous décrirons plus loin. D'après leur composition et leur contenu en feldspath, quartz, fragments de roches et de chert, le vocable sub-grauwacke leur conviendrait mieux.

Du seul fait que le grès noir provient de la désintégration de roches dioritiques, alors que son voisin le grès rose provient de la désintégration du granite rose, ces roches diffèrent beaucoup d'aspect, même si le mode de mise en place est le même. Toutes deux sont formées dans le même bassin et subissent les mêmes conditions d'intempérisme et de climat.

Le grès noir est habituellement massif et très résistant. Il possède des faciès conglomératiques contenant d'abondants cailloux de chert noir très arrondis.

Les principaux constituants sont le microcline, la perthite, le quartz, le plagioclase, l'hématite, le chert et les minéraux d'argile. La couleur sombre de la roche lui vient de l'oxyde de fer qui est associé à la chlorite et aux minéraux d'argile. Quelques échantillons contiennent du graphite. Une analyse pétrographique d'un grand nombre d'échantillons a donné le résultat moyen suivant:

Argile	5%	Leucoxène	tr
Biotite	tr	Magnétite	tr-1
Chert	5%	Microcline-Perthite	35%
Chlorite	5%	Plagioclase	2%
Epidote	tr	Pyrite	tr
Ferrodolomite	3%	Quartz	40%
Fragments de roches	2%	Sphène	tr
Goethite	1%	Stilpnomélane	tr
Graphite	tr	Tourmaline	tr
Grenat	tr	Zircon	tr

Les grains sont sub-anguleux ou arrondis dans les faciès gréseux et anguleux dans les faciès argileux. Plus les grains sont gros, plus ils sont arrondis. Lorsqu'ils sont sub-anguleux, ils sont si bien entassés qu'il n'y a presque pas d'argile ou de poussière de roche interstitielle.

La matrice entre les grains grossiers consiste en petits grains anguleux de la même composition que les microgrès interstratifiés. Elle est cimentée par du chert secondaire, de la ferrodolomite, des minéraux argileux ou du quartz.

La chlorite autigène accompagne presque toujours le grès noir. Elle forme souvent de véritables ovulites. Parfois, la chlorite accompagnée de ferrodolomite remplace les grains de microcline et de quartz, occasionnant ainsi une véritable texture en "chevaux de frise".

Les minéraux accessoires tels le zircon, le grenat, la tourmaline, le sphène, le leucoxène, l'épidote et la biotite sont abondants, surtout sous forme d'inclusions dans les grains de quartz ou de feldspath.

Le microcline est le feldspath le plus abondant et le mieux préservé. La teinture au cobaltinitrite de sodium le décèle très bien et ce procédé nous a permis d'évaluer l'importance de ce minéral. Quant au plagioclase, il est toujours altéré en séricite et seuls les plus gros fragments montrent les macles d'albite malgré leur altération.

Les minéraux ferromagnésiens allogènes sont inexistantes dans toutes les lames minces que nous avons examinées, exception faite de quelques cristaux de biotite et de chlorite abrités à l'intérieur de fragments de roche.

La pyrite et le graphite sont visibles dans plusieurs échantillons à grain fin. La pyrite forme des cubes qui ont grossi sans tenir compte des minéraux qui l'entourent. Quant au graphite, il se rencontre sous forme de petits flocons perdus dans la roche. Quelques concentrations de graphite dans les zones broyées nous ont permis de déceler de façon définitive la présence de graphite dans cette roche.

Grès gris pâle - Ce grès feldspathique est un faciès plus pur et mieux lithifié que le grès noir (Planche VIB). Il est bien visible à l'ouest du lac Chioak où il forme des lits allant d'un à six pieds et plus d'épaisseur. Ces lits sont massifs et dépourvus de toute structure interne.

La roche est dure, tenace et résiste très bien à l'érosion. La surface à découvert des lits est marquée de toutes sortes de stries et cannelures glaciaires restées intactes (Planche VIIIB).

Les constituants essentiels sont le quartz et le feldspath qui forment 90 pour cent de la roche.

Au point de vue mégascopique, cette roche ressemble étrangement à la granodiorite grise dont elle est probablement dérivée. Seuls, les minéraux ferromagnésiens font complètement défaut, à l'exception de quelques rares flocons de chlorite.

L'analyse d'un échantillon typique donne:

Microcline-perthite	45%	Quartz	35%
Plagioclase	10%	Séricite	5%
Chert	3%	Chlorite	2%
Oxydes de fer	tr		

Grès à ciment ferrodolomitique - Ce grès se reconnaît très facilement sur le terrain à cause de sa surface d'altération brune et très rugueuse. Cette roche s'altère très facilement sous l'action des agents d'intempérisme et les grains détritiques libérés s'accumulent au bas des pentes et dans les dépressions de la roche. Ce phénomène de désintégration est très marqué et nous a permis d'examiner facilement les éléments constitutifs de cette roche.

PLANCHE VI



A.— Microgrès et ardoises de la formation de Chioak à l'est du Bras du Milieu du lac Bérard. Noter le litage allant du coin S-O au coin N-E de la photo et le clivage presque N-S.



B.— Photomicrographie du grès gris pâle de Chioak. Noter la compaction de la roche qui ressemble à prime abord à une roche granitique. Microcline gris foncé et quartz. Lumière naturelle, $\times 80$.

Le grès à ciment ferrodolomitique se rencontre à différents horizons au milieu des grès noirs et des grès gris, où il forme des bancs de 2 à 3 pieds d'épaisseur. Il se rencontre aussi en compagnie de conglomérats dont le ciment est de même nature que le sien.

Cette roche est habituellement d'un gris foncé ou noir en surface fraîche. Sa surface d'érosion très caractéristique, va du brun pâle au brun foncé.

A l'ouest du lac Chioak où il abonde, ce grès se rencontre au sommet de la formation de Chioak et y forme des lits épais et très friables.

La composition varie beaucoup en ce qui a trait à la proportion relative de matériel détritique et de ciment. Nous avons rencontré des bandes qui contiennent près de 85 pour cent de carbonates; il va de soi que ces roches sont de simples ferrodolomies arénacées.

L'analyse d'une lame mince du type de grès à ciment ferrodolomitique le plus répandu donne le résultat suivant:

Ferrodolomite	40%	Quartz	30%
Microcline	15%	Plagioclase	6%
Chert	6%	Chlorite	1%
Magnétite	1%	Séricite	1%

D'ordinaire, les grains sont complètement isolés dans le carbonate et ne se touchent que très rarement. Ils sont bien arrondis et leur sphéricité se rapproche de l'unité. La ferrodolomite est automorphe et le diamètre des cristaux varie entre 0.2 et 0.4 mm.

Grès à ciment ferrugineux - Le grès à ciment ferrugineux est abondant, uniquement au sud-ouest et à l'ouest du lac Merchère. A ces endroits, il alterne avec le grès rose et les conglomérats arkosiques. Les seuls caractères distinctifs de cette roche sont la couleur rouge brique et le contenu en goethite, hématite et jaspé rouge. La couleur rouge provient de l'abondance d'oxydes de fer disséminés et intimement associés aux minéraux argileux.

La composition de ce grès se rapproche beaucoup de celle du grès rose avec lequel il est associé. La différence de couleur provient des conditions physico-chimiques du bassin de sédimentation et peut-être des variations de climat.

Les lits entrecroisés sont fréquents. A un endroit à l'ouest du lac Merchère, le grès rouge a une stratification entrecroisée et il repose en pseudo-discordance sur un grès rose possédant lui-même une stratification entrecroisée. Ce phénomène indique assez clairement que les conditions de sédimentation des deux grès sont différentes et furent marquées par un court laps de temps pendant lequel un diasthème se produisait.

Grès à ciment siliceux - Le grès à ciment siliceux est très rare et ne forme pas de bancs continus. Il se rencontre à n'importe quel horizon où le chert et le quartz secondaire constituent le ciment de la roche.

Parfois des grès très riches en quartz sont cimentés par du quartz et du chert secondaires qui rendent la roche homogène et résistante à l'érosion. Cette roche ressemble au grès noir avec lequel elle est le plus souvent associée.

Schistes argileux

Les schistes argileux rouges, verts, noirs ou gris sont des faciès microgrenus des grès et des conglomérats décrits plus haut. Presque tous les horizons de la formation de Chioak en recèlent une bonne quantité, en bancs plus ou moins épais. Cependant, à quelques milles à l'est du contact, les schistes argileux prédominent et les grès n'y sont qu'accessoires.

La péninsule qui désunit les bras est et Bras du Milieu du lac Bérard, est constituée presque exclusivement de schistes argileux, de microgrès et d'un peu de grès. Toutes ces roches sont noires ou gris foncé.

A l'ouest du lac Garigue, la formation de Chioak est séparée de la dolomie d'Abner par des bancs de schistes argileux. Le passage du grès aux schistes argileux est brusque. Il en est de même de la ligne de démarcation de la dolomie.

Les schistes argileux ont à peu près la même composition minéralogique que les grès auxquels ils correspondent, à l'exception de leur contenu en minéraux argileux.

Les grains détritiques sont très anguleux et constituent entre 10 et 50 pour cent de la roche. Les principaux constituants détritiques sont le quartz, le microcline et le chert.

L'illite et la chlorite sont les principaux constituants de la pâte. Ces minéraux ont été détectés à l'aide de la diffraction par rayons-X et il nous fut impossible de les distinguer au microscope.

Quelques-uns des schistes noirs sont riches en magnétite, tandis que d'autres contiennent une bonne quantité de graphite et de pyrite disséminée. Les sédiments classés sont très nombreux à certains horizons des schistes argileux noirs.

Les schistes argileux rouges constituent le faciès péli-
tique des grès ferrugineux. Ils sont riches en goethite.

Structure et texture - La formation de Chioak est généralement très peu déformée. Près du contact avec le soubassement, les bancs de conglomérat et de grès ont un faible pendage vers l'est, ce qui peut correspondre au pendage initial des sédiments mixtes et grossiers. Ce pendage est de 5 à 10° au maximum (Planche VIIA). En s'éloignant du socle, les pendages augmentent légèrement ainsi que l'intensité des déformations.

A l'ouest du lac Chioak, les bancs de grès s'inclinent de 10 à 15° vers l'est, mais ils ne montrent aucune déformation; tandis qu'à l'est du même lac apparaissent les premiers plis (Planche VIIB), anticlinaux et synclinaux ouverts, qui vont en s'accroissant de plus en plus vers l'est, affectant davantage les faciès péli-
tiques que les faciès gréseux ou conglomératiques.

Lorsque des bancs de grès alternent avec des schistes argileux, on peut noter des fractures de clivage diffractées au passage d'un banc à l'autre.

Les schistes argileux reflètent davantage les moindres contraintes subies par les roches; les clivages de fracture y sont bien développés (Planche VIA).

Les diaclases et les failles qui recoupent la formation de Chioak feront l'objet d'une étude plus complète dans le chapitre sur la tectonique.

PLANCHE VII



A.— Bords de grès de Chioak à l'ouest du lac Chioak. Pendage de 5° vers l'est.



B.— Anticlinal dans le grès de Chioak à l'est du lac Chioak. L'homme au centre donne une idée de l'épaisseur des bancs.

La structure interne de la roche est caractérisée par quelques lits entrecroisés, des sédiments classés et du "cut and fill".

Origine - Les conditions géomorphologiques du Précambrien inférieur ne diffèrent guère de celles que nous rencontrons actuellement sur le socle. En effet, au sud du lac Merchère, la surface ancienne est graduellement dénudée par l'érosion de la mince couverture de sédiments qui la protège depuis le Protérozoïque. Cette surface régulière ressemble à celle du Bouclier.

Les premières déformations enregistrées près de la base de la formation témoignent de l'activité tectonique dès le début de la déposition des sédiments de Chioak. Des jeux de failles ont cloisonné certains bassins de sédimentation, causant ainsi une forte accumulation de matériel détritique du côté abaissé, et parfois, au détriment de la partie élevée de la faille. C'est ainsi qu'on explique la présence de blocs de conglomérat arkosique dans les strates supérieures de la formation de Chioak. Ces blocs proviennent de toute évidence de la base de la formation.

Tous les sédiments reflètent directement la nature des roches du socle ou des sédiments plus récents dont ils sont dérivés. Seules les conditions mécaniques de désintégration sont responsables de la granulométrie et, de façon indirecte, du transport des particules.

Nous croyons que les conditions climatologiques qui prévalurent étaient tropicales et humides. Nous basons notre assertion sur les faits suivants: a) en admettant que les conditions chimiques d'intempérisme étaient les mêmes qu'à présent, il a fallu que la désintégration, le transport et la déposition du matériel détritique s'accomplissent rapidement; b) la présence de lits entrecroisés, de sédiments classés, de "cut and fill", et de blocs anguleux abandonnés au milieu des grès prouvent que la déposition s'est effectuée avec rapidité; c) les grès rouges sont d'origine primaire, puisqu'ils alternent avec des arkoses inchangées et constituent avec ces dernières des dépôts deltaïques où les conditions d'oxydo-réduction étaient très variables; d) la présence de ciment ferrodolomitique ne pourrait pas s'expliquer si le climat avait été froid et humide car, comme nous l'avons vu plus haut, ces roches sont très rapidement désintégrées sous l'action des pluies froides; par raisonnement inverse, nous pouvons donc supposer que la déposition d'un tel ciment dans ces conditions de climat serait impossible ou presque; e) la présence de dolomie et de roches ferriques à précipitation chimique implique un climat chaud ou, du moins changeant.

Les matériaux des conglomérats et des grès proviennent de la désintégration des roches adjacentes. Ils ont été transportés par le vent et l'eau et redistribués par l'action des vagues et des courants dans le bassin de sédimentation. Le matériel arraché au socle granodioritique a été transporté rapidement au bassin et les grains sableux ont été distribués par ordre granulométrique, ce qui donna une variation graduelle de faciès de l'ouest vers l'est. En effet, les conglomérats bordent le contact avec le soubassement alors que les grès et les schistes argileux sont à distance.

La présence de blocs arrondis dans la formation de Chioak indique que l'eau fut le principal agent de transport, à moins que ces blocs n'aient été transformés de nouveau sous l'action des vagues ou encore, comme l'a suggéré Owens en 1955, sous l'action des glaciers.

Les blocs anguleux isolés dans les grès à stratification entrecroisée nous amènent à penser qu'une partie des matériaux fut culbutée et que le glissement de matériel non consolidé a joué en certains endroits.

Près du lac Chioak, l'absence de structure interne dans le grès indique que des courants profonds ont redistribué les sables et les ont lavés pour disposer du matériel fin dans les bas-fonds.

La compacité des grains est sans aucun doute responsable de la bonne préservation des minéraux sensibles à l'intempérisme. La lithification des grès rouges et des arkoses a dû être rapide si l'on en juge par la préservation des textures délicates.

Métamorphisme - A l'est du bras nord du lac Bérard, les schistes argileux sont transformés en schistes chloriteux. Plus au nord, la formation de Chioak est représentée par des schistes à chlorite et biotite.

Les minéraux argileux tels que la chlorite et l'illite sont recristallisés et métamorphisés en chlorite et biotite. Les minéraux micacés sont tous orientés parallèlement et donnent une forte structure schisteuse à la roche.

Au nord du lac aux Feuilles, nous n'avons pas identifié la formation de Chioak de façon certaine. Cependant, au chapitre qui traite des roches cristallophylliennes, nous décrivons des roches qui ont quelque affinité avec celles de cette formation.

Dolomie d'Abner

Généralités - La dolomie d'Abner surmonte en concordance la formation de Chioak. Elle est persistante tout le long de la région, depuis le sud jusqu'au lac aux Feuilles où elle semble disparaître. Elle suit fidèlement la vallée centrale et forme des mésas assez imposantes près des lacs Abner, Garigue et Gourdon.

Un peu au sud de la baie Rouge, nous avons noté un petit affleurement de dolomie bien caractéristique à cette formation. Quant aux autres dolomies, plus au nord, nous les avons classifiées séparément, car nous n'avons aucune preuve de leur équivalence stratigraphique avec la dolomie d'Abner.

Distribution et épaisseur - A l'ouest du lac Garigue et du lac Abner, s'élèvent trois immenses affleurements continus de dolomie qui forment des mésas s'élevant à près de 200 pieds au-dessus du relief environnant. Ces collines sont frappantes par leur aspect singulier et il est très facile de les reconnaître à distance ou du haut des airs.

A la latitude du lac Bérard, la dolomie devient plus mince et elle apparaît à l'est de la vallée, non loin des filons-couche de gabbro, où elle se montre plus déformée.

A mi-chemin entre le lac Bérard et la baie Rouge se trouve le dernier affleurement important de la dolomie d'Abner. A quelques milles plus au nord, un tout petit affleurement est coincé entre des schistes chloriteux et un filon-couche de gabbro.

L'épaisseur de la formation varie entre 100 et 400 pieds. Les lits individuels sont d'ordinaire épais à la base et plus minces au sommet de la formation. Ils varient entre 6 pouces et 6 pieds d'épaisseur, bien que la moyenne des lits soit d'un pied.

Le contact de la dolomie d'Abner avec la formation de Rivière Larch est visible en quelques rares endroits à l'est du lac Merchère. Il consiste en bancs de dolomie et de schistes argileux interstratifiés, mais les contacts individuels sont très nets. Cette alternance de bancs se répète cinq ou six fois et leur épaisseur est faible.

A certains endroits, la dolomie d'Abner passe graduellement par tous les stades de grès dolomitique et de dolomie sableuse depuis le grès de Chioak jusqu'à la dolomie pure. Ailleurs, le contact est du type oscillatoire et les grès alternent avec la dolomie.

En surface d'altération, la dolomie d'Abner est presque toujours de couleur chamois. Cependant, cette couleur devient plus foncée par l'apport du matériel ferrifère.

En surface fraîche, les dolomies ont des couleurs très variables; les plus fréquentes sont: gris pâle, gris sombre, crème, jaune, chamois, brun, vert, rose, rouge et orangé. Un échantillonnage systématique, effectué à l'ouest du lac Gourdon nous a révélé 8 couleurs différentes de dolomie sur moins de 50 pieds d'épaisseur de strates. Quelques échantillons montrent une variation de couleur sur des distances de quelques pouces et parfois même de quelques millimètres.

La coloration de la dolomie est un problème complexe. Elle est conditionnée soit par des constituants accessoires tels que le graphite, la magnétite, l'hématite, la chlorite, etc.; soit par des oligo-éléments tels que les oxydes de fer, de chrome, de manganèse, etc., camouflés dans les réseaux cristallins de la dolomite.

La dolomie d'Abner est habituellement microgrenue. Elle est pure bien que certains bancs, dont la surface d'altération est rugueuse, contiennent une bonne proportion de sable et de poussière.

Des réseaux de veinules de quartz recoupent la roche en tous sens et lui donnent une surface d'érosion quadrillée, bien caractéristique à cette formation.

En lame mince, la dolomie est holocristalline et le diamètre des grains varie entre 0.05 et 0.4 mm. Cependant, lorsqu'il y a des granules dans la roche, ils sont constitués de dolomite cryptocristalline.

Nous n'avons relevé aucune ovulite dans les lames analysées; cependant, Owens (1955) en a noté dans les préparations pétrographiques épaisses. D'après cet auteur, la structure ovulitique est difficile à observer à cause de la coloration très pâle de la poussière qui sert d'écorce aux ovulites.

Cependant, nous avons noté fréquemment des granules et des masses concrétionnaires de forme irrégulière dans les faciès sableux des dolomies. Ces granules ont une forme ovale et sont quelque peu allongés et déformés. La longueur du grand axe varie entre 0.25 et 1.0 mm. Ils sont bien visibles en lame mince grâce à leur opacité relative due à la structure cryptocristalline de la dolomite et peut-être aussi à la présence de poussière disséminée (Planche VIII A, B).

La dolomite qui constitue la presque totalité de la roche est légèrement ferrugineuse. Nombre d'échantillons soumis à des réactifs chimiques ont révélé la présence de calcite, de dolomite et de ferrodolomite. La calcite se voit fréquemment dans des veinules minuscules et aussi dans les dolomies métamorphisées. La ferrodolomite est encore plus fréquente mais elle est souvent secondaire. Tous les stades intermédiaires entre la ferrodolomite et la dolomite existent dans cette formation. Nous avons soumis un grand nombre de spécimens à l'action du ferricyanure de potassium et nous avons obtenu toutes les teintes de bleu, depuis le bleu pâle jusqu'au bleu de Prusse, selon le contenu en fer.

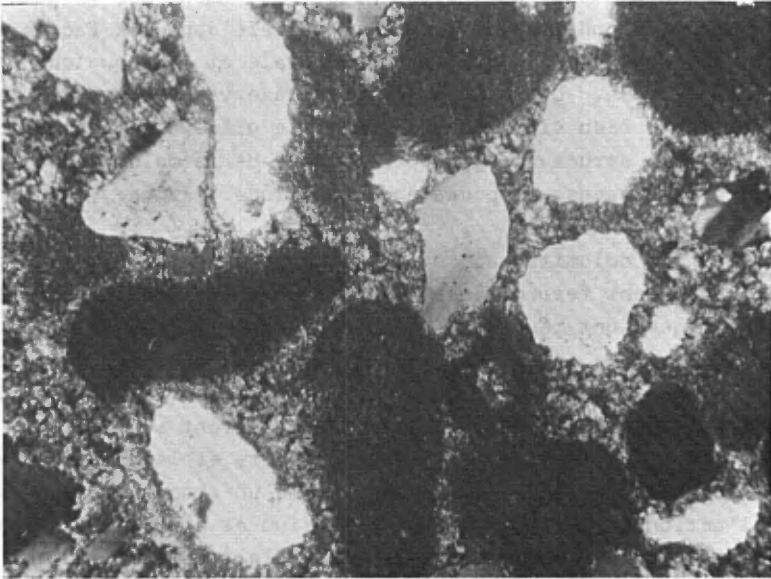
Au milieu de la formation d'Abner, à l'ouest du lac Abner, se trouve une surface d'érosion accompagnée d'une brèche intra-formationnelle. Celle-ci est constituée de fragments anguleux de dolomite enrobés dans une pâte ferrodolomitique sableuse. A certains endroits, la surface irrégulière du diasthème est recouverte de grès dolomitique formant des lits entrecroisés. Les grains de sable de ce grès ont entre 0.1 et 0.8 mm de diamètre.

Une analyse pétrographique de ce grès dolomitique a révélé la présence de 55 pour cent de quartz, de 40 pour cent de dolomite et de 5 pour cent de microcline.

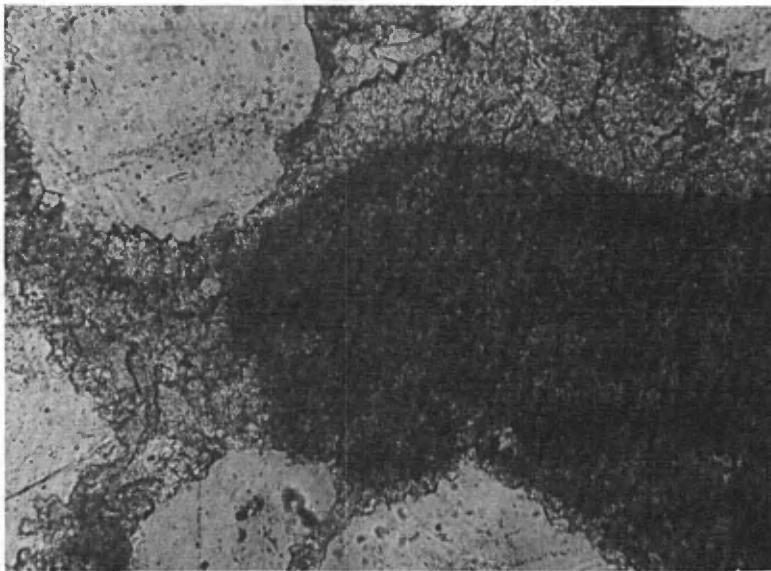
L'analyse de plusieurs autres lits sableux rencontrés à différents niveaux de la formation d'Abner a donné le résultat moyen suivant:

Dolomite	30 - 45%	Quartz	20 - 35%
Ferrodolomite	5 - 10%	Microcline	2 - 6%
Chert	2%	Calcite	tr - 1%
Apatite	tr	Zircon	tr
Stilpnomélane	tr		

PLANCHE VIII



A.— Dolomie sableuse d'Abner contenant des granules colloformes (noirs). Les grains de sable sont irréguliers et ont une surface dépolie. Lumière naturelle, x 160 approximativement.



B.— Idem, montrant un granule (noir), des grains de quartz (gris pâle). La pâte est de la dolomite. Lumière naturelle, x 700 approximativement.

A l'ouest du lac Gourdon, une colonie d'algues ou de structures d'algues de type colloenia recouvre une superficie de 200 pieds carrés (Planche IXA). Ces formes concrétionnaires varient entre un et douze pouces de diamètre et les plus communes ne dépassent guère 4 pouces de diamètre. Elles consistent en feuilles coniques et concentriques de quartz, isolées entre elles par un remplissage de dolomite.

Une autre forme concrétionnaire est révélée par sa surface altérée par l'intempérisme. On peut y voir des cannelures d'un à quatre pouces de longueur et d'un huitième de pouce de largeur, empi-lées les unes sur les autres et séparées par de minces bandes de micro-grès constituées de quartz et microcline cimentés par de la dolomite. Sur trois dimensions, ces concrétions ont la forme de galettes aplaties et entassées un peu pêle-mêle les unes sur les autres. Elles sont composées de 99 pour cent de dolomite ferrugineuse cryptocristalline, le reste ne représente que des traces de microcline, de magnétite et de quartz.

Des bancs de chert massif, de six pouces à plus de trois pieds d'épaisseur, recélant parfois de la pyrite massive, s'alignent le long des bancs de dolomite. Ce chert gris clair est spongieux aux endroits où la pyrite a été dissoute.

Structure et texture - Dans le sud de la région, la formation d'Abner est à peine déformée. Il n'y a pratiquement aucune faille ou pli d'importance mais par contre, la roche est coupée d'une myriade de microfailles, souvent visibles sur le terrain par les déplacements des veinules de quartz qu'elles entraînent, mais surtout visibles en lame mince préalablement traitée au ferricyanure de potassium. Les micro-plis sont aussi très abondants.

A mesure qu'on se déplace vers le nord, les déformations sont plus marquées. Près des lacs Gourdon et Dusay, la dolomie est très contorsionnée et recoupée de failles multiples.

Deux systèmes de diaclases recoupent la dolomie à l'ouest du lac Garigue: l'un est N-S et l'autre N60°E. Ces systèmes sont bien visibles du haut des airs, car la roche est parfois tellement brisée que les affleurements semblent être composés de blocs individuels juxtaposés.

Les principaux phénomènes structuraux inhérents à cette formation sont les brèches inter et intraformationnelles, les lits entrecroisés et les diasthèmes.

Origine - L'origine de la dolomie d'Abner soulève la triple question sur la provenance de la dolomite, des bandes de chert et des veinules de quartz.

A partir des faits énumérés ci-dessus, il est impossible de prendre parti pour l'une ou l'autre hypothèse sur l'origine primaire ou secondaire de la dolomite.

La présence de stratifications entrecroisées, de brèches interformationnelles, de structures d'algues et de concrétions écarte la possibilité d'un bassin profond. Au contraire, l'absence de boues argileuses semble indiquer que l'eau était claire et peu profonde et qu'une certaine quantité de matériel détritique était apporté au bassin de sédimentation par l'action du vent ou celle de l'eau.

Les particules de sable fin, très anguleux, et de grosseur uniforme pourraient fort bien avoir une origine éolienne. Quant aux grains plus grossiers et arrondis, ils ont été transportés par l'eau. Ces particules furent partiellement remplacées par la dolomite comme l'indique la surface irrégulière des grains (Planche VIIIB). Ce phénomène de remplacement du quartz par la dolomite est important car il explique, de façon indirecte, l'origine des veinules de quartz.

Les bandes de chert qu'on rencontre entre les bancs de dolomie ont une origine sédimentaire. Deux théories s'opposent quant au mécanisme de formation. Tarr (1926) a toujours préconisé une théorie de précipitation primaire de la silice et Van Tuyl (1918) a proposé une théorie de remplacement pénécotemporain (diagénèse), qui explique un plus grand nombre de faits.

La recristallisation des bandes de chert en quartz holo-cristallin et le remplacement par la dolomite des grains de quartz, d'origine éolienne ou autre, nous indiquent la source possible du quartz qui constitue les veinules multiples recoupant la dolomie en tous sens.

Les microplis et microfailles indiquent bien que la roche a subi une déformation, laquelle a pu causer la migration de la silice et former des réseaux de veinules de quartz et de calcite le long des plans de fracture et le long des strates plissées.

L'extinction ondulatoire des grains de quartz révèle une forte déformation de la roche. Il en est de même des ovulites étirées et brisées. La plupart de ces phénomènes n'ont pu s'effectuer qu'après la lithification de la roche, sous pression et en présence d'une eau fossile abondante.

Sous pression, la silice est très soluble dans l'eau. C'est grâce à ce phénomène, semble-t-il, que la silice fut mise en mouvement lors de la déformation de la roche. Au moment de la fracturation, la décompression a beaucoup réduit la solubilité de la silice, la forçant à se déposer dans les cavités nouvellement ouvertes.

Métamorphisme - Les changements qui modifièrent la dolomie d'Abner après la lithification sont nombreux et variés. En plus de la recristallisation de la dolomite et du chert, il faut mentionner la formation des veinules de quartz et de minéraux telles que la séricite, la fuchsite et la trémolite-actinote.

La séricite et la fuchsite (muscovite verte) sont des constituants de la dolomie au nord du lac Bérard. Ces minéraux se sont formés le long des zones de cisaillement entre les strates plissées.

A certains endroits, la fuchsite constitue environ 5 pour cent de la roche et forme des cristaux, souvent tordus, bien visibles à l'oeil nu.

Près de la baie Rouge, la dolomie recèle des bandes d'actinote vert pâle, en aiguilles fines, toutes alignées sur un même plan. Cette roche contient autant de calcite que de dolomite, comme le révèle la réaction au nitrate de cuivre.

Formation de Rivière Larch

Généralités - La formation de Rivière Larch surmonte, en pseudodiscordance, la dolomie d'Abner. Elle consiste en une épaisse séquence de microgrès et de schistes argileux recélant des bancs de dolomie. L'épaisseur de cette formation diminue à la latitude du lac Dusay et il est impossible de la suivre plus au nord.

La formation de Rivière Larch fut nommée ainsi par Bergeron (1954a) qui l'a observée sur une largeur de plus de 15 milles le long de la rivière Larch. A cet endroit, elle est constituée d'argillite et de microgrès gris ou vert foncé, contenant quelques bancs de microgrès rouges et d'ardoises noires (Fahrig, 1955). La roche est généralement très déformée.

Il est possible que cette formation soit une répétition du faciès microgrenu de la formation de Chioak ou qu'elle soit un faciès de cette formation placée en position actuelle par un jeu de failles ou par une série de plissements, donnant ainsi l'apparence de superposition stratigraphique.

Les schistes et ardoises à l'est des lacs Gourdon et Dusay sont très déformés et brisés par des plissements à faible rayon de courbure et par des failles de chevauchement. A un demi-mille à l'est du lac Gourdon, les ardoises sont broyées et elles forment une brèche tectonique sur une largeur de 20 pieds. A cet endroit, des fragments anguleux de schistes graphitiques et d'ardoises noires et grises, dont les dimensions varient entre 1/10 de pouce et 3 pouces, sont distribués pêle-mêle dans une pâte constituée de matériel argileux limonitique et très poreux. La surface d'intempérisme de cette brèche est recouverte d'une épaisse couche de poussière argileuse et graphitique.

Si l'on en juge par la présence de brèches tectoniques de ce genre, une faille de chevauchement semble être la cause principale du rétrécissement de la partie découverte de la formation de Rivière Larch près du lac Dusay et même plus au nord.

Distribution et épaisseur - Depuis la rivière Larch, située à 30 milles au sud de notre région, jusqu'au lac Dusay, la formation de Rivière Larch recouvre une superficie triangulaire dont le sommet est aux environs de cette dernière localité.

A l'est du lac Merchère, cette formation s'étend sur une largeur de six milles et va en se rétrécissant vers le nord, à mesure que les laves et les gabbros se rapprochent de la dolomie d'Abner.

A partir de la latitude du lac Dusay, il est impossible de retracer la formation plus au nord à cause de sa faible puissance stratigraphique et aussi à cause des nombreuses failles qui la masquent.

Plus au nord, les schistes chloriteux qui surmontent la dolomie d'Abner peuvent avoir une relation génétique avec la formation de Rivière Larch, mais il est impossible de l'identifier par les similitudes lithologiques ou stratigraphiques. Nous décrirons ces schistes chloriteux dans le chapitre traitant des roches cristallophylliennes.

Le long de la rive est du lac Merchère, la formation de Rivière Larch a une épaisseur minimum de 150 pieds, tandis qu'à l'est du lac Gourdon, son épaisseur est de 25 pieds. Il est impossible d'obtenir l'épaisseur véritable de cette formation à cause des nombreux plis et aussi à cause des failles longitudinales qui redoublent parfois l'épaisseur des lits.

Pétrographie - La formation de Rivière Larch comporte plusieurs types de roches provenant de changements de faciès sédimentaires et métamorphiques. Les roches les plus communes sont les schistes argileux, les microgrès et, correspondant aux faciès métamorphiques, les schistes ardoisiers, les phyllades et plus rarement, les schistes chloriteux.

La couleur des roches varie du vert foncé au vert pâle et peut refléter toutes les teintes, du gris pâle au noir. La grosseur des grains varie aussi beaucoup. Parfois, des bancs de grès grossier alternent avec des microgrès et des pélites; ces dernières sont cependant les plus abondantes.

Quelques bancs dolomitiques sont interstratifiés avec les pélites. Parfois, cette interstratification rend l'interprétation structurale très complexe. Il est, en effet, difficile d'établir le contact entre la formation d'Abner et la formation de Rivière Larch aux endroits où cette dernière recèle des bancs importants de dolomie interstratifiée de schistes argileux.

Tel est le cas à l'est du lac Garigue, où les deux formations sont interstratifiées et où des bancs de dolomie sont isolés dans le schiste argileux. Là où les bancs de dolomie interstratifiés étaient assez importants, nous les avons groupés avec la formation d'Abner malgré leur position stratigraphique.

Les roches vertes de la formation de Rivière Larch ressemblent beaucoup à des laves cryptocristallines. Elles s'en distinguent au point de vue mégascopique par la présence de bancs gréseux, de concrétions calcaires, de bancs de dolomie et de grès rouges, de schistes graphitiques, d'ardoises noires et par l'absence des structures internes de laves telles que vacuoles, sphérulites, coussins, etc.

Dans la liste suivante, nous avons compilé la composition minéralogique moyenne d'un grand nombre d'échantillons. Ces résultats proviennent de l'examen en lame mince de 18 échantillons représentatifs et de l'analyse aux rayons-X par la méthode de diffraction. Dans cette liste, nous indiquons la technique utilisée pour détecter ces minéraux.

Apatite	tr	(Microscope)
Calcite-dolomite	tr - 15%	(Acides et réactifs chimiques)
Chert	1 - 3%	(Microscope)
Chlorite	5 - 25%	(R-X, microscope)
Epidote	0 - 10%	(R-X, microscope)
Graphite	tr - 60%	(Four, microscope)
Illite	10 - 40%	(Rayons-X)
Kaolin	tr - 10%	(Microscope)
Microcline	tr - 35%	(Cobaltinitrite de sodium)
Oxydes de fer	1 - 3%	(Microscope, aimant)
Plagioclase	10 - 35%	(R-X, microscope)
Pyrite	tr - 5%	(Binoculaire)
Quartz	25 - 60%	(R-X, microscope)
Séricite	moins de 1%	(Microscope)
Sphène	tr	(Microscope)
Stilpnomélane	tr	(Microscope)
Zircon	tr	(Microscope)

En ce qui concerne les patrons de diffraction aux rayons-X, seulement trois ou quatre des constituants dominants de la roche ont été enregistrés de façon satisfaisante. D'après la densité des lignes caractéristiques des minéraux, les physiciens du laboratoire du ministère des Mines déterminèrent l'abondance relative de ces constituants.

Le quartz, principal élément de la roche, est à grain fin, de 0.01 à 0.1 mm de diamètre, et très anguleux. Les faciès gréseux recèlent parfois des grains de quartz plus grossiers et mieux arrondis, mais ils sont rares. Quelques grains de quartz contiennent des inclusions d'apatite, de zircon ou de stilpnomélane.

Les veines de quartz sont très nombreuses. Les veinules de quartz et de calcite, de 0.05 à 0.2 mm de largeur, recoupent la roche en tous sens.

Les minéraux d'argile, tels que l'illite, le kaolin, la séricite, le talc et la chlorite constituent la pâte de la roche. Ces minéraux s'accompagnent parfois de graphite ou de carbonate. Ils sont habituellement tous orientés de la même façon, comme l'indique l'extinction simultanée de ces minéraux en nicols croisés. Il est donc évident que quelques-uns des schistes argileux et microgrès sont métamorphisés en semi-schistes. L'orientation de la recristallisation des particules de la dimension des argiles a pu se faire sans l'intervention d'un métamorphisme très sensible. Seules, la diagénèse et la charge sur les sédiments sont suffisantes pour expliquer l'orientation des grains détritiques tabulaires ou prismatiques ainsi que celle des minéraux d'argile recristallisés.

Les grains de plagioclase, bien conservés dans la roche, présentent moins d'altération que dans bien des microgrès de la formation de Chioak. L'abondance de ce plagioclase soulève de sérieux problèmes et il ne faudrait pas écarter la possibilité d'une contribution de matériel volcanique à cette roche sédimentaire. La présence du microcline et du quartz détritique, ainsi que du graphite font de cette roche une pélite, mais la contribution volcanogène est peut-être responsable d'une partie du plagioclase, de la chlorite et de l'épidote.

Le graphite constitue une proportion parfois imposante de la roche. Il est à grain très fin, concentré dans certaines couches argileuses ou dolomitiques. A un endroit, nous avons relevé un passage graduel d'une dolomie pure à la base à un graphite dolomitique au sommet du lit. Le graphite accompagne aussi les ardoises et les schistes argileux noirs. La surface altérée de ces roches libère le graphite et l'abandonne sur place, ce qui permet de le déceler facilement.

Au sud du lac Merchère, un massif de chert noir, d'une superficie de plus de 500 pieds carrés, est en contact avec des ardoises plissées et probablement faillées. Ce chert représente, à notre avis, une portion silicifiée des schistes argileux noirs.

La pyrite disséminée accompagne presque toujours les roches graphitiques. Lorsque la roche a subi un léger métamorphisme, la pyrite s'est recristallisée en cubes parfaits, en écartant les parois qui la contraignaient.

Les carbonates sont très variés et ceux qu'on trouve le plus souvent sont la dolomite et la ferrodolomite. La calcite est moins répandue, sauf dans les petites veinules et sous forme de concrétions ovales.

Structure et texture - Les clivages de fractures et les plis d'entraînement sont omniprésents. Certaines ardoises possèdent un clivage de fracture tantôt concordant et tantôt discordant par rapport au litage sédimentaire.

A l'est du lac Merchère, les ardoises se débitent en grandes plaques minces. A cet endroit, les lits sableux contiennent des concrétions ellipsoïdales parallèles à la direction du clivage des ardoises adjacentes (Planche IXB). Ces concrétions ont environ de trois à huit décimètres de longueur et d'un à trois décimètres de largeur.

Origine - Dans son ensemble, la formation de Rivière Larch est le produit de la sédimentation normale en milieu marin.

Formation d'Hellancourt

Les roches volcaniques qui affleurent dans notre région sont le prolongement de la formation volcanique d'Hellancourt décrite par Sauvé et Bergeron (1964) dans la région de Gerido-Thévenet.

Distribution et épaisseur - La formation d'Hellancourt s'étend en direction générale N-S, sur une distance de 22 milles et couvre une bande moyenne d'un mille de largeur.

Cette unique bande de laves s'étend le long de la limite est de notre carte.

PLANCHE IX



A.— Structures d'origine biogénique probable de type Colloenia, dans la dolomie d'Abner à l'ouest du lac Dusay.



B.— Grès et microgrès de Rivière Larch, à l'est du lac Merchère, montrant des concrétions calcaires dont le grand axe est parallèle à la direction du clivage.

Les laves constituent plus de 95 pour cent de la formation, le reste étant constitué de roches pyroclastiques et de quelques bandes sédimentaires.

L'épaisseur de cette formation est estimée à 5,000 pieds au maximum. Cependant, cet estimé ne tient pas compte des erreurs apportées par les failles de chevauchement et les plis renversés.

Pétrographie - Près de 70 pour cent des laves sont à coussins. Ceux-ci varient entre 6 pouces et 4 pieds de longueur bien que certains d'entre eux aient plus de 6 pieds.

La croûte des coussins, due au refroidissement brusque des laves en fusion, est constituée surtout de chlorite, d'actinote, de quartz, de plagioclase et de talc. Elle varie entre 1 cm et 3 cm d'épaisseur. La partie médiane de la croûte est vert foncé tandis que les parties adjacentes sont d'un gris verdâtre plutôt pâle.

Un examen par diffraction aux rayons-X des deux portions de cette croûte a donné les résultats suivants:

Partie externe	Chlorite	62%
	Actinote	31%
	Quartz	7%
Partie médiane	Chlorite	24%
	Actinote	16%
	Quartz	15%
	Plagioclase	40%
	Talc	5%

Les pourcentages ont été calculés à partir des estimés des intensités des lignes de diffraction des rayons-X (détermination effectuée aux laboratoires du ministère des Mines, Québec).

Les coussins recèlent communément des vacuoles aplaties et horizontales de forme tabulaire pouvant avoir entre 1 cm et 10 cm de diamètre et qui sont concentrées surtout au sommet des coussins. D'après Sauvé (1957), qui a fait une étude très poussée des coulées basaltiques d'une région non éloignée de la nôtre, ces vacuoles sont très communes et se rencontrent parfois non loin de la base jusqu'au sommet des coussins. Cet auteur cite des exemples où les vacuoles représentent plus de la moitié du volume des coussins.

Ces cavités sont utiles pour déterminer le sommet et la position des coulées de laves, puisqu'elles ont pris naissance au sommet où la roche était encore fluide. Les vacuolés se sont accumulés surtout au sommet des coussins qui les retenaient prisonnières.

Les laves massives sont moins abondantes que les laves à coussins. Le passage d'un type de lavés à un autre s'effectue rapidement mais nous n'avons pas observé de contact net entre elles. Les laves massives possèdent parfois une texture interne qui ressemble à un rubanement grossier ou à des zones d'étirement. Ces phénomènes sont vraisemblablement des structures d'écoulement dues à des coulées successives de laves possédant une différenciation plus ou moins grande.

Les coulées massives, dépourvues des structures caractéristiques des laves, nous incitent souvent à les confondre avec des filons-couches à grain moyen. Parfois, le centre des coulées épaissies est si bien cristallisé qu'il ressemble aux filons-couches de diabase qu'on rencontre plus à l'est ou, parfois même, mêlés aux coulées de laves.

Les laves à coussins et les laves massives ont la même composition dans leur ensemble. Seule, la granularité diffère.

Au sein de quelques coulées massives, nous avons noté des laves porphyriques. Les phénocristaux sont des plagioclases blancs, de 1/4 de pouce à 2 pouces de longueur, isolés les uns des autres dans une pâte aphanitique verte et ne constituant que de 2 à 4 pour cent de la roche. Ils sont altérés, comme les autres plagioclases de la roche d'ailleurs, en albite et clinozoisite.

Les principaux constituants des laves sont l'actinote, la chlorite, la clinozoisite et, en plus petite quantité, l'albite, le quartz, la pyrite, les oxydes de fer, la calcite et le talc. La roche est toujours altérée et les minéraux d'origine ne sont qu'exceptionnellement préservés.

Au microscope, on peut déceler la texture basaltique caractéristique où les cristaux de plagioclase baignent dans les minéraux ferromagnésiens. Ces plagioclases ont été remplacés par un agrégat semi-opaque constitué d'albite microcristalline, de clinozoisite et de calcite. Malgré la bonne protection offerte par la structure originelle des plagioclases, nous n'avons jamais décelé de cristaux intacts.

L'actinote d'un vert bouteille constitue le minéral ferromagnésien prédominant des laves. C'est un pseudomorphe des pyroxènes originels. Dans une lame mince, nous avons observé une trace de pyroxène que nous croyons être de l'augite. L'actinote, à la lumière naturelle vert très pâle, est très faiblement pléochroïque. Elle forme des cristaux en bâtonnets.

La chlorite se présente partout dans la lave, aussi bien à l'intérieur qu'en dehors des minéraux. Elle provient de l'altération des minéraux ferromagnésiens originels et aussi de l'altération partielle de l'actinote qu'elle remplace souvent à la périphérie. La variété la plus commune, qui est vert pâle à la lumière naturelle, a une couleur de biréfringence bleu foncé.

Les minéraux accessoires les plus courants sont le leucoxène qui est un pseudomorphe du sphène, le quartz d'origine secondaire ou primaire et la calcite qui est un produit d'altération. L'apatite, l'épidote, la magnétite, la pyrrhotine, la pyrite et la chalcoppyrite sont aussi des accessoires communs.

Roches pyroclastiques - Nous n'avons pas identifié, de façon positive, de roches pyroclastiques au sein des laves. Cependant, plusieurs facteurs nous incitent à croire que des roches, ressemblant à des tufs, interstratifiées de microgrès et de schistes chloriteux, soient d'origine pyroclastique. Ces roches sont gris pâle ou gris verdâtre et contiennent des fragments de matériel plus foncé, semblables à des ardoises.

Structure et texture - La formation d'Hellancourt est constituée de plusieurs épanchements de laves qui ont été inclinés légèrement vers l'est et dont le pendage varie entre 35° et 60° bien que quelques coulées atteignent 80°. Nombre d'observations sur la position des coussins démontrent que les laves sont presque toujours dans une position normale.

Certaines coulées sont affectées par une prismatisation bien développée. Ces prismes à 5 ou 6 faces sont réguliers et exactement juxtaposés. Le diamètre des colonnades varie entre 2 et 3 pieds.

Ces prismes sont perpendiculaires aux anciennes surfaces de refroidissement, donc verticaux dans les coulées de laves. Au contraire, dans les filons, ils sont perpendiculaires aux épontes, quelle que soit l'orientation de ces dernières.

En plus des diaclases colonnaires prismatiques, les laves ont aussi des diaclases colonnaires à section rectangulaire ou carrée. Ce sont de fausses colonnades qui accompagnent très souvent les véritables tuyaux d'orgue des couches inférieures des coulées de laves.

"La fausse colonnade correspond à la vague de refroidissement descendue depuis la surface de la coulée; tandis que la vraie colonnade doit son origine à la montée beaucoup plus régulière des surfaces isothermes à partir du fond". (Jung, 1958).

Les fausses colonnades que nous avons rencontrées ont probablement pris naissance lors des déformations régionales plutôt qu'au moment du refroidissement de la lave.

Schistes et grès supérieurs

On trouvera la description de ces roches au chapitre suivant qui traite des roches cristallophylliennes.

Roches cristallophylliennes

Introduction

Au début du chapitre sur les roches protérozoïques, nous avons exposé les raisons qui nous ont incité à décrire les roches cristallophylliennes dans un chapitre séparé. Un grand nombre d'incertitudes d'ordre stratigraphique ou structural soulèvent d'épineux problèmes de corrélation, en plus de variations dans le degré et le type de métamorphisme.

Comme la carte ci-jointe le montre, des difficultés surviennent quand les coulées de laves disparaissent près du lac Dusay. De plus, les roches métasédimentaires prennent de l'importance aux environs du lac aux Feuilles où elles couvrent une superficie importante.

Dans les différents horizons de roches sédimentaires interstratifiées avec des filons-couches de gabbro, au sud-est du lac Bérard, les quatre types suivants de roches sont bien caractéristiques:

- a) des schistes argileux, ardoises, phyllades, schistes chloriteux, cornéennes;
- b) des grès feldspathiques (jaunes, noirs, rouges);
- c) des roches ferriques;
- d) des dolomies.

Ces roches sont peu métamorphisées et le seul genre de métamorphisme important provient du contact avec les filons-couches de gabbro. Comme ces roches sont peu abondantes et qu'elles sont mal représentées sur le terrain, nous les associerons aux roches cristallophylliennes auxquelles elles se rallient par leur position stratigraphique.

Les principaux types de roches cristallophylliennes de la région appartiennent aux séquences suivantes:

- 1- Séquence pélitique et arénacée.
 - a) micaschistes, schistes ardoisiers, phyllades, chloritoschistes.
 - b) quartzite
 - c) grès divers
- 2- Séquence carbonatée
 - a) métadolomie
 - b) roches calcaro-pélitiques et calco-arénitiques
 - c) roches ferrifères
- 3- Séquence plutonique

La séquence plutonique fera l'objet d'un chapitre séparé.

Les affleurements de roches métasédimentaires sont particulièrement bien représentés aux environs du lac aux Feuilles. En maints endroits, les roches sont complètement dénuées de matériel détritique. Cependant les vallées qui débouchent dans le fond des baies du lac aux Feuilles sont entièrement recouvertes de débris d'origine fluvio-glaciaire, qui masquent complètement la roche en place. Ces lacunes compliquent l'interprétation structurale et stratigraphique des roches métasédimentaires.

Il est difficile d'évaluer l'épaisseur des séquences pélitiques et carbonatées de la série cristallophyllienne à cause des nombreux filons-couches de gabbro qui font plus qu'en doubler l'épaisseur et aussi à cause des déformations de tous genres qui les affectent.

A première approximation, nous évaluons à 3,000 pieds environ l'épaisseur des sédiments qui sont au-dessous du filon-couche situé à l'ouest de la baie aux Refuges. Une épaisseur aussi importante de sédiment a pu vraisemblablement recouvrir ce même filon-couche.

Pétrographie

Les séquences, pélitique et arénacée d'une part, et carbonatée d'autre part, groupent toutes les roches cristallophylliennes de la région. Elles constituent des ensembles stratifiés d'épaisseur variable, représentant d'anciennes séries sédimentaires recristallisées dans les profondeurs du géosynclinal. Dans ce chapitre, nous parlerons de séries cristallophylliennes de la même façon que de séries sédimentaires, superposant ainsi aux caractères stratigraphiques les caractères particuliers des roches de métamorphisme régional, à savoir la foliation et la recristallisation.

Séquence pélitique et arénacée

La grande diversité des associations minéralogiques de schistes micacés et gréseux provient des variations de faciès sédimentaires et des conditions de métamorphisme.

Lors de la classification des roches cristallophylliennes, nous avons rangé dans le même faciès des roches du métamorphisme de contact, des roches cristallophylliennes et même des roches grenues.

Cependant, lorsque nous étions en mesure de le faire, nous avons séparé les roches de métamorphisme de contact d'après les caractères de gisement et aussi d'après les associations minéralogiques.

Phyllades, chloritoschistes, micaschistes et gneiss

Les principaux assemblages minéralogiques de cette séquence pélitique et arénacée appartiennent au faciès schiste vert. Ces roches se rencontrent à différents horizons stratigraphiques, mais elles sont particulièrement bien représentées à la base des filons-couches de gabbro qui surmontent la dolomie d'Abner au sud du lac aux Feuilles.

Les schistes sont verts, gris, ou noirs suivant la prédominance de chlorite, de séricite ou de biotite. Ils sont à grains fins ou moyens et possèdent une foliation bien développée. En plus de leur stratification, reliquat de l'ancienne architecture sédimentaire, ces roches ont une schistosité qui est d'autant plus marquée que leur contenu en minéraux micacés est considérable.

L'alternance de bancs minces de grès quartzo-feldspathiques et de pélites trahit l'existence du litage en dépit du métamorphisme et des déformations.

L'analyse au microscope révèle que les trois sous-faciès des schistes verts y sont représentés. Les assemblages minéralogiques les plus communs sont:

quartz-chlorite-séricite-(albite)
quartz-chlorite-séricite-biotite-(albite)
quartz-biotite-(chlorite)-séricite-(albite)
quartz-biotite-(chlorite)-microcline-albite-(épidote)
quartz-biotite-chlorite-albite-épidote.

L'ordre dans l'énumération n'implique ici aucune valeur quantitative à cause des nombreuses variantes d'une roche à l'autre.

En plus de ces minéraux essentiels, les schistes contiennent plusieurs minéraux accessoires tels que l'apatite, le stilpnomélane, la tourmaline, la cordiérite, la calcite, les zircons, le graphite, la magnétite, la pyrite et le sphène.

Le quartz domine parmi les schistes. Sa texture granoblastique est caractéristique et consiste en grains isométriques non orientés, de 0.05 à 1.5 mm de diamètre.

Les grains détritiques de quartz ont été soudés entre eux comme le montre leur structure fortement indentée; la bordure des grains n'est nullement préservée, sauf lorsqu'ils sont isolés dans une pâte chloriteuse ou sériciteuse. Le liséré qui entoure les grains trahit alors la nature arénacée de la roche.

Le quartz recèle parfois des inclusions de chlorite, de séricite, d'apatite, de zircon et de microcline. Cependant, il est habituellement limpide et dépourvu d'inclusions et la plupart des grains ont une extinction ondulatoire. On voit donc la trace du jeu

de deux phénomènes qui, suivant les circonstances, tendent à se remplacer l'un l'autre. Le premier qui est physique et destructif: écrasement des minéraux anciens; le second qui est chimique et constructif: apparition de minéraux de néoformation.

Les minéraux micacés couchés dans le plan de foliation ou perpendiculaires à ce plan témoignent bien de cette double activité de cataclase et de recristallisation.

La muscovite abonde dans toutes les roches du faciès des schistes verts sous forme de petits flocons de 0.005 à 0.1 mm de diamètre. Elle est associée à la chlorite et à la biotite et il n'est pas rare de rencontrer ces trois phyllosilicates intimement associés. Des feuillets de séricite alternent parfois avec des feuillets de chlorite ou de biotite.

La texture lépidoblastique de la muscovite provient de la recristallisation de la séricite durant la déformation et le métamorphisme. La muscovite de néoformation contient très rarement des inclusions. Elle est habituellement incolore en lame mince et possède une forte biréfringence. Parfois elle est teintée vert pâle, mais elle n'est jamais pléochroïque.

Dans certains schistes, la biotite a une texture lépidoblastique, alors que dans d'autres, elle a une texture porphyroblastique. Dans le premier cas, les feuillets de biotite sont à plat dans les plans de schistosité qui sont ondulés. Leur extinction est parallèle à la schistosité.

La biotite porphyroblastique donne à la roche un aspect moucheté. Les porphyroblastes ont entre 0.5 mm et 3.0 mm de diamètre; ils sont trapus et possèdent un clivage de base (001) perpendiculaire au plan de schistosité, bien que l'axe X puisse être allongé dans n'importe quelle direction sur ce plan. Ces porphyroblastes sont toujours criblés d'inclusions sphériques de quartz et de petits cristaux de zircon radioactifs entourés d'un halo pléochroïque. Les globules de quartz et les halos ont un diamètre moyen de 0.05 mm (Planche X B). La biotite est brun foncé et fortement polychroïque; elle est identique dans les deux variétés texturales.

PLANCHE X



A.— Photomicrographie de schiste à biotite contenant de l'albite, du quartz et de l'épidote. Nicols croisés, x 80.



B.— Photomicrographie de schiste à grunerite en contact avec un sill de gabbro. Noter les halos pléochroïques dans la grunerite. Lumière naturelle, x 80.

Comme pour la biotite, la chlorite peut avoir une texture porphyroblastique ou lépidoblastique. Le premier cas est rare et les porphyroblastes de chlorite accompagnent des porphyroblastes de biotite. La chlorite est alors criblée de zircons entourés de halos polychroïques et de globules de quartz tout comme la biotite.

A quelques exceptions près, l'albite accompagne toujours les micaschistes. Son contenu en molécule anorthite est toujours très faible et varie entre An_3 et An_7 . Comme le quartz avec lequel elle est intimement associée, l'albite a une texture granoblastique. Le diamètre des cristaux varie entre 0.3 et 1.5 mm suivant le degré de recristallisation. Les porphyroblastes d'albite de 1.5 à 2.0 mm donnent un aspect oeilé à la roche.

Le microcline, détecté à l'aide de réactifs chimiques, constitue en moyenne un pour cent de la roche. Il est parfois absent, comme c'est le cas dans les schistes d'origine péritique, mais en d'autres cas, comme dans les schistes quartzo-feldspathiques, il constitue près de 5 pour cent de la roche.

L'épidote est rare dans les schistes. Cependant, les schistes à l'ouest de la baie Profonde et de la baie Sèche en contiennent de 10 à 20 pour cent à certains horizons. La grosseur des cristaux varie entre 0.05 et 1.5 mm et parfois davantage. Ces cristaux, en forme de prismes allongés, sont incolores mais leur réfringence et leur biréfringence sont très élevées.

Certains cristaux d'épidote renferment un noyau brunâtre entouré d'un halo brun pâle. Ces noyaux sont probablement constitués d'allanite métamicté, c'est-à-dire que l'allanite s'est transformée en une matière brun foncé et opaque, par la désorganisation interne causée par la radioactivité du thorium qu'elle contient. Ce phénomène de métamictisation est probablement identique à celui qui a affecté la biotite et la chlorite.

La tourmaline noire, riche en fer, forme des prismes trigonaux, à tendance aciculaire. Ce minéral est assez rare, mais à certains horizons à proximité des filons-couches de gabbro, il constitue près de 10 pour cent de la roche. Sa réfringence est bleu foncé ou mauve.

La calcite et la dolomite largement recristallisées ont une texture en mosaïque ou interstitielle. La calcite est commune dans les veinules et les interstices, alors que la dolomite apparaît souvent sous forme de rhomboèdres parfaits. Ces porphyroblastes de dolomite atteignent parfois jusqu'à un pouce de diamètre mais ils ont en moyenne un quart de pouce.

Le stilpnomélane, la pyrite, le sphène, l'apatite et les minéraux ferrifères constituent une faible portion de la roche.

Les ensembles minéralogiques que nous venons de décrire s'appliquent aux schistes de métamorphisme régional. Il convient maintenant de décrire les mêmes pélites et roches quartzo-feldspathiques en contact avec les filons-couches de gabbro.

En plus des minéraux décrits plus haut, les schistes tachetés et les cornéennes recèlent des quantités appréciables de grenat, d'actinote, de grunérite-cummingtonite, de ferro-stilpnomélane et de stilpnomélane.

L'actinote contient souvent des inclusions de minéraux radioactifs qui s'entourent d'un halo à double couronne concentrique. Ces halos sont brun foncé à l'intérieur et sont entourés d'une couronne brun pâle parfaitement circulaire. La partie interne des halos varie de 0.01 à 0.05 mm de diamètre et l'anneau externe va de 0.03 à 0.07 mm.

La biotite et la chlorite sont elles aussi criblées de halos polychroïques. Les grenats, de formes très irrégulières, ont une texture poeciloblastique, c'est-à-dire qu'ils renferment à l'état d'inclusions, d'autres minéraux automorphes ou xénomorphes. Quelques cristaux contiennent tellement d'inclusions de quartz zénomorphe que le grenat semble intergranulaire entre les grains de quartz en voie de disparition.

Quartzites - Une bande de métaquartzites, de quelque 150 pieds d'épaisseur, s'allonge en direction N-S à l'ouest de la baie Sèche et de la baie aux Baleines. Ce métaquartzite constitue des bancs massifs de 6 pouces à 4 pieds d'épaisseur. La roche est blanche, grise ou jaune pâle en surface fraîche, et la surface d'altération est presque toujours blanche.

La composition minéralogique moyenne est la suivante:

Apatite	tr	Phlogopite	1%
Biotite	3%	Plagioclase	7%
Calcite	3%	Pyrite	1%
Chlorite	2%	Quartz	75%
Dolomite	2%	Stilpnomélane	tr
Muscovite	5%	Tourmaline	tr
		Zircon	tr

Les critères qui distinguent les quartzites sédimentaires des quartzites métamorphiques sont l'absence de microcline que remplace la séricite et la présence de plagioclase frais, de biotite, et de tourmaline néogènes.

Le quartz a une texture granoblastique très indentée. Il recèle quelques rares inclusions de chlorite, de séricite, de biotite, de zircon et de plagioclase. Son extinction est ondulante.

L'albite (An_{5-10}) est intimement associée au quartz. Elle est maclée suivant la macle de l'albite répétée. Sa structure est granoblastique comme celle du quartz. Quelques grains montrent une texture en passoire, c'est-à-dire une variété de texture poeciloblastique. En effet, ces grains renferment d'innombrables petites inclusions sphériques de quartz.

La biotite, la chlorite et la muscovite s'allongent entre les grains de quartz, dans le plan du litage. La calcite et la dolomite servent de ciment à certains faciès riches en carbonates. On observe d'ailleurs un passage graduel entre les quartzites purs et les roches calcaro-pélitiques que nous décrirons plus bas.

Grès divers - Nous groupons sous ce titre les grès rencontrés près des lacs Laric et Lachance. Ces grès sont représentés sur le terrain par des affleurements de quelques centaines de pieds de longueur, qui disparaissent ensuite définitivement.

Un grès feldspathique noir affleure à environ un mille au nord du lac Couteau. Il est interstratifié avec des schistes mica-cés et des schistes ardoisiers noirs. Son épaisseur totale à cet endroit est de 30 pieds; et il constitue des bancs résistants et durs. Des veines de quartz blanc recoupent cette roche en tous sens.

La couleur sombre de la roche lui vient de la poussière de magnétite qui recouvre la plupart des grains. Le microcline et le quartz, principaux constituants, ont une nature détritique bien conservée. En effet, les grains sont arrondis et varient entre 0.5 mm et 3 mm; ils baignent dans une pâte chloriteuse et sériciteuse.

La composition minéralogique est approximativement la suivante:

Quartz	55%	Plagioclase	3%
Microperthite et microcline	20%	Epidote	1%
Chlorite	8%	Magnétite	1%
Séricite	7%	Apatite	tr
Calcite	4%	Sphène	tr

La déformation des grains et les lisérés d'étirement qui les entourent trahissent les déformations mécaniques que ces roches ont subies.

Un autre grès feldspathique jaune pâle affleure le long du lac Lachance sur une distance de 300 pieds. L'épaisseur de ce membre est d'environ 50 pieds. La roche, très dure et résistante à l'érosion, se rapproche d'un orthoquartzite. Plusieurs veines de quartz la recoupent en tous sens.

Les grains détritiques qui constituent cette roche ont entre 0.1 mm et 3.0 mm de diamètre et ils sont bien arrondis. La composition moyenne de la roche est la suivante:

Quartz	75%	Magnétite	tr
Microcline	15%	Limonite	tr
Séricite	5%	Pyrite	tr
Calcite	3%	Apatite	tr
Chert et fragments d'ardoise	1%	Chlorite	tr
		Zircon	tr

Du quartz secondaire ainsi que de la calcite et de la séricite cimentent entre eux les grains d'origine détritique.

Séquence carbonatée

Sur le terrain, il est facile de repérer les horizons carbonatés grâce à leur couleur d'altération jaune pâle. Cependant, dans les zones de marée autour du lac aux Feuilles, la couleur d'altération des carbonates n'étant pas diagnostique leur identification en devient plus difficile, surtout lorsque les carbonates arénacés alternent avec des schistes quartzo-feldspathiques.

Les roches carbonatées se répartissent en trois grandes classes: les métadolomies, les calcaro-pélites et calco-arénites, et enfin les roches ferriques d'importance très restreinte. Les deux premières sont si intimement associées qu'il est très difficile sinon impossible de les séparer en unités distinctes.

Métadolomie - Les métadolomies sont communes au sud et à l'ouest de la baie Sèche, à l'ouest de la baie Profonde, au nord de la baie aux Feuilles et enfin le long de la rivière Boyer.

La roche est très foliacée, rarement massive et presque toujours plissotée (Planche XI). Cette foliation, affectée seulement par le plissement, est marquée par une multitude de veinules de quartz toutes parallèles entre elles.

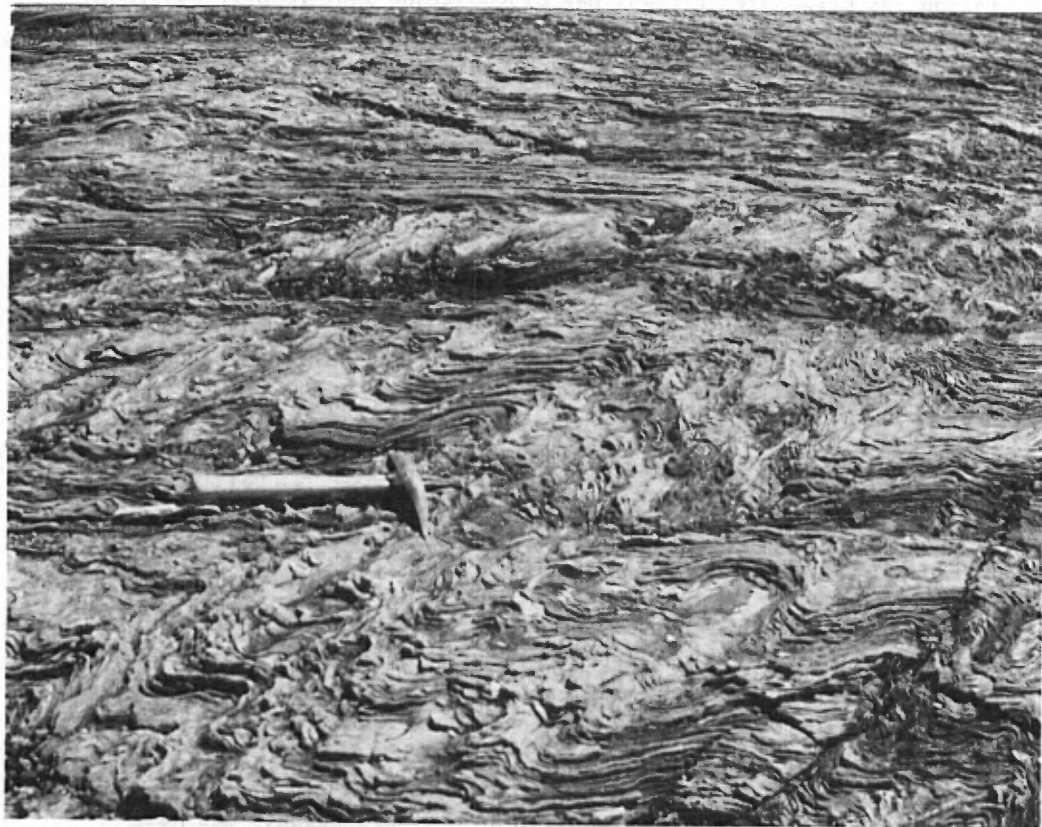
A cause des déformations subies par les métadolomies, il est difficile d'évaluer leur épaisseur. Cependant, à l'est de la baie des Arpenteurs, l'ensemble carbonaté, comprenant de la métadolomie et les schistes dolomitiques, atteint une épaisseur minimale de 600 pieds.

Les principaux assemblages minéralogiques des métadolomies sont:

Dolomite-quartz-muscovite (ou phlogopite)
Dolomite-quartz-talc-calcite-(albite)
Trémolite-dolomite-talc-(muscovite-calcite)
Trémolite-dolomite-calcite

Certains horizons peu métamorphisés contiennent jusqu'à 95 pour cent de dolomite. Ce minéral cristallisé en mosaïque est à grains très fins, contrairement à la dolomie d'Abner qui est toujours à gros grains. Les cristaux ne dépassent guère 0.05 mm de diamètre, sauf dans des veinules et ils ont un aspect saccharoïde en section mince.

PLANCHE XI



Métadolomie plissotée. Série cristallophyllienne, à l'ouest de la baie Sèche.

Un peu de calcite que nous avons décelée à l'aide du nitrate de cuivre s'associe presque toujours à la dolomite. La calcite est elle aussi finement cristallisée, sauf dans les veinules.

Le quartz constitue parfois une partie importante de la roche. D'après cette proportion relative de quartz et de carbonates, nous distinguons des dolomies quartzifères et les calco-arénites que nous décrirons plus loin. Parfois, les dolomies recèlent une quantité appréciable de quartz sous forme d'accrétions ou de veinules parallèles à la schistosité.

Ce quartz en accrétions ou en veinules, est d'origine métamorphique et provient du nouvel arrangement du quartz primaire le long des surfaces de tension qui, en l'occurrence, correspondent à la schistosité. Il est presque toujours limpide et dépourvu d'inclusions multiples; son extinction est parfois ondulante.

Lorsque les carbonates dolomitiques ont subi un métamorphisme tant soit peu intense par cuisson en contact avec un filon-couche de gabbro ou encore par déformation régionale, la dolomite et le quartz qui l'accompagnent réagissent ensemble pour donner naissance à la trémolite.

La trémolite fibreuse donne un aspect velouté à la roche. En lame mince, on peut voir les cristaux, enchevêtrés comme des aiguilles, constituer le fond schisteux d'où se détachent la phlogopite, le quartz et l'albite.

Certaines roches contiennent près de 95 pour cent de trémolite, le reste étant de la calcite et de la dolomite. Ces roches monominérales constituent des bancs épais à l'est de la baie des Arpenteurs.

Le talc dispose d'une partie du magnésium des métadolomies. Il constitue parfois une portion importante de la roche alors qu'il s'associe à la trémolite ou à la dolomie quartzifère. Il est plus abondant dans les zones de contact avec les filons-couches de gabbro.

La muscovite accompagne les plans de schistosité auxquels elle donne un aspect lustré. La biotite et la phlogopite se trouvent surtout associées aux marbres bien recristallisés. La phlogopite, tout particulièrement, se rencontre avec le talc et la trémolite sous forme d'amas tout à fait cristallisés.

Peu de métadolomies contiennent de l'albite. Celles qui en contiennent sont à peu de distance des roches intrusives et peuvent très bien avoir reçu un fort apport de ces dernières. En effet, le métasomatisme alcalin a pu jouer un rôle important comme nous le verrons au cours de la description des métadolomies en contact.

L'albite que nous avons relevée n'est pas maclée et elle recèle une quantité appréciable d'inclusions variées.

Des traces de chlorite, magnétite, zircon, pyrite et limonite accompagnent la plupart des métadolomies.

Nous venons de voir le métamorphisme régional des roches sédimentaires et étudierons maintenant le sort des roches identiques sous l'action du métamorphisme de contact.

La texture granoblastique des marbres dolomitiques et la texture feutrée des marbres à trémolite se superposent aux schistes tachetés du contact alors que les porphyroblastes de zoïsite sont partiellement remplacés par de la trémolite.

En plus des minéraux que nous venons de décrire, les métadolomies contiennent du diopside, du microcline, de la zoïsite et de l'actinote. Ces deux derniers minéraux constituent des porphyroblastes de 1/4 de pouce à plus d'un pouce de longueur.

Le diopside est un constituant rare des métadolomies de contact. Le plus souvent, il a été altéré et transformé en trémolite lors du métamorphisme régional.

Le microcline interstitiel constitue jusqu'à 20 pour cent de certaines roches riches en trémolite, en diopside, en dolomite et en quartz. En plus du microcline interstitiel, ces roches renferment du microcline veineux au même titre que le quartz et la calcite. Nous croyons que le métasomatisme alcalin est responsable de l'apport de potassium et de sodium. En effet, au contact des filons-couches de gabbro, les solutions résiduelles des magmas basiques sont souvent suffisamment riches en sodium et potassium pour enrichir les roches adjacentes en ces éléments. (Turner et Verhoogen, 1951, p. 487).

Un argument probant, autre que celui des nombreuses veinules de microcline qui recoupent aussi bien les gabbros que les sédiments adjacents, nous vient par le fait des brèches tectoniques qui accompagnent les filons-couches. Ces brèches sont cimentées par du microcline rose et un peu de quartz.

Il en est de même de l'albite que recèlent les métadolomies. Le sodium a pu être introduit dans la roche de contact au même titre que le potassium.

Des porphyroblastes de zoïsite orientés dans le plan du litage constituent la presque totalité de certains horizons minces tandis qu'ailleurs les porphyroblastes sont orientés en tous sens et isolés dans la pâte.

Calcaro-pélites et calco-arénites - Sous cette désignation, nous groupons les roches dolomitiques contenant une proportion appréciable de matériel détritique. Ces roches n'appartiennent pas toujours à des horizons bien définis; cependant, elles sont tout particulièrement abondantes au sud et à l'est de la baie Sèche, dans les îles du lac aux Feuilles et aux environs de la baie aux Refuges.

En surface d'altération, elles ont une couleur variant entre gris pâle et chamois, suivant le contenu en carbonates et le degré de métamorphisme.

Les principaux constituants des schistes dolomitiques sont la dolomite, le quartz, la trémolite, la calcite, le microcline, la biotite, la muscovite et l'épidote. Les minéraux accessoires sont l'allanite, les zircons, les oxydes de fer, la chlorite et l'apatite.

La dolomite et la calcite sont finement granulées et ont une texture granoblastique fortement indentée.

Le quartz se rencontre dans des lits sableux alternant avec des lits pélitiques ou dolomitiques. Souvent, le quartz est sous forme de lentilles couchées dans le plan de schistosité. Ce plan de schistosité coïncide parfois avec les axes de plis minuscules des schistes et, conséquemment, transgresse le litage sédimentaire ou encore lui est parallèle.

Dans les roches plus massives, le quartz a une texture granoblastique. La grosseur des grains est très variable mais elle ne dépasse guère 1,5 mm de diamètre. Le quartz a presque toujours une extinction faiblement ondulante et il est dépourvu de fractures.

La biotite, la muscovite et le microcline sont identiques aux roches mentionnées plus haut dans la description des mica-schistes.

L'épidote, la clinozoïsité et l'allanite se rencontrent dans toutes les lames minces analysées. L'allanite accompagne l'épidote ou la clinozoïsité dont elle constitue le noyau central. Ce noyau de couleur brun foncé est dû à la radioactivité du thorium de l'allanite qui l'a rendue métamicté.

L'épidote forme de petits prismes trapus idiomorphes. Plusieurs cristaux fracturés contiennent des lisérés brunâtres, le long des fractures et à leur périphérie, qui partent du noyau de l'allanite métamicté et irradient vers l'extérieur comme si une partie de l'élément radioactif avait émigré vers l'extérieur à la faveur des fractures déjà existantes. On peut aussi supposer que l'accroissement de la pression interne du cristal, dû à la désintégration radioactive, a pu fracturer le cristal à partir du noyau, permettant ainsi à une partie des produits de désintégration de s'échapper.

La clinozoïsité est maclée suivant le plan (100) et ressemble à l'épidote à la lumière naturelle, mais sa biréfringence est nettement plus faible. En plus de l'allanite, la clinozoïsité recèle des inclusions de calcite, de quartz et de microcline.

Roches ferriques - Nous n'avons relevé que deux affleurements de roches ferriques à carbonate près du lac Laric. Ces carbonates contiennent surtout de la ferrodolomite et du stilpnomélane. Certaines couches comportent du chert et des oxydes de fer, tandis que d'autres ne renferment que du stilpnomélane et du chert, accompagnés d'un peu de carbonates et de silicates. Ces silicates sont si finement cristallisés et si intimement associés au stilpnomélane qu'il nous a été impossible de les identifier de façon positive. Cependant, nous croyons qu'il s'agit de trémolite et d'un peu de pyroxènes.

Structure et texture

Le clivage schisteux, ou surface "s" des structurologues, est particulièrement bien développé dans les roches pélitiques et les métadolomies. Dans les premières surtout, on peut voir sur les surfaces de foliation des stries orientées dans la même direction et couchées dans le plan de foliation. Ces stries correspondent à la linéation de la roche. Elles ont un profil constitué soit de petites vagues à sommet arrondi soit de créneaux anguleux. Dans chaque cas, les crêtes s'inclinent toutes du même côté.

La direction générale du mouvement, c'est-à-dire la direction dans le plan de schistosité qui est perpendiculaire à la linéation correspond à l'axe "a", la linéation à l'axe "b" et l'axe "c" est perpendiculaire à la schistosité.

En plus de la linéation "b", certains échantillons possèdent une linéation "a" (Cloos) correspondant à l'allongement des cristaux dans le plan de schistosité.

La schistosité est parfois compliquée par un clivage de fracture secondaire dépendant des plissements de la linéation "b". Ces fractures, d'ailleurs assez mal développées, correspondent à l'axe de chacun des plissements. Ces plans de fractures ne correspondent pas à l'axe "c", au contraire, ils le recoupent avec un angle de quelques degrés.

Le clivage de fracture affecte surtout les métasédiments gréseux qui se débitent facilement en galettes de 1/8 à 3/4 de pouce et peuvent atteindre de 20 à 30 pieds carrés. Le clivage de fracture peut aussi bien recouper le litage que lui être parallèle; mais on voit bien qu'il transgresse la structure primaire constituée de plis fermés d'un faible rayon de courbure.

La schistosité et les fractures de clivages sont presque toujours orientées à 165° et leur pendage va vers l'est. Les seules exceptions à cette règle générale affectent les roches des bassins structuraux près de la baie aux Refuges et de la baie Profonde.

Les séquences pélitiques arénacées et carbonatées sont toutes déformées et les plis qui les affectent sont dextres: ils nous permettent ainsi d'observer la véritable séquence stratigraphique. Les pendages des plis vont aussi vers l'est mais cette structure est le plus souvent oblitérée par les fractures de clivage.

Au sud-est de la baie Sèche, les roches cristallo-phylliennes sont fortement impliquées dans une structure complexe qui consiste en bancs sédimentaires et filons-couches déversés, et dont les sommets des plis s'accompagnent de failles d'étirement. La direction et le pendage des plis-failles déversés conservent l'allure générale de la structure.

Corrélation

Certains horizons tels que les schistes et les métadolomies se prêtent à la comparaison avec des formations sédimentaires rencontrées plus à l'ouest.

Les schistes à biotite et les schistes chloriteux d'origine pélitique ou arénacée ont plusieurs points communs avec les schistes chloriteux des formations de Rivière Larch et de Chioak.

Si l'on suit la formation d'Abner vers le nord, il est facile de la retracer jusqu'à la baie Rouge où elle est représentée par un petit affleurement d'environ 50 pieds d'épaisseur. A cet endroit, la dolomie est en contact avec un filon-couche de gabbro très mince.

Au nord du lac aux Feuilles, des bancs de dolomie foliacée, d'une épaisseur totale de quelque 500 pieds, sont encadrés de schistes graphitiques et de schistes chloriteux à la base, et de schistes dolomitiques et de schistes chloriteux au sommet; le tout est surmonté d'un épais filon-couche de gabbro.

Comparons les deux types de dolomies tant au point de vue de leurs caractères mégascopiques que microscopiques:

TABLEAU IV

Dolomie d'Abner	Métadolomie cristallophyllienne
<u>Couleur en surface d'intempérisme</u>	
Chamois, brune, jaune pâle	Vert pâle, chamois, rouille
<u>Couleur en surface fraîche</u>	
Blanche, noire, grise, rose, jaune	Grise, noire, vert pâle (commune)
<u>Aspect</u>	
Massif, dépourvu de structure; veinules de quartz orientées en tous sens	Schisteux, abondance de veinules de quartz parallèles à la schistosité
<u>Minéralogie</u>	
Dolomite 90%, quartz, calcite (tr)	Dolomite 60%, trémolite, quartz, séricite, talc, calcite
<u>Contenu en matériel détritique</u>	
Trace	Abondant
<u>Litage</u>	
Presque toujours visible malgré les plis et les déformations plastiques	Vraisemblablement parallèle à la schistosité mais impossible à déceler sauf en présence de lits gréseux
<u>Déformation</u>	
Nulle ou très faible	Faible ou très forte, lits plissotés
<u>Granularité</u>	
Gros cristaux allomorphes de dolomite maclée	Petits cristaux granoblastiques de dolomite non maclée ou, plus rarement, maclée
<u>Position stratigraphique</u>	
Surmonte la formation détritique de Chioak et est surmontée de roches détritiques (schistes chloriteux ou phyllades)	Surmonte des schistes chloriteux et est surmontée de schistes chloriteux

De cette comparaison, il ressort que les deux types de dolomie sont bien différents; l'un est métamorphisé alors que l'autre ne montre aucun signe d'une recristallisation importante.

Tous les caractères qui distinguent ces roches peuvent s'expliquer par l'une des hypothèses suivantes:

- a) La dolomie d'Abner et les métadolomies peuvent appartenir à des formations distinctes: d'où leur composition bien différente.
- b) La dolomie d'Abner et les métadolomies peuvent appartenir à une seule et même unité stratigraphique mais, dans ce cas, elles auraient été déposées dans des milieux différents et à des profondeurs variables.

Dans les conditions présentes, d'après nos connaissances et en nous basant sur des données pétrographiques et structurales, nous croyons que la dolomie d'Abner appartient à un autre horizon stratigraphique que celui de la métadolomie cristallophyllienne, et que cette dernière a été amenée à sa position présente par la déformation et le chevauchement de roches supérieures dans l'échelle stratigraphique.

GABBRO

Généralités

Les nombreux filons-couches de gabbro intercalés dans les sédiments du géosynclinal du Labrador sont les seules intrusions magmatiques d'importance qu'on rencontre à la latitude de Fort Chimo. Ces filons-couches constituent environ 20 pour cent du volume de la roche au centre du géosynclinal où ils atteignent un maximum d'épaisseur.

La plupart peuvent s'étendre sur plusieurs milles de longueur et leur épaisseur ne tend que très lentement vers zéro.

Les gabbros trahissent leur nature intrusive par ces caractères:

- 1) Ils retroussent, perturbent et parfois disloquent les couches sus-jacentes;
- 2) ils contiennent des fragments entraînés des lits adjacents;
- 3) ils se subdivisent pour engendrer des filons-couches moins épais et pour contourner des lames de roches sédimentaires;

- 4) ils sont concordants au mur et au toit mais les recoupent occasionnellement pour passer à des dykes obliques et à des apophyses;
- 5) autour des filons-couches et des apophyses se sont développées
 - a) une texture fine de refroidissement et b) dans la roche encaissante, sur quelques millimètres ou quelques centimètres, des auréoles de métamorphisme de contact;
- 6) la roche est holocristalline au centre et la partie supérieure des dykes recèle des lentilles pegmatitiques;
- 7) plusieurs filons-couches épais montrent une différenciation magmatique.

Distribution et épaisseur

Dans la partie sud de notre région, les filons-couches de gabbro n'occupent qu'une étroite bande en forme d'arc le long de la limite est de la carte. Cependant, dans la moitié nord, les gabbros sont plus abondants et recoupent près du tiers de la superficie des roches du géosynclinal.

A la latitude du lac Merchère, les gabbros sont à 8 milles du soubassement mais ils s'en rapprochent graduellement jusqu'à une distance de 1/3 de mille, aux environs de la rivière Boyer.

L'épaisseur des filons-couches varie énormément de l'un à l'autre. Il y en a de quelques pieds d'épaisseur alors que d'autres excèdent 2,000 pieds. Sauvé (1957) en a observé dont l'épaisseur était de 3,500 pieds. Mais les plus courants ont entre 50 et 300 pieds d'épaisseur.

Les files du lac aux Feuilles recèlent des filons-couches de 5 à 25 pieds d'épaisseur. Ces filons-couches ont une composition uniforme et ne comportent aucune structure remarquable. Les plus épais se rencontrent au nord de la baie aux Refuges ainsi qu'à l'est du lac Laric où ils atteignent de 1,000 à 2,000 pieds d'épaisseur.

Description

La couleur des gabbros varie beaucoup et dépend du degré de métamorphisme de la roche, de sa composition et de sa granulométrie. Elle est tantôt noire ou vert foncé, tantôt gris p le ou vert p le.

Les filons-couches les plus épais montrent une excellente stratification, ou rubanement, due au phénomène de différenciation magmatique. Une magnifique stratification affecte le gabbro à l'est du lac Lachance. Elle consiste en bandes alternées de compositions différentes. En surface d'intempérisme, on peut voir des bandes brunes, de 2 à 4 pieds d'épaisseur, alternant avec des bandes vert foncé plus épaisses.

Ces bandes brunes sont divisées dans le sens de la longueur en deux parties symétriques par une fissure remplie de quartz. De chaque côté de cette fissure, il y a une bande de gabbro riche en quartz bleu, elle-même bordée à l'extérieur par une bande de gabbro marquée de nombreuses fissures longitudinales.

Quant aux bandes vert foncé, elles sont massives, dépourvues de structure grossière et pauvres en quartz.

En plus de cette stratification spectaculaire, on rencontre aussi dans les filons-couches épais une stratification assez floue, discernable en examinant les affleurements à distance. Cette stratification dénote un changement graduel de composition avec, çà et là, des bandes de transition assez brusque. Ces bandes se sont formées par un enrichissement de feldspath ou de feldspath et de quartz au sommet des filons-couches et par un enrichissement de minéraux ferromagnésiens à la base.

Tous les filons-couches sont constitués de roches holocristallines. Même leurs bords refroidis sont finement cristallisés. Leur centre est toujours à grain moyen et grossier. Les plus épais recèlent des lentilles de gabbro pegmatitique et de gabbro porphyroïde dans leur partie supérieure.

Au nord de la baie aux Refuges, les gabbros contiennent des enclaves arrachées aux roches sédimentaires sus-jacentes. Ces enclaves arrachées aux roches sédimentaires sus-jacentes. Ces enclaves ont entre 1 et 25 pieds de diamètre et proviennent probablement de l'abatage de la roche du toit lors de l'injection.

Nous n'avons jamais noté de cheminées d'alimentation qui auraient pu donner naissance aux filons-couches épais mais nous avons remarqué des petits dykes qui produisirent des filons-couches minuscules.

Au sud de la baie Sèche, un dyke ultrabasique recoupe un filon-couche épais de gabbro. C'est le seul indice, avec les pegmatites gabbroïques, d'une activité magmatique résiduelle.

Des veines de quartz et d'épidote recoupent en tous sens les parties supérieures des filons-couches qui subirent une déformation. A l'est de la baie Rouge, le gabbro recèle des masses de quartz laiteux qui recouvre plusieurs centaines de pieds carrés de surface. Au nord du lac aux Feuilles, les métagabbros contiennent des masses informes de calcite et de quartz blancs.

Pétrographie

A la suite d'une étude détaillée des gabbros sis à quelques milles à l'est de notre région, Sauvé (1957) a pu reconnaître 7 types de roches consanguines:

- a) métadiabase, métagabbro
- b) gabbro anorthositique
- c) gabbro ultramafique
- d) gabbro pegmatitique
- e) roches de transition, diorite quartzifère, granophyre
- f) dykes et veines
- g) gabbro tacheté

Tous les filons-couches de roches basiques dans la région du lac aux Feuilles ont été affectés par le métamorphisme régional. Pour cette raison, la composition minéralogique originelle du gabbro a été modifiée.

Aux endroits où le métamorphisme a été le plus faible, c'est-à-dire dans le faciès schiste vert, l'évolution de la roche, par saussuritisation des plagioclases et ouralitisation des pyroxènes, a donné naissance à des épidiorites constituées d'albite-épidote-actinote.

Par un métamorphisme plus intense, les assemblages albite-épidote-hornblende et albite-hornblende-grenat se sont formés. Ils sont les équivalents du faciès épidote-amphibolite de Turner.

Epidiorite (métagabbro)

La composition des épidiorites varie à l'intérieur des filons-couches épais. Cette variation est due à la sédimentation de minéraux lourds accompagnée du flottage de minéraux plus légers. Ainsi, on peut observer des gabbros riches en minéraux ferromagnésiens à la base des filons-couches, des gabbros anorthositiques au centre et des gabbros quartziques au sommet. La partie supérieure est fréquemment recoupée en tous sens par des lentilles de gabbro pegmatitique.

Faciès schiste vert - D'après la proportion de plagioclase gris pâle et d'actinote vert bouteille, la roche est vert pâle ou vert foncé. Elle est habituellement bien cristallisée et la structure ophitique est parfaitement conservée.

Cette structure ophitique ou intergranulaire consiste en cristaux rectangulaires de plagioclase saussuritisé, enrobés dans des plages de pyroxènes ouralitisés (Planche XII A).

La composition minéralogique moyenne des épidiorites est la suivante:

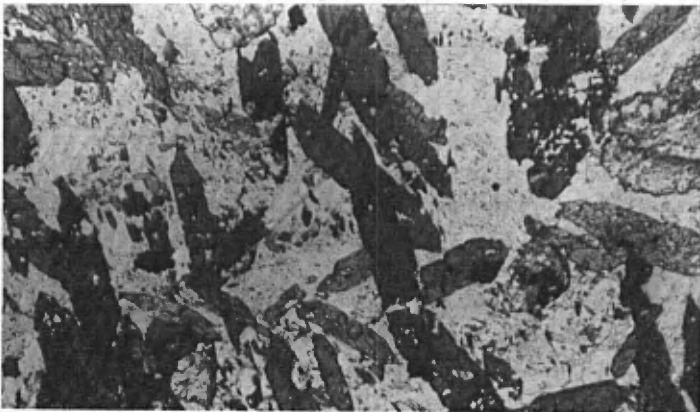
Actinote	25-55%	Oxydes de fer	tr- 5%
Albite a) microcristalline	0-10%	Pyroxène	0-tr
b) eu-cristalline	0-30%	Quartz	1-15%
Apatite	0-tr	Rutile	0-tr
Calcite	1- 5%	Serpentine?	0- 1%
Chlorite	5-25%	Stilpnomélane	0-tr
Epidote (et clinozoïsite)	1-20%	Sulfures	tr- 3%
Leucoxène	1- 3%	Talc	tr- 2%
Microcline	0-tr		

Les plagioclases originels du gabbro ont été altérés en clinozoïsite, albite, chlorite, quartz et calcite. L'albite pseudomorphe contient 3 pour cent environ de la molécule anorthite. Lorsqu'elle est microcristalline, l'albite constitue, avec la clinozoïsite, des agrégats semi-opaques à l'intérieur des limites du plagioclase saussuritisé. Quant à l'albite eu-cristalline, elle transgresse parfois les limites des anciens cristaux de plagioclase, marquant ainsi un degré plus avancé de réorganisation et de recristallisation.

PLANCHE XII



A.— Métagabbro. Pyrrhotine (noir), plagioclase altéré en albite et clinozoïsité (gris foncé), actinote (gris pâle) et quartz (blanc).
Lumière naturelle, $\times 80$.



B.— Métagabbro. Hornblende, albite, quartz, grenat et un peu d'épidote. Lumière naturelle, $\times 80$.

Le microcline constitue parfois des veinules minuscules ainsi que des petits globules interstitiels dans les épidiorites quartziques. Nous avons pu détecter le microcline grâce à sa réaction au cobaltinitrite de sodium après attaque à l'acide fluorhydrique.

L'actinote est le principal constituant des épidiorites dans le faciès des schistes verts. Il est sous forme de cristaux allongés ou trapus, parfois maclés. Le plus souvent, l'actinote est vert très pâle ou incolore et faiblement polychroïque dans les teintes de jaune pâle et jaune verdâtre.

L'actinote provient de l'altération des pyroxènes par ouralitis. L'analyse de quelque 20 lames minces de gabbro nous a révélé la présence de seulement deux petits cristaux de pyroxène ressemblant à de l'augite.

La chlorite est un minéral commun habituellement associé à l'actinote. Elle constitue parfois des masses irrégulières au milieu des cristaux d'actinote, parfois elle les entoure en servant d'écrin à la texture aciculaire délicate lorsque l'actinote est fibreuse.

La chlorite va du vert pâle au vert foncé et parfois au brun sur les bords. Elle est rarement pléochroïque dans les teintes de vert pâle lorsqu'elle est presque incolore. Son pléochroïsme augmente en même temps qu'elle devient plus colorée en vert.

Une variété de chlorite à couleur d'interférence bleu de Prusse est probablement de la pennine. Une autre variété de chlorite, en bien des points semblable à la glauconie, se rencontre dans des gabbros quartziques recristallisés. Cette chlorite a la forme de petits vers enroulés.

La clinozoïsite est abondante sous forme de petits cristaux gris. Elle est confinée à l'intérieur de champs, de forme rectangulaire, qui représentent les plagioclases calciques. L'identification de ce minéral est assez difficile à établir, étant donné ses petites dimensions et sa demi-opacité.

L'épidote, sous forme de prismes allongés souvent visibles à l'oeil nu dans des veinules, accompagne aussi la clinozoïsite et semble parfois la remplacer. L'épidote se distingue facilement de la clinozoïsite par sa forte biréfringence.

Le quartz primaire, bleu et translucide, abonde dans la partie supérieure des filons-couches de gabbro. Il remplit les interstices entre les cristaux d'actinote ou encore, il forme des globules à contours irréguliers.

Des veines de quartz blanc, accompagnées parfois de calcite et d'épidote, recoupent les filons-couches de gabbro en tous sens.

L'ilménite, à demi remplacée par le leucoxène, est abondante dans les faciès riches en minéraux ferromagnésiens.

La calcite accompagne souvent la clinozoïsite et l'albite dans les plagioclases saussuritisés.

L'apatite, les sulfures, le talc, la serpentine? et le rutile se rencontrent occasionnellement, tandis que les sulfures comme la pyrite, la chalcoppyrite et la pyrrhotine sont très fréquents et, le plus souvent, visibles à l'oeil nu. Le talc fut décelé par les rayons-X.

Faciès épidote-amphibolite - Nous nous sommes servis du faciès épidote-amphibolite pour indiquer la substitution de la hornblende polychroïque à l'actinote et pour désigner le sous-faciès albite-hornblende-épidote et celui de l'albite-hornblende-grenat (Turner, 1948).

Si l'on tente de séparer par un isograde les deux faciès principaux des gabbros, cette ligne irait de la baie Sèche à la baie des Arpenteurs. Le faciès de roches vertes se rencontrerait au sud et le faciès albite-amphibolite au nord.

Les roches du faciès albite-amphibolite sont bien cristallisées et la structure originale des gabbros est complètement oblitérée. La structure automorphe de la hornblende ainsi que la recrystallisation du quartz, de l'albite et de l'épidote sont responsables du changement complet de la structure interne de la roche (Planche XII B).

Le sous-faciès albite-épidote-hornblende-quartz est caractérisé par un plagioclase sodique allomorphe, de la hornblende polychroïque vert foncé, automorphe et prismatique, et par d'abondants petits cristaux d'épidote isolés dans la pâte qui en l'occurrence, est constituée de quartz.

Le sous-faciès albite-hornblende-grenat-quartz est identique au précédent à l'exception de son abondance en grenat et de l'absence ou du peu d'épidote.

Le grenat recèle des inclusions de quartz, pyrite et chlorite. Sur les bords et le long des fractures, il est teinté de brun par l'oxyde de fer. Ce grenat est probablement de l'almandin.

La biotite est un constituant important de certaines roches; on la trouve sous forme de paillettes minuscules à l'intérieur des autres minéraux de même que dans les interstices du quartz.

La hornblende contient des inclusions de biotite, de zircon, de magnétite et de quartz. Autour des zircons, elle montre des halos pléochroïques.

Presque tous les gabbros riches en minéraux ferromagnésiens contiennent une quantité appréciable de magnétite.

Faciès amphibolite - Il serait possible de tracer un autre isograde aux environs de la rivière Boyer afin de séparer le faciès épidote-amphibolite du faciès amphibolite. Cette séparation arbitraire est basée simplement sur l'apparition de l'oligoclase-andésine provenant de la réaction partielle de l'albite avec l'épidote.

Le plagioclase (An_{28}) est clair et bien cristallisé. La hornblende est la même que celle du faciès épidote-amphibolite. Un peu d'épidote, mieux cristallisée que celle des autres faciès, accompagne l'oligoclase. Le sphène et les oxydes de fer sont très abondants.

Métagabbros ultramafiques et anorthositiques

Nous avons décrit jusqu'ici les gabbros de composition intermédiaire; il existe également quelques variétés ultramafiques et anorthositiques.

Il est bon de noter l'existence probable de concentration d'olivine à la base d'un filon-couche épais non loin du lac Luc. En lame mince, on peut voir une multitude de petits globules au sein de gros cristaux d'actinote. Ces globules sont clairs et leur contour est couronné de poussière cryptocristalline. D'après la forme de ces globules ainsi que la présence de rares cristaux de hornblende brune

primaire, on peut conclure que la roche était riche en olivine avant d'être altérée. N'ayant rencontré qu'un seul exemple nous pensons qu'il s'agit là d'une roche un peu exceptionnelle.

Gabbro pegmatitique

Près de leurs sommets, les filons-couches épais de gabbro recèlent des lentilles et des masses informes de gabbro pegmatitique. Le contact entre les pegmatites et la roche encaissante est très net et le passage d'un type de gabbro à un autre s'effectue sur moins de quelques centimètres.

Ces pegmatites ont la même composition que la roche encaissante, seule la taille des cristaux change. Certains cristaux d'actinote ou de hornblende atteignent de 6 à 8 pouces de longueur.

Du quartz bleu remplit les interstices entre les plagioclases et les amphiboles.

Gabbros tachetés

On peut distinguer deux types bien distincts de gabbros tachetés. Le premier, qui est le plus commun, doit sa structure à des phénocristaux de plagioclase ou à des agrégats de cristaux de plagioclase dont les dimensions varient entre 1/4 de pouce et 8 pouces de longueur et 1/8 de pouce à 3 pouces de largeur.

Ces phénocristaux sont blanc laiteux ou gris pâle en surface altérée et ils font saillie sur la pâte rocheuse d'une façon spectaculaire. Les angles des cristaux sont un peu arrondis et leur contact avec la pâte est très net.

Dans des filons-couches déformés, nous avons pu noter des phénocristaux de 3 à 6 pouces de longueur, étirés, brisés et tordus dans une pâte gabbroïque à grain fin.

Dans notre région, les gabbros porphyroïdes ne constituent qu'une portion infime des filons-couches les plus épais. Aux endroits où on les rencontre, ils sont constitués de 15 à 40 pour cent de phénocristaux, bien que la majorité des venues n'en contiennent guère plus que 20 pour cent.

Ces phénocristaux sont saussuritisés. Ils sont composés de clinozoïsite et d'albite et recèlent un peu d'actinote ou de hornblende, de quartz et de chlorite.

Une enveloppe de 2 à 3 mm, composée d'albite bien cristallisée, entoure complètement les phénocristaux que nous avons examinés au microscope.

L'autre type de gabbro tacheté n'a été observé qu'à un seul endroit, soit à l'ouest du lac Laric. Les taches consistent en agrégats de forme ovale composés de minéraux pâles. Ces agrégats ont entre 3 et 12 pouces de longueur et constituent environ 5 pour cent de la roche dans laquelle ils se trouvent. Ils sont dans la moitié supérieure d'un filon-couche épais et leur distribution latérale est très restreinte. Ils se composent de 55 pour cent de quartz, de 35 pour cent d'albite, de chlorite, d'un peu de biotite, talc (ou séricite), sphène, leucoxène et calcite.

Structure et texture

Le toit et le mur des filons-couches de gabbro sont presque toujours parallèles à la stratification des roches encaissantes. Les contacts sont très nets et il est facile de les déceler sur le terrain. En effet, comme la majorité des filons-couches ont un faible pendage vers l'est, les murs sont toujours exposés le long des flancs abrupts faisant face à l'ouest. A ces endroits, on peut observer les sédiments un peu métamorphisés en contact avec les bords refroidis du gabbro.

Le pseudo-litage est un phénomène important et très caractéristique. Il doit son origine soit à la différenciation magmatique soit aux injections multiples. Nous croyons que certains types de litage à contacts nets proviennent d'injections multiples alors que les gabbros, dont les variations de composition sont graduelles, proviennent d'une différenciation magmatique "in situ" par gravité.

Les enclaves qu'on retrouve en grande quantité au nord du lac Luc proviennent des sédiments du mur ou du toit par arrachement ou par abatage. Ces sédiments étaient des arénites dolomitiques et des dolomies massives. Par métamorphisme, ces roches ont été transformées en dolomie talqueuse de couleur vert pâle.

Le débit en prismes ou en colonnes à section rectangulaire est très commun dans les filons-couches de gabbro épais. Ces diaclases sont identiques à celles que nous avons rencontrées dans les laves et décrites plus haut.

Les gabbros ont été déformés lors du plissement régional. Les failles de chevauchement à la base des filons-couches ainsi que les failles transversales et les zones de cisaillement sont très nombreuses. Elles s'accompagnent presque toujours d'une minéralisation en sulfures massifs tels que la pyrite, la pyrrhotine et la chalcopyrite.

Une brèche tectonique à la base d'un filon-couche à l'est du lac Lachance consiste en fragments de gabbro entourés d'une couronne de microcline rose de 2 mm d'épaisseur environ. Ces fragments sont à leur tour englobés dans une pâte constituée de calcite, de sphalérite et de quartz.

PLEISTOCENE

Erosion et transport

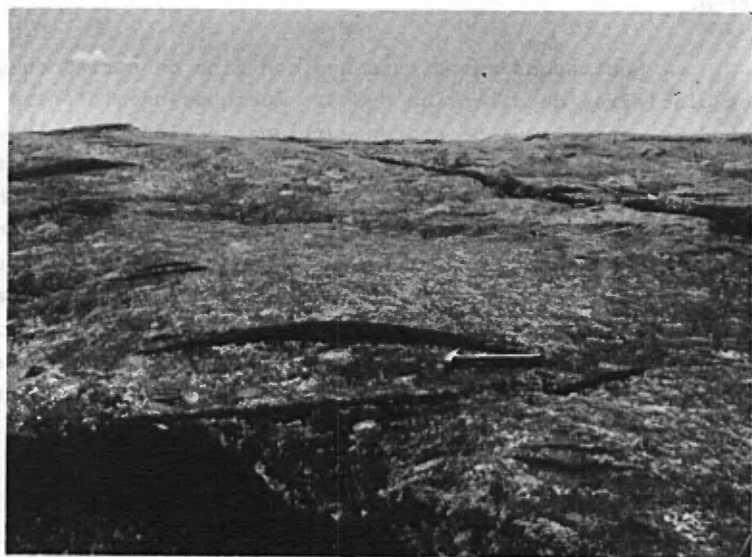
Plusieurs phénomènes de faible envergure militent en faveur d'un mouvement N-N-E du glacier continental. Telles sont les stries et cannelures glaciaires, les surfaces éclatées et les fractures de friction.

Nous avons enregistré une centaine de stries ou groupes de stries glaciaires de direction N30°E. Quelques-unes d'entre elles ont un ou deux centimètres de profondeur, une section semi-circulaire et une longueur allant de 10 à 15 mètres. Les flancs nord-ouest des collines sont parfois marqués de stries et de cannelures. Ce phénomène est surtout fréquent sur les faces abruptes des laves et des gabbros. Les stries sont généralement abondantes sur les roches dures, résistantes à l'érosion, qui offrent des surfaces planes ou à faible inclinaison. La formation de grès de Chioak, à l'ouest du lac du même nom, est tout particulièrement marquée de stries bien développées et toutes parallèles entre elles (Planche XIII A). De plus, ces stries s'accompagnent de fractures de friction que nous décrirons plus loin.

PLANCHE XIII



A.— Stries glaciaires N35°E sur des bancs de grès de Chioak.



B.— Fractures lunées d'érosion glaciaire.

Nous avons noté d'autres stries glaciaires dont les directions varient entre N15°E. et N60°W, mais il nous fut impossible d'établir leur âge relativement aux premières stries que nous venons de décrire. Quelques-unes semblaient être recoupées par les stries N30°E tandis que d'autres les recoupaient de façon assez évidente.

Si les stries glaciaires indiquent la direction de la marche des glaciers, elles n'offrent toutefois pas de critères contrôlables sur le sens de ce mouvement. L'étude statistique de plusieurs stries suggère que la plupart des extrémités qui se terminent d'une façon quasi imperceptible pointent vers le nord, c'est-à-dire qu'elles indiquent vraisemblablement le sens du mouvement du glacier. Ces observations sont en accord avec les théories générales, mais il convient de noter qu'elles ont été relevées sur des surfaces quasi horizontales.

Les meilleurs indicateurs du sens du mouvement des glaces sont les fractures de friction. Harris (1943) et Flint (1955) les ont décrites et classifiées comme suit (Fig. 1):

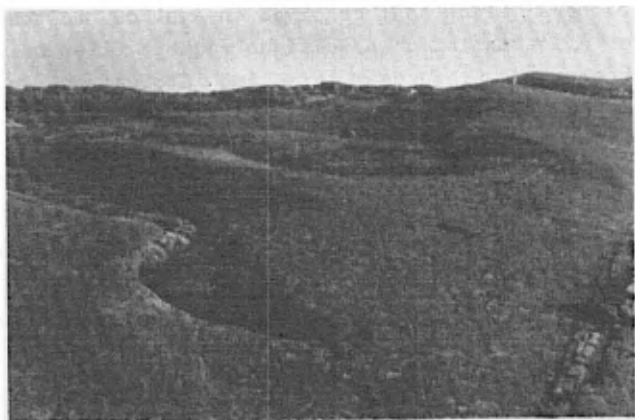
- a) cannelures en croissant, concaves en amont; elles consistent en deux fractures, d'entre lesquelles la roche a été enlevée;
- b) fractures lunées, qui ressemblent aux cannelures en croissant à l'exception qu'elles sont concaves en aval;
- c) fractures en croissant, concaves en aval et consistant en une simple fracture, sans arrachement de roche;
- d) marques de percussion qui se retrouvent au sein des cannelures profondes; elles sont concaves en aval ou droites et existent grâce à l'ablation d'un éclat de roche. Elles ne possèdent aucune fracture en profondeur autre que la cicatrice laissée par l'ablation de l'éclat de roche (Flint, 1955).

Tous ces genres de fractures sont très courants dans la région, mais ils sont tout particulièrement abondants sur les grès de Chioak à l'ouest du lac Chioak (Planche XIV). Les fractures lunées de 1 cm jusqu'à plus de 1 m de longueur et 1 cm à 3 cm de profondeur ne sont pas choses rares. Des cannelures en croissant s'ouvrent vers l'amont. Leurs dimensions sont à peu près les suivantes: 2 à 5 cm de profondeur au fond de la partie concave et de 2 cm à 1 m ou plus de longueur. Ces indices, ainsi que le délogement de blocs, montrent que le mouvement principal des glaciers était N30°E.

PLANCHE XIV



A.— Fractures en croissant, d'origine glaciaire, dans le grès de Chioak. Direction du mouvement de la glace indiquée par la tête du marteau.



B.— Cannelures en croissant et stries glaciaires.

Un très grand nombre de drumlins, groupés par troupeaux individuels de 20 à 30, recouvrent les roches du socle archéen, à l'ouest de la région; leurs dimensions varient entre 1/4 et 1 mille de longueur par 300 à 500 pieds de largeur. Ces drumlins sont constitués presque entièrement de débris abritant des monticules rocheux.

A l'est de l'extrémité nord du lac Bérard, des rochers à traînées détritiques (crag and tail) s'allongent, de façon assez spectaculaire, en direction N30°E. L'un d'eux s'étend sur une longueur de 3 milles; il est constitué d'un rocher abrupt à son extrémité sud suivi d'une longue queue de matériel déritique. C'est, là encore, un indice du déplacement des glaciers en direction N30°E.

Des cannelures géantes, de 100 à 300 pieds de largeur, s'allongent en direction N30°E dans la région à l'ouest de la baie Sèche (Planche XV B). Elles sont toutes parallèles entre elles et se présentent sur une largeur de 3 milles et une longueur de plus de 10 milles. Elles sont en majorité creusées dans du matériel déritique quoique nous en ayons noté quelques-unes dans du roc très diaclasé.

Déposition

Il existe dans la région deux grandes classes de dépôts glaciaires: des tills et des dépôts stratifiés.

Les tills de notre région sont rarement constitués d'argile et de galets; au contraire, le matériel dominant est un mélange de sable et de cailloux. Ces dépôts abandonnés pêle-mêle recouvrent une grande partie du plateau granitique. Ils sont composés de matériel meuble de toutes dimensions avec prédominance de cailloux et de sable. A certains endroits, un lavage ultérieur par les eaux de fonte des glaces a modifié la composition originelle des moraines, pour ne laisser que des concentrés de galets couvrant parfois de vastes étendues.

Les blocs erratiques se rencontrent partout dans la région. Il y en a d'énormes perchés sur les sommets des collines de gabbro et de laves.

Les dépôts morainiques rencontrés dans la région appartiennent à trois catégories: les moraines de fond, les moraines latérales et les moraines frontales. Les moraines de fond recouvrent surtout le fond des vallées. Les débris jonchent pêle-mêle d'une paroi

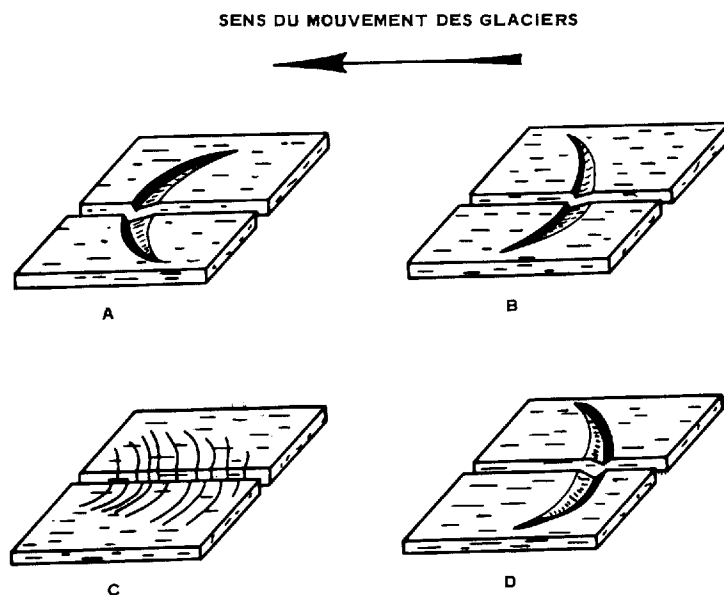


Fig. 1 - Dessins schématiques de fractures de friction
causées par le mouvement des glaciers sur les
surfaces polies de roches.
(Inspirés de R.F. Flint, 1955; S.E. Harris, 1943)

-A- Cannelure en croissant

-B- Fracture lunée

-C- Fractures en croissant

-D- Autre type de fracture lunée rencontrée dans
notre région. (Identique à -A- mais indiquant
un sens opposé.)

à l'autre des vallées et se parsèment presque infailliblement de lacs étroits, longs et peu profonds. Le drainage de ces lacs s'effectue souvent par infiltration dans le sol meuble. Ce genre de moraine se rencontre surtout dans les vallées entre les filons-couches de gabbro à l'est de la région, ainsi que dans la vallée à l'ouest, près du contact avec le soubassement et dans la vallée des lacs Merchère, Garigue et Bérard.

Les moraines latérales n'offrent rien d'extraordinaire en elles-mêmes mais, grâce aux marques d'érosion marine et aux terrasses qui y sont sculptées, elles sont les témoins de conditions géologiques importantes. A l'ouest du lac Bérard, à l'endroit où le lac forme un immense coude, il y a des dépôts morainiques perchés à quelque 300 pieds au-dessus du niveau actuel du lac. Ces dépôts sont vraisemblablement des moraines latérales, mais ils peuvent aussi être des terrasses de kame. Ils sont presque continus, coupés ici et là par des promontoires de roc.

De chaque côté de la rivière aux Feuilles, des dépôts de matériel détritique d'origine glaciaire se perchent à des altitudes identiques sur les flancs rocheux. Ces dépôts ont une surface unie quoique légèrement inclinée vers le creux de la vallée. Trois déblais d'érosion marine, sculptés dans les dépôts à des altitudes différentes, s'allongent parallèlement à la vallée. Il semble bien que ces dépôts soient des moraines latérales, mais rien n'indique qu'à certains endroits ils ne soient recouverts de terrasses de kame.

Deux hypothèses s'offrent pour expliquer l'origine de la pente de ces dépôts morainiques: a) les moraines latérales ont pu s'écrouler légèrement à la fonte du glacier de vallée avec lequel elles étaient en contact ou bien encore b) l'érosion marine, qui a coupé des terrasses dans les débris, a pu redistribuer les matériaux et en transporter une bonne partie vers les bas-fonds, donnant ainsi une faible pente à la surface d'érosion.

La vallée au sud-ouest du lac Garigue est recouverte de moraines de fond, de moraines latérales passablement détérioriées et d'une magnifique moraine frontale. Cette dernière s'étend en travers de la vallée sur une distance de 2,000 pieds; elle a environ 50 pieds de largeur et 20 pieds de hauteur. Elle se compose surtout de galets et de blocs distribués en forme d'arc, la partie concave face à l'amont. L'intérieur de cet arc est jonché d'une multitude de petits bassins glaciaires, qui dépassent rarement 50 pieds de diamètre (Planche XV A).

PLANCHE XV



A.— Moraine frontale et lacs glaciaires. Lac Garigue à l'arrière plan. Vue vers le N-E.



B.— Cannelures glaciaires géantes modelant le matériel détritique aussi bien que le socle rocheux, à l'est de la baie Sèche (Photo A.R.C.).

Les dépôts glaciaires stratifiés offrent beaucoup d'attrait par leur variété et leur distribution. Ils se divisent en deux groupes principaux: les dépôts fluvio-glaciaires et les dépôts de contact direct avec la glace.

Les principales vallées sont recouvertes de dépôts fluvio-glaciaires très épais dont l'épaisseur peut dépasser 100 pieds. Ils sont constitués de toutes sortes de matériaux tels que: boue, sable, cailloux, galets et blocs. Par endroits, le sable et les cailloux sont les plus abondants; ailleurs, tout le matériel fin a été emporté par l'eau.

Nous avons observé, dans la région, une trentaine de kames dont la quasi totalité se trouvent aux environs du lac Merchère (Planche XVII B). Quelques-uns s'élèvent à plus de cent pieds au-dessus de la plaine avoisinante.

Un esker un peu aplati s'allonge sur une distance de quelques milles au centre de la partie sud du lac Garigue. Il s'agit là d'un esker qui a été quelque peu modifié par l'action de l'eau lorsque le niveau du lac était plus élevé.

Au nord-ouest du lac Mannic, il y a un esker de plus de sept milles de longueur qui s'étend en direction est-ouest. Il est surtout composé de matériel fin, sable et cailloux. Il est très régulier et facile à retracer sur toute sa longueur malgré les quelques coupures que lui ont infligées les cours d'eau qui le traversent.

La presque totalité des rivages du lac Garigue et une partie de ceux du lac Merchère consistent en une terrasse de kame ou pseudo-terrasse de kame ayant l'apparence d'esker. Il s'agit d'un dépôt d'une quinzaine de pieds de hauteur et d'une cinquantaine de pieds de largeur. Un côté de la terrasse de kame est adjacent au lac, tandis que l'autre est bordé d'une dépression dans laquelle croupissent les eaux de mares.

Plusieurs raisons nous poussent à douter que ce dépôt ait pris naissance en contact direct avec la glace, mais il serait difficile, sinon impossible, d'en connaître l'origine d'une façon positive. Notons tout d'abord sa persistance à ceinturer le lac d'une façon quasi continue, toujours au même niveau; il est constitué essentiellement de sable et de glaise, celle-ci se trouvant surtout au fond du dépôt. Nous avons creusé une tranchée transversale de 5 pieds de

profondeur dans le dépôt; nous y avons rencontré de rares cailloux et presque uniquement du sable en lits entrecroisés peu développés. A un endroit le long du lac Merchère, une loupe de glissement renferme une épaisse couche de glaise recouverte d'environ 6 à 8 pieds de sable fin et pur.

Tous ces critères, même s'ils ne vont pas à l'encontre de l'hypothèse de contact direct avec la glace, nous portent à croire qu'il s'agit ici d'un restant de terrasse fluviatile ou de plaine de lavage. Cependant, l'idée de terrasse de kame ne peut être rejetée parce que, par endroits, les éperons de roc recoupent la terrasse et aussi parce que quelques sections recoupées par des ruisseaux laissent voir des cailloux et même des galets. Peut-être s'agit-il d'une terrasse de kame remodelée par l'action des vagues lorsque le lac avait un niveau plus élevé.

RECENT

Erosion et transport

L'eau fut le principal agent de transformation des dépôts glaciaires. Les rivières torrentueuses dévalaient les gorges et les vallées, entraînant tout sur leur passage et redistribuant leur charge aux moments de calme. A l'est du lac Merchère, à une altitude dépassant légèrement 650 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer, on peut observer des centaines de petits lacs, tous allongés dans la même direction N20°W. Ces lacs peu profonds remplissent des dépressions creusées dans du gravier assez fin qui, avec la roche en place, les séparent les uns des autres. Il semble bien qu'un mince manteau de gravier de rivière ait été distribué avec parcimonie sur la surface onduleuse des ardoises.

Au milieu de l'extrémité sud de la région, s'élève un dépôt en forme de mesa constitué de matériel glaciaire mixte. Son sommet, d'un demi-mille de diamètre, s'élève à plus de 550 pieds au-dessus du niveau de la mer. Vu l'étendue de ce dépôt et la présence de terrasses aux mêmes altitudes de chaque côté de la vallée, on peut conclure qu'à un moment donné la vallée était complètement remplie de débris et que l'eau devait passer par dessus les limites actuelles et exercer son influence sur la surface plane à l'est du lac Merchère.

Tout au long de la vallée des lacs Merchère, Garigue et Bérard, nous notons plusieurs terrasses sculptées à même les dépôts alluvionnaires à des altitudes différentes, aussi bien en section longitudinale que transversale. Ceci veut dire que la rivière qui coulait jadis dans cette vallée avait une pente considérable.

Sur les bords de la rivière aux Feuilles, nous avons observé deux terrasses accrochées aux falaises de granite; l'une à 550 pieds et l'autre à 250 pieds au-dessus du niveau de la mer.

A quelques milles au sud-ouest du lac en Dentelle, on peut remarquer jusqu'à six terrasses qui s'échelonnent entre 200 et 600 pieds d'altitude. Quelques-unes se continuent sur plusieurs milles de distance; on en retrouve de semblables sur la rive ouest du bras nord du lac Bérard.

L'action de la gelée, quoique moins importante que celle de l'eau, n'offre pas moins d'attrait à cause des problèmes qu'elle soulève.

La région est sise dans la zone de permagel discontinu (Pötzger et Courtemanche, 1955). Cela revient à dire que le sol n'est pas gelé partout; au contraire, il dégèle pendant la brève saison estivale aux endroits exposés au soleil, et où il n'y a pas eu d'accumulation de neige. Le dégel s'effectue surtout sur les pentes inclinées face au sud, mais il y a des exceptions. Le permagel se rencontre à des profondeurs nécessairement très variables, allant de 15 à 30 pouces. Quant à la zone de permagel elle-même, nous n'en connaissons pas la profondeur.

Les régions de permagel s'accompagnent très souvent de phénomènes tels que la solifluction, les sols polygonaux, les anneaux de cailloux, les glaciers de roches, les éboulis, etc. Nous avons noté tous ces phénomènes dans la région. La solifluction occasionne des rides géantes, visibles seulement sur les photographies aériennes.

Les sols polygonaux de toutes espèces abondent dans la région. Ce sont parfois des polygones géants, ayant de 50 à 75 pieds de diamètre et même plus dont le centre est riche en glaise. On ne les remarque sur le terrain que par des lisières de mousse et d'arbrisseaux qui croissent à leurs points de contact à la faveur d'un sol meuble. D'autres polygones plus petits s'échelonnent en forme d'escaliers sur les pentes des collines.

Nous en avons remarqué un grand nombre dans des lacs très peu profonds.

A plusieurs endroits, on voit des blocs énormes qui sont soulevés par le gel (Planche XVI A).

Déposition

Nous avons noté plusieurs tourbières dans la partie sud de la région. Quelques-unes ont une épaisseur de près de 10 pieds.

A un endroit, près du lac Couteau, un amas de tourbe a été complètement transformé en oxyde de fer (limonite). On peut encore reconnaître, dans cette masse rouge, la structure originelle de plantes.

TECTONIQUE

Nature du contact entre le socle archéen et la couverture protérozoïque

Le contact ouest du géosynclinal du Labrador est marqué par une discordance angulaire. A plusieurs endroits, des conglomérats de base ou des brèches composées de matériel granitique reposent en discordance directement sur la roche mère. Ailleurs, les conglomérats composés de chert, de quartzite et de jaspe sont déposés en transgression sur le socle. Nous avons, de plus, rencontré des quartzites et de la dolomie dans les vieilles diaclases de la surface archéenne. Des gorges profondes recoupent le contact et laissent voir la surface d'érosion du temps archéen, là où le régolithe est bien préservé par une mince couverture de sédiments.

Sur une base linéaire, nous avons établi que le contact entre le socle et la couverture mesure 95 milles dans notre région. Quatre types de contact se partagent cette zone:

- a) une discordance véritable, 6 milles;
- b) un contact de faille, 6.5 milles;
- c) un régolithe, 0.5 mille;
- d) un contact présumé, 82 milles.

PLANCHE XVI



A.— Blocs de granite soulevés par la gelée.



B.— Diaclases en treillis dans le grès de Chioak. Le marteau est dans le plan de litage.

Ce dernier type est basé sur les relations structurales, les photographies aériennes, la proximité d'affleurements des deux âges et la présence de débris anguleux de roches.

Nous avons considéré comme contacts de faille ceux ou les lignes de faille étaient visibles sur le terrain, à la faveur d'escarpements de faille, ou de brèches de friction, ou de déplacements verticaux ou tangentiels. Nous avons examiné au moins huit escarpements du genre et les plus spectaculaires sont situés au nord et au nord du bras nord du lac Bérard.

Le régolithe est formé d'une mince couche de sédiments autochtones reposant sur la surface fraîche du granite. Parfois, en moins de deux ou trois pouces, la granodiorite fraîche cède le pas à une roche rouge, un peu disloquée et recouverte de microgrès argileux. Par endroits, le microgrès cimente les esquilles de roches et les recouvre d'intercalations de 0.1 à 2.00 mm au plus. Ces feuilles ont une stratification entrecroisée et sont rythmées par l'alternance de très minces feuillets noirs et de feuillets clairs plus épais.

Stratigraphie contre structure

Il convient de noter ici la relation qui existe entre la stratigraphie, étudiée dans un chapitre précédent, et la structure. Les changements de faciès et les variations d'épaisseur des formations sont des phénomènes qui ont un fondement tectonique. Lorsque les roches s'accumulent dans un bassin, elles sont distribuées par des agents de transport que régissent les lois de la sédimentation. Si une faille recoupe des sédiments, le côté soulevé fournira des sédiments à la dépression adjacente. Ce phénomène s'est produit à l'ouest du lac Merchère lorsque le côté sud d'une faille s'est complètement dégagé de sa couverture en la rejetant du côté nord, pour former un conglomérat épais. Du même coup, la région au sud de cette faille s'est dépouillée de sa couverture de sédiments.

A l'est du lac Dusay, les laves disparaissent complètement pour ne pas réapparaître. Il en est de même de la formation de Rivière Larch qui, croyons-nous, s'évanouit complètement à l'endroit où les laves disparaissent. Ces formations s'estompent soit par discordance mécanique, soit par lacune stratigraphique.

Les formations de Chioak et d'Abner présentent une continuité de tout repos au sud du lac aux Feuilles mais leur sort devient problématique au nord du lac. En effet, si ces formations ne réapparaissent pas au nord, elles ont pu subir le même sort que les laves et la formation de Rivière Larch. Peut-être sont-elles présentes sous un faciès différent. Dans ce cas, l'histoire structurale du géosynclinal serait bien simplifiée et nous pourrions faire une corrélation à grande échelle grâce aux roches dolomitiques. Il est possible, d'autre part, que ces formations soient masquées par un jeu de failles transversales et longitudinales.

Failles

Nous ne considérerons que les failles les plus importantes et seulement celles qui offrent des caractères topographiques ou structuraux bien évidents. Pour chacun des exemples cités, nous ferons une analyse géométrique et cinématique, etc.; dans certains cas, nous essayerons de donner une explication dynamique de la déformation.

Sur le socle archéen, nous avons relevé quatre failles verticales d'une certaine importance. Dans chacun des cas, l'expression topographique est bien marquée. Cependant, à cause de l'homogénéité de la roche et de l'absence de points repères, il est impossible d'évaluer le rejet. On peut tout de même obtenir une idée générale de l'intensité des phénomènes de broyage en considérant la puissance des mylonites et des brèches mécaniques qui les accompagnent.

A l'ouest des lacs Merchère et Chaperon, nous avons retracé des failles importantes. Celle du lac Chaperon a une longueur de près de quatre milles.

Trois failles directionnelles importantes s'allongent le long du contact entre le soubassement et la couverture. Dans chaque cas, le soubassement a été disloqué en même temps que les roches sédimentaires. Parfois, les lèvres de la faille, du côté des sédiments, se sont retroussées contre le socle indiquant ainsi un effondrement des roches du géosynclinal par rapport au soubassement. Ce rebroussement peut s'étendre plus ou moins loin, mais il ne dépasse guère cinquante pieds dans tous les cas observés. Le meilleur exemple de faille de contact se trouve au nord du lac Bérard. A cet endroit, elle a un regard sud et son escarpement très net et rectiligne s'élève à plus de 250 pieds. Le long de l'escarpement, la granodiorite est broyée sur

une largeur de plus de 200 pieds; les fragments sont soudés entre eux par de la chlorite, du quartz et de la dolomite. Les surfaces de glissement sont omniprésentes et les minéraux de la famille de la serpentine et du talc se sont formés dans les fractures de cisaillement. Il est bien évident que le soubassement est entré en jeu dans cette faille vers la fin du Protézoïque. Le rejet vertical du côté nord est d'au moins 300 pieds et cette valeur est très conservatrice. Du côté sud, le quartzite d'Alison, la formation ferrifère et la formation de Chioak sont recoupées par la faille et la lèvre du côté des sédiments est retroussée vers le haut.

Au bras nord du lac Bérard, ainsi qu'à l'ouest du lac Quatre-Ours, des failles identiques séparent les sédiments du socle. Dans chaque cas, les lèvres du côté des roches sédimentaires ont été retroussées et la zone de cisaillement s'accompagne de brèches composées de fragments de granite, de roches ferriques et de quartzite.

Ces trois failles de contact se sont produites pendant les derniers stades de la déformation du géosynclinal du Labrador. Elles témoignent de l'intensité de la poussée horizontale en même temps que de l'importance de la composante résultante verticale. Il convient de noter ici la présence de cannelures, ou stries de glissement, orientées dans trois directions et observées sur la même surface. L'écart maximum entre elles est de 90° .

En plus des failles longitudinales, la zone de contact entre le soubassement et la couverture comporte de nombreuses failles transversales le plus souvent de faible envergure. L'une de ces failles, sise à l'ouest du lac Merchère, mérite de retenir notre attention car elle a conditionné de grands changements lithologiques dans la formation de Chioak. L'érosion a dû accompagner continuellement les soubresauts des roches le long du plan de faille et dégarnir de sa couverture la partie surplombante. C'est ainsi qu'apparaissent dans les conglomérats et les grès arkosiques, en position plus ou moins inversée, les sédiments sous-jacents à la formation de Chioak. Cette faille qui a donné naissance à un conglomérat ferrifère, a aussi fait monter à la surface une écaille de dolomie appartenant à la dolomie inférieure.

A environ un mille à l'ouest du lac Chioak, deux failles de décrochement recoupent la formation de Fenimore, la formation de Dragon et la formation de Chioak. A cet endroit, les lits sont presque horizontaux et non déformés. Le rejet est faible et le déplacement des

lèvres est rendu visible grâce à la composante verticale du rejet. Les deux failles sont à angle droit et leur bisectrice a une direction S80°E. L'une est dextre tandis que l'autre est sénestre. Il semble bien que ces failles soient les résultantes d'une poussée en direction parallèle à la bisectrice des lignes de faille. L'étude des diaclases qui accompagnent cette faille corrobore cette hypothèse.

Un certain nombre de failles directionnelles contraires recoupent la formation ferrifère, les quartzites et les schistes argileux au nord-ouest du lac Dusay. A cause de la friabilité de la plupart des roches rencontrées sur le terrain, il nous fut impossible de relever avec certitude des lignes de failles, mais nous en avons présumé un certain nombre en nous basant sur les critères suivants: le cisaillement, les miroirs de failles imprimés sur les débris jonchant les zones broyées, la recristallisation de certaines roches et les répétitions stratigraphiques.

La partie est de la région est affectée par de nombreuses failles de chevauchement. Nous avons relevé un bon nombre d'entre elles logées dans des sédiments sous-jacents à d'épais filons-couches de gabbro et aux coulées de laves. Dans la majorité des cas, ces failles présentent des caractères géométriques bien distincts. Elles forment tout particulièrement des escarpements de direction ouest, à la base desquels, les sédiments, qui s'y trouvent presque infailliblement, comportent des brèches mécaniques et des zones minéralisées de sulfures.

L'aspect topographique des failles les rend faciles à déceler mais leur étude cinématique est rendue difficile, sinon impossible, par l'absence de points repères. Cependant, on peut parfois apprécier l'importance du rejet horizontal en étudiant d'abord la nature de la brèche tectonique et ensuite en évaluant l'étendue de l'escamotage des formations sous-jacentes. Ainsi, à l'est du lac Dusay, les laves et les roches de la formation de Rivière Larch sont vraisemblablement dissimulées sous les filons-couches de gabbro. A cet endroit, nous avons observé une brèche tectonique très épaisse ainsi que des dépôts très friables de schistes graphitiques. La brèche très poreuse est constituée de fragments anguleux de sédiments, de 1 mm à 5 dm ou plus de diamètre. Quelques-uns des fragments ne sont que des masses de graphite tandis que d'autres sont des schistes argileux ou des schistes dolomitiques altérés sur leur périphérie. Le ciment est constitué de limonite et de minéraux argileux.

Près du lac Lachance, une brèche localisée dans les sédiments sous-jacents à un filon-couche de gabbro consiste en fragments anguleux de cornéennes enrobés d'une mince couche de microcline rose et cimentés entre eux par de la calcite et de la sphalérite. Il est bien possible qu'une faille de chevauchement sépare les épais filons-couches de gabbro des sédiments au nord-est de la baie aux Refuges. A maints endroits, on voit des sédiments très cisaillés et des roches dolomitiques transformées en talc et en schistes à séricite plissotés. Ceci expliquerait pourquoi les gabbros sont tellement près du socle à cet endroit.

Plis

La vallée des lacs Garigue et Merchère est logée sur la flexure d'un monoclinal et la partie horizontale du monoclinal représente une unité structurale bien distincte, alors que la partie fortement inclinée à l'est fait partie d'une autre unité.

Aux environs du lac Chioak, les roches sédimentaires sableuses comportent des plis ouverts et parallèles. Ces plis sont surtout symétriques et leur rayon de courbure varie entre 100 et 200 pieds. Les faciès pélitiques de la même formation sont plus fortement plissés et très souvent ils sont renversés vers l'ouest. La dolomie d'Abner n'est pratiquement pas déformée à l'ouest de la vallée. Cependant, à certains endroits, elle est plissée en forme de chevrons ou en plis parallèles coupés de failles radiales.

L'unité structurale de l'est se trouve plus fortement plissée. Les plis fermés et renversés vers l'ouest sont très caractéristiques dans toute cette partie de la région. Au sud de la baie Sèche, nous avons relevé une dizaine de plis fermés de la sorte; la trace des plans axiaux est orientée N30°W et les axes s'inclinent légèrement vers le sud. La majorité des plis sont dextres, ce qui indique une poussée horizontale nord-est.

Près de la baie aux Feuilles, d'épais filons-couches de gabbro forment des bassins immenses. L'un d'eux, situé à l'est de la baie des Arpenteurs, mesure deux milles de diamètre. Les pendages des sédiments sous-jacents sont concentriques vers l'intérieur et ne dépassent guère 20 à 25 degrés.

Près du lac Chaperon, il semble que la formation ferrière et les quartzites se soient formés dans une échancrure du soubassement et qu'ils aient été coincés ensuite à l'intérieur du socle pour former une cuvette allongée. Par symétrie, un anticlinal s'est formé au-dessus de l'éperon de gneiss granitique non loin du lac Monique.

Les deux systèmes d'axes de plis en direction N-S et E-W au nord du lac aux Feuilles appartiennent probablement à la même période de déformation et reflètent tout simplement la nature irrégulière du socle.

Diaclases

Le socle archéen est marqué de nombreuses séries de diaclases qui le recoupent en tous sens. Ces diaclases suivent souvent la gneissosité de la roche mais, en général, elles n'offrent aucun patron particulier. Leur distribution et leur orientation faites au hasard caractérisent bien les déformations nombreuses et variées que ces roches ont subies au cours des âges.

Ces systèmes de cassures se voient dans les sédiments de Chioak, à l'ouest du lac Chioak, où ils sont sans aucun doute les mieux développés et les plus faciles à étudier. Ce système est composé, dans des sédiments presque horizontaux, de trois séries de diaclases verticales qui sont soit d'extension, soit de compression, soit de cisaillement.

Les diaclases d'extension et de compression sont à angle droit, formant des blocs carrés énormes. Elles donnent parfois, une texture en treillis et débitent des blocs de six à douze pouces de largeur (Planche XVI B). Leurs surfaces sont unies même lorsqu'elles recoupent les conglomérats; dans ce dernier cas, les cailloux montrent une coupure très franche. Quelques-unes des surfaces des diaclases forment des murs très droits et dépourvus d'aspérités.

Quant aux diaclases de cisaillement, elles sont souvent distribuées en échelons (Planche XVII A) et leur surface est caractérisée par une texture plumeuse. Elles forment un angle de 30 à 50 degrés avec les deux autres séries de diaclases et sont parallèles aux deux failles jumelées que nous avons décrites plus haut. Les diaclases de compression sont N-S alors que les diaclases d'extension, remplies souvent de veines de quartz, sont E-W.

PLANCHE XVII



A.— Diaclases en échelon dans le grès de Chioak à l'ouest du lac Chioak.



B.— Kame dans le lac Merchère. Dolomie d'Abner à l'arrière.

Les filons-couches de gabbro au nord du lac aux Feuilles recèlent des diaclases rectangulaires très bien développées. Une série orientée N45°W forme des parois verticales et droites, tandis qu'une autre série, perpendiculaire à la première, forme des parois presque verticales mais incurvées vers le sud. Près du lac Laric, nous avons noté deux types de diaclases dans les filons-couches de gabbro et les coulées de laves: des diaclases rectangulaires et des diaclases prismées à 5 ou 6 côtés ou même davantage. Ces dernières sont vraisemblablement des fractures de refroidissement. Les grands axes des prismes sont perpendiculaires au mur des coulées. Quant aux diaclases rectangulaires, il est possible qu'elles soient d'origine mécanique.

Stratification, schistosité, clivage

Comme nous l'avons déjà mentionné, les formations sédimentaires sises le long du contact au sud du lac Bérard sont horizontales ou presque et leur pendage dépasse très rarement 20°.

Les pendages augmentent vers l'est et varient entre 40° et 85° E. Souvent, les lits sont déversés, comme c'est le cas au sud de la baie Sèche. Certains faciès de la formation de Chioak recèlent des lits entrecroisés et des lits granoclassés. Nous avons noté à un seul endroit, au nord du lac Bérard, dans le quartzite d'Alison, des lits entrecroisés normaux de deux à cinq pieds de longueur, sur plus de 20 pieds d'épaisseur.

Plusieurs lacunes et discordances séparent les formations les unes des autres et marquent des arrêts ou des changements brusques de sédimentation. Au sein d'une même formation, les faciès sont parfois séparés par de faibles discordances (diasthèmes).

Presque toutes les roches sédimentaires de la moitié est de la région sont caractérisées par une schistosité bien développée très souvent parallèle aux strates.

Au nord du lac aux Feuilles, nous avons distingué, en plus de la schistosité ou du clivage schisteux, un clivage de fracture qu'on rencontre le long des plans axiaux des plis miniatures dans la schistosité originelle et qui forme avec celle-ci un angle de près de 80°. Ces deux types de clivage sont fréquents dans les schistes talqueux sous-jacents aux épais filons-couches de gabbro.

A l'est du Bras du Milieu du lac Bérard, le clivage de fracture recoupe généralement les strates avec un angle variant entre 30° et 60°. A cet endroit, nous avons pu noter une réfraction du clivage entre les lits sableux et les lits argileux.

Le long de la rive est du lac Merchère, il y a des ardoises de bonne qualité formant des plaques homogènes et unies de plus de 3 pieds de diamètre et débitables en plaques de quelques millimètres d'épaisseur. L'homogénéité de ces ardoises provient du fait que le clivage ardoisier est parallèle aux lits.

Fausses rides, boudinage, plis ptygmiques

Près du lac Quatre-Ours, nous avons observé, sur des bancs argileux, des empreintes ressemblant étrangement à des "ripple marks". Il s'agit ici d'empreintes de glissement imprimées sur un banc de grès descendant sur un banc argileux et plastique.

Les cornéennes en contact avec les filons-couches de gabbro recèlent de beaux exemples de boudinage. Des lits de chert massif ont été étirés et aplatis au milieu d'une roche très plastique: il en est résulté des plaques entièrement isolées et des nodules parfois reliés à la roche mère par un menu cordon.

La dolomie d'Abner recèle parfois des plis ptygmiques véritables qui ont pris naissance à la faveur de failles multiples recoupant les veines de quartz. Nous croyons que parfois, la dolomie s'est comportée comme une substance plastique, ainsi que le prouvent les plis en éventail et les plis ptygmiques.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

Fer

En 1950, la compagnie Fenimore Iron Mines Ltd. (maintenant Consolidated Fenimore Iron Mines Ltd) entreprit un vaste programme de jalonnage de claims le long du contact ouest du géosynclinal du Labrador. La compagnie acquit ainsi les droits miniers de la zone allant de la rivière Larch jusqu'au nord de la baie aux Feuilles. Pendant sept ans, la compagnie fit exécuter quantité de travaux géologiques. Des zones particulièrement intéressantes ont été soumises à des échantillonnages systématiques, soit par forage, soit par excavation de tranchées.

Les géologues de la compagnie ont également noté plusieurs zones de sulfures dans les filons-couches de gabbro.

La formation (ferrifère) de Fenimore suit d'une façon presque continue la ligne de contact avec le soubassement. Cependant, il n'y a que quelques zones susceptibles d'exploitation dans les conditions actuelles le long de cette zone de près de 70 milles de longueur.

Deux gisements retiennent surtout l'attention: l'un à l'ouest du lac Chioak, l'autre au nord du lac Bérard. Il y a plusieurs autres gisements de moindre importance, particulièrement au sud-ouest de la baie Rouge et le long de la rivière Bérard. Nous ne décrivons que les deux premiers dans ce rapport.

Les roches ferrifères s'étendent sur une distance de huit milles à l'ouest du lac Chioak. Leur largeur d'affleurement varie de 300 à 1,800 pieds. Le pendage est très faible, de l'ordre de 5° à 10° à l'est. Le front ouest des affleurements forme une falaise abrupte. Les réserves de minerai titrant de 28 à 30 pour cent de fer sont évaluées à environ 100 millions de tonnes.

Le gisement au nord du lac Bérard est formé de deux bandes; celle de l'est se présente sur près de 7,000 pieds de longueur. Elle est constituée principalement de quartzite à magnétite et hématite d'une épaisseur variant de 45 à 65 pieds. Le pendage de cette bande est de 30° à 60° vers l'est. Les réserves de minerai ont été évaluées à plus de 26 millions de tonnes titrant environ 30 pour cent de fer.

La bande ouest constitue le plus intéressant gisement de minerai de fer de la région. Il affleure sur une distance de plus de trois milles. Le pendage est de 5° à 10° vers l'est. La surface supérieure des roches ferrifères affleure presque partout sur une largeur variant de 200 à 2,300 pieds. L'épaisseur moyenne de la formation ferrifère est de 60 pieds, mais on devra se débarrasser de la partie supérieure constituée d'au moins dix pieds de silice tachetée, avant d'entreprendre l'exploitation du gisement. Les réserves de minerai de cette bande se situent à environ 100 millions de tonnes titrant environ 33 pour cent de fer.

Métaux industriels et précieux

Il y a deux types de gîtes de métaux industriels et précieux. Un premier type se rencontre dans les sédiments, sous forme de veines qui recoupent les bancs.

A trois endroits, dans la dolomie d'Abner, nous avons rencontré des veines de pyrite massive dans des zones de cisaillement, mais elles étaient toutes stériles et ne contenaient aucun métal ni industriel ni précieux.

Nous avons aussi noté quelques veines de quartz et calcite contenant des sulfures. Ces veines recoupent les ardoises de la formation de Chioak, à l'est du lac Bérard. Plusieurs échantillons choisis (7 livres) ont été analysés aux laboratoires du ministère des Mines et ont donné les résultats suivants:

Plomb	5.92%
Zinc	2.04%
Cuivre	0.03%
Or	\$0.29 la tonne
Argent	\$1.19 la tonne

(L'or est calculé à \$35.00 l'once et l'argent \$0.90 l'once).

Ces veines lenticulaires ont une épaisseur qui va d'un à dix pouces au maximum. Quoique parallèles entre elles, leurs distances réciproques varient beaucoup. A la surface, les veines semblent stériles car les minéraux de plomb, de cuivre, d'argent et de zinc sont facilement dissous par les eaux de surface. Les principaux minéraux primaires sont la blende, la galène, l'argentite et la chalcopryrite. La gangue est constituée de quartz, calcite, chlorite et microcline. Une étude systématique des veines qui recoupent les ardoises pourrait être intéressante, surtout si l'on pouvait trouver des concentrations argentifères.

Le second type de gisement des métaux industriels et précieux se rencontre dans les zones de cisaillement des gabbros et des laves, non loin des contacts entre les filons-couches ou entre les coulées et les sédiments.

L'analyse de quelques échantillons prélevés au hasard indique la présence de cuivre, zinc, nickel et or. Nous avons noté une roche particulièrement intéressante constituée de petites esquilles de roches très anguleuses, entourées de microcline secondaire et cimentées entre elles par de la calcite et de la sphalérite. En surface polie, cette roche ressemble à un "terrazo". L'analyse indique une teneur de 0.5% de cuivre, 0.05% de plomb et 12.83% de zinc. Cette brèche, située à l'est du lac Lachance, a une épaisseur très variable. Le ciment a une composition variable et les minéraux métallifères ne sont pas omniprésents; le microcline est souvent le seul ciment présent.

Presque tous les filons-couches de gabbro s'accompagnent de zones de cisaillement et de brèches à leur base. A plusieurs endroits, ces zones sont enrichies de pyrite, de pyrrhotine et d'un peu de chalcopryrite.

En guise de conclusion, nous dirons que toutes les venues de métaux industriels et précieux sont d'origine hydrothermale. Quelques-unes proviennent du remplacement des parois triturées des failles, tandis que d'autres ont pris naissance à la suite du remplissage des cavités produites par les brèches de failles. Dans presque tous les cas étudiés, nous avons trouvé du quartz, de la calcite et un feldspath potassique rose.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDROV, Eugene A., 1955, Contribution to the studies of origin of Precambrian banded iron ores: Econ. Geol., v. 50, No 5, p. 459-468.
- AUBERT DE LA RŰE, E., 1948, Geological Survey through Ungava Peninsula: Jour. Arctic Inst., North Amer., V. 1, No 2, p. 135-136.
- AUGER, P.-E., 1951, Fenimore Iron Mines Geological Report: (Non publié).
- AUGER, P.-E., 1954, The stratigraphy and structure of the northern Labrador Trough, Ungava, New Quebec: Can. Mining and Metallurgical Bull., v. 47, No 508, p. 529-532.
- AUGER, P.-E., 1954, Geol. Report, Consolidated Fenimore Iron Mines Ltd. (Non publié).
- AVISON, T., 1953, Cartes inédites. Fenimore Iron Mines Ltd.
- BELAND, René, 1950, Le synclinal du lac Wakeham et la Fosse du Labrador: Naturaliste Canadien, v. 77, p. 291-304.
- BELAND, René et AUGER, P.-E., 1958, Structural features of the northern part of the Labrador Trough: Trans. Soc. Royale Canada, 3e série, v. LII, Section IV, p. 5-15.
- BERARD, Jean, 1957, Rapp. prélim. sur la région du lac Bones, Nouveau Québec: min. Mines Qué. R. P. No 342.
- BERARD, Jean, 1958, Rapp. prélim. sur la région du lac Finger, Nouveau Québec: min. Mines Qué. R.P. No 360.
- BERARD, Jean, 1959, Rapp. prélim. sur la région du lac aux Feuilles, Nouveau Québec: min. Mines Qué. R.P. No 384.
- BERARD, Jean, 1959, Géologie sur la région du lac aux Feuilles, Nouveau Québec. Thèse de doctorat, université Laval.
- BERGERON, Robert, 1951, Geology of the Forbes Lake Area, Ungava: Columbia Univ. M.A. Thesis. (Non publiée).
- BERGERON, Robert, 1954a, A study of the Quebec-Labrador iron belt between Derry lake and Larch river: Thèse D.Sc. Univ. Laval.
- BERGERON, Robert, 1954b, Rapp. prélim. sur la région du lac G rido Nouveau Québec: min. Mines Qué. R.P. No 291.

- BERGERON, Robert, 1956, Rapp. prélim. sur la région du lac Harveng, moitié ouest, Nouveau Québec : min. Mines Qué. R.P. No 320
- BERGERON, Robert, 1957a, Région de Brochant-De Bonnard, Nouveau Québec: min. Mines Qué. R.P. No 348
- BERGERON, Robert, 1957b, Proterozoic rocks of the northern part of the Labrador Geosyncline, the Cape Smith Belt, and the Richmond Gulf area: in "The Proterozoic in Canada", The Roy. Soc. of Canada, Spec. Publ. No 2.
- BOULADON, J., JOURASKY, G., and COLSON, C., 1955, Les gisements de manganèse volcanogènes de Tiouine: Serv. Géol. du Maroc, Rabat. 180 p.
- BRINDLEY, G.W., YOWELL, R.F., 1953, Ferrous chamosite and ferric chamosite: Min. Mag., v. 30, p. 57-70.
- CAREY, S. Warren, 1953, The rheid concept in geotectonics: Jour. of the Geol. Soc. of Australia, v. 1.
- CASTANO, J.R., GARRELS, R.M., 1950, Experiments of the deposition of iron with special reference to the Clinton iron ore deposits: Econ. Geol., v. 45, p. 755-770
- CHRISTIE, A.M., ROSCOE, SM. and FAHRIG, W.F., 1953, Central Labrador Coast, Newfoundland: Comm. Geol. Canada, Paper 53-14.
- COLEMAN, A.P., 1931, Northeastern part of Labrador and New Quebec: Soc. Geol. Canada, Mem. 124.
- CORBEL J., 1954, Les sols polygonaux; observations, expériences, génèse: Rev. Géomorphologique Dynamique, v. 5, p. 49.
- CORRENS, C.W., 1949 Einführung in die mineralogie: Springer-Verlag, Berlin, 414 p.
- DE LA BECHE, H.T., 1851, Geological Observer: London.
- DELTOMBE, E., POURBAIX, M., 1954, Comportement électrochimique du fer en solution carbonique: Centre Belge d'étude de la Corrosion, Rap. Tech. No 8.
- DE ROMER, Henry S., 1956, The geology of the eastern border of the Labrador Trough, east of Thevenet lake, New Quebec: M. Sc. Thesis, McGill University.
- DEVERIN, L., 1945, Etude pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses: Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotech. ser. Lf. 13 bd. 2, 115 p.

- DUNBAR, Carl O., RODGERS, John, 1957, Principles of Stratigraphy:
John Wiley and Sons, Inc.
- DUNBAR, M.J., HILDEBRAND, H.H., 1952, Contribution to the study of the
fishes of Ungava bay: Can. Fisheries Research
Board, Journal v. IX, Aug. 1952, p. 65-82.
- DUNN, J.A., 1941, The origin of banded hematite ores in India: Econ.
Geol., v. 36, p. 355-370; v. 37, p. 426-430.
- FAESSLER, Carl, 1950, The Labrador peninsula: Can. Mining Jour., v. 71,
No 6, p. 47-50.
- FAHRIG, W.F., 1951, Griffis Lake, Quebec: Comm, Geol., Canada,
Paper 51-23.
- FAHRIG, W.F., 1955, Lac Hérodier, New Québec: Comm. Géol., Canada,
Paper 55-1.
- FAHRIG, W.F., 1957, Geology of certain Proterozoic rocks in Quebec and
Labrador: in "The Proterozoic in Canada", Soc.
Roy., Canada, Special Publication No. 2.
- FLINT, R.F., 1955, Pleistocene geology of eastern South Dakota:
U.S. Geol. Surv., p. 262.
- FLINT, R.F., 1957, Glacial and Pleistocene geology: John Wiley and
Sons, Inc., New York.
- FRAREY, M.J., 1952, Wilbob Lake, Quebec and Newfoundland: Comm. Géol.,
Canada, Paper 52-16.
- FULLER, R.E., 1931, The aqueous chilling of basaltic lava on the
Columbia River Plateau: Am. Jour. Sci., v. 21,
p. 281-300.
- FYFE, W.S., TURNER, F.J., and VERHOOGEN, J., 1958, Metamorphic
reactions and metamorphic facies: Geol. Sci.
Amer., Mem. 73, 259 p.
- GASTIL, Gordon, 1958, The later Precambrian orogenic belt of the
eastern Canadian shield.
- GELINAS, Léopold, 1957, Rapport préliminaire sur la région du lac
Thévenet, moitié est: min., Mines Qué.,
R.P. No 363.
- GELINAS, Léopold, 1958, Rapport préliminaire sur la région du lac
Gabriel (ouest): min. Mines Qué., R.P. No 373.
- GILL, J.E., BENNERMAN, H.M., and TOLMAN, C., 1937, Wapussakatoo
Mountains, Labrador: Bull. Geol. Soc. Amer.,
v. 48, p. 567-586.

- Gill, J.E., 1952, Mountain building in the Precambrian Shield: Rept. XIII th, Int. Geol. Congress, Gt. Britain.
- GLAESNER, M.F., TEICHERT, Curt, 1947, Geosynclines: a fundamental concept in geology: Am. Jour. Sci., v. 245, p. 465-482, 571-591.
- GOGUEL, Jean, 1945, Sur l'origine mécanique de la schistosité: Bull. Soc. Geol. France, Tome 15, p. 509-522.
- GOGUEL, Jean, 1948, Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre: 2e éd., Mém. Carte Géol. France.
- GOGUEL, Jean, 1952, Traité de tectonique: Masson et Cie, Paris.
- GOLD, D.P., 1962, Rapport préliminaire sur la région de la baie Hopes Advance, Nouveau Québec: min. des Mines, Québec, No 442.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (Edité par Muir), 1954, Geochemistry: Oxford, at the Clarendon Press, 730 p.
- GRUNER, J.W., 1946, The mineralogy and geology of the taconites and iron ores of the Mesabi Range, Minnesota: Iron Range Resources and Rehabilitation, St. Paul, Minn., U.S.A., 127 p.
- GRUNER, J.W., 1922, The origin of sedimentary iron formation: The Biwabik formation of the Mesabi Range: Econ. Geol., v. 17, p. 408-460.
- HARRIS, S.E., 1943, Friction cracks and the direction of glacial movement: Jour. Geol., v. 51, p. 244-258.
- HARRISON, J.M., 1952, The Quebec-Labrador iron belt, Quebec and Newfoundland: Geol. Surv., Canada, Paper 52-20.
- HAUG, Emile, 1900, Les géosynclinaux et les aires continentales: Soc. Géol. France, Bull., v. 28, p. 617-711.
- HAYES, A.O., 1915, Wabana iron ore of Newfoundland: Com. Géol. Can., Mém. No 78.
- HENBEST, L.G., 1931, The use of selective stains in paleontology: Jour. Paleontology, v. 5, p. 355-364.
- HOPKINS, David M., KARLSTROM, THOR N.V., et al., 1955, Permafrost and ground water in Alaska: U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 264-F, p. 113-144.
- HOUGH, J.L., 1958, Fresh-water environment of deposition of Precambrian banded iron formation: Jour. Sed. Petrology, v. 28, p. 414-430.
- HUBER, N.K., GARRELS, R.M., 1953, Relation of pH and oxidation potential sedimentary iron mineral formation: Econ. Geol., v. 48, p. 336-357.

- HUBER, N.K., 1958, The environmental control of sedimentary iron minerals: Econ. Geol., v. 53, p. 123-140.
- HUBER, N.K., 1959, Some aspect of the origin of the Ironwood Iron formation of Michigan and Wisconsin: Econ. Geol., v. 54, p. 82-118.
- JAMES, W., 1954, A petrographic study of the Wishart quartzite in the Purdy Lake area: M.A. Thesis, Univ. Toronto.
- JAMES, H.L., 1954, Sedimentary facies of iron formation: Econ. Geol., v. 49, p. 235-293.
- JOLIFFE, Fred, 1935, A study of greenalite: Am. Mineral., v. 20, p. 405-425.
- JUNG, Jean., 1958, Précis de pétrographie: Masson et Co., Paris, 314 p.
- KAY, Marshall, 1947, Geosynclinal nomenclature and the craton: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 31, p. 1289-1293.
- KAY, Marshall, 1951, North American Geosynclines: Geol. Soc. American Mém. 48.
- KENNEDY, W.Q., 1933, Trends of differentiation in basaltic magmas: Am. Jour. Sci., 5th ser., v. 25, p. 239-256.
- KENNEDY, George C., 1955, Some aspects of the role of water in rock melts: Geol. Soc. America, Spec. Paper 62, p. 489-504.
- KIRKLAND, R.W., 1950, A study of part of the Kaniapiskau system northwest of Attikamagen lake: Ph.D. Thesis, McGill Univ. (Non publiée).
- KRAUSKOPF, K.B., 1956, Dissolution and precipitation of silica at low temperatures: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 10, p. 1-26.
- KRUMBEIN, W.C., Garrels, R.M., 1952, Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials: Jour. Geol., v. 60, No 1, p. 1-33.
- KRYNINE, P.D., 1935, Arkose deposits in the humid tropics. A study of sedimentation in southern Mexico: Am. Jour. Sci., v. 29, p. 353-363.
- KRYNINE, P.D., 1941, Differentiation of sediments during the life history of a landmass (abstracts): Geol. Soc. Am. Bull., v. 52, p. 915.
- KUJENEN, Ph.H., 1959, Experimental abrasion—3. Fluvial action and sand: Am. Jour. Sci., v. 257, p. 172-190.
- LEITH, C.K., 1903, The Mesabi iron-bearing district of Minnesota: U.S. Geol. Surv., Monograph 43.
- LOVERING, T.S., 1935, Theory of heat conduction applied to geological problems: Bull. Geol. Soc. Amer., v. 46, p. 69-94.
- LOW, A.P., 1895, Report on exploration in the Labrador peninsula along the Eastmain, Koksoak, Hamilton, Manicouagan and portions of other rivers: Geol. Surv., Canada, Ann. Report, new series, v. VIII.

- MASON, Brian, 1949, Oxidation and reduction in geochemistry: Jour. Geol., v. 57, p. 62-72.
- MAYNE, K.I., 1956, Terrestrial helium; *Geochimica. et cosmochim. acta*, v. 9, p. 174-182.
- MOORE, E.S., MAYNARD, J.F., 1929, Solution, Transportation and precipitation of iron and silica: *Econ. Geol.*, v. 24, p. 272-303, 365-402, 506-527.
- McGREGOR, A.M., 1927, The problem of Pre-Cambrian atmosphere: *South African Jour. Sci.* v. 24.
- OFTEDAHL, C., 1958, A theory of exhalitive-sedimentary ores: *Geologiska. Foreningens I Stockholm Forhandlingar*, Bd. 80, H. 1, p. 1-19.
- OSBORNE, F.F., 1931, A possibly biogenic structure in Grenville limestone in Hasting county, Ontario: *Can. Jour. Research*, v. 4, No. 6, p. 570-573.
- OWENS, O.E., 1952, Geological report; Fenimore Iron Mines Ltd., (Rapport privé).
- OWENS, O.E., 1955, The geology of part of the Labrador Trough, south of Leaf bay, New Quebec: Ph.D. Thesis, McGill Univ. (Non publié.)
- PERRAULT, G., 1955, Geology of the western margin of the Labrador Trough: Ph.D. Thesis, Univ. Toronto.
- PETTIJOHN, F.J., 1957, *Sedimentary Rocks*, 2nd.ed., Harper and Brothers, N.Y.
- POLDERVAART, A., 1953, Metamorphism of basaltic rocks: A review : *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 64, p. 259-274.
- POTZGER, John E., COURTEMANCHE, Albert, 1955, Permafrost and some characteristics of bogs and vegetation of Northern Quebec: *Rev. can. de Géographie*, v. 9 (2-3),
- POURBAIX, M.J.N., 1949, *Thermodynamics of dilute aqueous solutions*: Edward Arnold and Arnold and Co., London, 136 p.
- RANKAMA, K., 1948, New evidence of the origin of Precambrian carbon: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 59, p. 389-416.
- RANKAMA, K., 1955, Geologic evidence of chemical composition of the Precambrian atmosphere: *Geol. Soc. Am.*, Special Paper 62, p. 651-664.
- RETTY, J.A., 1945, Surface work indicates possibility of a major iron ore field in Labrador: *Can. Inst. Mining and Met.*, v. 26, p. 255-256.
- RODGERS, John, 1940, Distinction between calcite and dolomite on polished surfaces: *Am. Jour. Sci.*, v. 238, p. 788-798.
- ROSCOE, S.M., (1956, 1957), Cambrian Lake, New Quebec: *Soc. Geol.*, Canada, Paper 55-42 et 57-6.

- ROSENBLUM, S., 1956, Improved techniques for staining potash feldspars: Am. Mineral., v. 41, p. 662-664.
- RUBEY, W.W., 1951, The geologic history of sea water: Geol. Soc. Am. Bull., v. 62, p. 1111-1147.
- RUBEY, W.W., 1955, Development of the hydrosphere and atmosphere with special reference to probable composition of the early atmosphere: Geol. Soc. Am., Special Paper 62, p. 631-650.
- SAKAMOTO, Takao, 1950, The origin of the Precambrian banded iron ores: Am. Jour. Sci., v. 248, p. 449-474.
- SAULL, Vincent, 1955, Chemical energy and metamorphism: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 8, p. 86-106.
- SAUVE, P., BERGERON, R., 1963, Rapport géologique de la région de Gerido-Thévenet, ministère des Richesses naturelles, Québec. R.G. No 104.
- SAUVE, Pierre, 1956, Rapport préliminaire sur la région du lac Léopard moitié est: min. Mines Qué., R.P. No 325.
- SAUVE, Pierre, 1957, The geology of the east half of the Gerido Lake area, New Quebec: Ph.D. Thesis, The John Hopkins University.
- SAUVE, Pierre, 1957-1958, Rapports préliminaires sur la région du lac de Freneuse, moitié ouest (1957) et moitié est (1958): min. Mines Qué., R.P. Nos 332 et 358.
- SAUVE, Pierre, 1958, The geology of the eastern border of the Labrador Trough near Fort Chimo, Northern Quebec: Can. Min. Jour., v. 79, p. 123-124.
- SAUVE, Pierre, 1959, Rapport préliminaire sur la région de la baie aux Feuilles, Nouveau Québec: min. Mines Qué., R.P. No 399.
- SHANNON, Earl V., 1919, On coarse gabbroic diabase in Westfield, Mass.: Jour. Geol. XXVII, p. 579-581.
- SHEPHERD, Norman, 1957, The mineralogy of a metamorphosed iron formation from Payne Bay, Ungava: M.A. Thesis, Univ. Toronto.
- SIEVER, R., 1957, The silica budget in the sedimentary cycle: Am. Mineral., v. 42, p. 821-841.
- SUTTON, J., WATSON, J., 1951, Varying trends in the metamorphism of dolerite: Geol. Mag., v. 88, p. 25-35.
- TANTON, T.L., 1950, The origin of iron range rocks: Trans. Roy. Soc., Canada, v. 54, section IV, p. 1-19.
- TANTON, T.L., 1951, Origin of iron rocks: Can. Min. Jour., v. 71, No 8, p. 43.
- TARR, W.A., 1926, The origin of chert and flint: Missouri Univ. Studies, v. 1, No 2.
- TAYLOR, J.H., 1949, Petrology of the Northampton ironstone formation; Mem. Geol. Soc., Grande-Bretagne.

- Tectonic map of Canada, 1950, Comm. Géol., Canada.
- TURNER, F.J., 1948, Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks: Geol. Soc. Am., Mem. 30.
- TURNER, F.J., VERHOOGEN, Jean, 1951, Igneous and metamorphic petrology: McGraw-Hill Book Co., N.Y.
- TYLER, S.A., 1949, Development of lake Superior iron ores from metamorphosed iron formation: Geol. Soc. Amer. Bull. 60, p. 1101-1124.
- UREY, H.C., 1952, On the early chemical history of the earth and the origin of life: Nat. Acad. Sci., Proc., v. 38, p. 351-363.
- VAN HISE, G.R., LEITH, C.K., 1911, The geology of the lake Superior region: U.S. Geol. Surv., Mon. 52.
- VAN TUYL, F.M., 1916, The origin of dolomite: Iowa Geol. Surv., v. 25, p. 251-421. Summarized in Am. Jour. Sci. 42, p. 249-260.
- VAN TUYL, F.M., 1918, The origin of chert: Am. Jour. Sci., 4th series, v. 45, p. 449-455.
- WALKER, F., 1953, The pegmatitic differentiates of basic sheets: Am. Jour. Sci., v. 251, p. 41-60.
- WASHBURN, A.L., 1950, Patterned ground: Rev. Canadienne de Géographie, v. 4, p. 1-55.
- WASHBURN, A.L., 1956, Classification of patterned ground and review of suggested origins: Geol. Soc. Am. Bull., v. 67, p. 823-866.
- WILLIAMS, Howel, TURNER, F.J., and GILBERT, C.M., 1954, Petrography: W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- WILSON, Alice E., 1957, Life in the Proterozoic: in The Proterozoic in Canada, Soc. Royale du Canada, Spec. Publication No. 2.
- WINCHELL, A.N., WINCHELL, H., 1951, Elements of optical mineralogy, Pts 2-3: John Wiley and Sons, New York.
- YODER, H.S., EUGSTER, H.P., 1954b, Synthesis and natural muscovite: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 8, p. 225-280.
- ZOBELL, C.E., 1946, Studies on redox potential of marine sediments: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., v. 30, p. 477-513.

INDEX ALPHABETIQUE

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Actinote ...	15,16,89,91,96-98,106	Bergeron, Robert ...	34,61,90,94
.....	112,121,122,124-128		154,155, 160
Albite	42,43,74,97,102,105	Biotite .15-21,27-29,42,48,49,52,64	
107,109,111-113,121,122,125,126,128		..72,74,82,101-103,105-107,111,113	
Alexandrov, Eugène A.	59,60,62,154		114,116,126,128
Allanite	105,113,114	Bisson, Adrien	4
Almandin	126	Blende	152
Amphibole ..	22,27,30,44,48,49,127	Bouladon, J.	57,155
Amphibolites .	16,19,20,121,125,126	Brindley, G.W.	155
Andésine	126	Bronzite	22
Anorthite	105,122		
Anorthosite	121,122,126	Calcaire	92,100,109,113
Anthraxolite	63,64,66	Calcite 17,19-21,50,52,53,68,71,72	
Anticlinal	147		85,89,92-94,97,98,102,106-109
Antigorite	22	... 111-114,117,121,122,124,125,128	
Apastolites	38		129,146,152,153
Apatite ..	16-19,21,28,38,45,64,72	Calcium	54
85,92,93,98,102,106-108,113,122,125		Carbonates 34,35,38,39,41-43,45,47-	
Aplite	19,20,22	49,52-55,60,62,64,74,77,93,94,100	
Ardoise .	27,67,68,90-94,98,100,107		101,107,109,111,112,114,116
.....	108,138,150,152	Carey, S. Warren	155
Arénites	109,111,116,126	Castañó, J.R.	68,155
Argent	152	Chalcopryrite .	98,125,129,152,153
Argentite	152	Chamosite .	27,29,30,32,34,36,38,39
Argile	7,19,21,23,25,27-29,31		44,54,63,64
.. 34-36,41,51,60,63,64,66-69,71-74		Chert ..	28,29,31,32,36,38,43,45,47-
... 77-79,82,83,89-91,93,94,100,133		57,64,67-69,71-75,77-79,85,87-89,92	
.....	142,145,150		94,108,114,140,150
Argilite	90	Chlorite.12,16-21,27-29,31,32,35,36	
Arkose	64,67,68,69,72,73,77	39,42,45,47,48,52,54,55,62-64,66,67	
.....	81,82,144	.. 69,71-75,77,79,82-84,91-93,96-98	
Aubert de la Rue, E.	154	100-103,105-108,112,113,116,117,122	
Auger, P.-E.	23,154		124,126,128,144,152
Augite	98,124	Chloritoschistes	100,101
Avison, T.	154	Christie, A.M.	155
		Chrome, oxydes de	84
Bannerman, H.M.	156	Ciment ..50,51,64,66-69,71,72,75,77	
Basaltes	97		78,145,153
Bastite	22	Clarke, Peter J.	4
Beall, George	4	Clinozoisite 97,114,122,124,125,128	
Béland, René	154	Coleman, A.P.	155
Bérard, J. (ouvr. cité	154	Colson, C.	57,155

<u>Page</u>	<u>Page</u>
Commission de Géographie	Eugster, H.P. 161
du Québec 4	Faessler, Carl 156
Commission géologique du Canada .. 3	Fahrig, W.F. 90,155,156
Conglomérats ...9,24,33,66-69,71-73	Faillies 2,4,12,19,20,24,44,68,79
..... 77-79,81,82,140,142,144,147	 81,87,90,91,94,96,116,129
Consolidated Fenimore Iron	 140,142-147,150,153
Mines Ltd. 3,4,150	Feldspaths ... 17,20,48,72-75,100,102
Corbel, J. 155	 105-109,120,153
Cordiérite 102	Fenimore Iron Mines Ltd. .. 2,3,7,36
Correns, C.W. 58,155	 63,150,151
Courtemanche, Albert 139,159	Fer 3,12,18,19,22,29,33-36,39,41
Coussins (laves) 92,96-98	42,44,48,49,51,53,54,56,59-62,66,69
Cristallophylliennes, roches	71,73,75,77,79,84,85,87,92,100,105
..... 12,23,83,91,99-101,116-118	 106,113,114,122,126,140
Cuivre 152,153	 144,145,147,150,151
Cumingtonite 30,47,49,56,62	Ferrodolomies .. 33,49,50,52,53,54,59
De la Bèche, H.T. 61,155	 71,74,75,77,81,85,94,114
Deltombe, E. 58,155	Ferromagnésiens, minéraux ... 16,19,22
De Romer, Henry S. 155	 28,74,75,97,98,120,122,125,126
Desroches, Clément 4	Flint, R.F. 131,134,156
Deverin, L. 29,30,35,38,155	Frarey, M.J. 156
Diasthème ... 51,64,73,78,85,88,149	Fuchsite 89
Diopside 112	Fuller, R.E. 156
Diorite 15,17,73,121	Fyfe, W.S. 156
Dolomie . 9,12,23-25,66-69,78,81,83-	Gabbros .. 2,9,12,23,44,67,83,90,99-
.... 85,87-93,100,101,109,111,112	 101,105,106,111-113,116,118-122
.... 113,116-118,128,140,143,144	 124-129,133,135,145,146,149-153
..... 145,146,150,152	Gagnon, Antoine 4
Dolomite . 14,22,84,85,87-89,92,94	Galène 152
..... 106,107,109,111-113,117	Garrels, R.M. 58,59,155,157
Dunbar, Carl O. 156	Gastil, Gordon 156
Dunbar, M.J. 8,156	Gélinas, Léopold 156
Dunn, J.A. 156	Géosynclinal ... 24,32,60,101,118,119
Dykes 21,22,119,120,121	 140,143,144,150
Elliott, David 4	Gilbert, C.M. 161
Enclaves .14,16,17,19,20,22,120,128	Gill, J.E. 156,157
Epidiorites 121,122,124	Glaces 10,11,16,129,131
Epidote .. 17-20,64,72,74,92,93,98	 133-135,137-140
..... 102,105,108,113,114,121	Glaesner, M.F. 157
..... 122,124,125,126	Glaucomie 124
Erratiques, blocs 133	Gneiss 12, 14-23,25,28,31,68,69
Esker 137	 72,101,147

<u>Page</u>	<u>Page</u>
Goethite .. 45,49,51,53,71,74,77,79	James, W. 32,58,158
Goguel, Jean 157	Jaspe 55,69,77,140
Gold, D.P. 157	Jaspilites 34,41,55,57,60
Goldschmidt, V. M. 157	Joliffe, Fred 158
Granite .. 12,14,18,21,22,25,28,31	Journal, G. 57,155
..... 33,66,68,69,71,72,73	Jung, Jean 99,158
..... 139,140,142,144,147	
Granodiorite .. 15-20,22,31,71,75	Kames 135,137,138
..... 82,142,143	Kaolin,..... 92,93
Granophyre 121	Karlstrom, Thor N.V. 157
Graphite .. 34,36,56,63,64,73,74,75	Kay, Marshall 158
..... 79,84,90,92,93,102,116,145	Kennedy, George C. 158
Gravier 138	Kennedy, W.O. 158
Greenalite 41,44,45,52,54,62	Kirkland, R.W. 158
Grenat 35,74,106,121,125,126	Krauskopf, K.B. 59,158
Grès ... 32,63,64,66-69,71-75,77-79	Krumbein, W.C. 58,158
..... 81,82,84,85,91-93,99-102	Krynine, P.D. 32,158
..... 107,108,115,129,131,144,150	Kuenen, Ph. H. 32,158
Gruner, J.W. 58,61,157	
Grunérite 30,53,55	Lalonde, Denis 4
Grunérite - cummingtonite .. 27,52	Laves 2,12,90,92,94,96-99,129
..... 54,106	 133,142,143,145,149,152
	Leblanc, Achille 4
Harris, S.E. 131,134,157	Leith, C.-K. 44,57,158,161
Harrisson, J.M. 157	Leucoxène 19,74,98,122,125,128
Hashimoto, Tsutomu 4	Limonite 19,40,41,51,52,56,64,90
Hang, Emile 60,157	 108,112,140,145
Hayes, A.O. 30,157	Lovering, T.S. 158
Hématite . 22,29,34,38,40-45,47-49	Low, A.P. 3,158
..... 51-55,57,58,60,62,69,71-	
..... 73,77,84,151	Magnesium 54
Henbest, L.G. 53,157	Magnétite ... 19,22,27-31,34-36,38-45
Hildebrand, H.H. 8,156	... 47-56,60,62,64,74,77,79,84,87,98
Holocristallines, roches 120	 102,108,112,126,151
Hopkins, David M. 157	Manganèse 36,52,54,84
Hornblende 15-21,121,125-128	Mason, Brian 58,159
Hough, J.L. 58,62,157	Maynard, J. F. 57,159
Huber, N.K. 58,59,157,158	Mayne, K. I. 159
	McGregor, A. M. 159
Illite 79,82,92,93	Mésas 1,9,83
Ilménite 125	Métadiabase 22,121
Iron Ore Co. of Canada 25	Métadolomies 67,100,109,111-118
	Métagabbros 121,122,126
Jakob, J. (Prof) 29,30	Métamorphiques, roches ... 23,91,107
James, H.L. 32,58,158	Métasédimentaires, roches .. 2,99,100

<u>Page</u>	<u>Page</u>
Métaquartzite 106	Perrault, G. 61,159
Météorologique canadien, service . 5	Perthite 72-75
Mica 82,100-103,105,107,114	Pettijohn, F.J. 35,38,53,159
Microcline .16-22,28,29,31,32,48,57	Phlogopite 107,109,111
.... 64,66,71-75,77,79,85,87,92,93	Phyllades 91,100,101,117
..... 102,105,107,108,112-114	Plagioclase 15-22,28,31,32,48,64
..... 122,124,129,146,152,153	 72-75,77,92,93,96,97
Microfailles 19,87,88	 107,108,121-127
Microgrès ..60,63,64,66,68,69,74,78	Plis 2,12,44,66,79,87,89,90,91
..... 87,89,90,91,93,98,142	 96,115,116,117,146,147,149,150
Microperthite 108	Plomb 152,153
Migmatites 14	Poldervaart, A. 159
Mines et Relevés techniques,	Porphyre, roches porphyroïdes
(Ottawa) 3	 16,19,20,97,120,127
Mines, Québec, Ministère	Potzger, John E. 139,159
(Laboratoires) 30,92,96,152	Pourbaix, M. 58,155,159
Minésotafite .. 27,28,30,38,40,41,42	Pyrite 16,17,19,36,41,47,58,62,63
..... 44,45,47,50-56,62	.. 64,72,74,75,79,87,92,94,97,98,102
Moore, E.S. 57,159	106,107,108,112,125,126,129,152,153
Moraines 133,135	Pyroclastiques, roches ... 12,96,98
Muscovite 17,19,20,21,28,38,40,48	Pyroxènes 22,98,114,121,122,124
.... 49,89,103,107,109,111,113,114	Pyrrhotine 98,125,129,153
Mylonites 143	
Myrmékite 18	Quartzite 12,14,23-25,27-36,41,47
Nickel 153	49,52,56,60,64,68,69,71,100,106,107
	111,121,122,140,144,145,147,149,151
Oftedahl, C. 57,159	Rankama, K. 159
Oligoclase 18,126	Régolithe 140,142
Olivine 22,126,127	Retty, J.A. 159
Olithes 35,38,42,47,51,55,57	Rhodocrosite 53
Or 152,153	Rhomboèdres 106
Orthoquartzite 108	Riebeckite 30,44,48
Osborne, Dr. F.F. 4,159	Ripple marks 28,150
Ouralites 121,122	Rodgers, John 53,156,159
Ovulites .. 27,32,35,38-41,44,45,47	Rosco, S. M. 155,159
..... 51,53-55,61,62,64,74,84,89	Rosenblum, S. 160
Owens, O.E. . 23,24,33,54,82,84,159	Rubey, W.W. 60,160
	Rutile 122,125
Pegmatite 19,20,119-122,127	
Pélitiques, roches . 66,67,71,72,79	Sable ... 7,49,71,72,82,84,85,88,113
91,93,100,101,102,106,107,109,113	 133,137,138,146,150
..... 115,116,146	Sakamoto, Takao 62,160
Pennine 20,124	Saull, Vincent 160
Péridotite 22	Saussurite 121,122,125,128

<u>Page</u>	<u>Page</u>
Sauvé, Pierre ... 94,96,119,121,160	Tolman, C. 156
Schistes 12,23,25,27,31,34-36,41	Tourbe 140
47,60,63,64,67-69,71,73,78,79,82,83	Tourmaline 74,102,105,107
..... 89-94,98-103,105-107,109,112-	Trémolite89,109,111-114,117
..... 117,121,122,124,145,146,149	Tufs 98
Séricite .. 17,18,20,21,27,64,72,74'	Turner, F. J. . 112,121,125,156,161
..... 75,77,89,92,93,101,102,103	Tyler, S.A. 161
..... 107,108,117,128,146	
Serpentine 122,125,144	Urey, N.C. 161
Shannon, Earl V. 160	
Shepherd, Norman 160	Van Hise 57,161
Sidérose .. 27,28,36,38,40,42-45,48-	Van Tuyl, F. M. 88,161
..... 56,62,64	Verhoogen, J. 112,156,161
Siever, R. 59,60,62,160	Volcaniques, roches 11,12,94
Silicates 44,53,54,56,60,62,103,114	
Silice 27,31,34,36,38,41,42,47	Walker, F. 161
49,50,54,57-62,69,71,78,88,89,151	Walton, Matt, (Dr) 4
Spécularite 43,55	Washburn, A. L. 161
Sphalérite 129,146,153	Watson, J. 160
Sphène 16-19,74,92,98,102	Williams, Howel 161
..... 106,108,126,128	Wilson, Alice E. 161
Stilpnomélane .. 27,29,30,36,38,40	Winchell, Horace (Dr) 4,161
. 41,42,44,45,48-52,54,62,63,64,74	Winchell, A.N. 161
..... 85,92,93,102,106,107,114,122	
Stocks granitiques 14	Xénolithes 16
Subgrauwacke 73	
Sulfures 3,22,60,122,125,129	Yoder, H.S. 161
..... 145,151,152	Yowell, R. F. 155
Sutton, J. 160	
Talc 40,93,96,97,109,111,117	Zinc 152,153
..... 122,125,128,144,146,149	Zircon 16,17,19,20,21,28,38,74
Tanton, T.L. 57,160	 85,92,93,102,103,105
Tarr, W. A. 88,160	 107,108,112,113,126
Taylor, J.H. 30,160	Zobell, C.E. 58,161
Teichert, Curt 157	Zoïsite112,113
Tills 133	

TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
INTRODUCTION	1
Généralités	1
Moyens d'accès et communications	2
Histoire de l'exploration	3
Travail sur le terrain	4
Remerciements	4
Noms géographiques	4
DESCRIPTION DE LA REGION	5
Climat	5
Ressources	7
Flores	7
Faune	8
Topographie	8
Hydrographie	9
Origines physiographiques	11
GEOLOGIE GENERALE	12
Esquisse géologique de la région	12
Tableau des formations	13
Roches archéennes	12
Généralités	12
Gneiss ancien	15
Gneiss à biotite et actinote	15
Gneiss à biotite, hornblende et plagioclase	16-17
Granodiorite	18
Granite rose	21
Dykes de métadiabase et de roches ultrabasiques	22
Roches protérozoïques	23
Généralités	23
Roches sédimentaires	23
Dolomie inférieure	23
Quartzite d'Alison	24
Généralités	24
Distribution et relations stratigraphiques	25
Pétrographie	25
Origine	31
Formation de Fenimore	33
Généralités	33
Questions de terminologie	35
Schistes argileux magnétifères	35
Distribution et épaisseur	35
Pétrographie	35

Roche ferrique à silice et magnétite	36
Roche ferrique à magnétite et hématite	43
Distribution et épaisseur	43
Pétrographie	43
Brèches siliceuses	49
Roches ferriques à carbonates	52
Distribution et épaisseur	52
Pétrographie	52
Jaspilites à stratification mince ou épaisse ...	55
Quartzite mouchetée	56
Origine des formations ferrifères	56
Erosion et transport	57
Déposition	59
Conclusion	60
Relations de la formation ferrifère au déve-	
loppement du géosynclinal du Labrador	60
Mécanisme de sédimentation	61
Résumé	62
Diagénèse et métamorphisme	62
Formation de Dragon	63
Généralités	63
Description	63
Origine	66
Formation de Chioak	66
Généralités	66
Distribution et épaisseur	66
Pétrographie	67
Conglomérats	67
Conglomérat arkosite à fragments de granite	68
Conglomérat ferrifère	68
Conglomérat à chert	69
Grès	71
Grès à ciment pélitique	72
Grès roses	72
Grès noirs	73
Grès gris pâle	75
Grès à ciment ferrodolomitique	75
Grès à ciment ferrugineux	77
Grès à ciment siliceux	78
Schistes argileux	78
Structure et texture	79
Origine	81
Métamorphisme	82
Dolomie d'Abner	83
Généralités	83

	<u>Page</u>
Distribution et épaisseur	83
Pétrographie	85
Structure et texture	87
Origine	88
Métamorphisme	89
Formation de Rivière Larch	89
Généralités	89
Distribution et épaisseur	90
Pétrographie	91
Structure et texture	94
Origine	94
Formation d'Hellancourt	94
Distribution et épaisseur	94
Pétrographie	96
Roches pyroclastiques	98
Structure et texture	98
Schistes et grès supérieurs	99
Roches cristallophyliennes	99
Pétrographie	101
Séquence pélitique et arénacée	101
Phyllades, chloritès schistes, mica- schistes et gneiss	101
Quartzite	106
Grès divers	107
Séquence carbonatée	109
Métadolomie	109
Calcaro-pélites et calco-arénites ...	113
Roches ferriques	114
Structure et texture	115
Corrélation	116
Gabbros	118
Généralités	118
Distribution et épaisseur	119
Description	119
Pétrographie	121
Métagabbros	122
Faciès schistes verts	122
Faciès épidote-amphibolite	125
Faciès amphibolite	126
Métagabbros ultramafiques et anorthositiques	126
Métagabbros pegmatitiques	127
Gabbros tachetés	127
Structure et texture	128
Pleistocène	129
Erosion et transport	129
Déposition	133

	<u>Page</u>
Récent (périglaciaire)	138
Erosion et transport	138
Déposition	140
TECTONIQUE	140
Nature du contact entre le socle archéen et la couverture protérozoïque	140
Stratigraphie vs structure	142
Failles	143
Plis	146
Diaclases	147
Stratification, schistosité, clivage, linéation	149
Fausses rides, boudinage, plis pygmiques	150
GEOLOGIE ECONOMIQUE	150
Fer	150
Métaux industriels et précieux	152
BIBLIOGRAPHIE	154
INDEX ALPHABETIQUE	162

LISTE DES TABLEAUX

I - Relevé climatique annuel	5
II - Moyenne des pressions de vapeur	6
III - Composition de chamosites	30
IV - Comparaison entre la dolomie d'Abner et la métadolomie de la série cristallogyllienne	117

CARTES ET ILLUSTRATIONS

Carte no 1472 - Région du lac Bérard	(en pochette)
Carte no 1471 - Région du lac aux Feuilles	(en pochette)

Figure

I - Dessins schématiques de fractures de friction	134
---	-----

PLANCHES

	<u>Page</u>
Planche I - A.- Lits entrecroisés dans le quartzite d'Alison B.- Photomicrographie du quartzite d'Alison.	26
Planche II - A.- Brèche tectonique affectant la formation ferrifère à l'ouest du lac Dragon. B.- Roche ferrique à silice et magnétite, nord du lac Bérard.	37
Planche III - A.- Roche ferrique à carbonate et chert. B.- Contact entre la formation de Dragon et la forma- tion de Chioak.	46
Planche IV - A.- Interstratification de grès gris et microgrès noirs au sommet de la formation de Dragon. B.- Conglomérat à chert noir vu sur le miroir d'une diacalse.	65
Planche V - A.- Surface d'érosion d'un conglomérat à chert dont le ciment est ferrodolomitique. B.- Grès rouge (noir) et arkose rose pâle de la forma- tion de Chioak à l'ouest du lac Merchère. Diasthème à l'endroit indiqué par le marteau.	70
Planche VI - A.- Microgrès et ardoises de la formation de Chioak à l'est du Bras du Milieu du lac Bérard. B.- Photomicrographie du grès gris pâle de Chioak.	76
Planche VII - A.- Bancs de grès de Chioak à l'ouest du lac Chioak. B.- Anticlinal dans le grès de Chioak à l'est du lac Chioak.	80
Planche VIII - A.- Dolomie sableuse Abner contenant des granules colloformes (noirs). B.- Idem, montrant un granule (noir), des grains de quartz (gris pâle). La pâte est de la dolomite.	86
Planche IX - A.- Structures d'origine biogénique probable de type Colloenia, dans la dolomie d'Abner à l'ouest du lac Dusay. B.- Grès et microgrès de Larch River, à l'est du lac Merchère, montrant des concrétions calcaires dont le grand axe est parallèle à la direction du clivage.	95

		<u>Page</u>
Planche X	- A.- Photomicrographie de schiste à biotite contenant de l'albite, du quartz, de l'épidote.	104
	B.- Photomicrographie de schiste à grunérite en contact avec un sill de gabbro.	
Planche XI	- Métadolomie plissotée. Série cristallophyllienne, à l'ouest de la baie Sèche.	110
Planche XII	- A.- Métagabbro. Pyrrhotine, plagioclase altéré en albite et clinozoisite, actinote et quartz.	123
	B.- Métagabbro. Hornblende, albite, quartz, grenat, et un peu d'épidote.	
Planche XIII	- A.- Stries glaciaires N35°E sur des bancs de grès de Chioak.	130
	B.- Fractures lunées d'érosion glaciaire.	
Planche XIV	- A.- Fractures en croissant, d'origine glaciaire, dans le grès de Chioak.	132
	B.- Cannelures en croissant et stries glaciaires.	
Planche XV	- A.- Moraine frontale et lacs glaciaires.	136
	B.- Cannelures glaciaires géantes modelant le matériel détritique aussi bien que le socle rocheux, à l'est de la baie Sèche.	
Planche XVI	- A.- Blocs de granite soulevés par la gelée.	141
	B.- Diaclases en treillis dans le grès de Chioak.	
Planche XVII	- A.- Diaclases en échelon dans le grès de Chioak à l'ouest du lac Chioak.	148
	B.- Kame dans le lac Merchère. Dolomie d'Abner à l'arrière.	

