

# RG 195

Région de la fosse du Labrador

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



*Licence*

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



**MINISTÈRE  
DES RICHESSES  
NATURELLES**

DIRECTION GÉNÉRALE  
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE  
ET MINÉRALE

SERVICE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE



**Région de la  
FOSSE DU LABRADOR**

(56°30' - 57°15')

RAPPORT GÉOLOGIQUE - **195**

B. DRESSLER

1979



**MINISTÈRE  
DES RICHESSES  
NATURELLES**

DIRECTION GÉNÉRALE  
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE  
ET MINÉRALE

SERVICE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE

# Région de la FOSSE DU LABRADOR

(56°30'–57°15')

RAPPORT GÉOLOGIQUE–**195**

B. DRESSLER

1979

Couverture:

Dolomie de la formation d'Abner

NOTES DE L'EDITEUR

I Le présent rapport est une traduction de l'anglais au français. Pour éviter tout malentendu, surtout en ce qui concerne la nomenclature utilisée pour les roches sédimentaires, nous donnons ci-dessous les expressions de l'auteur et les traductions qui en ont été faites.

ANGLAIS	FRANCAIS
Allochems	Allochèmes
Argillite (weakly metamorphosed shale)	Argilite (roche argileuse faiblement métamorphisée)
Chert	Silexite
Cherty	Siliceux
Iron formation	Formation ferrifère
Ironstone	Roche ferrifère
Mudstone	Mudstone
Pebble	Galet
Pellet	Pelote
Shale	Shale
Shaly siltstone	Siltite argileuse
Siltstone	Siltite
Silty argillite	Argilite silteuse
Silty quartz	Quartz, de la taille des silts
Slate	Ardoise
Sparry	Spathique
Supported texture	Texture <i>empâtée</i> ou texture <i>jointive</i> selon que sont impliqués la matrice ou les éléments enrobés par celle-ci

II La localisation des échantillons utilisés pour analyses chimiques et modales est fournie à l'annexe A.

III Les minéraux normatifs des tableaux aux annexes B, C, D et E sont exprimés par les symboles suivants:

Q	-	Quartz
OR	-	Orthose
AN	-	Anorthite
AB	-	Albite
C	-	Corindon
DI	-	Diopside
HE	-	Hédenbergite
EN	-	Enstatite
FE	-	Ferrosilite
FA	-	Fayalite
FO	-	Forstérite
MT	-	Magnétite
IL	-	Ilménite
AP	-	Apatite
PR	-	Pyrite
NE	-	Néphéline
FR	-	Fluorine
TH	-	Thémardite
HT	-	Halite
AC	-	Acmite
NS	-	Métasilicate de sodium
PO	-	Pyrrhotine

IV

NOMS GEOGRAPHIQUES

Les lacs Le Moyne, Canichico et Colmbet correspondent, respectivement, à ceux désignés sous les noms de Erlandson, Le Moyne et Wapanikskan sur certaines cartes topographiques de même que dans des rapports de la Commission géologique du Canada et de sociétés minières. Pour éviter toute confusion, nous en donnons les coordonnées ci-dessous.

<u>Nouveau nom</u>	<u>Autre nom</u>	<u>Coordonnées du centre</u>
Le Moyne	Erlandson	57°03'-68°28'
Canichico	Le Moyne	56°47'-68°51'
Colombet	Wapanikskan	56°57'-68°55'

Toutes les fois que ces lacs seront mentionnés dans le texte, nous ferons suivre les nouveaux noms de parenthèses contenant les anciens noms.





TABLE DES MATIERES

	Page
INTRODUCTION .....	1
Situation et accès .....	1
Travaux antérieurs .....	2
Travail sur le terrain .....	2
Remerciements .....	4
Description géographique de la région .....	5
Terminologies pétrographiques et stratigraphiques .....	6
GEOLOGIE GENERALE .....	7
Complexe d'Ashuanipi (Archéen) .....	9
Roches granitiques .....	9
Gneiss .....	10
Complexe de Wheeler (Archéen) .....	11
Supergroupe de Kaniapiskau (Aphébien) .....	11
MIOGEOSYNCLINAL	
Groupe de Knob Lake, sous-groupe de Seward .....	12
Formation de Chakonipau .....	12
Formation de Portage .....	13
Formation de Dunphy .....	15
Formation de Milamar .....	15
Groupe de Knob Lake, sous-groupe de Pistolet .....	15
Formation de Lace Lake .....	16
Formation d'Alder .....	17
Formation d'Uvé .....	18
Groupe de Knob Lake, sous-groupe de Swampy Bay .....	19
Formation de Hautes Chutes .....	19
Formation de Savigny .....	19
Formation d'Otelnuc .....	20
Groupe de Knob Lake, sous-groupe de Ferriman .....	20
Formation de Wishart .....	20
Formation de Ruth .....	23
Formation de Sokoman .....	25
Roches ferrifères .....	25
Carbonatites - lamprophyres .....	36
Formation de Menihek .....	46
Groupe de Doublet .....	49
Formation de Chioak .....	49
Formation d'Abner .....	51
EUGEOSYNCLINAL	
Groupe de Knob Lake, sous-groupe d'Attikamagen .....	54
Formation de Bacchus .....	54
Formation de Mistamisk .....	55
Groupe de Doublet .....	55
Formation de Nachicapau .....	55
Formation de Murdoch .....	57
Formation d'Aulneau .....	62
Groupe de Montagnais .....	64
Roches magmatiques .....	64
ARRIERE-PAYS (Groupe de Laporte)	
Métapélites .....	69
Marbres .....	71
Quartzites .....	72
Métavolcanites .....	72

Quaternaire .....	73
Pléistocène .....	73
Holocène .....	74
<b>ROCHES IGNEES</b> .....	75
Descriptions .....	75
Métagabbros tholéitiques .....	75
Métabasaltes .....	81
Roches ultrabasiques .....	85
Rhyodacites .....	87
Rhyolites .....	88
Roches hydrothermales .....	89
Géochimie .....	89
Métagabbros tholéitiques .....	91
Métabasaltes .....	92
Autres roches .....	92
<b>TECTONIQUE</b> .....	94
Failles .....	94
Plis .....	94
Foliations .....	95
Coupe à travers le géosynclinal .....	95
<b>METAMORPHISME</b> .....	97
Socle archéen .....	97
Supergroupe de Kaniapiskau .....	97
Subschistes verts .....	97
Schistes verts .....	98
Amphibolites .....	99
<b>GEOLOGIE ECONOMIQUE</b> .....	102
Fer .....	102
Sulfures - roches sédimentaires .....	103
Sulfures - roches magmatiques .....	105
Barytine .....	106
Actinote fibreuse .....	106
Suggestions en vue de l'exploration .....	107
<b>GEOCHIMIE DES SEDIMENTS DE RUISSEAU</b> .....	108
Résultats .....	109
Evaluation des résultats .....	109
Zones d'intérêt géochimique .....	110
Conclusion .....	113
<b>REFERENCES</b> .....	114
<b>ANNEXES</b>	
A - Localisation des échantillons de roches prélevés pour analyses.	
B - Diagrammes, analyses chimiques et normes: métagabbros du miogéosynclinal.	
C - Diagrammes, analyses chimiques et normes: métagabbros de l'eugéosynclinal.	
D - Diagrammes, analyses chimiques et normes: métabasaltes.	
E - Diagrammes, analyses chimiques et normes: rhyolites, rhyodacites et roches volcaniques sursaturées en potasse.	
<b>TABLEAUX</b>	
1 - Sommaire des formations .....	8
2 - Analyses modales; roches granitiques .....	10
3 - Coupes stratigraphiques; Ferriman .....	21

4 - Analyses modales; grès de Wishart .....	23
5 - Analyses chimiques; carbonatites .....	37
6 - Analyses chimiques; roches à olivine .....	40
7 - Analyse modale; lamprophyre du type 1 .....	41
8 - Analyses chimiques; andradite des lamprophyres .....	41
9 - Analyses chimiques et normes des lamprophyres .....	44
10 - Analyses modales; roches sédimentaires de la formation de Menihek .....	48
11 - Faciès de bassin; Chioak .....	50
12 - Analyses modales; Nachicapau .....	56
13 - Composition chimique; fragment volcanique d'agglomérat .	59
14 - Analyses modales; dolomies et tufs d'Aulneau .....	63
15 - Analyses chimiques et normes de magmatites .....	66
16 - Analyses chimiques; pegmatite .....	68
17 - Analyses modales; métapélites .....	70
18 - Analyses modales; amphibolites .....	73
19 - Analyses modales; métagabbros .....	76
20 - Analyses chimiques; roches carbonatées, tufs soudés et basaltes .....	84
21 - Analyses chimiques et normes de roches ultrabasiques ...	86
22 - Analyses chimiques et normes; rhyolites, rhyodacites et roches volcaniques sursaturées en potasse .....	93
23 - Analyses chimiques; minerais de fer magnétiques .....	103
24 - Méthodes d'analyse; échantillons de sédiments de ruisseau	108
25 - Moyenne et écart-type; éléments .....	109
26 - Champ et teneurs en Cu, Zn et Ni .....	110

#### ILLUSTRATIONS

##### FIGURES

1 - Localisation de la région .....	1
2 - Terrains cartographiés .....	3
3 - Diagramme de Streckeisen: granite archéen .....	10
4 - Pyroxène zoné .....	11
5 - Fissures de retrait .....	14
6 - Grès de Wishart .....	22
7 - Grès de Ruth .....	25
8 - Jaspilite rubanée .....	26
9 - Aiguilles de minnesotaïte .....	27
10 - Cristal de carbonate .....	29
11 - Roche ferrifère .....	31
12 - Imbrication d'intraclastes .....	31
13 - Ooïde .....	32
14 - Affleurements d'oncolites et de stromatolites .....	32
15,16 - Stromatolites .....	32,33
17 - Structure fenestrée .....	33
18 - Structure à trame spongieuse .....	33
19,20 - Oncolites .....	33
21 - Migration de matière dans la roche ferrifère à hématite.	34
22 - Emplacements des carbonatites, tufs et lamprophyres ...	36
23 - Brèche carbonatitique .....	37
24 - Quartz clivé dans une brèche carbonatitique .....	38
25,26 - Tuf mélilititique à olivine .....	39
27 - Lamprophyre I .....	41
28 - Grenat "sphérolitique" dans le lamprophyre I .....	41
29 - Pseudomorphe d'olivine dans le lamprophyre I .....	42
30 - Lamprophyre II .....	43
31 - Relations chimiques entre les lamprophyres de la Fosse et des roches d'ailleurs .....	45
32 - Structure à cônes emboîtés .....	47
33 - Paléogéographie du Menihek .....	49

34	- Intraclastes dans la dolomie d'Abner .....	51
35,36	- Stromatolites dans la dolomie d'Abner .....	52
37	- Vestige de dolomie riche en fer .....	52
38	- Intraclastes et constituants terrigènes dans l'Abner ...	53
39	- Granoclassement dans le Nachicapau .....	56
40	- Rides de plage dans le Nachicapau .....	57
41	- Agglomérat mafique de Murdoch .....	58
42	- Répartition des faciès de roches ferrifères .....	60
43,44	- Grunérite fibreuse .....	61
45	- Sulfures .....	62
46	- Localisation des roches magmatiques post-tectoniques ...	65
47	- Pegmatite à arfvedsonite-cancrinite .....	67
48	- Arfvedsonite .....	67
49,50	- Minéralogie des métapélites .....	71
51,52	- Dunes actives .....	74
53	- Minerai de fer à poli glacé .....	74
54	- Joints prismatiques dans le gabbro .....	77
55	- Gabbro intrusif dans le gabbro .....	77
56	- Gabbro ophitique .....	78
57	- Gabbro "stromatolitique" .....	78
58	- Gabbro gloméroporphyrrique .....	78
59	- Coussins en forme de meule .....	82
60	- Coussins à centres vacuolaires .....	82
61	- Plagioclase de trempe .....	83
62	- Hyaloclastite .....	83
63	- Lave riche en carbonate .....	84
64	- Tuf soudé .....	84
65	- Roche ultrabasique .....	87
66	- Fragment dans une roche ultrabasique .....	87
67	- Plagioclase de trempe .....	89
68	- Rhyolite perlitique .....	89
69	- Filons de quartz hydrothermal .....	89
70	- Diagramme de Jensen .....	90
71	- Variations dans le gabbro du lac Baillet .....	92
72	- Variations dans le gabbro du lac Cordier .....	92
73	- Coupe à travers la Fosse .....	94-95
74	- Charriage de granite .....	96
75	- Zones métamorphiques de la région .....	98
76	- Zones métamorphiques (lac Horseshoe) .....	100
77	- Roches ferrifères magnétiques .....	103
78	- Sulfures dans des grès arkosiques .....	104
79	- Minéralisation dans les siltites .....	105
80	- Gabbro minéralisé .....	106
81	- Aires des levés géochimiques .....	108
82	- Zones d'intérêt géochimique .....	111

CARTES (1:50 000)

1915	- Lac Drumlin
1916	- Lac La Lande
1917	- Lac Jogues
1918	- Lac Buteux
1919	- Lac Methuselah
1920	- Lac de la Moraine
1921	- Fort McKenzie
1922	- Lac Marcel
1923	- Chute aux Schistes
1924	- Lac Patu
1925	- Lac Nachicapau
1926	- Lac Horseshoe

# INTRODUCTION

## SITUATION ET ACCES

La région décrite dans ce rapport se trouve dans le nord-est du Québec. Son centre est à environ 250 km au nord-ouest de la ville minière de Schefferville et à 135 km au sud de Kuujuaq (figure 1). Elle couvre un secteur de 120 km de large dans la partie de la Fosse du Labrador comprise entre les latitudes 56°30' et 57°15'.

Schefferville est desservie par une ligne régulière de train de voyageurs en provenance de Sept-Iles et par un vol régulier depuis Montréal, Québec et la plupart des grandes agglomérations du nord-est du Québec et du Labrador. Elle dispose également d'un service moderne de vol commercial pour Kuujuaq.

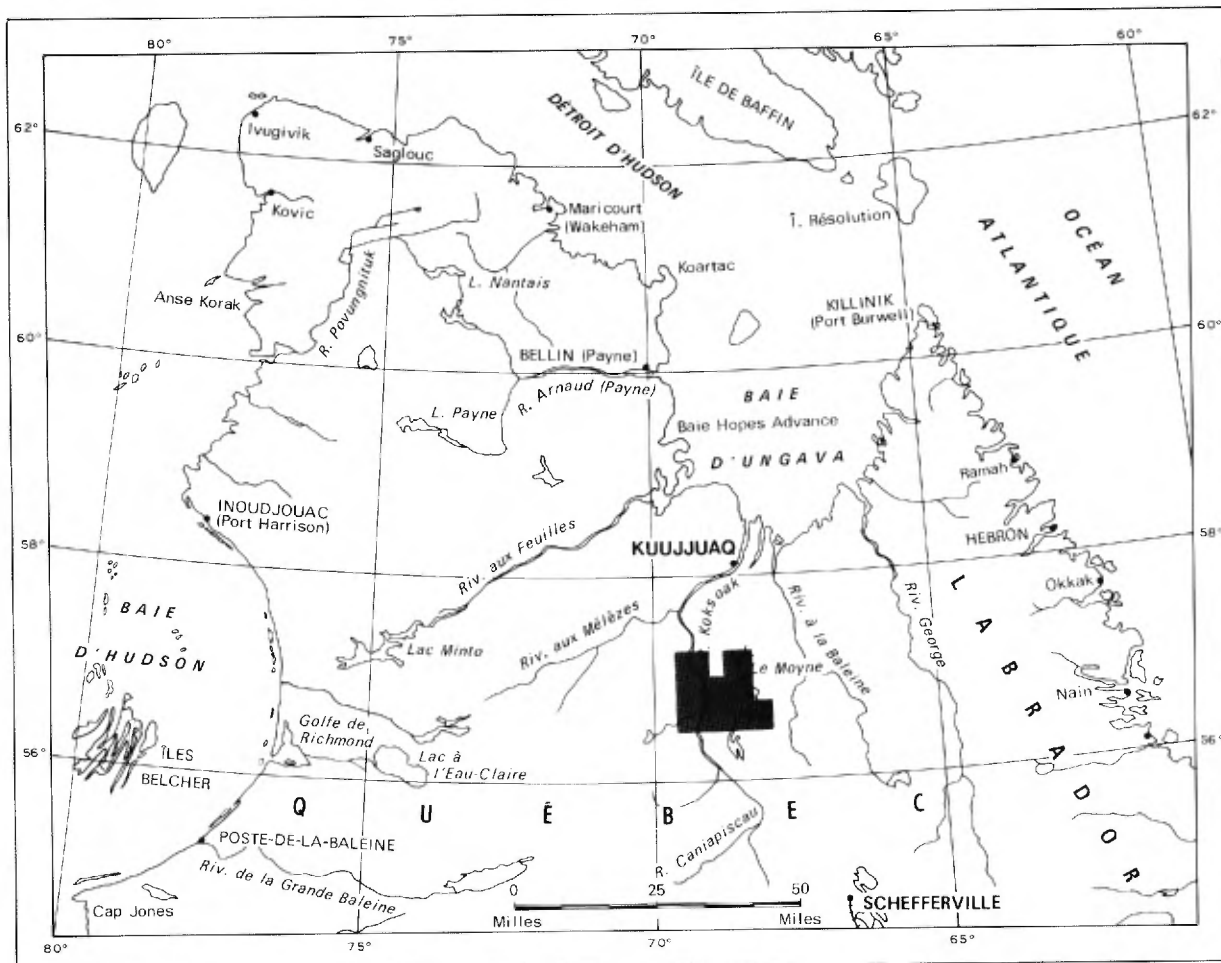


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée.

Le seul moyen d'accès à la région elle-même est par avion nolisé à Schefferville ou à Kuujuaq. Tous les lacs importants, ainsi que la rivière Caniapiscou, conviennent aux avions équipés de skis ou de flotteurs.

#### TRAVAUX ANTERIEURS

Les premiers renseignements géologiques sur la Fosse du Labrador nous viennent du Père Louis Babel, qui a voyagé au Québec et au Labrador entre 1866 et 1870 et signalé des affleurements de formation de fer au sud de notre région.

A.P. Low, le premier géologue à visiter la Fosse, fit des levés géologiques et topographiques en 1893 et 1894. Ses cartes et rapports sur les séries ferrifères furent incorporés à un rapport général de la région, publié en 1897. Il a signalé la présence de roches sédimentaires et volcaniques dans ce qu'il est maintenant convenu d'appeler la Fosse du Labrador. L'exploration géologique de la partie méridionale de la Fosse a commencé au début des années trente, années marquées par la découverte du gisement de fer no I de Ruth Lake par J.E. Gill. En 1936, J.A. Retty commençait la supervision des travaux de prospection de Labrador Mining and Exploration Company.

Dans les années quarante et jusqu'en 1955, presque tout le territoire au sud de la latitude 55°50' fut exploré et cartographié par Hollinger North Shore Exploration Company, Iron Ore Company of Canada et Labrador Mining and Exploration Company.

Des géologues de la Commission géologique du Canada ont effectué une cartographie systématique, à 4 milles au pouce, de presque toute la Fosse: Baragar (1967), Fahrig (1951, 1955, 1956a, 1956b, 1964, 1965, 1969), Frarey (1961 et 1967), Harrison (1952), Harrison et al. (1972), Roscoe (1957) et Stevenson (1963).

Quant aux géologues du ministère des Richesses naturelles du Québec, ils ont entrepris la cartographie, à l'échelle de 1 mille au pouce, de la partie septentrionale de la Fosse au début des années cinquante. L'un deux, Dimroth, s'est chargé de huit années de cartographie au sud de nos terrains (Dimroth, 1964, 1965, 1967, 1969, 1972); sa région couvre un secteur de 90 km de large entre les latitudes 54°30' et 56°30' (Dimroth, 1978). Un autre, Hashimoto (1964, 1968), a cartographié la majeure partie de la région du lac Jogues, dans le centre nord de notre territoire.

#### TRAVAIL SUR LE TERRAIN

Notre région (figure 2) est située à l'intérieur des territoires cartographiés par Fahrig (1965, 1969) et Roscoe (1957), à l'échelle de 4 milles au pouce. Nous avons commencé notre étude sur la feuille du lac Patu en 1971 (Dressler, 1972 et 1973a). Suivirent les feuilles de Fort McKenzie, Chute aux Schistes (moitié est) et lac de la Moraine (moitié est) en 1972 (Dressler, 1974a et 1975a), celle du lac La Lande en 1973 (Dressler 1973b et 1974a) et celles du lac Nachicapau

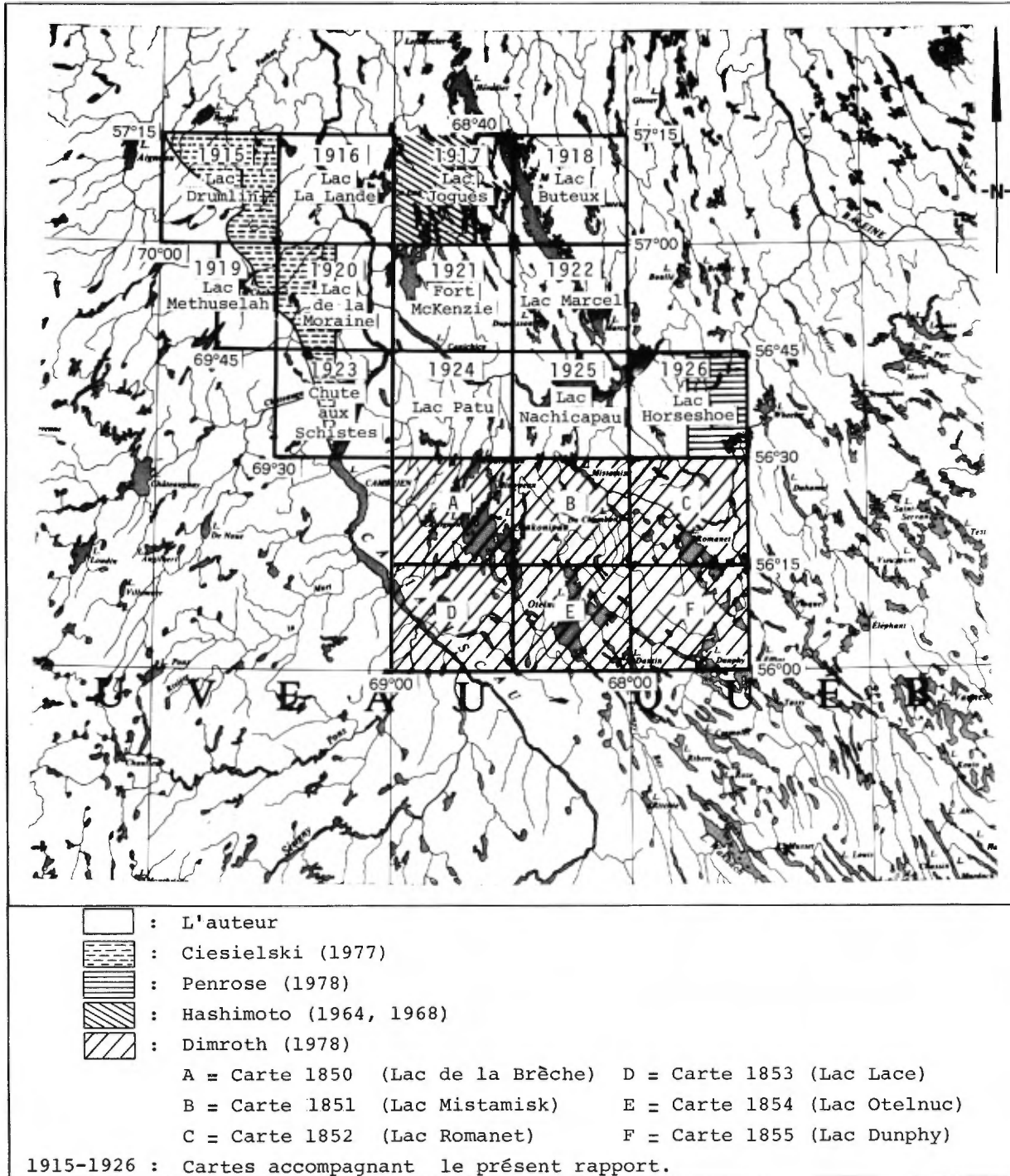


FIGURE 2 - Terrains cartographiés par l'auteur, Ciesielski, Penrose, Hashimoto et Dimroth.

(moitié est), lac Horseshoe (moitié ouest), lac Marcel, lac Buteux et lac Jogues (moitié est) en 1974 (Dressler, 1974b). De petites enclaves à l'intérieur de la région furent cartographiées par plusieurs compagnies minières antérieurement à notre travail de terrain; les résultats de ces travaux furent utilisés dans la planification de notre travail.

La limite entre les roches aphébiennes du géosynclinal du Labrador et les roches archéennes de la province de Supérieur, entre les lacs Sénat et Forbes, a été cartographiée par Ciesielski (1977); les deux tiers ouest de la feuille du lac Horseshoe ont été cartographiés par Penrose (1978). Les cartes de ces auteurs sont incorporées aux nôtres, lesquelles prennent soin de signaler ces contributions. Penrose a également étudié en détail le métamorphisme au faciès des amphibolites de la région du lac Horseshoe.

#### REMERCIEMENTS

Toutes les analyses chimiques ont été effectuées par le Centre de Recherche minérale du ministère. La grande majorité des normes C.I.P.W. furent calculées par le Centre de Calcul de l'Université de Montréal (gracieuseté du Dr L. Gélinas); le reste, y compris les calculs relatifs aux moyennes analytiques de chaque type de roche, fut effectué par le département de Géologie, division des Mines, du ministère ontarien des Richesses naturelles, à Toronto.

Les assistants principaux - A. Breakey (1974), A. Ciesielski (1972), N. Fernandes (1974), M. Fontaine (1973), F. Gay (1974), J. Griep (1971), B. Penrose (1972) et R. Verdone (1974) - ont contribué à la cartographie et en sont responsables pour plus de 50%. Les assistants en second étaient J.G. Barrette (1973), J. Daigneault (1973), C. Dubé (1971), P-Y. Larose (1972), G. Laverdure (1973), C. Mongeau (1972), D. Morin (1974) et R. Tremblay (1971).

Paul Avoine a été cuisinier pour les quatre saisons passées dans la région. Les hommes de canot venaient tous des Betsiamites: D. Bacon (1971), J-M. Bacon (1974), P. Dominique (1974), E. St-Onge (1971-1974), P-J. St-Onge (1972-1974), P-Ph. St-Onge (1972) et J. Simon (1973-1974). Ces hommes très compétents ont largement contribué au succès du travail sur le terrain.

Les pilotes et la direction des Services aériens Laurentiens ont fourni un excellent service d'avion et ont été bien utiles au cours des quatre saisons de terrain. La Compagnie de la Baie d'Hudson nous a amicalement permis d'utiliser ses bâtiments à Fort McKenzie comme camp de base en 1972.

Les derniers, mais non les moindres, à remercier sont mes collègues du service de l'Exploration géologique pour les nombreuses discussions fructueuses au cours de cinq agréables années au ministère des Richesses naturelles du Québec. Un merci tout spécial au Dr E. Dimroth qui n'a pas ménagé son temps pour me familiariser avec la géologie de la Fosse.



## DESCRIPTION GEOGRAPHIQUE DE LA REGION

Notre région est une partie vallonnée et accidentée du territoire du Nouveau-Québec. Le point culminant, au nord du lac de l'Hématite, sur la feuille du lac Patu, est à presque 580 m d'altitude. Le point le plus bas, la rivière Caniapiscou, dans la partie septentrionale de la feuille du lac La Lande, n'est qu'à 75 m.

Des chaînes de collines de direction NNW caractérisent d'importantes parties de la région. Toutefois, les terrains limitrophes à la rivière Caniapiscou et ceux à l'est des lacs Le Moyne (Erlandson) et Marcel sont plutôt plats et recouverts de sable et de moraines.

L'écoulement des eaux de la région se fait vers la baie d'Ungava. Les trois principales rivières sont la Caniapiscou, la Swampy Bay et la Nachicapau. Les lacs sont abondants; les plus importants se nomment Le Moyne (Erlandson), Nachicapau, Marcel, Colombet (Wapanikskan) et Canichico (Le Moyne).

Il n'y a aucun village permanent dans la région. Fort McKenzie est un ancien poste de commerce de la compagnie de la Baie d'Hudson. Le bâtiment principal de la compagnie est encore en bon état et a servi de camp de base à l'équipe en 1972. Nous avons trouvé des vestiges de grands campements de Montagnais à Fort McKenzie et sur la rive septentrionale de la partie est du lac Nachicapau. Les restes de camps familiaux sont nombreux partout

dans la région. Les Indiens ont quitté la région quand le gibier est devenu rare et que la compagnie de la Baie d'Hudson a fermé son poste à Fort McKenzie; la plupart vivent actuellement dans une réserve près de Schefferville.

Le climat de la région est rude. Le dégel a lieu en général vers le 20 juin et le gel en octobre. Le dégel fut cependant tardif en 1972, ne survenant qu'au cours de la première semaine de juillet. Les grosses averses de pluie sont rares mais la bruine, le brouillard, le grand vent et les basses températures sont fréquents et rendent le travail de terrain difficile et la navigation sur les lacs dangereuse. La première neige tombe généralement fin août. La gelée blanche est fréquente en juin, de même qu'entre la période s'étalant du 15 août jusqu'à la fin de la saison normale de terrain (entre les 10 et 15 septembre).

La forêt subarctique occupe la vallée de la rivière Caniapiscou, les vallées de la partie montagneuse de la région et les terrains plats à l'est des lacs Marcel et Le Moyne (Erlandson). L'épinette et le mélèze sont les espèces les plus répandues. On ne trouve des bouleaux qu'en quelques endroits abrités. Les pentes raides sont en général couvertes d'aulnes touffus ou de "thé du Labrador". Les sommets des collines sont dénudés ou couverts de lichen (mousse de caribou), de thé du Labrador ou de bouleau nain. Les marécages sont abondants à l'est des lacs Le Moyne (Erlandson) et Marcel.

Le caribou, l'ours, le loup, le porc-épic, la loutre et le lapin sont communs. On a aussi noté le castor et l'orignal. Les oies, les canards et les huards sont abondants. La région est réputée pour l'excellence de sa pêche, principalement celle du saumon, de la truite grise de lac, de la truite rouge et du brochet du nord.

L'énergie hydroélectrique, suffisante pour l'industrie minière ou les installations locales, est la seule richesse naturelle de la région, mises à part les ressources minérales. Cette énergie pourrait être harnachée à la chute aux Schistes, sur la rivière Caniapiscau, de même qu'entre les lacs Patu et Canichico (Le Moyne) où la rivière Swampy Bay présente une dénivellation de 80 m sur environ 4 km. Le bois n'est pas économiquement exploitable et ne convient pas aux entreprises minières.

## TERMINOLOGIES PETROGRAPHIQUES ET STRATIGRAPHIQUES

En général, nous utilisons la classification des roches sédimentaires de Pettijohn (1975). Pour les sédiments ferrifères, nous suivons celle de Dimroth (1968b) et de Dimroth et Chauvel (1973).

Les diagrammes d'Irvine et Baragar (1971) et de Jensen (1976) sont généralement utilisés pour classer les roches volcaniques.

Les roches métamorphiques sont désignées d'après la proportion de leurs minéraux et nous suivons le manuel de Winkler (1967) pour la classification du faciès métamorphique.

Nous suivons également la terminologie et les définitions stratigraphiques de Dimroth (1972, 1978).

# GÉOLOGIE GÉNÉRALE

---

Nos terrains sont situés presque entièrement à l'intérieur de la Fosse du Labrador. La limite occidentale de celle-ci recoupe l'angle sud-ouest de la feuille du lac Patu et traverse la partie sud-ouest de la feuille de la Chute aux Schistes; on la rencontre de nouveau dans la portion sud-ouest de la feuille du lac La Lande. La limite orientale de la Fosse se trouve à quelques kilomètres à l'est de notre région; selon Dimroth (1978, p. 15), elle est marquée par un anticlinorium où les gneiss archéens réapparaissent en surface au coeur de grandes structures en dôme.

Tout le soubassement de la région est d'âge précambrien. Des roches archéennes - gneiss et masses granitiques - affleurent à l'ouest du géosynclinal et forment plusieurs fenêtres à l'intérieur de celui-ci. Elles sont recouvertes de roches sédimentaires, extrusives et intrusives du Protérozoïque inférieur qui constituent le supergroupe de Kaniapiskau. Dimroth et al. (1970) ont proposé une subdivision de ce supergroupe en trois cycles. Les roches sous-jacentes à la formation de Wishart (tableau 1) appartiennent au premier cycle. Le sous-groupe de Ferriman, la formation de Menihek et les conglomérats et siltites, qui correspondent probablement à la formation de Chioak de la partie septentrionale de la Fosse, constituent le second. Les dolomies (dolomie d'Abner) et siltites sus-jacentes forment le troisième cycle.

Les roches volcaniques et intrusives de l'eugéosynclinal (tableau 1) sont des basaltes, des rhyodacites, des rhyolites, des roches volcaniques sursaturées en potasse, des gabbros et des roches ultramafiques, de même que des intrusions post-tectoniques: monzonite et dykes syénodioritiques à albite. Les roches pyroclastiques sont communes. Quelques gabbros et basaltes apparaissent dans le miogéosynclinal. Une série de roches lamprophyriques à carbonatitiques affleure - dans le miogéosynclinal, surtout - en plusieurs endroits entre les latitudes 56°15' (Dimroth, 1970) et 57°10'. Les sédiments eugéosynclinaux sont des conglomérats, grès, grauwackes, turbidites, siltites, argilites, dolomies et roches ferrifères rubanées. Les roches au métamorphisme plus prononcé de la partie orientale de la Fosse (arrière-pays) sont des schistes et gneiss à biotite, des amphibolites, des gneiss à hornblende, des quartzites et des marbres.

La stratigraphie du miogéosynclinal - la partie occidentale de la Fosse - est bien établie. Pour l'eugéosynclinal, nos relations stratigraphiques sont provisoires en partie; il en est de même pour la corrélation de la coupe stratigraphique de l'eugéosynclinal avec celle du miogéosynclinal (tableau 1). A l'intérieur de l'eugéosynclinal, le fait que les unités lithologiques sont uniformes, monotones et sans niveaux-repères caractéristiques, qu'elles sont fortement charriées

TABLEAU 1 - SOMMAIRE DES FORMATIONS

		MIOGEOSYNCLINAL	EUGEOSYNCLINAL	ARRIERE-PAYS	
HELIKIEN	PLEISTOCENE ET RECENT	Dépôts morainiques, gravier, sable, tourbe			
		Discordance			
			Roches magmatiques post-tectoniques. Syénoïdiorite à albite, monzonite, pegmatite à cancrinite et arfedsonite.		
			Formation d'Aulneau Conglomerat, grès et siltite, argilite, dolomie, roches pyroclastiques dolomitiques, roches pyroclastiques.		
			Formation de Murdoch Roches pyroclastiques, basalte, rhyodacite, rhyolite, roches volcaniques sursaturées en potasse, argilite, un peu de siltite, un peu de dolomie, roche ferrifère, un peu de conglomerat.		
			Formation d'Abner Dolomie, grès quartzueux dolomitique; argilite et siltite (Fm. de Larch River?)	Formation de Nachicapau Conglomerat, grès, siltite, argilite, dolomie	
			Formation de Chioak Conglomerat, grès, siltite et argilite avec interlits de dolomie	Formation de Mistamisk Basalte, roches pyroclastiques, argilite et siltites grises, un peu de conglomerat, grès, arkose, un peu de rhyolite et de hyaloclastite.	
			Formation de Menihék Argilite grise, siltite grise; grès et siltite brun chocolat.		
			Sous-groupe de Ferriman Formation de Sokoman Carbonatites-lamprophyres Roche ferrifère à hématite et roche ferrifère à silicates-carbonates.		
			Sous-groupe de Ferriman Formation de Ruth Silexite noire, grise, brune ou rouge; argilite riche en fer, grise foncée ou brune; siltite, argilite, silexite bariolées, laminées.		
	Sous-groupe de Ferriman Formation de Wishart Grès quartzueux gris, subarkose, un peu de conglomerat; quelques siltites et argilites				
PROTEROZOIQUE INFÉRIEUR (APHEBIEN)	SUPERGROUPE DE KANIAPISKAU	Discordance mineure			
		Sous-groupe de Swampy Bay Formation d'Otelnuc (non rencontrée dans la région) Formation de Savigny Argilite et siltite grises.			
		Sous-groupe de Swampy Bay Formation de Hautes Chutes (non rencontrée dans la région)			
		Sous-groupe de Pistolet Formation d'Uvé Dolomie, argilite et siltite			
		Sous-groupe de Pistolet Formation d'Alder Grès quartzueux blanc, arkose, conglomerat et argilite grise avec interlits de grès quartzueux blanc.			
		Sous-groupe de Pistolet Formation de Lace Lake Siltite et argilite, avec interlits de dolomie et un peu de grès quartzueux dolomitique.			
		Sous-groupe de Seward Formation de Portage Siltite; arkose et grès quartzueux arkosique; dolomie	Formation de Dunphy: dolomie rose		
		Sous-groupe de Seward Formation de Chakonipau Arkose; grès quartzueux arkosique			
			Discordance		
		ARCHÉEN	Complexe d'Ashuanipi (Province de Supérieur) Roches granitiques, un peu de gneiss		Complexe de Wheeler (Province de Churchill) Roches granitiques gneissiques

Contact intrusif

GROUPE DE MONTAGNAIS: Gabbro et un peu de roches ultrabasiques.

GROUPE DE LAPORTE: métapélite, marbre, quartzite, roches métavolcaniques, métagabbro.

et que leur métamorphisme est progressif vers l'est ne permet pas une classification stratigraphique sûre. Les corrélations entre le miogéosynclinal et l'eugéosynclinal sont également incertaines puisque ces bassins sont séparés par une importante faille de charriage.

Dans ce rapport, les roches du miogéosynclinal, de même que les roches du socle archéen à l'ouest et à l'intérieur du géosynclinal, sont décrites suivant un ordre stratigraphique bien établi. La description des lithologies eugéosynclinales fait suite dans un ordre stratigraphique provisoire. Les roches magmatiques sont décrites en détail dans la section intitulée ROCHES IGNEES.

#### COMPLEXE D'ASHUANIPI (ARCHEEN)

Les roches du socle archéen affleurent dans les régions à l'est et à l'ouest de la Fosse et forment des fenêtres à l'intérieur du géosynclinal même.

Les roches du socle à l'ouest de la Fosse n'ont pas subi le métamorphisme hudsonien et donnent des âges K-Ar d'environ 2500 Ma (Wanless, 1969), caractéristiques de la phase tectonique kénoréenne. Harrison (1952) en a fait le "Complexe d'Ashuanipi". Dimroth (1969) a introduit le terme "Complexe de Wheeler" pour le socle à l'est du géosynclinal du Labrador. Le complexe a subi la déformation et le métamorphisme hudsoniens et donne, au K-Ar, un âge hudsonien.

Les roches archéennes du socle à l'ouest et dans la partie ouest du géosynclinal sont habituellement granitiques. On note, en certains endroits, des enclaves de gneiss à pyroxène dans ces roches granitiques.

#### ROCHES GRANITIQUES

Les roches granitiques sont roses, de grain moyen à très grossier et massives. Elles sont légèrement foliées en de rares endroits et comptent des variétés porphyriques çà et là. Elles présentent toutes la composition minéralogique normale des roches granitiques. Le tableau 2 en donne plusieurs analyses modales ainsi que la répartition d'après la classification des roches intrusives de Streckeisen (1976). Ces mêmes analyses sont présentées sur un diagramme triangulaire (figure 3). De minces veines de quartz et de pegmatite apparaissent localement dans les roches granitiques; elles ne sont cependant pas habituelles.

Le quartz forme environ 10 à 40% des roches. Il présente communément une extinction ondulée et est généralement fracturé. Le microcline compte pour environ 20 à 45% dans la composition des granites. Xénomorphe ou hypidiomorphe, il présente généralement la macle de Carlsbad. Il contient des inclusions telles que plagioclase, biotite et apatite. Le plagioclase constitue 30 à 55% de la roche. Sa composition va d'environ  $An_{15}$  à  $An_{30}$ . Il est généralement saussuritisé et xénomorphe ou hypidiomorphe.

TABLEAU 2 - Analyses modales de roches granitiques du socle archéen.

Echantillons	16-B-12	22-B-2B	7-K-13	42-K-15	P-1977
Quartz	13.6	22.0	7.9	25.3	30.0
Microcline	34.2	16.4	31.4	25.9	30.0
Plagioclase	30.6	50.0	55.1	38,5	30.0
Myrmékite	3.4	--	--	--	--
Hornblende	--	--	0.9	--	--
Biotite	3.6	--	3.6	--	5.0
Muscovite	--	0.8	--	--	--
Apatite	1.0	--	0.4	0.3	tr.
Allanite	0.1	--	--	--	--
Minéraux opaques	3.4	1.9	0.6	0.1	--
Chlorite	7.6	8.9	--	9.9	tr.
Carbonate	2.2	--	--	--	--
Epidote	--	--	0.1	--	1.0

Classification de Streckeisen (1976)	Monzonite quartzifère	Granodiorite	Monzonite quartzifère	Granite	Granite
--------------------------------------	-----------------------	--------------	-----------------------	---------	---------

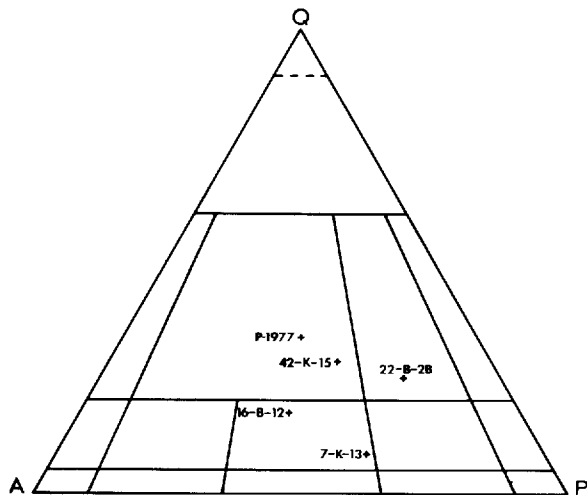


FIGURE 3 - Roches granitiques du socle archéen (diagramme de Streckeisen, 1976). A - feldspath alcalin; P - plagioclase; Q - quartz. Voir annexe A pour localisation des échantillons. NOTE: Tous les échantillons appartiennent au complexe d'Ashuanipi, sauf le p-1977 qui provient du complexe de Wheeler (Penrose, 1977).

Il contient des inclusions telles que apatite, biotite, rare muscovite, zircon et minéraux opaques. La biotite, d'un pléochroïsme plutôt faible, parfois brun verdâtre à brun verdâtre

sombre, compte pour environ 5% de la roche. Le mica, chloritisé en plus grande partie, contient de l'apatite, du zircon et des minéraux opaques; la chloritisation s'amorce en feuillets parallèles au plan (001). Les minéraux accessoires comprennent la hornblende verte, l'apatite, l'allanite généralement radio-active, la muscovite, le zircon, le sphène et les minéraux opaques. Les minéraux secondaires, à part la chlorite, sont le carbonate et l'épidote.

Hashimoto (1968) a décrit le granite porphyroïde et le granite oeil-lé que l'on rencontre sur la feuille du lac Jogues. Le microcline se présente en phénocristaux atteignant 0.8 cm sur 1.2 cm. Par endroits, le granite a été transformé en un gneiss oeil-lé. De menus cristaux de biotite chloritisée entourent les yeux du gneiss et soulignent la foliation. Nous croyons que la déformation relativement importante de ce granite du lac Jogues, c'est-à-dire la texture oeil-lée, est pré-hudsonienne car les roches du supergroupe de Kaniapiskau qui affleurent à proximité sont peu ou pas déformées.

#### GNEISS

Les gneiss forment des enclaves de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres dans les roches granitiques de la moitié méridionale de la feuille de la Chute aux Schistes (moitié est). Ce sont des roches gris foncé, à peine foliées, finement grenues.

Les lames minces révèlent qu'elles sont panxénomorphes, grano-blastiques et formées de plagioclase ( $An_{27-39}$ ), de hornblende ( $ZAc = 16^\circ$ ;  $NX = \text{vert}$ ;  $ZAc = 46^\circ$ ) et d'un peu de quartz, d'apatite et de zircon. Les minéraux opaques soulignent les zones de croissance dans les pyroxènes (figure 4).

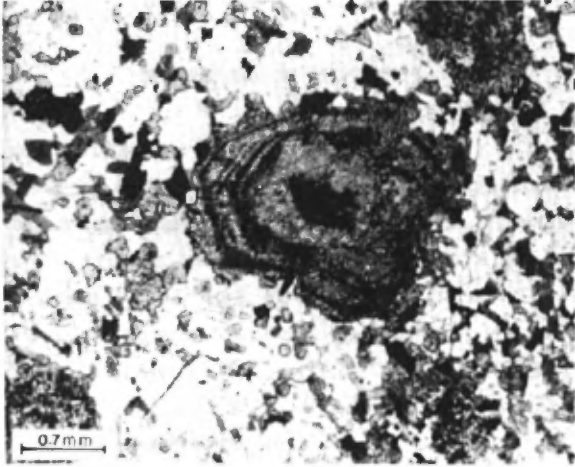


FIGURE 4 - Pyroxène zoné dans le gneiss archéen. Feuille de la Chute aux Schistes. Lumière polarisée non analysée.

#### COMPLEXE DE WHEELER (ARCHEEN)

La description des roches granitiques du complexe de Wheeler se fonde sur les observations de Penrose (1978).

Les roches du complexe, dans notre région, sont des gneiss granitiques (échantillon P-1977, tableau 2 et figure 3) et granodioritiques; elles constituent la partie orientale de la feuille du lac Horseshoe. Ces gneiss sont gris pâle ou roses, moyennement grenus. Porphyriques par endroits, ils font voir des porphyroblastes de

microcline atteignant 2 cm de diamètre. On note, à l'occasion, des schlieren riches en biotite ou en hornblende. On note aussi, sur des distances de l'ordre du kilomètre, des variations dans les proportions de minéraux mafiques et de microcline. Il ne semble pas exister de rubanement. Les roches présentant au moins deux foliations ou linéations ne sont pas rares. Les gneiss à l'est du lac Coudé contiennent des lentilles allongées, de la grosseur du poing, de roches à disthène.

Penrose (1978, p. 10) est d'avis que ce type de gneiss fait partie d'un soubassement archéen remobilisé. Ces gneiss s'apparentent bien avec ceux que l'on trouve dans des socles archéens remobilisés. La présence de multiples structures internes et leur arrangement irrégulier vont à l'encontre d'une hypothèse d'origine magmatique. Cependant, le manque de litage de même qu'une homogénéité assez constante dans la roche affaiblissent l'hypothèse de roches sédimentaires (protérozoïques) granitisées.

#### SUPERGROUPE DE KANIAPISKAU (APHEBIEN)

Les roches du supergroupe de Kaniapiskau comprennent de nombreuses formations sédimentaires auxquelles s'ajoutent des roches extrusives et intrusives. Nous ferons la description des formations en nous intéressant d'abord au miogéosynclinal, puis à l'eugéosynclinal et, finalement, à l'arrière-pays.

A l'intérieur de ces grandes divisions, nous ferons intervenir les descriptions de roches ignées aux endroits où elles se situent chronologiquement. Ainsi, les lamprophyres et carbonatites, que l'on sait d'âge plus récent que le Sokoman et plus anciennes que le Menihék (voir tableau 1), sont décrites à la fin des unités sédimentaires et pyroclastiques du Sokoman. De même en est-il des intrusions non métamorphisées de l'eugéosynclinal que l'on peut traiter en fin de cette section. Mais pour ce qui est des roches ignées de chronologie incertaine, nous avons préféré en garder la description pour la toute fin de nos propos sur la pétrologie et les coiffer du titre de ROCHES IGNEES.

## *Miogéosynclinal*

Nous abordons ici les groupes de Knob Lake et de Doublet. Le premier est divisé en quatre sous-groupes comprenant chacun un minimum de trois formations. Le second ne comprend que deux formations.

### GROUPE DE KNOB LAKE

#### - SOUS-GROUPE DE SEWARD -

La formation de Seward a été introduite par Frarey et Duffell (1964). Dimroth (1968b, 1969, 1978) l'a élevée au statut de sous-groupe et subdivisée en quatre sous-unités de rang formationnel.

Le sous-groupe de Seward est formé d'arkoses continentales, de grès quartzeux, de conglomérats, de calcaré-

nites et de dolomies. Il recouvre les roches du socle archéen et est recouvert à son tour par les mudstones marins de la formation de Lace Lake, la formation inférieure du sous-groupe de Pistolet.

Le Seward représente la partie inférieure du premier cycle sédimentaire du géosynclinal du Labrador.

### FORMATION DE CHAKONIPAU

Les roches de la formation de Chakonipau (Dimroth, 1968b, 1969, 1978) forment deux minuscules étendues dans la partie sud-ouest de la feuille du lac Patu, à l'ouest du lac de la Magnétite. Au sud de notre région, selon Dimroth (1969, 1972, 1978), cette formation est formée d'une séquence d'arkoses rouges et de conglomérats arkosiques dont les affleurements typiques se trouvent aux lacs Castignon et Chakonipau. Elle atteint 1390 m d'épaisseur (Dimroth, 1978, tableaux 4 et 5) et se subdivise en trois membres: arkose rouge foncée, à grain fin, suivie d'un membre de conglomérat-arkose, puis de couches alternantes d'arkose et de conglomérat.

La formation consiste en arkose et grès quartzeux arkosiques, de grain moyen et de couleurs rosâtres ou encore gris clair à blanches. D'après Dimroth (1969, 1978), ces roches à grain moyen ne représentent qu'une partie du membre supérieur de la formation de Chakonipau.

Le quartz des arkoses est à peine arrondi ou subanguleux et consti-



tue 60 à 90% de la roche. Le feldspath, c'est-à-dire le plagioclase et le microcline, forme 10 à 40% de l'ensemble. La matrice, finement grenue, est composée d'une fine poussière de roche et de minéraux argileux; par endroits, elle compte pour 10% de la roche.

On pense que les arkoses de la formation de Chakonipau proviennent des roches granitiques du complexe d'Ashuanipi, à l'ouest du géosynclinal. Le tri et le degré d'éroussé médiocres des fragments prouvent que ceux-ci n'ont pas été transportés sur de longues distances.

#### MILIEU DE DEPOT

La formation de Chakonipau, visible dans seulement deux minuscules étendues, ne nous a pas fourni d'observations suffisantes pour une étude de son milieu de dépôt. Nous présentons donc ici une partie de l'exposé de Dimroth (1978, p. 57): Le tri et le degré d'éroussé médiocres, la stratifications entrecroisée à large maille (< 20 cm) et, en particulier, la présence de conglomérats de cône alluvial à blocs grossiers portent à croire qu'une grande partie du Chakonipau a été déposée par des torrents rapides, saisonniers, probablement dans un milieu de cônes de piémont et de cours d'eau anastomosés. L'intense hématisation et les croûtes d'altération revêtant les fragments d'andésite évoquent des conditions fortement oxydantes et des taux élevés d'altération chimique en milieu subaérien, au cours du transport et du dépôt. L'absence d'altéra-

tion du feldspath dénote un transport et une accumulation rapides des sédiments. De telles conditions doivent vraisemblablement se présenter dans un bassin d'effondrement continental, dans des conditions climatiques chaudes, semi-arides.

#### PALEOGEOGRAPHIE

Nous pensons que les roches de la formation de Chakonipau ne se trouvent que dans l'extrême sud-ouest de la région. La petite fenêtre du socle que l'on rencontre juste à l'ouest du lac de la Magnétite en est dépourvue. Cette fenêtre, de même que toutes les roches granitiques le long de la bordure occidentale du géosynclinal, sont recouvertes directement par les grès de la formation de Wishart, la formation la plus basse du second cycle sédimentaire. Quant à la fenêtre du socle près du lac Patu, elle est recouverte par des conglomérats et grès que l'on tient pour des roches du sous-groupe de Pistolet.

#### FORMATION DE PORTAGE

La formation de Portage, dont le nom a été introduit par Dimroth (1968b), est formée surtout de:

- . siltites rouges et pourpres, en général finement litées;
- . argilites silteuses rouges, verdâtres ou grises;
- . grès arkosique et arkose rouges ou roses, localement dolomitiques.

Au sud de la région, la formation passe vers l'est à celle de Dunphy à prédominance dolomitique (Dimroth, 1972, 1978).

Dans notre région, la formation de Portage affleure dans la partie orientale de la feuille du lac Patu et dans le secteur de Fort McKenzie. Le raccordement de nos roches à la formation de Portage ne repose que sur leur lithologie et leur comparaison avec les descriptions de Dimroth (1969, 1972, 1978).

#### PETROGRAPHIE

Les arkoses silteuses roses, rouges ou rouge foncé de la formation de Portage présentent généralement des caractéristiques sédimentaires: stratifications entrecroisées à petite échelle, rides de plage, remplissages de chenaux décimétriques et fissures de retrait (figure 5). Les lames minces révèlent que ces arkoses sont formées de quartz, de plagioclase et de microcline, anguleux à subarrondis, dont le diamètre est d'environ 0.05 à 0.2 mm. Les minéraux accessoires sont de la biotite altérée, du sphène et des

minéraux opaques. La matrice, qui forme moins de 5 à 10% de la roche, consiste en chlorite et en séricite, de même qu'en hématite entourant les fragments de minéraux.

Les argilites se présentent, pour la plupart, en interlits dans les arkoses silteuses. Des arkoses roses, de grain moyen à grossier, et un conglomérat granitique semblent surmonter les arkoses silteuses près du confluent des rivières Swampy Bay et Caniapiscau. Les grès sont classés, plutôt arbitrairement, dans la formation d'Alder (pages 17 et 18) vu que, par endroits, ils sont quelque peu dolomitiques et que, dans le secteur du lac Patu, ils sont sous-jacents aux dolomies de la formation d'Uvé.

NB: On pourrait être tenté d'assimiler à la formation de Chakonipau les arkoses rouges à grain fin de la rive occidentale du lac Canichico (Le Moyne) et les grès et conglomérats roses au confluent des rivières Swampy Bay et Caniapiscau. Notre préférence pour les ranger respectivement, dans les formations de Portage et d'Alder est raisonnable puisqu'elle se fonde sur des indications paléogéographiques - comme par exemple l'absence de roches de la formation de Lace Lake (pages 16 et 17) au nord du lac Patu - et la présence, près du même lac, de dolomies de la formation d'Uvé sur des roches placées dans la formation d'Alder.

#### MILIEU DE DEPOT

Les lithologies de la formation de Portage pointent à des dépôts dans un milieu continental passant vers l'est à des environnements marins côtiers. Dimroth (1978, p. 66) a avancé l'idée que le transport d'une partie des arkoses à grain fin s'est fait par le vent, comme en témoignent leur bon tri, la finesse du grain, la faiblesse



FIGURE 5 - Fissures de retrait dans la siltite rouge de la formation de Portage. Lac Canichico (Le Moyne).

de l'arrondi et la forte proportion en feldspath. Nos observations vont dans le sens de l'interprétation de Dimroth.

#### FORMATION DE DUNPHY

L'épaisse unité de dolomies roses, généralement stromatolitiques, qui forme le sommet du sous-groupe de Seward a été appelée formation de Dunphy par Dimroth (1969, 1978). Elle apparaît dans le centre de la Fosse, au sud de notre région (Dimroth, 1978). Sur la feuille du Lac Patu, deux petites aires d'affleurements de dolomies roses semblent, de par leur lithologie, devoir être rattachées à cette formation.

#### PETROGRAPHIE

La dolomie type de la formation de Dunphy est rose ou rose blanchâtre. Au lac Canichico (Le Moyne) une dolomie affleure tout près d'un gabbro, dont elle a quelque peu subi le métamorphisme de contact. Elle a un aspect tacheté et rubané; des bandes discontinues, translucides, blanches, déformées, de 1 à 10 mm d'épaisseur, alternent avec d'autres, rouges brunâtres. La dolomie blanche et translucide se présente également en petites plages irrégulières qui se muent en veines tout aussi irrégulières, effet probablement dû au métamorphisme de contact du gabbro. La dolomie contient des traces de sulfate, lequel est probablement du gypse, vu que la roche contient 0.5% de  $SO_4^{--}$ .

#### MILIEU DE DEPOT

Nous n'avons observé les roches de la formation de Dunphy qu'en deux endroits, ce qui est insuffisant pour une étude de son milieu de dépôt. Dimroth (1978, p. 72) affirme que la formation s'est déposée dans un bassin marin peu profond. Ayant observé le passage à un faciès sableux à l'ouest et à l'est, il en déduit que des régions mères continentales se trouvaient à l'est et à l'ouest de ce bassin. La croissance d'algues témoigne d'une faible profondeur de l'eau au cours du dépôt. Au centre du bassin, les conditions d'eau calme et plus profonde sont indiquées par des shales, feuilletés à tabulaires. Pour une description plus détaillée de la formation de Dunphy, se reporter à Dimroth (1978).

#### FORMATION DE MILAMAR

La formation de Milamar, la quatrième du sous-groupe de Seward (Dimroth, 1972, 1978) semble absente de la région. Au sud de la latitude  $56^{\circ}30'$ , elle est formée de conglomérat, d'arkose et de marbre. Les équivalents de cette formation sont, en toute vraisemblance, présents dans l'arrière-pays, où toutes les roches métamorphiques ont été classées dans le "groupe de Laporte".

#### GROUPE DE KNOB LAKE

#### - SOUS-GROUPE DE PISTOLET -

Le sous-groupe de Pistolet (Dimroth, 1969, 1972 et 1978) comprend la formation de Lace Lake (Perrault,

1955), la formation d'Alder (Dimroth, 1969, 1978) et la formation d'Uvé (Dimroth, 1969, 1978). La formation de Lace Lake est formée de shales et de siltites avec interlits de dolomie; celle d'Alder est composée de dolomies, de grès quartzeux dolomitiques ainsi que de grès quartzeux, d'arkoses et de conglomérats roses et blancs; celle d'Uvé comprend de la dolomie et un peu de siltite.

#### FORMATION DE LACE LAKE

Dans notre région, la formation de Lace Lake est une succession de siltites et de shales gris foncés. Des interlits de dolomie grise à patine brune et de dolomies sableuses, de 3 cm à 1.2 m d'épaisseur, la caractérisent. Elle affleure au nord et au nord-est du lac Doutreleau, sur la feuille du lac Patu, dans le prolongement de sa localisation sur les terrains de Dimroth (1978), où elle se présente sous la formation d'Alder. Nous n'avons pas vu les siltites rouges et vertes décrites par Dimroth (1969).

Le manque d'affleurements continus dans la région ne permet pas une estimation de l'épaisseur de la formation. Dimroth (1978) a divisé la coupe type de la formation, d'une épaisseur estimée de 325 m, en cinq membres.

Un affleurement typique de la formation de Lace Lake, près du lac Doutreleau, montre 19 lits d'argilite de 2 cm à 6 m d'épaisseur, la plupart se maintenant entre 5 et 20 cm. Ces argilites sont interstratifiées avec

des lits de dolomie gris foncé de 2 cm à 1.2 m d'épaisseur. Cette dolomie compte pour 15.6% des 28.7 m d'affleurement; le reste est de l'argilite.

A noter ici que le terme argilite, tel qu'employé dans ce rapport, désigne un shale faiblement métamorphisé.

#### PETROGRAPHIE

Les siltites, généralement gris foncé, s'altèrent en gris clair et se présentent en fines lamelles de 1 à 10 mm d'épaisseur. Nous y avons noté un clivage, localement deux. Les lames minces révèlent des fragments anguleux de la taille des silts, qui sont du quartz accompagné d'un tout petit peu de feldspath; ces fragments sont engagés dans une matrice de chlorite et de séricite dans laquelle on observe, çà et là, un peu de carbonate. Le litage résulte de l'alternance de lamelles riches (50 à 80%) et pauvres (30% ou moins) en particules silteuses.

Les shales et les argilites sont gris; leur patine est grise et ils sont généralement finement lités. Ils sont formés de chlorite et de séricite avec quelques fragments de quartz de la taille du silt. On note un peu de graphite par endroits.

Les interlits de dolomie sont gris, à altération brun clair, et habituellement finement lités. En certains endroits, la dolomie est arénacée (grains de quartz) ou argileuse. De la sillexite calcédonique forme communément

de très minces lamelles, espacées de quelques millimètres seulement, lesquelles sont perpendiculaires à la stratification et au litage. La dolomie est recristallisée.

#### MILIEU DE DEPOT

Les roches de la formation de Lace Lake de notre région se sont déposées dans un milieu sub-côtier ainsi qu'en témoignent la lamination tabulaire, la présence de graphite - indice d'un milieu calme et réducteur - et la proportion relativement élevée de débris de quartz dans certaines couches dolomitiques - indice d'un dépôt proche du rivage.

Les roches de la formation, dans notre région, ne représentent qu'une partie du bassin de sédimentation. Pour la description du milieu de dépôt de tout le bassin de Lace Lake, se reporter à Dimroth (1978).

#### FORMATION D'ALDER

La formation d'Alder (Dimroth, 1969, 1978) est une succession d'arkoses et de grès quartzeux, de grès dolomitiques, de conglomérats, de siltites et d'un peu d'argilites. Elle est caractérisée par des changements extrêmes de faciès. Elle affleure principalement à l'ouest du lac Patu et au sud du lac Edgar, sur la feuille du lac Patu. Nous n'avons pas vu la dolomie pure décrite par Dimroth (1969, 1978).

Le manque d'affleurements continus ne permet pas d'établir une sé-

quence stratigraphique à l'intérieur de la formation. Les raisons pour inclure partie de nos roches dans cette formation sont surtout lithologiques, rarement stratigraphiques. Une corrélation stratigraphique est possible, par exemple au lac Edgar, où la formation est recouverte par la dolomie d'Uvé dans un grand pli: l'anticlinal du lac Edgar. A l'ouest du lac Patu, l'unité 6a (carte 1924) est caractéristique de la lithologie de la formation. L'unité 6c est formée du sous-groupe de Pistolet mais contient des interlits de grès quartzeux blancs ou gris, caractéristiques de la formation.

Aucune estimation sûre de l'épaisseur de la formation n'est possible dans la région. A la localité type, sur la colline Alder, la formation a environ 520 m d'épaisseur (Dimroth, 1969, 1978).

#### PETROGRAPHIE

Les conglomérats de la formation d'Alder sont formés de fragments granitiques anguleux à sub-arrondis, atteignant 30 cm de diamètre. La texture est jointive ou empâtée; la matrice est une arkose, dolomitique par endroits.

Les arkoses sont roses, de grain moyen à grossier, parfois micro-conglomératiques. Elles proviennent des roches granitiques autour du lac Patu et au sud du lac La Lande.

Les grès quartzeux sont à grain fin, moyen ou grossier. Ce sont,

en général, des orthoquartzites massives, roses ou gris clair, à altération blanche. Au microscope, on note un peu de dolomie et, par endroits, un peu de feldspath.

Les grès très fins et les siltites, rouges et verdâtres, sont quartzitiques ou arkosiques et sont dotés d'une matrice hématitique et chloritique. Dans la formation d'Alder, ils se présentent rarement en couches épaisses; ils sont généralement interstratifiés avec les grès quartzeux blancs ou rosâtres décrits ci-dessus. Ils sont compris dans les unités 6a (grès quartzeux blancs) ou 6b (conglomérats et arkoses).

#### MILIEU DE DEPOT

La formation d'Alder se caractérise par des changements extrêmes de faciès (Dimroth, 1969, 1972, 1978). Dans notre région, cependant, les roches que nous faisons entrer dans la formation d'Alder - parce qu'elles se trouvent sous les dolomies de la formation d'Uvé - semblent être côtières ou sub-côtières, ce qu'indiquent les conglomérats et arkoses granitiques recouvrant le socle granitique au lac Patu. Le caractère sub-côtier et marin peu profond de notre assemblage est aussi souligné par des grès quartzeux et des grès quartzeux dolomitiques à grain moyen. Il se peut que ces roches proviennent des dômes granitiques qui émergent au lac Patu et près du lac Collobet (Wapanikskan) de même que des terrains granitiques à l'ouest de la Fosse. Des sédiments détritiques rema-

niés font, en toute vraisemblance, partie du matériel à l'origine des roches de la formation.

#### FORMATION D'UVE

La formation d'Uvé (Dimroth, 1969, 1978) est une dolomie qui affleure dans l'anticlinal du lac Edgar, en un point qui, sur la feuille du lac Patu (carte 1924), se trouve au sud du lac Edgar, à 5.6 km à l'ouest du lac Patu.

Dans la coupe type (Dimroth, 1969, 1972, 1978), le membre inférieur de cette unité est formé d'argilite et de siltite vertes et rouges avec des interlits, de 10 à 15 cm, de dolomie et de grès quartzeux dolomitique gris à altération brune (Dimroth, 1969, 1978). Ailleurs, sur les terrains de Dimroth, le membre inférieur consiste uniquement en siltites grises. Nous n'avons pas vu le membre rouge et vert dans la région du lac Patu (carte 1924). Des argilites et siltites grises semblent constituer la base de la formation, comme par exemple à 5 km au sud-est du lac Edgar ainsi qu'à 3.2 km à l'ouest du lac Patu.

#### PETROGRAPHIE

La dolomie d'Uvé se présente dans les variétés recristallisées et non recristallisées. La première, gris pâle et de grain fin à moyen, a une surface d'altération claire ou chamois; la seconde, grise et de grain très fin, s'altère en brun chocolat. De la siltite noire, sous forme de lentilles, de

bandes ou de bulles, se rencontre surtout dans la dolomie recristallisée.

Les siltites et argilites du membre inférieur de la formation ne présentent pas de caractères particuliers. Ce sont des mudstones ordinaires, gris, graphiteux par endroits, que nous n'avons pas étudiés en détail.

#### MILIEU DE DEPOT

La présence de mudstones graphiteux et l'absence de stromatolites dans les dolomies pointent à un dépôt dans un bassin marin relativement profond et calme.

#### GROUPE DE KNOB LAKE

##### - SOUS-GROUPE DE SWAMPY BAY -

Le sous-groupe de Swampy Bay (Dimroth, 1969, 1978), est une série de roches surtout pélitiques, sus-jacentes à celles du sous-groupe de Pistolet, au nord de la latitude 56°. Il se rattache à une partie de l'Attikamagen de la région de Schefferville de la Fosse mais n'est pas l'équivalent de celle-ci (Dimroth, 1978, p. 129).

Le sous-groupe de Swampy Bay consiste en trois formations dans la partie ouest de la Fosse. Ce sont, de la base au sommet, Hautes Chutes, Savigny et Otelnuc.

#### FORMATION DE HAUTES CHUTES

La formation de Hautes Chutes (Dimroth, 1969, 1978) est une ardoise ou argilite graphitique gris foncé. La

base est formée de 5 à 10 m de silexite graphitique noire. L'assemblage typique de la formation n'a pas été observé dans notre région; se reporter à Dimroth (1969, 1972, 1978) pour une description de la formation, laquelle a environ 100 m d'épaisseur au sud de notre région.

#### FORMATION DE SAVIGNY

La formation de Savigny (Dimroth, 1969, 1978) est composée d'ardoise ou d'argilite grises à gris foncé, généralement à lits fins. Elle s'altère en gris ou gris clair, parfois en brun rouille. Selon Dimroth (1978, page 131): La formation contient, dans le bassin de Savigny (latitude 56°21', longitude 68°51'), un membre, composé d'ardoise et de wacke quartzeux, de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur; dans le bassin d'Otelnuc, elle est formée d'ardoise. Son épaisseur, qui dépasse 600 m dans le bassin de Savigny, n'atteint pas 300 m à l'ouest du lac Otelnuc.

La formation de Savigny est la seule du sous-groupe de Swampy Bay qui soit représentée dans notre région. Elle recouvre les roches de la formation d'Uvé au sud du lac Edgar et est elle-même recouverte par les roches du sous-groupe de Ferriman. Comme dans le bassin d'Otelnuc, elle est formée d'argilite. Cette roche est généralement à lits fins. Nous avons noté, çà et là, de fines stratifications entrecroisées. Les lames minces révèlent jusqu'à 30 à 40% de quartz, de la taille du silt, logé dans une matrice boueuse.

#### MILIEU DE DEPOT

La composition des roches de la formation de Savigny, leur grain très fin et leur délicate lamination évoquent un dépôt en eau calme et profonde.

#### FORMATION D'OTELNUC

La formation d'Otelnuç, comme celle de Hautes Chutes, semble absente de notre région. Dimroth (1969, 1972, 1978) l'a décrite comme une succession, de type flysch, de couches alternantes de shale et de wackes quartzeux.

Il est fort probable que les formations de Hautes Chutes, de Savigny et d'Otelnuç sont partiellement équivalentes. Sur le plan de la lithologie, ces formations sont presque semblables et, dans notre région, toutes les trois pourraient être représentées par des shales gris, finement lités. Comme ces shales sont peu dégagés, il est impossible d'évaluer l'épaisseur du sous-groupe de Swampy Bay dans notre région.

#### GROUPE DE KNOB LAKE

##### - SOUS-GROUPE DE FERRIMAN -

Le sous-groupe de Ferriman (Dimroth, 1972, 1978) comprend trois formations: Wishart (grès); Ruth (silexite, shale ferrugineux et siltites); Sokoman (roche ferrifère siliceuse). Lors du dépôt du membre supérieur de la formation de Sokoman, une série de roches allant des lamprophyres aux carbonatites ont envahi et recouvert les roches ferrifères ou plus anciennes. Le

tableau 3 présente deux coupes stratigraphiques du sous-groupe.

#### FORMATION DE WISHART

Le nom de Wishart, dont l'emploi a été introduit par la Labrador Mining and Exploration Company, est devenu formel avec Harrison (1952). La formation est sus-jacente aux roches granitiques archéennes sur la bordure occidentale de notre région, c'est-à-dire dans les secteurs du lac Patu et de Fort McKenzie; vers le centre de la Fosse, elle recouvre les couches aphébiennes plus anciennes du premier cycle sédimentaire. Dans la partie septentrionale de la région (secteur du lac La Lande), nous n'avons observé aucun affleurement des roches du premier cycle sédimentaire; nous pensons que le Wishart surmonte le socle archéen au centre du miogéosynclinal. Le contact de la formation avec les roches sous-jacentes est transgressif en bordure de la Fosse. Au centre du miogéosynclinal, dans la partie méridionale de la région, le Wishart recouvre l'Alder, près du lac sur les Montagnes, et le Savigny, au nord du lac Edgar (figure 6). Les contacts sont transgressifs et très faiblement discordants. En d'autres endroits de la Fosse (Dimroth, 1972), le Wishart recouvre en concordance les formations plus anciennes. Une couche distincte de silexite de la partie inférieure de la formation de Ruth (Harrison, 1952) précise la limite supérieure.

La formation de Wishart consiste en grès, localement dolomitiques,



TABLEAU 3 - COUPES STRATIGRAPHIQUES DU SOUS-GROUPE DE FERRIMAN - A: Lac de l'Hématite  
B: Falaise du lac Edgar

	MEMBRES, LITHOLOGIES - A	MEMBRES, LITHOLOGIES - B
Fm. de Menihék	Argilite, siltite et grès à grain fin.	
Fm. de Sokoman	<i>Formation ferrifère supérieure, à silicate et carbonate. Grise, gris verdâtre. Riche en chert. Parties inférieures généralement finement litées, parties supérieures en bancs épais ou massives. 60 à 75 m</i>	
	Tuf méllitique à olivine (situation stratigraphique approximative) < 0.3 à 30 m	
	<i>Formation ferrifère supérieure, à hématite. Roche ferrifère rubanée à hématite; quelques couches et lentilles de jaspe. 12 à 18 m</i>	(sommets de la falaise) <i>Formation ferrifère supérieure, à hématite. Rubanement. Roche ferrifère à hématite; un peu de jaspe; une couche de 10 cm de roche ferrifère à silicate et carbonate. &gt; 4.8 m</i>
	<i>Formation ferrifère inférieure, à silicate et carbonate. Brun-rouge, grise, brun chocolat. Rubanée à litée. Contient environ 60 m de roche ferrifère siliceuse, métallique. 20 à 80 m</i>	<i>Formation ferrifère inférieure, à silicate et carbonate, contenant une couche de roche ferrifère à hématite. 15 m (1)</i>
	<i>Formation de fer inférieure, à hématite. Rouge, brun-rouge à grise ("jaspilite rubanée"). Contient des couches de roche ferrifère métallique. 20 à 25 m</i>	<i>Formation de fer inférieure, à hématite. Rouge, brun-rouge à grise ("jaspilite rubanée"). Contient des couches de roche ferrifère "métallique". 26 m (2)</i>
<i>Jaspe. Massif. Présent par endroits seulement. 0.6 à 4.5 m</i>	<i>Jaspe. Massif, brun-rouge. 0.45m</i>	
Fm. de Ruth (10 à 25 m)	<i>Siltite, argilite, roche à silexite. Rouges, brunes, gris clair, à altération brune. Fines structures lamellaires. 4.5 à 6 m</i>	<i>Siltite, argilite-roche à silexite. Couleurs brune et rouge foncé; litage fin. ± 6 m</i>
	<i>Argilite. Gris foncé, verdâtre à noire; altération rouille. Fissile, massive par endroits. ± 30 m</i>	<i>Argilite. Brune, gris verdâtre, finement litée. ± 10 m</i>
	<i>Silexite. Brun rouge à noire. Un peu d'hématite ou de pyrite par endroits. 1.5 à 3 m</i>	<i>Siltite et argilite. Fin litage; gris et rouge. 0.9 m</i>
	<i>Grès quartzeux. Grain fin, lessivé, présente encore par endroits des taches riches en hématite brune. Latéralement discontinu. 5.5 m</i>	<i>Grès quartzeux. Grain fin, lessivé, présente encore par endroits des taches riches en hématite brune. Latéralement discontinu. 5.5 m</i>
Fm. de Wishart (10 à 20 m)	<i>Grès quartzeux et arkose. Habituellement à grain moyen les parties inférieures, à grain fin dans les parties supérieures. Blanc, gris. Localement à interlits de siltite et d'argilite atteignant 30 cm d'épaisseur. ± 15 m</i>	<i>Grès quartzeux. Gris verdâtre, à grain fin. 3.3 m</i> <i>Grès quartzeux et arkose. Gris, à grain moyen. 13.7 m</i>
	Discordance	Discordance
	Archéen (granite)	Formation de Savigny (argilite)

(1) Roche massive à carbonate et silicate: 4.3 m

Roche à silicate, massive à intraclastique: 7.3 m

Roche à hématite; lits et intraclastes de jaspe: 2.4 m

Roche à silicate et carbonate; massive, rarement intraclastique: 1.2 m

(2) Roche à hématite; lits et lentilles de jaspe: 10.6 m

Roche à hématite: 1.2 m

Roche à hématite; lits et lentilles de jaspe: 3.0 m

Roche à hématite "métallique": lits et intraclastes de jaspe: 14.3 m

Roche à hématite "métallique": 1.5 m

Roche ferrifère à hématite: lits de jaspe: 5.2 m



FIGURE 6 - Grès de la formation de Wishart recouvrant les roches de la formation de Savigny. Au nord du lac Edgar, feuille du lac Patu.

en siltites et en interlits d'argilite silteuse. Nous avons noté un conglomérat à galets à 1.6 km au nord du lac sur les Montagnes, sur la feuille du lac Patu. L'épaisseur des grès, qui varie de 15 à environ 60 m, atteint sa plus grande importance dans la partie méridionale de la région.

#### PETROGRAPHIE

Le type de roche dominant est une arénite quartzreuse à grain moyen, gris verdâtre, à altération gris clair. Cette arénite est composée de grains de quartz bien arrondis à subanguleux et de quantités moindres de fragments de feldspath et de roche. Ces derniers sont des siltites et de rares éléments volcaniques basiques finement grenus. La matrice est habituellement chloritique (ripidolite). Elle est dolomitique par endroits, dans lequel cas elle a une répartition irrégulière, même à l'échelle de la plaque mince. Les minéraux opaques sont les oxydes de fer

et la pyrite; celle-ci pourrait être détritique. Le tableau 4 présente cinq analyses modales des grès; d'après la classification de Pettijohn (1975), ceux-ci sont des arénites quartzreuses, des subarkoses et des subarkoses calcaireuses.

Les siltites et argilites silteuses grises et gris foncé sont d'ordinaire finement litées. Elles forment des interlits dans les grès à grain fin, surtout dans les parties supérieures de la formation.

Le conglomérat au nord du lac sur les Montagnes est fait de galets bien arrondis, atteignant 10 cm de diamètre, de grès rose et blanc de la formation d'Alder sous-jacente. La texture est empâtée; la matrice est faite d'un grès quartzeux dolomitique, moyennement grenu. Cette matrice, de couleur grise, s'altère en gris foncé.

Nous avons noté des textures sédimentaires en plusieurs endroits: stratifications entrecroisée dans les grès à grain moyen et lamination entrecroisée dans les siltites.

#### MILIEU DE DEPOT

Les grès de Wishart sont habituellement des arénites quartzreuses. Stratification entrecroisée, lamination entrecroisée et rides de plages (Harrison, 1952) évoquent un dépôt en eau peu profonde. De minces couches de conglomérat se présentent dans ces grès, près de Schefferville, dans la région du lac Knob (Zajac, 1974) et dans celle de la

TABLEAU 4 - Analyses modales des grès de la formation de Wishart.

Echantillons Constituants	7A18	29A9A	14E2	44E2A	44E2B
Quartz	74.4	80.5	67.0	78.1	79.5
Feldspath	8.5	7.6	8.8	3.2	3.5
Fragments de roches	0.5	—	—	3.3	1.4
Matrice	15.6	11.0	7.6	13.5	8.5
Minéraux opaques	tr.	0.9	5.9	1.9	7.4
Carbonate	—	—	0.7	—	—
Grosseur du grain (mm)	0.6 (0.1 à 1.8)	0.1 (0.05 à 0.6)	0.1 (0.05 à 0.2)	0.2 (0.05 à 0.2)	0.6 (0.07 à 1.2)
Forme du grain	Anguleuse à subanguleuse	Subanguleuse	Subanguleuse	Subanguleuse à arrondie	Subanguleuse à arrondie
Classification de Pettijohn (1975)	Arénite quartzéuse	Subarkose	Subarkose calcareuse	Arénite quartzéuse	Arénite quartzéuse
Matrice	Chlorite, poussière de roche	Chlorite, poussière de roche, stilpno- mélane	Chlorite	Chlorite	Chlorite, stilpno- mélane, poussière de roche

rivière Howells (Klein et Fink, 1976). Ces conglomérats pointent à de brèves régressions de la mer lors du dépôt. La majeure partie du matériel détritique a été acquis du socle archéen à l'intérieur et à l'extérieur de la Fosse et s'est déposée dans une mer peu profonde.

#### FORMATION DE RUTH

Le nom de Ruth est devenu formel avec Harrison (1952) après avoir

été introduit par les géologues de la Labrador Mining and Exploration Company. Cette formation est intercalée entre celles de Wishart et de Sokoman.

Elle consiste généralement en un membre inférieur de silixite, en un membre d'argilite et en un membre supérieur de silixite-argilite-siltite bigarré et rubané. Dans la partie septentrionale de la région, cependant, le membre d'argilite est mince ou absent. Par endroits, la formation passe aux

roches ferrifères siliceuses de la formation de Sokoman; en d'autres, le contact est plutôt brusque. Nous avons fixé le contact entre les deux formations au point où il n'existe plus de couches silteuses dans les roches. L'épaisseur totale de la formation varie entre 25 m, environ, dans le secteur du lac de l'Hématite, et 5 à 10 m seulement dans les parties septentrionales de la région. Les épaisseurs de chaque membre sont données au tableau 3 (page 21). La formation semble absente de l'extrémité septentrionale de l'aire cartographiée par Ciesielski (1977).

#### PETROGRAPHIE

Le membre basal consiste en silexite noire, grise, rouge ou brun rougeâtre. Il a de 0.5 à 3 m d'épaisseur, plus rarement 10 m. Il est homogène et, ici et là, lité ou bréchié.

Les lames minces révèlent que la roche est composée de très petits granules, lesquels sont probablement des intraclastes cimentés par du quartz microcristallin ou de la calcédoine. La silexite, rouge ou brun rougeâtre, est, en plusieurs endroits, oolithique et intraclastique. Le rouge du jaspe provient d'une fine poussière d'hématite. La couleur noire de certaines silexites, quant à elle, est due à un graphite très fin.

Le membre d'argilite est gris sombre, brunâtre ou verdâtre et en général finement lité. De fines lamelles d'argilite ferrugineuse, d'environ 5 mm d'épaisseur, alternent avec des lamel-

les silteuses un peu plus minces. Par endroits, cependant, la roche semble être plus ou moins massive.

Les lames minces révèlent que les lamelles argileuses contiennent jusqu'à 25% de grains de quartz anguleux, de la taille des silts, disposés dans un ciment dense de chlorite et d'oxyde de fer. Graphite, séricite et stilpnomélane y sont également présents. Gross (1951) a identifié l'oxyde de fer comme de la lépidocrocite et de la goethite. Les lamelles silteuses peuvent contenir jusqu'à 75% de quartz dans un ciment chloritique.

Le membre de silexite-argilite-siltite multicolore a une épaisseur allant de quelques millimètres à 6 m. Il présente des lamelles d'une épaisseur moyenne de 5 mm (1 à 10 mm); celles-ci alternent en teintes grises, brunes, rouges et verdâtres.

Dans la partie nord de la feuille du lac de la Moraine et sur la feuille du lac La Lande, ce membre passe aux roches ferrifères de la formation de Sokoman, dont, en raison des bandes de silexite plus nombreuses et plus épaisses qu'il contient, il se distingue à peine.

Au microscope, on voit que les lamelles sont formées de quartz et feldspath, de la taille des silts, disposés dans une matrice de chlorite et d'oxyde de fer. Elles peuvent aussi être composées de silexite; dans ce cas, on note un accompagnement de petits fragments détritiques de quartz,

de feldspath ou de silicates de fer. Nous avons noté, dans une de nos plaques minces, une lamelle de tuff.

Au lac Edgar (voir tableau 3), le membre inférieur de silexite et le membre moyen d'argilite sont séparés par un grès quartzeux, de grain fin à moyen. Ce grès, autrefois brun foncé et riche en fer, est maintenant presque complètement blanchi (figure 7). Rencontré sur un seul affleurement de la formation, il représente peut-être un remplissage de chenaux.



FIGURE 7 - Grès quartzeux de la formation de Ruth. Partiellement lessivé. Falaise à 1.6 km au nord-est du lac Edgar, feuille du lac Patu.

#### MILIEU DE DEPOT

La formation de Ruth témoigne d'une époque où la sédimentation responsable des roches exclusivement détritiques du sous-groupe de Ferriman (formation de Wishart), a fait place à une précipitation exclusivement chimique (formation de Sokoman). La fine lamination, répandue, du Ruth pointe à un dépôt en eau relativement calme. Le graphite, quant à lui, évoque des conditions de réduction. Ces deux caractéristiques, plus la présence de sédi-

ments de chenaux près du lac Edgar, font conclure à la probabilité d'un dépôt en mer peu profonde, au-dessous de l'agitation des vagues. Les lamelles tufacées témoignent d'une activité volcanique contemporaine dans l'eugéosynclinal à l'est; elles peuvent également représenter les produits d'un volcanisme antérieur à celui des lamprophyres et carbonatites, lequel a atteint son apogée lors du dépôt de la partie supérieure du Sokoman.

#### FORMATION DE SOKOMAN

Sokoman est un mot montagnais signifiant **fer**. Ce nom, utilisé par la Labrador Mining and Exploration Company pour désigner l'unité principale de formation ferrifère du géosynclinal du Labrador, a été officialisé par Harrison (1952).

La formation est composée principalement de roches ferrifères siliceuses. Une série de roches allant des lamprophyres aux carbonatites sont présentes dans la partie supérieure de la formation. Nous traiterons ci-dessous de la pétrographie, des textures sédimentaires et diagénétiques, du milieu de dépôt et des variations de faciès des roches ferrifères, ainsi que de la série des roches lamprophyriques à carbonatitiques.

#### ROCHES FERRIFERES

Les types suivants de roche ferrifère se rencontrent dans la région:

PETROGRAPHIE

- . Jaspilite rubanée
- . Roche ferrifère siliceuse à carbonate et silicate
- . Silexites ferrifères
- . Roche ferrifère siliceuse à hématite
- . Roche ferrifère "métallique" et "magnétique".

Il faut noter que ces types de roches passent couramment de l'un à l'autre et qu'il n'existe aucune différence minéralogique qualitative entre eux. Forcément, les descriptions qui suivent sont celles de types de roches théoriques. Pour plus de détails, on se reportera aux publications de Gross (1961, 1962, 1968), Dimroth (1968a, 1978), Dimroth et Chauvel (1973), Chauvel et Dimroth (1974) et Zajac (1974).

Bien que la cartographie et l'étude des unités ferrifères aient requis plus de temps et d'effort que celles de n'importe quelle autre série de roches, les résultats présentés dans le rapport et sur les cartes ne dépassent guère le stade de l'ébauche.

Pour les besoins de la cartographie, nous avons intégré les roches ferrifères siliceuses à carbonate et silicate et les silexites ferrifères à la formation ferrifère à carbonate et silicate; les jaspilites rubanées et les roches ferrifères à hématite, quant à elles, ont été groupées dans la formation ferrifère à hématite. Nous avons englobé les roches ferrifères "métalliques" et "magnétiques" dans la formation ferrifère au sein de laquelle elles affleurent.

*Jaspilite rubanée*

Les jaspilites rubanées sont formées de couches de jaspe finement lité alternant avec des lits de roche ferrifère à hématite (figure 8) ou avec des roches ferrifères "métalliques", bleuâtre sombre. Des roches ferrifères à silicate et carbonate forment également des lits dans les jaspilites rubanées.

Le jaspe lité est rouge brique ou rouge rosâtre. L'épaisseur des lits varie de quelques millimètres à environ 10 cm; elle atteint, cependant, ici et là, 1 à 2 m. Les lits épais sont ordinairement continus d'un bout à l'autre d'un affleurement mais les minces montrent des amincissements et épaisissements ou sont discontinus.

Le jaspe est finement lité mais des variétés oolithiques, pisoli-

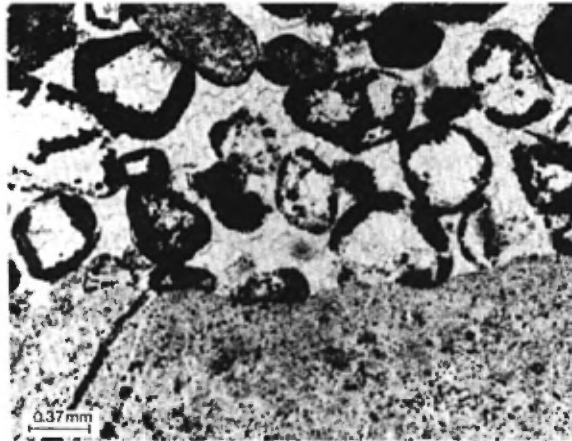


FIGURE 8 - Jaspilite rubanée. Roche ferrifère à hématite, recristallisée et oolithique, en contact avec un lit de jaspe. Rive orientale du lac de l'Hématite. Lumière polarisée non analysée.

tiques et intraclastiques sont également répandues. Les lames minces montrent qu'il est composé de silexite, d'hématite et de magnétite. La minnesotaïte, les carbonates et le stilpnomélane sont des minéraux accessoires.

Le quartz est sub-cristallin; il forme aussi des grains polygonaux recristallisés atteignant une taille de 0.15 mm. Il est à noter que, dans certains lits de jaspe ou de silexite d'un endroit donné, la taille maximum du grain semble plus importante que celle d'autres lits. L'explication résiderait dans la différence des quantités d'eau primaire au sein des lits; ceux dont le grain est plus grossier contenaient plus d'eau lors de la recristallisation diagénétique.

Magnétite et hématite, minnesotaïte, carbonates et stilpnomélane sont présents mais ne comptent que pour un faible pourcentage; leur aspect ne diffère pas de celui qu'ils ont dans les roches ferrifères à silicate et carbonate.

*Roche ferrifère siliceuse à silicate et carbonate*

Les roches ferrifères à silicate et carbonate sont gris verdâtre, vert foncé ou rouge brunâtre. Celles qui sont riches en carbonate s'altèrent en brun alors que celles qui sont riches en silicate s'altèrent en brun rougeâtre. Le type le plus répandu est une roche compacte, généralement finement litée. Les lamelles ont entre 1 et environ 15 mm d'épaisseur et, ainsi

que Dimroth (1972, 1978) l'a noté, elles résultent d'une variation dans le contenu en quartz. Les textures sédimentaires telles que intraclastes, oôïdes, oncolites et stromatolites sont détaillées aux pages 30 à 34.

Au microscope, on note de la minnesotaïte, de la sidérose, du stilpnomélane, de l'ankérite, de la magnétite, de l'hématite et du quartz. Le contenu en quartz, infime dans les variétés à carbonate pur, atteint presque 100% dans les silexites les plus pures. Le quartz forme des mosaïques polygonales; ici, la taille de son grain est quasi cryptocristalline, là, elle atteint environ 5 mm. La minnesotaïte a une teneur également variable; ici, elle n'est présente qu'en infimes quantités, là, elle atteint 55% du volume de la roche. Ses fines aiguilles forment des gerbes, des sphérolites ou des feutrages compacts (figure 9). Elle est généralement concentrée dans les anciens oôïdes, lesquels

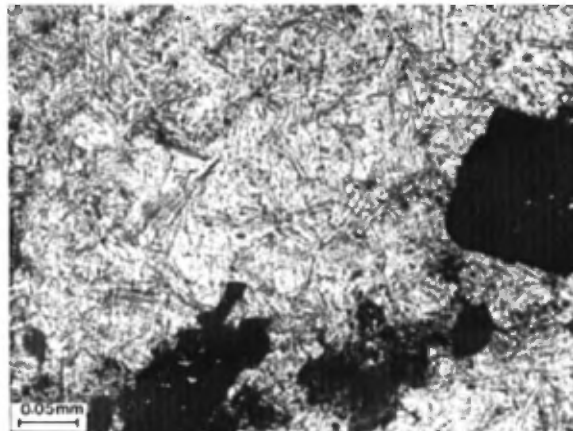


FIGURE 9 - Feutrage fin d'aiguilles de minnesotaïte dans une roche ferrifère à carbonate et silicate. Le minéral opaque est de la magnétite. Rive orientale du lac de l'Hématite. Lumière polarisée non analysée.

ont été détruits au cours de la recristallisation diagénétique; elle s'est aussi développée autour des oxydes de fer et perpendiculairement à ceux-ci. Les très minces aiguilles (0.01 à 0.05 mm sur 0.05 à 0.18 mm) sont faiblement pléochroïques:

X = presque incolore, jaune pâle

Y = Z = verdâtre clair

Les carbonates sont répartis uniformément dans toute la roche; ils forment également des lamelles, des lits, de petites lentilles ou, généralement, de petites taches dans une pâte siliceuse. Celles-ci, qui atteignent 5 mm de diamètre, se dissolvent facilement, produisant ainsi une surface d'altération picotée qui, à notre connaissance, se présente dans presque tous les types de roche ferrifère de la région. La taille des grains des carbonates varie, en général, de 0.02 à 0.5 mm. La sidérose et l'ankérite sont les minéraux les plus répandus mais on rencontre également de la calcite. La sidérose, du moins en certains endroits, constitue le minéral primaire (diagénétique?); elle forme, localement, dans des porphyroblastes d'ankérite, plus ou moins incolores, légèrement brunâtre clair et dichroïques, probablement diagénétiques, de petits vestiges rhombiques, quelque peu oxydés et donc fortement dichroïques. Nous n'avons pas noté de stilpnomélane dans toutes nos lames minces; il n'en est pas moins un constituant répandu des roches ferrifères. Les minces feuillets de stilpnomélane forment des fibres ou des gerbes et sont fortement pléochroïques:

X = jaune

Y = Z = brun doré

La magnétite, ordinairement le principal oxyde de fer, se présente en disséminations irrégulières; elle est enrichie dans les ooïdes ou dans de minces bandes de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. Elle a une origine diagénétique vu qu'elle est idiomorphe en plusieurs endroits et qu'elle semble avoir migré au cours des processus diagénétiques (figure 21, page 34). L'hématite prend l'aspect de très fines poussières (grosueur du grain, < 0.001 mm) qui donnent une teinte brun rougeâtre à certaines roches ferrifères; elle prend aussi la forme de petits cristaux idiomorphes à hypidiomorphes atteignant une taille de 0.5 mm. La poussière d'hématite souligne les textures sédimentaires telles que ooïdes, oncolites et stratifications, d'où l'idée de l'hématite, oxyde primaire (diagénétique?). La croissance des gros cristaux d'hématite se relie à la recristallisation et à la formation de concrétions au cours de la diagenèse. La greenalite et le talc n'ont été notés que dans quelques plaques minces. La greenalite forme de très petits agrégats (< 0.01 mm), ronds, verts, presque isotropes, le talc, des feuillets ou des paillettes. La greenalite et le talc ainsi que tous les minéraux décrits ci-dessus ont été déterminés au microscope seulement.

#### *Silexites ferrifères*

Les silexites ferrifères forment des lits qui ont habituellement plusieurs mètres d'épaisseur. Elles sont gris verdâtre, vertes ou noires. Très résistantes à l'altération, elles ne prennent une teinte brune ou rouille



que dans le cas d'un plus grand contenu en oxydes de fer ou en carbonates. Tout comme les roches ferrifères à silicate et carbonate, les silexites contiennent des concrétions de carbonate de 1 à 5 mm de diamètre, qui sont autant de petits points; elles ne diffèrent de ces roches que par les infimes quantités de silicates, carbonates et oxydes de fer qu'elles renferment. Elles se distinguent des lits de jasper par la couleur, c'est-à-dire par la proportion d'hématite. Ooïdes, oncolites et intraclastes sont présents; en raison, toutefois, d'une recristallisation prononcée du quartz, il est difficile de remarquer ces minuscules structures.

*Roche ferrifère siliceuse à hématite*

La plus grande partie des roches ferrifères à hématite forment des lits moyens à épais, sont finement grenues, oolitiques et intraclastiques. Rouge brun foncé, elles s'altèrent en rouille. Les lames minces révèlent qu'elles sont formées principalement de quartz, de magnétite et d'hématite. Nous avons également noté de la minnesotaïte, de la greenalite, de la sidérose, de l'ankérite, de la calcite et du stilpnomélane mais en moins grandes quantités que dans les roches à carbonate et silicate.

Le quartz forme une mosaïque polygonale; la taille de son grain va de moins de 0.01 à 0.6 mm, avec une moyenne de 0.05 mm. Nous avons noté de rares grains atteignant 1.5 mm, lesquels sont probablement d'origine dé-

tritique. L'hématite se présente en fines disséminations - qui ressemblent à des poussières - autour des grains de quartz; elle forme également de petits cristaux xénomorphes. Ceux-ci sont très rares dans les cinq sections polies que nous avons étudiées. La magnétite, le minéral ferrifère le plus courant dans nos lames minces, forme de petits cristaux isolés, xénomorphes ou idiomorphes atteignant 0.3 mm (ordinairement 0.05 à 0.1 mm) de diamètre. Les plus gros cristaux résultent d'un accroissement causé par la recristallisation. Les agrégats bisautés de cristaux idiomorphes ou xénomorphes sont répandus. Par endroits, la magnétite forme de minces bandes discontinues de quelques millimètres de long et de 0.1 à 0.5 mm d'épaisseur. La minnesotaïte, rare, se trouve au sein ou autour des ooïdes recristallisés ou autour des oxydes de fer. Les carbonates - sidérose, ankérite et calcite - sont très rares. Nous avons noté, dans une plaque mince (figure 10), des cristaux de carbonate idiomorphes

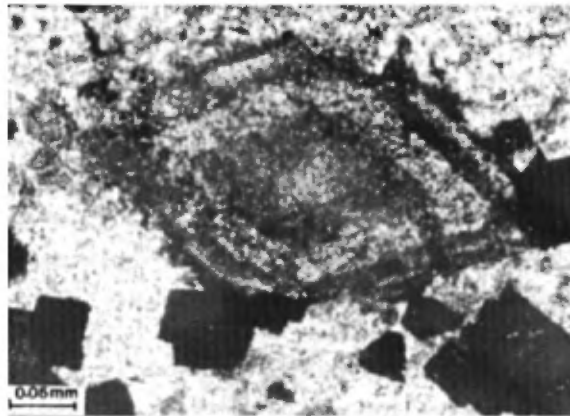


FIGURE 10 - Cristal de carbonate, zoné et idiomorphe, accompagné de magnétite et d'un peu de minnesotaïte. 0.8 km au nord du lac de l'Hématite. Lumière polarisée non analysée.

et zonés, dont le diamètre atteint 0.4 mm et qui montrent jusqu'à six zones de calcite et de sidérose, telles que déterminées au microscope. Les centres des cristaux contiennent de la sidérose colorée et pléochroïque ou de la calcite incolore. La sidérose, dont la teinte relativement sombre résulte, en toute probabilité, de l'oxydation, semble absente des roches ferrifères à hématite pure.

*Roches ferrifères "magnétiques" et "métalliques"*

Ces roches forment des lits dans les roches à carbonate et silicate, les roches à hématite et les jaspilites rubanées. L'horizon de roche "magnétique siliceuse" près du lac de l'Hématite a, telle que révélée par les sondages, une épaisseur moyenne de 51 m (M. Smith, Toronto; communication orale).

L'hématite et la magnétite sont concentrées dans ces types de roches; elles peuvent se présenter isolément mais, d'habitude, les deux se trouvent ensemble. Les lames minces révèlent que les oxydes de fer comptent, par endroits, pour presque 100% de la roche, bien que, de façon générale, il y ait du quartz et un peu de minnesotaïte. Des analyses chimiques sont présentées au tableau 23 (p. 103).

Nous avons noté, dans certains lits "métalliques", des textures sédimentaires reliques telles que ooïdes et intraclastes. De façon générale, cependant, ces lits en sont dépourvus.

Dimroth et Chauvel (1973) ont démontré que les roches "métalliques" et "magnétiques" étaient issues de roches ferrifères normales par substitution diagénétique précoce et compaction énergétique, celle-ci réduisant jusqu'à 55% l'épaisseur originelle des lits. Ils ont noté des ooïdes tassés, des phénomènes de tassement différentiel et des transitions latérales entre les lamelles "métalliques" et les roches ferrifères à hématite normales, toutes particularités que nous avons également remarquées.

TEXTURES SEDIMENTAIRES

Stratification, lamination délicate, ooïdes, pisolites, intraclastes, stratification entrecroisée, lamination entrecroisée et imbrication constituent les traits macroscopiques des roches ferrifères. Stromatolites et oncolites témoignent d'une vie organique lors du dépôt des roches ferrifères. Les processus diagénétiques ont, ici et là, détruit les textures sédimentaires et déformé des ooïdes, des pisolites et des intraclastes. La migration diagénétique du fer et de la silice a abouti à la compaction des strates et à la destruction des caractères sédimentaires.

*Stratification et lamination*

Les lits de roche ferrifère siliceuse sont homogènes ou présentent une lamination délicate. Leur épaisseur varie de l'ordre du millimètre à plusieurs mètres. Les lamelles et les lits se resserrent et se gonflent longitudinalement ou sont discontinus.

Nous avons noté des stratifications entrecroisées dans les roches ferrifères à hématite et dans les roches ferrifères à carbonate et silicate. Dans les premières les lits sont à petite échelle, c'est-à-dire que leur épaisseur atteint environ 10 cm. Dans les secondes, ils atteignent 1 m d'épaisseur (figure 11).



FIGURE 11 - Roche ferrifère à carbonate et silicate à stratification entrecroisée. A l'est du lac de la Magnétite.

*Pelotes, intraclastes et oôïdes*

Les pelotes sont de très petits éléments (0.05 à 0.3 mm), ronds, ovoïdes ou elliptiques. Elles sont formées de silexite et d'un peu d'hématite et engagées dans une matrice de silexite. Par endroits, elles présentent une texture jointive; de façon générale, cependant, elles sont enrobées dans la silexite de la matrice. Selon l'interprétation de Dimroth (1968a, 1978), les pelotes, lorsqu'elles se sont déposées, étaient des particules sédimentaires molles. Les intraclastes, qui sont des fragments intraformationnels résultant (Folk, 1962) du re-

maniement à l'intérieur du bassin de sédimentation et de la même unité lithostratigraphique, ont une taille variant entre celle du sable et environ 10 cm. Les petits intraclastes sont anguleux à arrondis, les gros, anguleux. Ceux-ci, presque toujours tabulaires, ont une épaisseur qui ne dépasse jamais 1 à 2 cm; ils affichent toutes les structures sédimentaires et les caractères pétrographiques propres aux roches ferrifères normales, tels que lamination, pelotes, petits intraclastes et oôïdes. Nous avons noté, en de rares endroits, une imbrication des intraclastes (figure 12). Ceux qui ont été soumis plus longtemps à l'agitation de l'eau sont arrondis et forment des conglomérats intraformationnels. Les oôïdes ont entre 0.5 et environ 5 mm (pisolites) de diamètre, les dimensions les plus communes se situant entre 0.5 et 1.5 mm. Ils sont formés de silexite et d'un peu d'hématite; les délicates bandes concentriques résultent de variations dans la teneur en hématite du quartz microcristallin. Certains oôïdes, avons-nous noté, contiennent peu de carbonate. Oôïdes et pisolites se sont formés autour de petits intraclas-

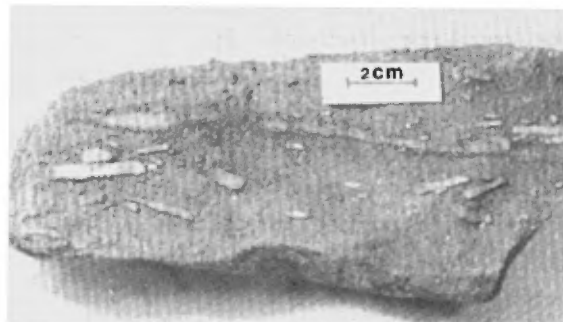


FIGURE 12 - Imbrication d'intraclastes dans la roche ferrifère à carbonate et silicate. A 1.2 km au nord-est du lac de la Magnétite.

tes ou autour d'un, deux ou même trois oïdes plus petits (figure 13); certains ne semblent pas présenter de noyau.



FIGURE 13 - Ooïde, contenant trois petits ooïdes, dans la roche ferrifère à hématite. A l'ouest de la rivière Caniapiscou, feuille du lac La Lande. Lumière polarisée non analysée.

*Stromatolites, oncolites*

Les stromatolites et les oncolites sont peu répandus, ils ont surtout été notés dans un secteur entre le lac Canichico (Le Moyne) et la rivière Caniapiscou (figure 14).

Les stromatolites forment des couches atteignant 30 cm d'épaisseur. La figure 15 présente le croquis d'un stromatolite recoupé par un sondage près du lac de l'Hématite (gracieuseté de M. Smith, Toronto). La figure 16 montre des stromatolites plutôt plats à convexes, étroitement unis et très serrés les uns contre les autres. Les lamelles sont gris vert ou brunes. Les lames minces révèlent que les lamelles gris vert sont formées de silicite, les brunes, de silicite et de carbonate de fer. Les structures fenestrées (figure

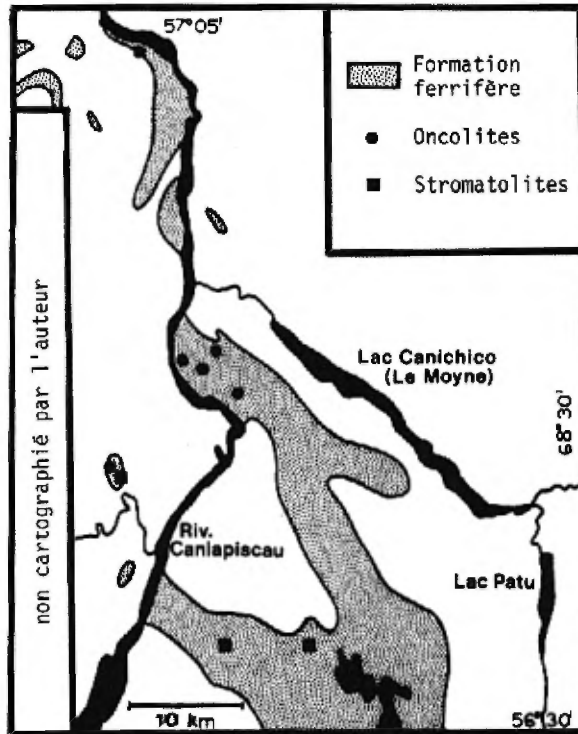


FIGURE 14 - Carte de localisation des affleurements d'oncolites et de stromatolites.

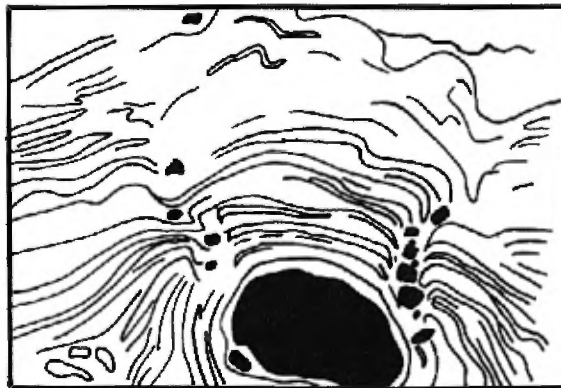


FIGURE 15 - Stromatolite dans la roche ferrifère à hématite. Les éléments noirs représentent des fragments de jaspe et de roche ferrifère oolithique à hématite. A l'ouest du lac de l'Hématite. Grandeur nature.

17) sont remplies de quartz à faces cristallines. La figure 18 présente une texture à trame spongieuse.

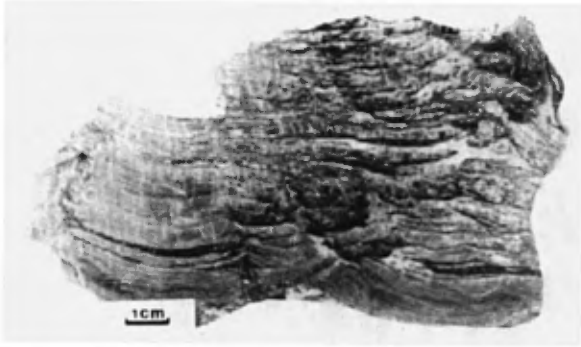


FIGURE 16 - Stromatolites dans la roche ferrifère à carbonate et silicate. A l'ouest de la rivière Caniapiscau, feuille de la Chute aux Schistes.

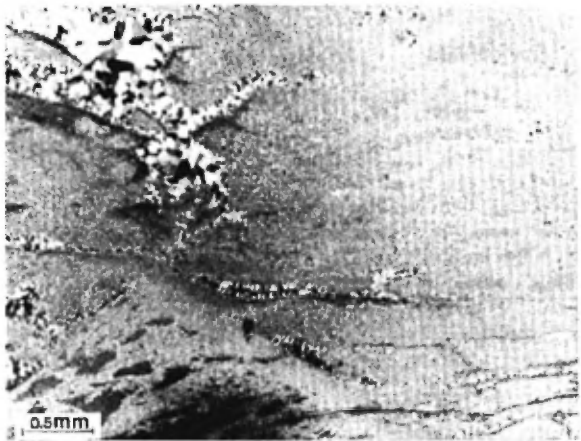


FIGURE 17 - Structure fenêtrée remplie de quartz à faces cristallines. Stromatolite de la figure 15. Nicols à moitié croisés.

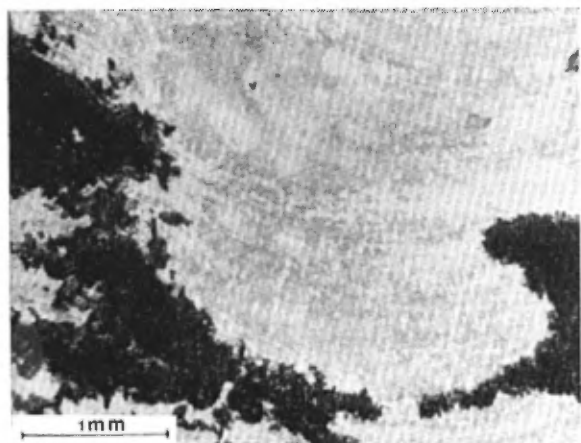


FIGURE 18 - Texture à trame spongieuse dans le stromatolite de la figure 16. Lumière polarisée non analysée.

Les oncolites, sphériques ou ellipsoïdales, atteignent un diamètre de 7 cm. Elles consistent en fines couches concentriques de silicite et, plus rarement, de carbonate de fer ou d'hématite. Les figures 19 et 20 en présentent deux spécimens.

Au microscope, on note que les oncolites se sont formées autour d'intraclastes, de pisolites ou de noyaux de minéraux de fer. Certains ne présentent aucun germe. Les lamelles, d'une épaisseur de 5 à 20 microns, sont soulignées par des carbonates, de



FIGURE 19 - Oncolite dans la roche ferrifère à carbonate et silicate. A l'ouest de la rivière Caniapiscau, feuille de la Chute aux Schistes.

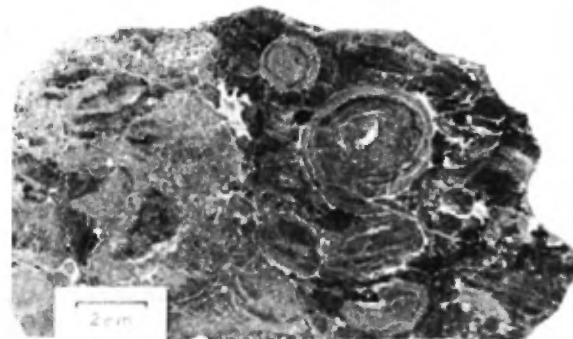


FIGURE 20 - Oncolites dans la roche ferrifère à carbonate et silicate. A l'ouest de la rivière Caniapiscau, feuille de la Chute aux Schistes.

l'oxyde de fer ou de la minnesotaïte; les étranglements sont courants. De petits ooïdes et intraclastes, fixés aux oncolites, sont surmontés de lamelles plus jeunes. Les oncolites, généralement quelque peu déformés, présentent des fentes de dessiccation. Les plaques minces ne révèlent pas de structures d'origine organique.

#### *Diagenèse*

Les roches ferrifères de la formation de Sokoman ont été assujetties à des processus diagénétiques qui ont modifié ou même détruit les caractères sédimentaires. Une recristallisation évidente a touché tous les minéraux; la minnesotaïte, la magnétite et l'hématite à grain plus gros que celui de la poussière passent pour avoir une origine diagénétique. Le quartz microcristallin s'est recristallisé pour former des cristaux atteignant 0.6 mm de diamètre. La sidérose forme de petites concrétions qui ont pris naissance lors de la diagenèse. Nous avons noté, dans plusieurs plaques minces, des phénomènes diagénétiques tels que stylolites et canaux de dissolution, indices d'une forte migration des matières. La figure 21 montre une migration de magnétite et de quartz. La migration a pu, ici, détruire la stratification et le fin litage et, là, engendrer d'autres couches et lamelles. Là où la séparation du fer et de la silice était tranchée, des lits de silice pure et des lits de magnétite presque pure (roches ferrifères "métalliques" et "magnétiques") ont pu se former.



FIGURE 21 - Migration de matière dans la roche ferrifère à hématite. La migration de la magnétite (en noir sur le dessin) et du quartz est perpendiculaire à la stratification. A 0.8 km au nord du lac de l'Hématite. Dessin à la chambre claire.

La dessiccation est un autre effet de la diagenèse que nous avons souvent noté dans tous les types de roches ferrifères. Les fentes de dessiccation sont faciles à déceler dans les ooïdes, où elles sont concentriques, radiales ou bifurquantes.

#### ORIGINE

La question de l'origine des formations ferrifères déborde le cadre de ce rapport. Tout au plus pouvons-nous faire part d'observations faites dans la région et formuler quelques hypothèses, ce qui, en fin de compte, peut concourir à la solution de ce problème.

En abordant cette question, il faut d'abord tenir compte du milieu de

dépôt, de l'emplacement paléogéographique et de la position stratigraphique de la formation ferrifère. Les roches ferrifères à carbonate et silicate et les roches ferrifères à hématite se sont déposées en eau peu profonde, ainsi qu'en témoignent leurs caractères sédimentaires et organiques. L'eau était calme, d'où les fins litages. Des remous occasionnels lors des tempêtes ont perturbé ces dépôts uniformes de sédiments riches en fer et en silice. Ce milieu de dépôt des roches ferrifères était situé dans un territoire, de quelques centaines de kilomètres de long, à l'est d'une énorme masse continentale - province de Supérieur - et à l'ouest du bassin eugéosynclinal de la Fosse, où les magmatites mafiques forment la majeure partie des roches. La formation ferrifère surmonte des arénites quartzieuses, des subarkoses et des subarkoses calcaires de la formation de Wishart, lesquelles ne contiennent que des traces de fer, et des shales, des silixites et des siltites, riches en fer, de la formation de Ruth. Les roches Wishart viennent surtout de la masse continentale granitique à l'ouest du géosynclinal, laquelle a aussi fourni une partie des sédiments Ruth. Il semble improbable, ainsi que Baragar (1967) l'a montré, que la composition d'une seule et même source ait pu changer de façon marquée au cours de l'intervalle séparant le dépôt du Wishart de celui du Sokoman. Si, malgré tout, on soutient que la masse continentale de l'ouest a fourni le fer, il faut alors faire intervenir un autre changement de composition puisque la formation ferrifère est sous-jacente à

d'autres sédiments clastiques, pauvres en fer - formation de Chioak - issus, du moins en partie, de cette masse continentale. Il faut donc admettre que le fer de la formation ferrifère n'est pas issu de ces terrains, en grande partie granitiques, à l'ouest; il n'a pas été l'objet de libération par altération profonde de ces terrains, ni de transport sous forme de solution ou de suspension colloïdale ni de précipitation par voie chimique ou organique.

Les exhalaisons volcaniques pourraient constituer la source du fer et, probablement, celle de la silice. Les roches magmatiques mafiques du géosynclinal du Labrador sont riches en fer et, selon Baragar (1967), on peut s'attendre à ce qu'elles soient accompagnées d'émanations également riches en fer. Cette hypothèse n'explique cependant pas la présence de la silice dans les roches ferrifères. Il faut alors s'en reporter à deux explications:

- . des exhalaisons également riches en silice et en fer;
- . une origine distincte pour la silice, celle-ci provenant d'une masse continentale par voie d'altération et précipitation par micro-organismes, les changements de saisons et les émanations de fer intermittentes expliquant la stratification des roches ferrifères. Nous sommes partisan de cette seconde explication.

#### CARBONATITES-LAMPROPHYRES

Nous faisons référence ici à des carbonatites, des brèches carbona-

titiques, des tufs mélilitiques à olivine et des lamprophyres. Ces roches apparaissent surtout dans la région du lac Patu; on en a également observé de petits affleurements dans la région du lac de la Moraine et dans celle du lac La Lande. Elles forment le prolongement d'une zone de roches semblables, au sud de la latitude  $56^{\circ}30'$ , décrites par Dimroth (1970, 1978). La figure 22 présente les affleurements reconnus par Dimroth et par nos équipes au sud de la latitude  $56^{\circ}45'$ .

#### CARBONATITES

Les carbonatites se rencontrent surtout dans les secteurs étudiés par Dimroth (1970), au sud de la latitude  $56^{\circ}30'$ . Dans notre région, nous n'en avons observé que quelques affleurements.

Ces roches, grossièrement grenues, sont composées de calcite; elles comprennent des fragments d'une roche très finement grenue, de taille entre 0.1 et 2 cm. L'alignement de ces fragments évoque des lignes de coulée. Les plaques minces révèlent qu'il s'agit de petits tessons d'un minéral brun verdâtre foncé, presque aphanitique, dont les propriétés optiques ne peuvent être déterminées. Quelques tessons, isotropes et d'une couleur brune, sont, en toute vraisemblance, du verre recristallisé à l'échelle sub-microscopique. Le tableau 5 présente deux analyses chimiques de carbonatites. La quantité importante de  $\text{SiO}_2$  et les proportions de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ , etc, reflètent la contamination des carbonati-

tes au contact de ces petits fragments. Le contenu en oligo-éléments est très faible.

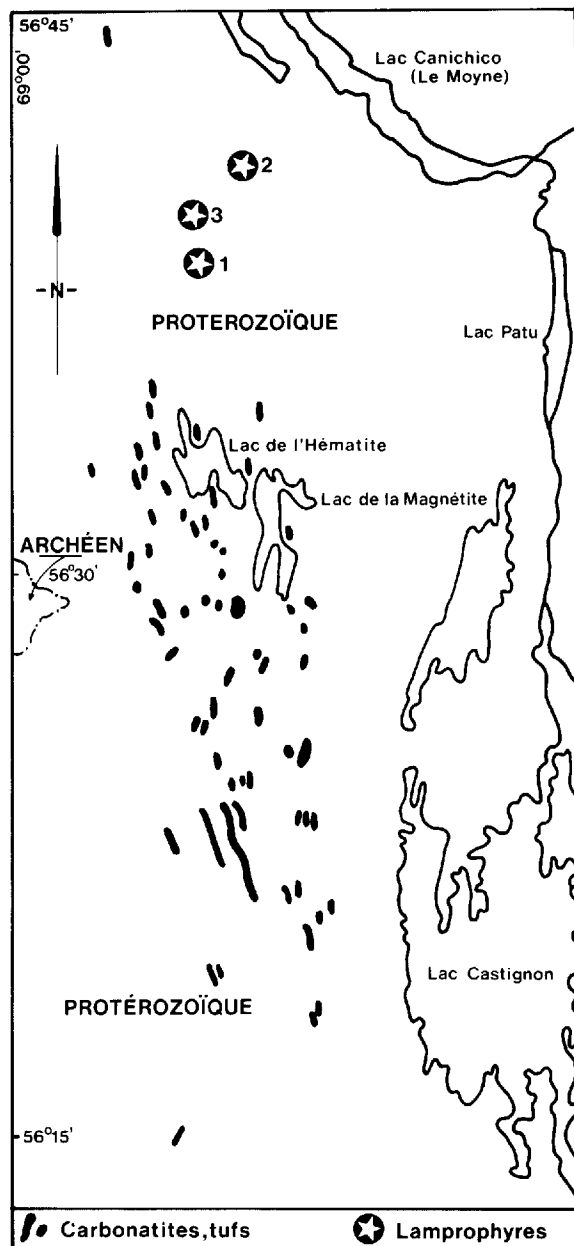


FIGURE 22 - Carte montrant les emplacements des carbonatites, tufs et lamprophyres. La partie au sud de  $56^{\circ}30'$  est basée sur les données de Dimroth (1978).



TABLEAU 5 - Analyses chimiques des carbonatites

Echan.	6A13B1	6A13B2
Constituants		
Eléments majeurs (% poids)		
SiO <sub>2</sub>	12.35	13.10
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.35	1.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.72	1.12
FeO	1.83	1.67
MnO	0.27	0.21
MgO	1.58	1.49
CaO	44.30	44.00
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.05
K <sub>2</sub> O	0.28	0.19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.10	1.08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.11	0.16
CO <sub>2</sub>	35.50	35.00
S	0.03	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.08
BaO	0.02	0.04
SrO	0.03	0.03
F	0.02	0.05
Cl	0.07	0.05
Oligo-éléments (ppm)		
Ni	22	19
Zn	-	-
Cr	42	38
Nb	< 100	< 100
Ta	< 50	< 50
Th	< 100	< 100
Zr	< 50	< 50
La	-	< 100
Rb	36	28
Y	< 50	< 50
Ce	< 100	< 100

BRECHES CARBONATITIQUES

Ces brèches prennent la forme de petites masses et de dykes. Nous

n'avons pas observé de contacts verticaux dans la région.

Les fragments, dont la taille va de moins de 1 mm à environ 10 cm, proviennent de la formation ferrifère (figure 23) et des formations sous-jacentes. Nous avons observé des fragments d'arénites quartzueuses du Chakonipau ou du Wishart, des lapillis de méllilitite à olivine et les tessons précités, généralement isotropes, des carbonatites. Il se présente aussi, par-ci par-là, des grains de quartz fortement déformés, subanguleux ou arrondis, de taille atteignant 2 mm. Dans un affleurement du secteur du lac La Lande, certains de ces grains sont fortement clivés et présentent des lamelles de déformation (figure 24). Un gros bloc de brèche carbonatitique, d'environ 60 cm de diamètre, tout près du lac de l'Hématite, contient des fragments granitiques du socle archéen.

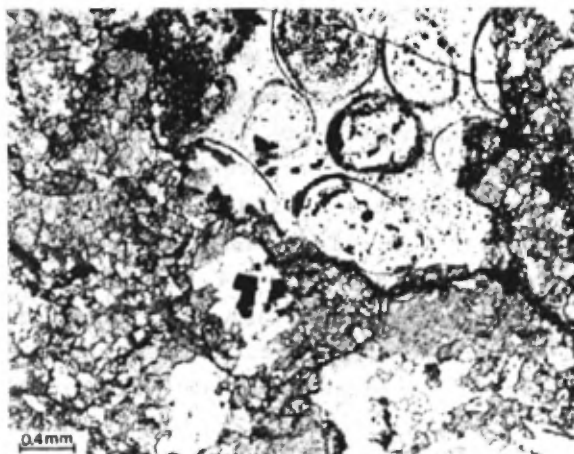


FIGURE 23 - Brèche carbonatitique. Enclaves de roche ferrifère oolithique dans une pâte de carbonate. A 0.8 km à l'ouest du lac de l'Hématite. Lumière polarisée non analysée.

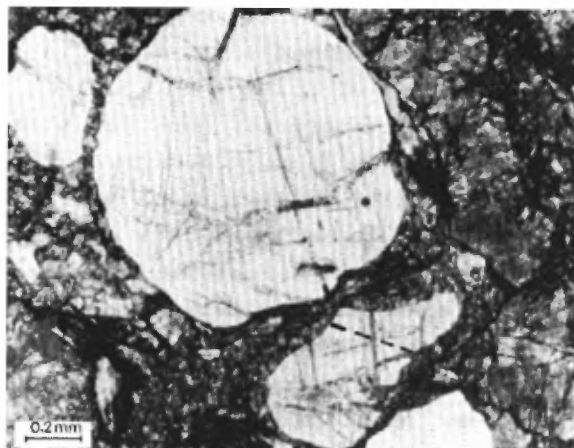


FIGURE 24 - Quartz fortement clivé dans une brèche carbonatitique. La ligne pointillée indique la direction des lamelles de déformation (invisibles sur la photo). Lumière polarisée non analysée.

Le ciment des brèches carbonatitiques est fait de carbonate de grain fin à moyen et d'un peu de serpentine et de chlorite en quantités variables. Quelques phénocristaux de carbonate et des minéraux opaques très fins sont également présents.

#### ROCHES MELILITITIQUES A OLIVINE

Il s'agit du type le plus courant de la succession des roches carbonatitiques et lamprophyriques. Ces roches se trouvent surtout à l'ouest des lacs de l'Hématite et de la Magnétite, où elles forment des affleurements, atteignant 2.4 km de long, lesquels sont parallèles à la direction du Sokoman encaissant. Elles se présentent également dans le secteur du lac La Lande, dans une dépression topographique occupée par de la formation ferrifère. Nous avons noté, dans les roches ferrifères du Sokoman, à l'ouest du lac de l'Hématite, deux lits minces

de ces roches; d'une épaisseur d'environ 25 cm chacun, ils sont en concordance avec les lits de roche ferrifère. On sait maintenant que, d'après des renseignements fournis par la cartographie détaillée et les sondages dans le secteur du lac à l'Hématite (Quebec Ungava Mining Company, 1975, 1976; M. Smith, 1976, 1977, communication personnelle), les roches mélilititiques à olivine forment des couches atteignant 96 m d'épaisseur et qu'elles semblent se présenter dans divers horizons stratigraphiques de la partie supérieure du Sokoman. Il s'agit vraisemblablement de filons-couches intrusifs, ce qui peut donner à penser que ces roches sont, ici, intrusives et, là, extrusives.

Ces roches, de par leur aspect à l'oeil nu ou au microscope, évoquent l'idée d'une origine soit intrusive, soit extrusive. A l'échantillon, elles sont tantôt très finement grenues, gris verdâtre foncé ou noires et rarement laminées, tantôt moyennement grenues, noir verdâtre, et semées de lapillis, d'une grosseur atteignant 4 mm, cimentés par de la calcite en quantités variables. La roche à lapillis (figure 25), probablement un tuf au sens strict du mot, présente, par endroits, une stratification indiscutable. Sur la rive orientale du lac de la Magnétite, la première des deux variétés, qui renferme peu ou pas de calcite, contient des fragments anguleux, noirs comme poix, d'une largeur allant de quelques millimètres à environ 4 cm. Ceux-ci, formés surtout de serpentine, contiennent, ici et là, de petites per-

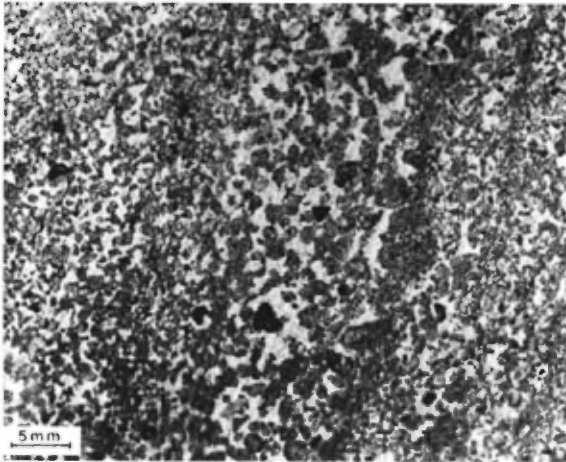


FIGURE 25 - Tuf méllilititique à olivine. Photographie d'une grande plaque mince. Lac de l'Hématite. Lumière polarisée non analysée.

les de datolite sphérolitique vert clair (détermination aux rayons X).

Les plaques minces font voir que les roches méllilititiques sont composées d'une masse compacte, finement grenue, de serpentine et de minéraux opaques, de lapillis cimentés par une délicate serpentine verte, ou de lapillis cimentés par des quantités variables de calcite. Les lapillis sont composés d'olivine idiomorphe ou hypidiomorphe, serpentinisée ou, par endroits, carbonatisée, et entourée de lattes de méllilite, de minéraux opaques ou d'un peu de carbonate (figure 26). Les lattes de méllilite sont remplacées, soit par du carbonate soit, plus généralement, par une chlorite incolore. La forme qu'elles offrent - lamelles médianes, rarement visibles mais pointant à de la méllilite - et les textures des lapillis, confrontées avec les microphotographies d'autres méllilitites à olivine, prouvent qu'il s'agissait bien, à l'origine, de méllilitites et

que la roche est donc correctement appelée méllilitite à olivine.

Nous désirons porter à l'attention du lecteur que, dans un ouvrage récent sur le volcanisme à néphélinites et carbonatites, Le Bas (1977) présente une microphotographie (planche XIV) d'une méllilitite à lapillis de la suite volcanique de Nyamaji, provenant de Kiumba, dans l'ouest du Kenya, lequel ressemble de façon frappante à la méllilitite à olivine de notre figure 26.

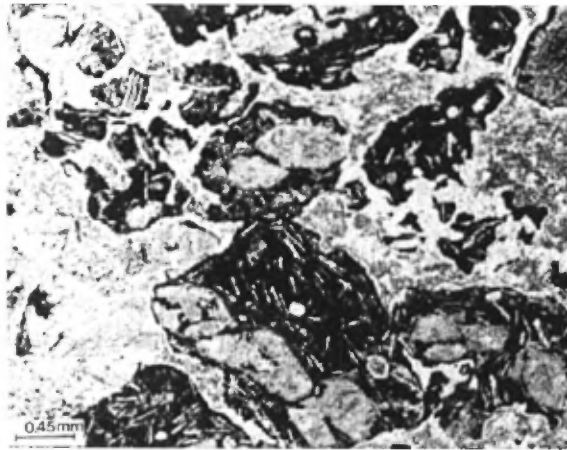


FIGURE 26 - Tuf méllilititique à olivine. Les lapillis, qui présentent des cristaux d'olivine hypidiomorphes et pseudomorphes ainsi que des lattes de méllilite pseudomorphosées et des minéraux opaques, sont encastrés dans des carbonates. Rive orientale du lac de la Magnétite. Nicols à moitié croisés.

Le tableau 6 présente trois analyses chimiques de roches méllilititiques à olivine ainsi que leur composition chimique moyenne.

#### LAMPROPHYRES

Les lamprophyres, que nous divisons en types I et II, affleurent à trois endroits dans des aires de roches

TABLEAU 6 - Analyses chimiques de roches mélanitiques à olivine

	3C-11	17A29	44A9	Valeurs moyennes	
				A	B
SiO <sub>2</sub>	28.00	29.50	35.10	30.86	34.50
TiO <sub>2</sub>	4.15	4.35	4.00	4.16	4.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.70	2.20	1.75	1.88	2.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.45	10.76	11.45	10.53	11.80
FeO	8.30	8.92	7.04	8.08	9.03
MnO	0.38	0.49	0.33	0.40	0.45
MgO	21.00	22.64	21.05	21.56	24.10
CaO	9.90	8.30	8.70	8.96	3.58
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07
K <sub>2</sub> O	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5.70	5.88	8.26	6.61	7.39
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.40	0.67	0.54	0.54	0.60
CO <sub>2</sub>	9.20	4.60	0.40	4.73	-
S	0.32	0.11	0.14	0.19	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.62	0.87	0.83	0.78	0.87
BaO	0.007	0.006	0.01	0.008	0.008
SrO	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001
F	n.d.	-	-	n.d.	-
Cl	n.d.	-	-	n.d.	-
Oligo-éléments (ppm)					
Ni	200	600	200		
Zn	n.d.	-	n.d.		
Cr	340	310	400		
Nb	100	100	100		
Ta	50	50	50		
Th	100	100	100		
Zr	110	160	110		
La	100	100	100		
Rb	49	63	50		
Y	50	50	50		
Ce	n.d.	-	-		
A: Avec calcite			B: Sans calcite		

sédimentaires non métamorphisées du miogéosynclinal. L'affleurement le plus au sud (figure 22) se présente sous la forme d'une cheminée, d'environ 10 à 20 m de diamètre, qui perce les

shales ferrifères et les argilites de la formation de Ruth (type I). Les deux autres, de type II, sont des dykes de direction nord. Le plus au nord est en contact avec les dolomies Uvé; l'autre, qui forme un affleurement plus ou moins isolé, se présente dans une aire de roches ferrifères de la formation de Sokoman. Un affleurement de type I a été noté à l'est, dans la partie eugéosynclinale de la Fosse. Il est métamorphisé et s'encaisse dans des dolomies et des tufs dolomitiques.

*Type I*

Ce lamprophyre est une roche dure, gris vert, dense ( $d=3.07 \text{ g/cm}^3$ ), quelque peu porphyrique. Il est composé d'olivine - complètement remplacée par de la serpentine et du talc - et de phénocristaux de pyroxène chloritisé, baignant dans une pâte à grain fin de grenat, de phlogopite, d'apatite et de minéraux opaques (tableau 7). L'alignement des pseudomorphes d'olivine et de pyroxène pointe à des lignes de coulée (figure 27). Le grenat, minéral dominant, forme à la fois des sphérolites (figure 28) et des grains minuscules. Le grenat "sphérolitique" - andradite (tableau 8) - d'une teinte neutre, s'est peut-être substitué au pyroxène (ou à une ortho-amphibole) formé antérieurement par la dévitrification d'une pâte vitreuse. Les très forts grossissements montrent clairement que si de fines aiguilles des sphérolites se sont désintégrées en grenats minuscules, d'autres sont restées intactes. Les aiguilles intactes présentent une extinction droite; certaines sont ta-

TABLEAU 7 - Analyse modale du lamprophyre de type I (échantillon 19A9)

Grenat et pâte isotrope .....	48.0
Pseudomorphes (olivine et pyroxène, de même que 6.1% de minéraux opaques et 4.2% de talc .....	24.4
Biotite-phlogopite .....	6.6
Minéraux opaques (total 12.4%) ...	6.3
Prochlorite .....	9.2
Apatite .....	0.8
Sphène .....	0.7

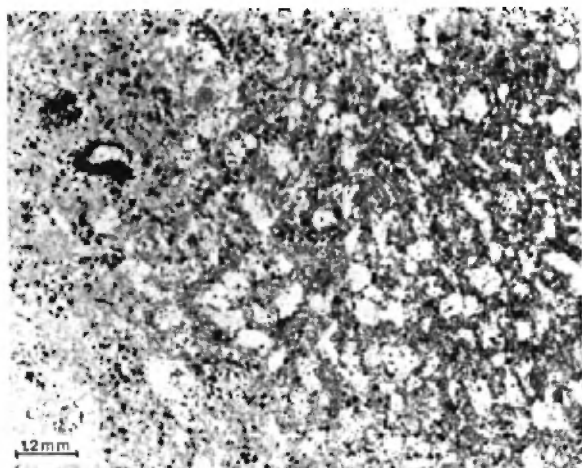


FIGURE 27 - Plaque mince du lamprophyre de type I. Lumière polarisée non analysée.

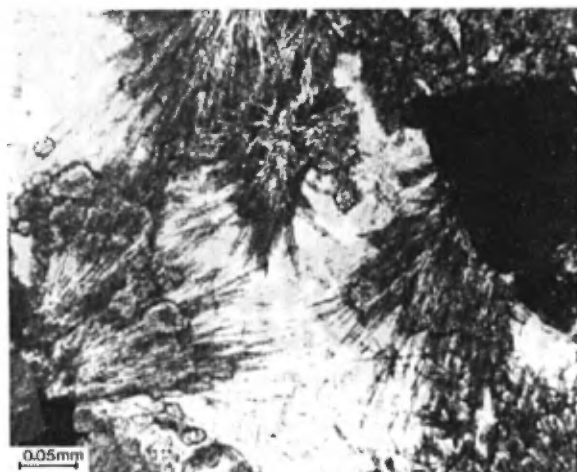


FIGURE 28 - Grenat "sphérolitique" dans le lamprophyre de type I. Lumière polarisée non analysée.

TABLEAU 8 - Analyses chimiques de l'andradite des lamprophyres.

Echan. Const.	Type I 14K15	Type II 11A19
SiO <sub>2</sub>	35.0	34.5
TiO <sub>2</sub>	0.8 (0.6-1.0)	0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.6	0.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.1	31.9
MnO	0.1	0.1
MgO	0.5	2.7
CaO	34.0	32.1
Si	2.93	2.86
Al	0.06	0.05
Ti	0.01	0.01
Ti	0.04	—
Fe	1.89	1.99
Mn	—	—
Mg	0.06	0.33
Ca	3.05	2.85
Σ	12.05	12.05

\* Cations par 12 oxygènes

pissées de minuscules grains de grenat. Par endroits, le sphérolite (14K15) est complètement remplacé, à partir du centre, par de petits grenats; le remplacement se fait aussi en partie par de l'actinote. N. Frick (communication personnelle, octobre 1974) a noté, à la mine de kimberlite Premier, en Afrique du Sud, des textures "que l'on pourrait tenir pour exactement semblables à celles des sphérolites des roches de la Fosse". Cependant, "d'après les données géologiques et pétrographiques de la mine Premier, il n'y a aucun doute que ce minéral résulte du métamorphisme thermal qu'a subi la kimberlite". Dans la Fosse, les lamprophyres n'ont pas subi ce métamorphisme.

Quant aux grenats minuscules, ils sont verdâtre clair. Ils sont trop petits pour être analysés à la microsonde.

Les olivines sont complètement remplacées par de la serpentine ou par de la serpentine, du talc et de la trémolite. La figure 29 montre un pseudomorphe d'olivine. Le centre est fait de trémolite et de talc, feutrés, à orientation irrégulière, avec quelques tout petits grains de sphène et de minuscules grains de sphène (?) et de spinel (?), disposés en dents de peigne. La partie extérieure est formée d'une serpentine verdâtre clair, presque incolore. D'autres pseudomorphes sont formés, en leur centre, d'une serpentine plus ou moins incolore, et, au pourtour, de serpentine brun verdâtre quelque peu pléochroïque. L'olivine de la première (probable) génération a une taille maximum de 1.0 sur 2.0 mm, alors que celle de la seconde (probable) mesure 0.2 sur 0.6 mm. La première prend un aspect trapu (rapport longueur/largeur ~ 2) et est, en général, partiellement corrodée tandis que la seconde est formée de cristaux automorphes plus ou moins allongés (rapport longueur/largeur ~ 3). Des minéraux opaques et un peu de phlogopite forment des inclusions dans les pseudomorphes d'olivine.

La phlogopite atteint 0.05 de long sur 0.10 mm de large. Le pléochroïsme de la plupart des grains est faible (X=brunâtre clair; Y = Z = brunâtre) mais les bordures de certaines phlogopites de plus grandes dimensions

sont fortement pléochroïques (X = brun clair; Y = Z = brun jaunâtre). Les inclusions sont faites d'apatite. Le mica peut être légèrement chloritisé et, par endroits, borde l'olivine. Les micas du lamprophyre métamorphisé de l'affleurement le plus à l'est sont lessivés et contiennent des oxydes de fer secondaires, en grande partie parallèles aux traces de clivage (001).

Des bâtonnets de pyroxène (dimensions maximum: 0.15 sur 0.50 mm) sont complètement remplacés par une prochlorite verte à brun verdâtre, fortement pléochroïque. Les apatites forment de longues aiguilles, généralement creuses (dimensions maximum: 0.1 sur 0.5 mm), broyées ici et là, et groupées en amas. Les minéraux opaques sont représentés par la magnétite, la pyrrhotine, la pyrite et un peu de chalcoppyrite.

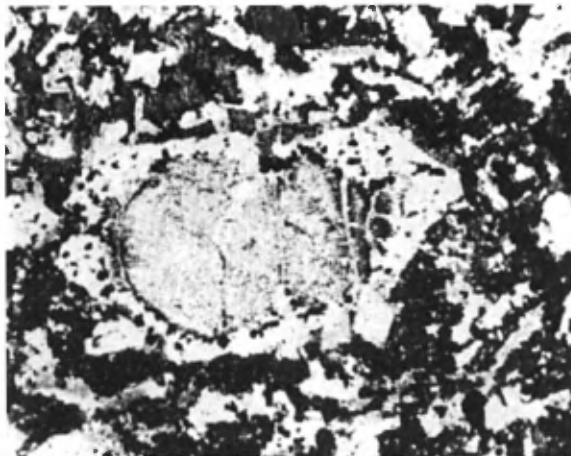


FIGURE 29 - Pseudomorphe d'olivine dans le lamprophyre du type I. Du centre à la bordure: talc et trémolite, magnétite, serpentine. La longueur du pseudomorphe est de 1.8 mm. Lumière polarisée non analysée.

*Type II*

Ce lamprophyre est gris, finement grenu et porphyrique; il présente des olivines soulignant les lignes de coulée (figure 30). Nous n'en donnons qu'une courte description pétrographique, vu sa ressemblance avec le type I.

L'olivine, serpentinisée, appartient à deux générations, tout comme celle du type I. Les pseudomorphes contiennent généralement du sphène xénomorphe.

La phlogopite, presque incolore, forme des bâtonnets hypidiomorphes et fortement poecilites. Elle présente ordinairement des **kink bands** et contient, en inclusions, tous les minéraux de la matrice, sauf le carbonate.

L'andradite, plus ou moins altéré (tableau 8), en cristaux hypidiomorphes atteignant 0.1 mm de diamètre, est répandu. Les cristaux non altérés

sont brun-jaune et faiblement anisotropes; ceux qui le sont ressemblent au leucoxène. Le grenat, tout comme celui du type I, se présente en minuscules grains xénomorphes vert pâle (diamètre maximum: 0.05 mm).

Les minéraux opaques, tous xénomorphes, consistent en magnétite, pyrite et en un peu de chalcopryrite. Nous n'avons pas noté d'apatite. Un peu de calcite est présente.

*Composition chimique*

Le tableau 8 (page 41) présente la composition chimique, déterminée à la microsonde, du grenat du type I (échantillon 14K15) et du grenat brun du type II (échantillon 11A19). Dans le premier, la répartition du titane est particulièrement non homogène. Dans le second, l'altération plus ou moins forte rend l'analyse difficile; tout en étant plus pauvre en titane et plus riche en magnésium, ce grenat a, cependant, une composition similaire à celle du premier type, c'est-à-dire qu'il s'agit d'andradite relativement pure, ce que confirme la diffraction des rayons X.

Les analyses chimiques et les normes C.I.P.W. de quatre lamprophyres sont présentées au tableau 9. A la figure 31, ces analyses sont portées sur le diagramme triangulaire de Dawson (1960) afin de montrer la ressemblance chimique des lamprophyres de la Fosse et des kimberlites et alnoïtes. Les rapports  $Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO$  élevés et la haute teneur en CaO des roches de

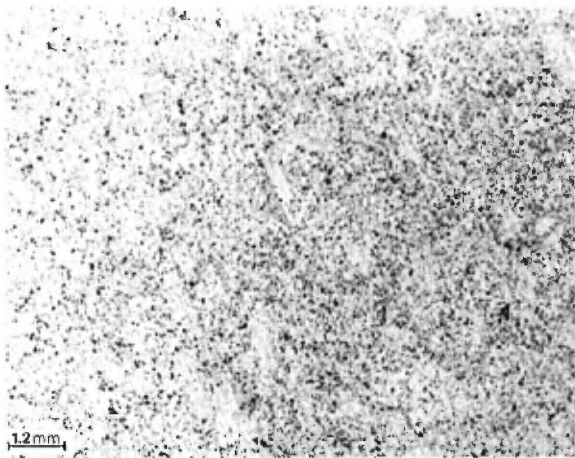


FIGURE 30 - Plaque mince du lamprophyre de type II. Lumière polarisée non analysée.

la Fosse sont remarquables et expliquent, sans aucun doute, l'abondance d'andradite.

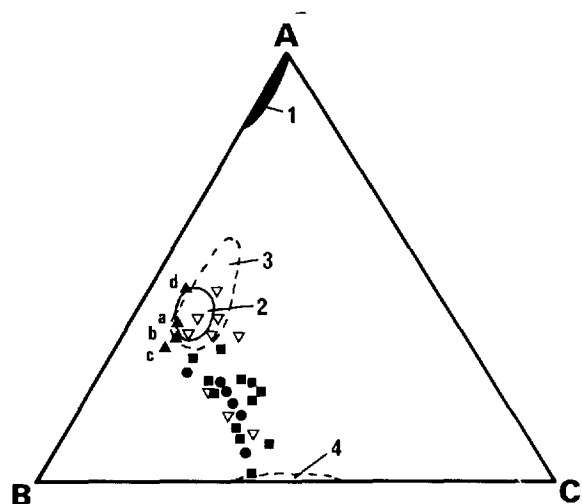
TABLEAU 9 - Suite

TABLEAU 9 - Analyses chimiques et normes des lamprophyres.

	Type I		Type II	
	19A9	14K15	11A19	21A23
SiO <sub>2</sub>	31.70	35.70	28.80	29.00
TiO <sub>2</sub>	4.30	2.98	3.66	4.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.65	7.20	3.35	2.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.95	10.40	17.75	17.85
FeO	4.10	4.70	4.12	2.45
MnO	0.30	0.17	0.35	0.41
MgO	17.25	16.25	16.04	19.70
CaO	15.00	14.16	14.80	15.00
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.17	0.07	0.07
K <sub>2</sub> O	0.60	1.83	1.50	0.20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7.40	3.70	5.60	6.67
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	0.12	0.27	0.23
CO <sub>2</sub>	0.20	1.90	2.80	0.28
S	0.06	0.01	0.06	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.40	0.52	0.78	0.60
BaO	0.06	0.11	0.12	0.02
SrO	0.02	0.05	0.12	0.02
F	0.20	0.24	0.20	0.20
Cl	0.08	0.05	0.05	0.07
Ni	600	340	480	650
Zn	—	94	—	—
Cr	460	800	460	380
Nb	100	84	100	100
Ta	50	—	50	50
Th	100	5	100	100
Zr	140	196	150	150
La	100	48	100	100
Rb	82	102	120	50
Y	50	31	50	50
Ce	100	85	100	100

	Type I		Type II	
	19A9	14K15	11A19	21A23
Quartz	0.00	0.00	0.00	0.00
Orthose	0.00	0.00	0.00	0.00
Plagioclase	7.78	14.63	4.40	5.37
Néphéline	0.41	0.73	0.32	0.32
Leucite	2.78	9.25	6.95	0.93
Kaliophyl.				
Acmite				
Métasil. Na	0.00	0.00	0.00	0.00
Métasil. K				
Corindon				
Wollastonite				
Diopside	25.17	19.22	21.39	17.68
Hypersthène	0.00	0.00	0.00	0.00
Olivine	21.93	35.62	21.05	28.64
Orthosil. Ca	9.47	9.51	5.97	11.45
Magnétite	1.51	5.01	3.60	0.00
Hématite	12.91	0.00	15.27	17.85
Ilménite	8.17	4.44	6.95	5.93
Sphène				0.00
Pérovskite				1.83
Rutile	0.00	0.00	0.00	0.00
Chromite				0.00
Apatite	0.94	1.16	1.84	1.42
Fluorine	0.00	0.31	0.00	0.00
Pyrite	0.11	0.03	0.11	0.09
Carbonate Na	0.00	0.00	0.00	0.00
Calcite	0.45	0.00	6.37	0.64
Thénardite		0.00		
Halite	0.00	0.08	0.00	0.00
Zircon		0.00		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7.40	3.70	5.60	6.67
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	0.12	0.27	0.23





A:  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$   
 B:  $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$   
 C:  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{P}_2\text{O}_5$

1: Champ des granites  
 2: Champ des alnoïtes  
 3: Champ des kimberlites  
 4: Champ du magma carbonatitique

▽ Dykes d'alvikite, île Alnö  
 ■ Dykes de sövite, île Alnö  
 • Dykes de kimberlite carbonatée (principalement en Afrique du Sud)  
 ▲ Lamprophyres de la partie centre-nord de la Fosse du Labrador (a: 19A9; b: 11A19; c: 21A23; d: 14K15; tableau 9).

FIGURE 31 - Diagramme triangulaire présentant les relations chimiques entre les lamprophyres de la Fosse du Labrador et des roches d'ailleurs. D'après Dawson (1960).

#### AGE

Selon Dimroth (1969, 1978) et Dressler (1973a), les carbonatites, les brèches carbonatitiques et les tufs mélilitiques à olivine associés à nos lamprophyres, sont post-Kaniapiskau. Cependant, de nouvelles indications sont à l'effet que ces roches sont d'âge Kaniapiskau - c'est-à-dire de la partie supérieure du Sokoman - et plus anciennes que la formation de Menihek:

• Un échantillon de lamprophyre du type I, analysé par le laboratoire d'isotopes de la Commission géologique du Canada, a donné un âge K/Ar (roche totale) de  $1873 \pm 53$  Ma. Cet âge étonnamment ancien s'accorde très bien, cependant, avec l'isochrone Rb/Sr de  $1870 \pm 50$  Ma que Fryer (1972) a obtenu pour les ardoises de la formation de Menihek, lesquelles sont directement sus-jacentes au Sokoman.

• A l'ouest du lac de l'Hématite, on rencontre un affleurement montrant, dans la formation ferrifère siliceuse, deux lits de tuf mélilititique à olivine, d'environ 25 cm d'épaisseur chacun. Ces lits sont concordants avec le rubanement du Sokoman.

• Nous n'avons jamais trouvé de carbonatites, de brèches carbonatitiques, de tufs mélilitiques à olivine et de lamprophyres dans les secteurs formés de roches de la formation de Menihek - feuille du lac de la Moraine, par exemple. Au sud (feuille du lac Patu) et au nord (feuille du lac La Lande) de cette feuille, toutes ces roches affleurent, cependant, dans des secteurs formés de roches du Sokoman ou de roches plus anciennes.

• L'âge post-Kaniapiskau d'abord donné aux lamprophyres, carbonatites, etc., était motivé par l'absence, dans les terrains étudiés avant 1973, de déformation manifeste de ces roches. De plus, Dimroth

(1970, 1978), qui a noté des brèches carbonatitiques contenant des fragments de shale à clivage peu prononcé et des dykes carbonatitiques parallèles au clivage de la roche encaissante, a conclu que les brèches et dykes ont été mis en place après la phase tectonique.

Nous avons cependant noté, au cours de notre travail de terrain de 1973, quelques tufs méllilititiques à olivine; ceux-ci sont identiques aux tufs plus au sud, lesquels font voir des indications de déformation tectonique. En outre, nous avons noté, à l'est, dans l'eugéosynclinal de la Fosse, un lamprophyre du type I, déformé et manifestement métamorphisé. Par exemple, le grenat de ce lamprophyre est partiellement remplacé par une amphibole. Nous avançons une autre interprétation des fragments de shale et des dykes carbonatitiques précités: une phase de faible déformation compressive ayant touché les roches pré-Wishart avant le dépôt du Ferriman, les dykes carbonatitiques ont été mis en place parallèlement à un clivage pré-Wishart. Dimroth et al. (1970) ont en fait reconnu, dans ce secteur, une faible déformation pré-Wishart.

#### FORMATION DE MENIHEK

Le nom de formation de Menihek, d'abord introduit par la Labrador Mining and Exploration Company, est devenu formel avec Harrison (1952). Baragar (1967) et Dimroth (1972, 1978), qui ont oeuvré au sud de nos terrains, ont donné une description détaillée de

cette formation, laquelle, en certains endroits, atteint peut-être une épaisseur de 2100 m (Baragar, 1967, page 59).

En général, la formation est constituée d'une unité pélitique épaisse. Dans le miogéosynclinal central et occidental, des arkoses se présentent près de son sommet. Nous avons également noté des basaltes à son sommet (Mistamisk), à l'est de la rivière Caniapiscau, sur la feuille du lac La Lande. La formation recouvre la formation de Sokoman et elle est, dans nos terrains, surmontée par des siltites grises, vertes et rougeâtres, représentant peut-être le faciès de bassin de la formation de Chioak. Nous n'avons pas noté de contact entre ces formations.

Dans notre région, le Menihek est dégagé en maints endroits, depuis l'extrémité sud - une presqu'île du lac de la Magnétite - jusqu'à la moitié nord de la feuille du lac La Lande. Les meilleurs affleurements se trouvent à environ 6.5 km au nord-ouest du lac de l'Hématite (feuille du lac Patu) où la formation, qui atteint plus de 180 m d'épaisseur, forme un grand synclinal ouvert. Dans la partie septentrionale, la formation est plus épaisse - probablement 300 à 400 m; cependant il n'est pas possible de faire une estimation sûre.

Les roches sédimentaires sont représentées par des shales, des grau-wackes silteuses et des arkoses finement grenus. A 6.5 km au nord-est du lac de l'Hématite, la succession sui-

vante (du sommet à la base) est dégagée:

Arkoses	>	42 m
Grauwacke silteuse	+	95 m
Shale, silteux et marneux	+	10 m
Shale	>	30 m

Les membres de shale et de grauwacke silteuse forment le gros de la formation dans le secteur nord de notre région.

Les shales de la base sont gris et finement lités à l'échelle millimétrique. De fines lamelles de shale gris foncé, graphiteux ici et là, sont interstratifiées avec des lamelles de shale gris silteux. Ces shales passent vers le haut à du shale gris, silteux et carboné. Nous avons noté, ici et là, des structures à cônes emboîtés (figure 32).

Les grauwackes silteuses (appelées "siltites" sur le terrain) sont grises ou gris verdâtre, s'altèrent en gris, par-ci par-là en brun jaunâtre.



FIGURE 32 - Structure à cônes emboîtés de la formation de Menihék. A l'est du lac Chocolat, feuille du lac Patu.

Les affleurements à 6.5 km au nord-ouest du lac de l'Hématite ne présentent généralement pas de stratification et de lamination manifestes; dans les feuilles de la Chute aux Schistes et du lac de la Moraine et plus au nord, par contre, des laminations à l'échelle millimétrique et des litages centimétriques à décimétriques sont courants. La partie supérieure du membre de grauwacke affiche, ici et là, une stratification entrecroisée; nous y avons aussi noté un litage convolute et des concrétions de carbonates, ainsi que des interlits épars d'une siltite brun chocolat, de 0.5 à 10 cm d'épaisseur, et d'une rare et mince arénite quartzeuse grise. Ailleurs, les grauwackes passent aux siltites et grès brun chocolat sus-jacents.

Les plaques minces font voir que la grauwacke commune est faite de fragments anguleux de quartz, de plagioclase et de microcline. Biotite et minéraux opaques sont également présents. Tous ces minéraux sont engagés dans une matrice de chlorite verte à vert brunâtre pâle et d'un peu de carbonate. Des analyses modales de deux grauwackes et d'une pélite arkosique sont présentées au tableau 10.

Le membre supérieur est constitué d'une arkose brun chocolat, finement grenue, laquelle, à 6.5 km au nord du lac de l'Hématite, est très homogène et ne montre de stratification qu'en de rares endroits. Ailleurs, cependant, le litage à l'échelle centimétrique à métrique, la stratification entrecroisée, le litage convolute et les "nodules" de carbonate sont courants. Nous

TABLEAU 10 - Analyses modales des roches sédimentaires de la formation de Menihek

Echantillon	39A2	40A5	40A12	2D5
Quartz	33.6	12.8	39.4	9.0
Feldspath	33.8	16.6	39.8	10.6
Matrice	32.6	69.8	8.7	79.6
Minéraux opaques		1.0	11.3	0.8
Carbonate			0.8	
Grosseur de grain (mm)	0.05 (0.02-0.10)	0.05 (0.01-0.10)	0.15 (0.03-0.30)	0.08 (0.01-0.20)
Forme du grain	Anguleuse	Anguleuse	Anguleuse à sub-anguleuse	Anguleuse
Classification de Pettijohn (1975)	Grauwacke arkosique	Grauwacke arkosique	Arkose	Pélite arkosique
Matrice	Chlorite, un peu de séricite, oxydes de fer, traces de carbonate.	Chlorite, un peu de séricite, oxyde de fer.	Chlorite, un peu de séricite, poussière de roche, oxyde de fer.	Chlorite, un peu de séricite, oxyde de fer.

avons également noté de minces inter-lits de siltite grise ainsi que de vagues rides de plage. Quelques conglomérats se rencontrent dans la feuille du lac La Lande.

Au microscope, on observe que les arkoses consistent en quartz anguleux, microcline, plagioclase, séricite, carbonate et en poussière d'hématite très fine. De très petits fragments de pyroxène fortement altéré ont été notés par-ci par-là. C'est à la poussière d'hématite qu'on attribue la couleur brun chocolat des roches. Le tableau 10 présente une analyse modale de ces arkoses (échantillon 40A12).

Les roches volcaniques sont représentées par des basaltes, lesquels affleurent dans la partie orientale de la feuille du lac La Lande. Les roches pyroclastiques semblent rares. Les ro-

ches magmatiques sont décrites aux pages 75 à 87.

Sur nos cartes, les roches volcaniques Menihek sont montrées comme du Mistamisk. Cette formation eugéo-synclinale de Mistamisk est en partie un équivalent stratigraphique de la formation de Menihek.

#### MILIEU DE DEPOT ET PALEOGEOGRAPHIE

Les faciès des deux membres inférieurs du Menihek - shales et grauwackes foncés - témoignent d'un dépôt en bassin profond. La partie occidentale du bassin s'est graduellement remplie ou soulevée de sorte que des sédiments d'eau peu profonde - arkoses brunes, par endroits à stratification entrecroisée, de la partie supérieure de la formation de Menihek - s'y sont déposés. Puis, il se produisit de l'ac-

tivité magmatique dans la partie orientale du géosynclinal. Une partie des matières boueuses est probablement d'origine volcanique. Les fragments de minéraux dans les siltites et dans les grès de la partie supérieure proviennent peut-être du complexe granitique d'Ashuanipi, à l'ouest du géosynclinal. La figure 33, une carte schématique, montre la paléogéographie de la formation, dans la partie ouest de la Fosse - la partie cartographiée par Ciesielski (1977) n'est pas incluse.

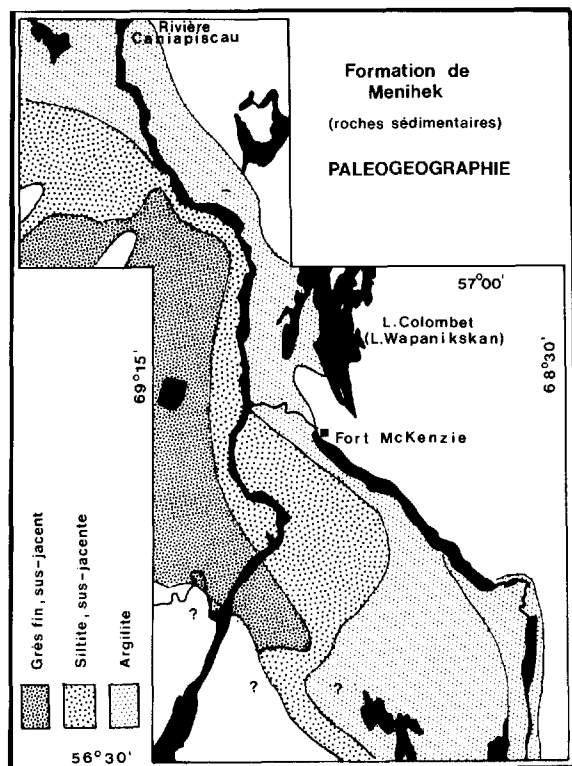


FIGURE 33 - Paléogéographie de la formation de Menihek.

#### GRUPE DE DOUBLET

#### FORMATION DE CHIOAK

Chioak, mot inuit signifiant sable grossier, a été introduit

comme nom stratigraphique par les géologues de la Fenimore Iron Mines Ltd. Bérard (1965, page 66) et Sauvé et Bergeron (1965, page 9) ont donné la description suivante: "une séquence de conglomérat, de grès, d'argilites noires et rouges, de schistes argileux et de chloritoschistes. Ces roches, en direction et à l'aplomb de celle-ci, manifestent une grande variabilité lithologique".

Nous n'avons noté ni conglomérats ni grès grossièrement grenu dans les terrains cartographiés en 1973 (feuille du lac La Lande). Ciesielski (1977), cependant, a signalé des grès, des conglomérats et des siltites dans un secteur de peu d'étendue à l'extrémité nord des terrains qu'il a cartographiés (latitude 57°15' et longitude 69°33'). Nous en faisons provisoirement des roches du Chioak. Ciesielski n'a donné aucune description des roches détritiques; notre classification, par conséquent, ne s'appuie que sur des indications structurales et stratigraphiques.

Une succession de dolomies, siltites et argilites, classifiée comme faciès de bassin de la formation de Chioak, recouvre la formation de Menihek, près de la rivière Caniapiscou, dans la partie la plus au nord de la feuille du lac La Lande. Nous n'avons pas noté d'affleurements de ces roches sur nos terrains mais, en nous fondant sur des observations structurales et un rapide examen de terrains au nord de la latitude 57°15', nous concluons que ces roches forment l'extrémité nord-ouest de la feuille du lac La Lande, où elles

sont surmontées par des dolomies, des grès quartzeux dolomitiques et des siltites de la formation d'Abner.

Juste au nord de la feuille précitée, on peut voir, sur la rive ouest de la rivière Caniapiscau, à la latitude 57°00'17", une coupe à travers la succession argilite-siltite-dolomie-siltite dolomitique. On ignore si cette séquence représente la formation de Chioak en son entier ou seulement sa partie supérieure. Les lithologies de cette coupe sont brièvement décrites au tableau 11.

MILIEU DE DEPOT

Les argilites, grès et siltites (interlités avec la dolomie) semblent représenter un faciès de bassin de la formation. Etant donné que nous n'avons pas suffisamment d'informations à notre disposition pour fournir une interprétation personnelle du milieu de dépôt de la formation de Chioak, nous présentons celle de Bérard (1965, p. 81): "Les premières déformations enregistrées près de la base de la formation témoignent de l'activité tectonique dès le début du dépôt des sédiments de Chioak... Nous croyons que les conditions climatologiques qui prévalaient 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 le dépôt du matériel détritique s'accomplissent rapidement; b) la présence de lits entrecroisés de sédiments

TABLEAU 11 - Faciès de bassin de la formation de Chioak

Fm. d'Abner	<p>Siltite (formation de Larch River?)</p> <p>Dolomie</p> <p>Grès quartzeux dolomitique</p> <p>Dolomie</p>
Fm. de Chioak	<p>Répétition d'une partie de la succession supérieure due aux plis d'entraînement.</p> <p><i>Siltite</i>: dolomie rouge et grise. ± 12 m</p> <p><i>Dolomie et argilite</i>: dolomie blanc rosâtre, à altération brune, atteignant 15 cm d'épaisseur, interstratifiée avec de l'argilite finement litée, silteuse, verte, brune ou rouge. ± 5.5 m</p> <p><i>Siltite et dolomie</i>: siltite dolomitique finement litée, interstratifiée avec des lits de dolomie atteignant 5 cm d'épaisseur. ± 9 m.</p> <p><i>Siltite</i>: dolomitique, grise. ± 5.2 m</p> <p><i>Siltite et dolomie</i>: siltite dolomitique, grise, lentilles de dolomie et bandes discontinues de dolomie. ± 5.5 m</p> <p><i>Siltite</i>: grise, quelque peu dolomitique, finement litée; par endroits, grès à grain fin. ± 19.8 m</p> <p><i>Siltite</i>: gris foncé. ± 23 m</p> <p><i>Argilite</i>: grise, localement silteuse et finement litée. &gt; 15.2 m</p> <p>? ? ? ? ? ? ? ?</p> <p>Fm. de Menihek</p>

classés, de "cut and fill" et de blocs anguleux abandonnés au milieu des grès prouvent que le dépôt s'est effectué 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 ferrodo-lomitique 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 désintégréées sous l'action des pluies froides; e) la présence de dolomie et de roches ferriques à précipitation chimique implique un climat chaud ou du moins changeant."

#### FORMATION D'ABNER

La formation d'Abner affleure tout à fait au nord de la région, dans le quart nord-ouest de la feuille du lac La Lande. Elle est formée de dolomie, de grès quartzeux dolomitique interstratifié avec la dolomie ainsi que de siltite et d'argilite recouvrant la dolomie. Celle-ci maintient une épaisseur estimée à environ 500 m, y compris les interlits de grès quartzeux dolomitique. Il n'est pas possible de se faire une idée sûre de l'épaisseur des siltites et argilites sus-jacentes à la dolomie.

#### PETROGRAPHIE

##### DOLOMIE

La dolomie d'Abner est finement grenue ou aphanitique et, ici et

là, recristallisée. Généralement, elle est grise et s'altère en gris clair ou chamois mais nous avons aussi noté des teintes roses, rouges, jaune clair, chamois et blanches. Ooïdes, matières terrigènes, intraclastes et stromatolithes sont courants. De fins litages ont été notés en plusieurs endroits.

Les ooïdes, qui atteignent 0.3 mm de diamètre, se distinguent à peine, ici et là, des petites pelotes. Les enclaves terrigènes, qui affichent une grande gamme de tailles, atteignent 0.8 cm de diamètre. Elles sont ordinairement formées de quartz, plus rarement de microcline, de plagioclase et de petits fragments de quartzite. Ceux-ci peuvent contenir du microcline non altéré. La plus grande partie des débris terrigènes sont arrondis à subarrondis; les petits grains sont anguleux à subanguleux.

Les intraclastes sont faits de dolomie à oolites et à pelotes, finement litée ou gréseuse (figures 34 et 38). Ils sont anguleux à subarrondis



FIGURE 34 - Intraclastes dans la dolomie de la formation d'Abner. Latitude 57°15', à l'ouest de la rivière Caniapiscou.

et leur taille va de celle des pelotes à plusieurs centimètres. Certains étaient encore plastiques lors du redépôt, vu leur déformation plastique. Tous les allochèmes - intraclastes, pelotes et oïdes - sont logés dans un carbonate à grain très fin ou sont cimentés par de la dolomie spathique.

Les stromatolites constituent la caractéristique la plus remarquable de la dolomie d'Abner. Les figures 35 et 36 en présentent des spécimens. Ces structures alguaire sont ordinairement turbinées ou bulbeuses et contiguës (Hofmann, 1969). Les individus au sommet des formes coalescentes atteignent 60 cm de diamètre. Les lamelles des stromatolites sont, ici et là, soulignées par de fines couches siliceuses.

Nous avons rencontré, en bien des endroits, de la dolomie finement litée qui, en plaque mince, présente des couches sombres, minces, alternant avec des lamelles claires un peu plus grenues. La figure 37 montre un vestige de dolomie riche en oxyde de fer.



FIGURE 35 - Stromatolites dans la dolomie de la formation d'Abner. Latitude 57°15', à l'ouest de la rivière Caniapiscau.



FIGURE 36 - Stromatolites dans la dolomie de la formation d'Abner. Latitude 57°15', à l'ouest de la rivière Caniapiscau.

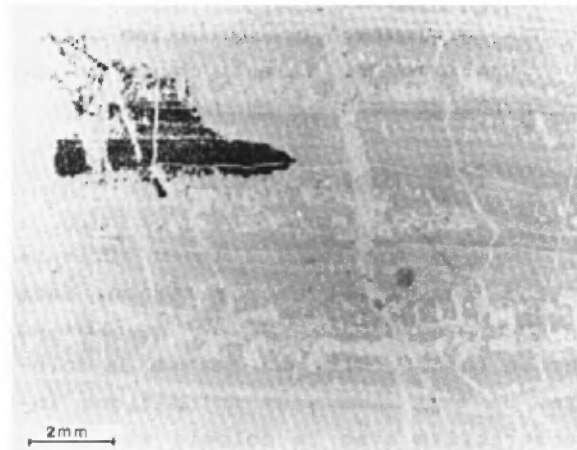


FIGURE 37 - Dolomie finement litée de la formation d'Abner montrant un vestige de dolomie riche en oxyde de fer. Latitude 57°15'. Lumière polarisée non analysée.

On ignore à quel point la dolomie était originellement riche en fer; en d'autres termes, on ne connaît pas la quantité de fer lessivée au cours de la diagenèse. Les lamelles ordinaires sont formées de dolomie. L'absence de calcite a été établie par l'essai de coloration, sur plusieurs échantillons, au Rouge S Alizarin ainsi qu'à l'aide des rayons X. On pense que la dolomie



finement litée représente, en tout ou en partie, des tapis d'algues. Ceux-ci ont été localement détruits par l'action de l'eau et du vent; les lamelles se sont déplacées sur de courtes distances pour se redéposer dans une vase dolomitique.

#### GRES QUARTZEUX ET DOLOMITIQUE

Une bande de grès quartzeux dolomitique, qui se présente dans la dolomie d'Abner, a environ 15 m d'épaisseur. Nous avons remarqué que, ici et là, il y avait, non pas une, mais deux bandes de ce grès. Le quartz, de grain moyen à grossier, subanguleux à arrondi, baigne dans une matrice dolomitique grise ou chamois. Le quartz et un peu de feldspath constituent jusqu'à 60% ou plus de la roche. Localement, celle-ci contient des débris - dont la taille atteint 4 cm - de dolomie ou de grès quartzeux dolomitique (figure 38).

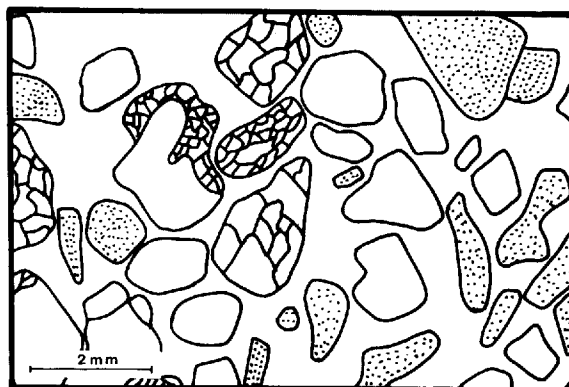
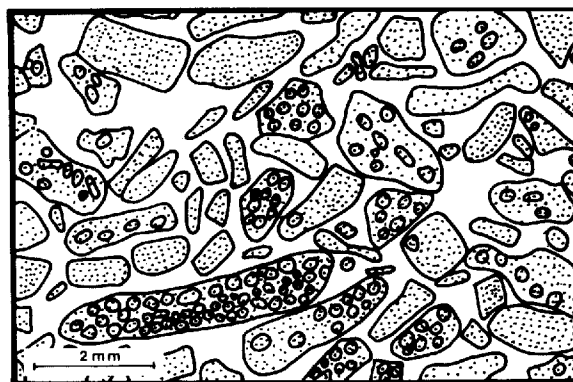
#### SILTITE ET ARGILITE

La siltite surmontant la dolomie d'Abner est provisoirement assignée à la formation d'Abner. Grise, à patine chamois, elle est ordinairement interstratifiée avec des lits d'argilite grise. En quelques endroits, elle passe à un grès quartzeux finement grenu. Les mudstones sont peut-être les membres inférieurs de la formation de Larch River.

#### MILIEU DE DEPOT

La présence de stromatolites, de brèches intraformationnelles, de ma-

tières détritiques et de lits de grès quartzeux dolomitiques, au sein de la formation, pointent à un dépôt en bassin peu profond.







-  Intraclastes
-  Intraclastes avec pelotes et/ou oofdes
-  Quartz, quartzite, un peu de feldspath
-  Matrice de carbonate

FIGURE 38 - Roches de la formation d'Abner présentant des intraclastes et des constituants terrigènes.

## *Eugéosynclinal*

A l'intérieur de l'eugéosynclinal de la Fosse, les unités lithologiques sont uniformes, généralement monotones, sans horizons repères, fortement charriées et métamorphisées. Elles ne se prêtent pas à une classification stratigraphique sûre. La description des roches sédimentaires suit donc un ordre stratigraphique provisoire et arbitraire (voir sommaire des formations, page 8). Quant aux roches ignées, elles sont décrites en partie dans ce chapitre et en partie dans celui intitulé ROCHES IGNEES

### GROUPE DE KNOB LAKE - SOUS-GROUPE D'ATTIKAMAGEN -

#### FORMATION DE BACCHUS

Dimroth a introduit le nom de formation de Bacchus, en 1972. C'est la seule formation du sous-groupe d'Attikamagen dans la région (Dimroth, 1972, 1978). Les formations de Denault, Fleming et Squaw Lake semblent être absentes.

La formation se divise en quatre membres à limites indistinctes (Dimroth, 1972):

- . membre supérieur de grès et de shale;
- . membre principal basaltique;
- . membre de grès et de shale;
- . conglomérat basal (localement) ou grès.

Dans notre région, nous n'avons observé qu'une succession de ro-

ches basaltiques et argileuses, laquelle affleure à l'est du lac Patu et prolonge une zone de roches de la même formation cartographiée par Dimroth (1972, 1978) au sud de la latitude 56°30'. La formation est sous-jacente à celle de Mistamisk et sus-jacente au sous-groupe de Swampy Bay. Dans notre région, la succession de roches basaltiques et argileuses pourrait atteindre 90 m d'épaisseur.

Seuls, des argilites, une dolomie locale et des basaltes ont été classifiés comme des roches Bacchus. Les argilites sont des mudstones communes, grises ou gris foncé, massives ou finement litées, silteuses par endroits. Un lit de dolomie grise à altération chamois se rencontre à environ 0.8 km au nord de la latitude 56°30'. Dimroth (1972, 1978) a fait état de dolomies de la formation de Bacchus affleurant au nord-est du lac Otelnuc.

Les basaltes de la formation sont des basaltes communs, massifs. Les variétés à coussins semblent absentes de notre région; Dimroth (1972, 1978) en a cependant rencontré dans la région au sud de la nôtre. Une hyaloclastite de composition basaltique qui affleure dans la partie est de la feuille du lac Patu a été classifiée, un peu arbitrairement, comme roche Bacchus.

Pour la description détaillée de ces roches basaltiques de la formation, on se reportera au chapitre intitulé ROCHES IGNEES.

#### FORMATION DE MISTAMISK

Une unité de basalte, gabbro, shale, siltite et grès forme les terrains au nord-est et au sud-ouest du lac Mistamisk (Dimroth, 1972, 1978) et se prolonge dans notre région. Dimroth (1972) l'a appelée formation de Mistamisk. D'après lui, la formation correspondrait à la partie supérieure de la formation de Menihek et, peut-être, à des parties de la formation de Murdoch. On peut donc la classer soit dans le groupe de Knob Lake, soit dans celui de Doublet. Nous pensons que la formation est probablement plus épaisse (jusqu'à 3000 m ?) dans notre région que dans celle de Dimroth (>1800 m).

La majeure partie de la formation est constituée de basaltes à cousins et de passées de gabbro. Ces roches magmatiques, avec un peu de rhyolites, des hyaloclastites et des roches pyroclastiques basaltiques forment plus de 90% de la formation. Les argilites graphitiques et les grauwackes silteuses ou rarement sableuses constituent les roches sédimentaires les plus courantes de la formation. Elles ressemblent aux mudstones eugéosynclinaux des autres formations. Nous avons assigné à la formation quelques affleurements de grès quartzeux, d'arkose, de conglomérat et de dolomie, rencontrés surtout près du lac Colombet (Wapanikskan) sur la feuille de Fort McKenzie, vu que ces affleurements se présentent généralement parmi les roches Mistamisk.

Pour la pétrographie et la géochimie des roches ignées de la for-

mation, on se reportera au chapitre intitulé ROCHES IGNEES.

#### GROUPE DE DOUBLET

##### FORMATION DE NACHICAPAU

Un ensemble de roches sédimentaires formé d'argilites, de turbidites et de dolomies, que nous présentons comme formation de Nachicapau, apparaît au nord du lac de même nom. Il est sus-jacent à une succession d'argilite et de gabbro-basalte et sous-jacent à une autre comprenant des roches pyroclastiques basaltiques, des gabbros, des basaltes, des rhyolites et des roches sédimentaires (formations ferrifères, argilites et siltites).

L'insertion de l'ensemble argilite-turbidite-dolomie dans la stratigraphie bien établie de la Fosse centrale et sud-centrale est hypothétique. La structure générale du terrain où affleure la formation de Nachicapau fait penser que celle-ci recouvre la formation de Mistamisk de Dimroth (1972, 1978). Dans les aires que celui-ci a cartographiées, la formation de Mistamisk - une formation qui recouvre celle de Menihek ou qui est en partie équivalente à cette dernière - affleure à environ 16 km au sud du lac Nachicapau. Tous les synclinaux et anticlinaux au nord et au sud de ce lac plongent vers le nord. La formation de Mistamisk est donc sous-jacente à celle de Nachicapau. Le Nachicapau, à son tour, est recouvert par une succession de roches pyroclastiques, de gabbros, de basaltes, d'argilites et de roches ferrifères.

res que nous croyons être l'équivalent de la formation de Murdoch, dans le centre-sud de la Fosse. L'épaisseur minimum de la formation est estimée à 150 m (environ 100 m d'argilites, de grauwackes, de turbidites et à peu près 50 m de dolomie). Il est impossible d'en arriver à une estimation sûre en raison de l'éparpillement des affleurements et du peu de données tectoniques.

PETROGRAPHIE

ARGILITES ET GRAUWACKES SILTEUSES

Ces roches ne diffèrent en rien des autres pélites de la région. Les argilites sont généralement noires et fissiles, les grauwackes silteuses, grises et finement litées. L'échantillon 48P12A du tableau 12 est une grauwacke.

TABLEAU 12 - Analyses modales de roches de la formation de Nachicapau.

	48P12A	48P12B
Plagioclase	36.6	17.5
Quartz	8.9	14.0
Matrice:		68.5*
Biotite	8.3	
Séricite	3.5	
Carbonate	0.6	
Chlorite et fine poussière de roche	39.5	
Minéraux opaques	2.6	

\* Quartz, plagioclase, séricite verdâtre et diverses particules.

TURBIDITES ET CONGLOMERATS ASSOCIES

Les meilleurs affleurements de ces types de roches se trouvent sur la rive nord du lac Nachicapau. Les tur-

bidites sont des grauwackes silteuses à sableuses. Ces roches gris foncé présentent des structures sédimentaires telles que stratification convolute, granoclassement (figure 39) et stratification entrecroisée. Nous avons noté, ici et là, de petits fragments dans les turbidites. Formés de grauwacke silteuse ou sableuse, ils comptent pour moins de 2 à 5% de la roche et leur taille va de 1 à 3 cm. Nous avons remarqué quelques fragments sub-arrondis, de la taille des blocs, atteignant environ 1 m de diamètre.

Des para- et orthoconglomérats sont interstratifiés, ici et là, avec les turbidites. Ils présentent une texture empâtée (sableuse), sont peu ou pas stratifiés et sont dépourvus de granoclassement et d'imbrication. Les fragments, généralement de la taille des galets, sont anguleux à arrondis et faits de grauwacke silteuse et sableuse, de grès quartzeux ou d'un fin conglomérat. Les débris logés dans les fragments de conglomérat ont une taille

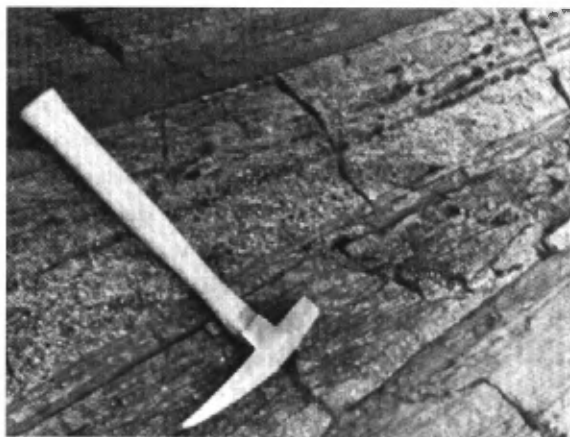


FIGURE 39 - Granoclassement dans la turbidite de la formation de Nachicapau. Rive nord du lac Nachicapau.

de 1 à 2 cm; constitués d'arkose, de granite micropegmatitique et de basalte, ils baignent dans une pâte finement grénue de grauwacke, laquelle est composée de plagioclase, de quartz et d'un peu de feldspath potassique, en grains anguleux à subarrondis, ainsi que d'une poussière très fine de roche que nous n'avons pu identifier. L'échantillon 48P12B du tableau 12 représente une matrice de grauwacke dans un conglomérat.

#### DOLOMIES

Les dolomies Nachicapau sont ordinairement grises et à altération gris clair. Les variétés rosâtres ou chamois, à altération brune, sont rares. Nous avons noté, ici et là, des structures sédimentaires telles que rides de plage (figure 40) et intraclastes. Les lits de silexite, répandus, sont gris, gris foncé ou noirs et atteignent 10 cm d'épaisseur. Ces dolomies correspondent probablement à celles de la formation d'Abner.

#### MILIEU SEDIMENTAIRE

Les grauwackes et les argilites se sont déposées en eau calme. Des



FIGURE 40 - Rides de plage dans la dolomie de la formation de Nachicapau. Feuille du lac Nachicapau.

courants de turbidité ont bouleversé ces sédiments, d'où la formation de turbidites et de conglomérats hétérogènes. Nous croyons que la plus grande partie des éléments des grauwackes et des argilites est d'origine volcanique; nous avons cependant noté des fragments de roches arkosiques et granitiques. Ceux-ci proviennent peut-être des environs du lac Patu ou des lacs La Lande ou Colombet (Wapanikskan) où affleurent des arkoses protérozoïques et des granites archéens. Le dépôt des grauwackes, argilites et turbidites s'est probablement effectué en eau profonde, dépassant à tout le moins les quelques dizaines de mètres que représentent les vagues de tempête, étant donné que les structures propres aux turbidites n'ont pas été détruites. Les dolomies se sont aussi déposées en eau généralement calme. De rares intraclastes et des rides de plage témoignent, cependant, d'un milieu de dépôt un peu moins profond que celui des turbidites et péliites.

#### FORMATION DE MURDOCH

Cette formation a d'abord été appelée **série de Murdoch** (rapports internes; Labrador Mining and Exploration Co). Elle est par la suite devenue une unité lithostratigraphique (groupe de Murdoch, Harrison, 1952) avant d'être reléguée au rang de formation dans le groupe de Doublet (Frarey et Duffel, 1964). Elle est constituée de roches pyroclastiques, d'argilites communes, de formation ferrifère et de roches magmatiques telles que gabbros, basaltes, rhyolites, rhyodacites et roches volcaniques sursaturées en potas-

se. Quelques dolomies et conglomérats communs de l'eugéosynclinal sont également présents. La formation a environ 1000 à 2000 m d'épaisseur dans le centre-sud de la fosse (Baragar, 1967) et peut-être 2000 m dans notre région.

#### ROCHES PYROCLASTIQUES MAFIQUES

Une zone de roches pyroclastiques basaltiques s'étend depuis les lacs Aulneau et Douay jusqu'à la limite méridionale de la région, à l'est du lac Nachicapau. Les roches pyroclastiques comprennent des tufs, des tufs à lapillis et des agglomérats. Les roches détritiques les plus grossières prédominent, semble-t-il, dans les parties centrale et septentrionale de la région, tandis que les plus fines se rencontrent dans la partie méridionale, c'est-à-dire à l'est de la partie sud du lac Nachicapau. La taille des fragments va de 1-2 mm à environ 50 cm. En plusieurs endroits, les fragments sont aplatis, tels des crêpes, par suite de déformations tectoniques; nous en avons noté, près des lacs Aulneau et Douay, qui mesuraient 1 par 50 par 50 cm. Nous avons remarqué, çà et là, de la stratification dans les roches pyroclastiques à grain plus fin. Nulle part, cependant, n'avons-nous pu suivre les unités volcaniques individuelles sur de longues distances. La figure 41 présente un affleurement de roches pyroclastiques mafiques.

La plupart des fragments volcaniques des roches pyroclastiques mafiques sont basaltiques. Les lames minces révèlent que les fragments et la



FIGURE 41 - Agglomérat mafique de la formation de Murdoch recoupé par un dyke de basalte. Rive nord du lac Nachicapau.

matrice sont composés d'actinote, d'albite, de chlorite, d'épidote, de leucoxène et de minéraux opaques. Nous avons aussi noté du stilpnomélane et de la biotite. La magnétite, à l'est du lac Nachicapau, compte, par-ci par-là, pour presque 10% de la roche; elle est cause d'une forte anomalie aéromagnétique parallèle à la direction. Nous avons remarqué de nombreux cas de roches schisteuses ainsi que de chlorite et d'actinote affichant une orientation préférentielle, parallèle à la foliation.

Nous avons noté, ici et là, surtout à l'est des lacs Douay et Aulneau, des enclaves vacuolaires claires dans les roches pyroclastiques mafiques. Le tableau 13 présente la composition chimique d'un de ces fragments.

#### ROCHES PYROCLASTIQUES ACIDES

Au sud du lac Douay, nous avons rencontré quelques tufs acides associés aux rhyodacites du secteur.

TABLEAU 13 - Composition chimique d'un fragment volcanique vacuolaire, de teinte pâle, dans un agglomérat (éch. 22P23).

	A	B
SiO <sub>2</sub>	54.60	57.61
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.65	15.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.85	0.90
FeO	2.68	2.83
MnO	0.08	0.08
MgO	3.25	3.43
CaO	10.08	10.64
Na <sub>2</sub> O	7.01	7.40
K <sub>2</sub> O	0.57	0.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.44	0.00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.04	0.00
CO <sub>2</sub>	4.86	0.00

A Analyse chimique normale

B Analyse recalculée sans H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub>

Ces tufs sont gris, finement grenus et quelque peu foliés. Leurs fragments, faits d'une rhyodacite grise ou gris rosâtre, aphanitique, ont, pour la plupart, une taille de quelques millimètres; les grandes tailles (maximum de 5 par 25 mm) sont rares.

En plaque mince, on voit que ces roches se composent essentiellement de muscovite, quartz, plagioclase et feldspath potassique. Les phénoclastes sont constitués de feldspath potassique perthitique et de plagioclase. Le leucoxène, qui s'est complètement substitué à l'ilménite, a été, à son tour, remplacé, çà et là, par une biotite brune à brun verdâtre foncé. Ces tufs présentent certaines plages remarquablement riches en magnétite; des échantillons en contiennent jusqu'à 10%.

Les minéraux accessoires sont l'allanite, le carbonate et l'apatite.

#### ROCHES MAGMATIQUES

Des coulées basaltiques et des gabbros sont, en plusieurs points, intercalés dans les roches pyroclastiques Murdoch. Rhyolites, rhyodacites et roches volcaniques sursaturées en potasse affleurent surtout au nord du lac La Lande et près du lac Douay; nous les assignons, un peu arbitrairement, à la formation de Murdoch. Elles semblent intrusives dans les dolomies Nachicapau et dans les roches pyroclastiques Murdoch au sud du lac Douay. A l'est du lac Aulneau, il se peut qu'elles soient sous-jacentes aux dolomies Aulneau. Dans le centre-sud de la Fosse, Baragar (1964) a décrit des lentilles de tufs acides logées dans les roches pyroclastiques Murdoch et Dimroth et al. (1970) n'ont fait état de rhyolites que dans une seule formation du supergroupe de Kaniapiskau - celle de Murdoch.

La pétrographie et la géochimie des roches magmatiques de la formation sont présentées au chapitre des ROCHES IGNEES.

#### FORMATION FERRIFERE

Une formation ferrifère comprenant des faciès à oxyde-silicate et à sulfures se trouve dans le secteur du lac Aulneau (feuilles de Fort McKenzie, lac Marcel et lac Jogues) et au nord du lac Dimroth (secteur du lac Jogues). Les roches au faciès à sulfures sont sous-jacentes à l'autre et se présen-

tent également en position latérale par rapport à lui (figure 42).

FACIES A OXYDE-SILICATE

Le faciès à oxyde-silicate affleure principalement au nord du lac Aulneau et au nord du lac Dimroth. Il forme des couches de 0.3 à 10.0 m d'épaisseur, recouvre ordinairement le faciès à sulfures, silteux ou argileux, à altération rouille, et est lui-même recouvert par des gabbros.

Les roches au faciès à oxyde-silicate sont rubanées. Les bandes, gris verdâtre, gris foncé, noires ou brunes, s'altèrent en brun rouille et ont une épaisseur de quelques millimètres à quelques centimètres. De fines aiguilles de grunérite, qui atteignent 2 cm de long, sont une caractéristique courante des roches ferrifères de l'eugéosynclinal. Nous n'avons pas noté de structures sédimentaires telles que intraclastes, oôides, stromatolites ou oncolites, lesquelles sont répandues





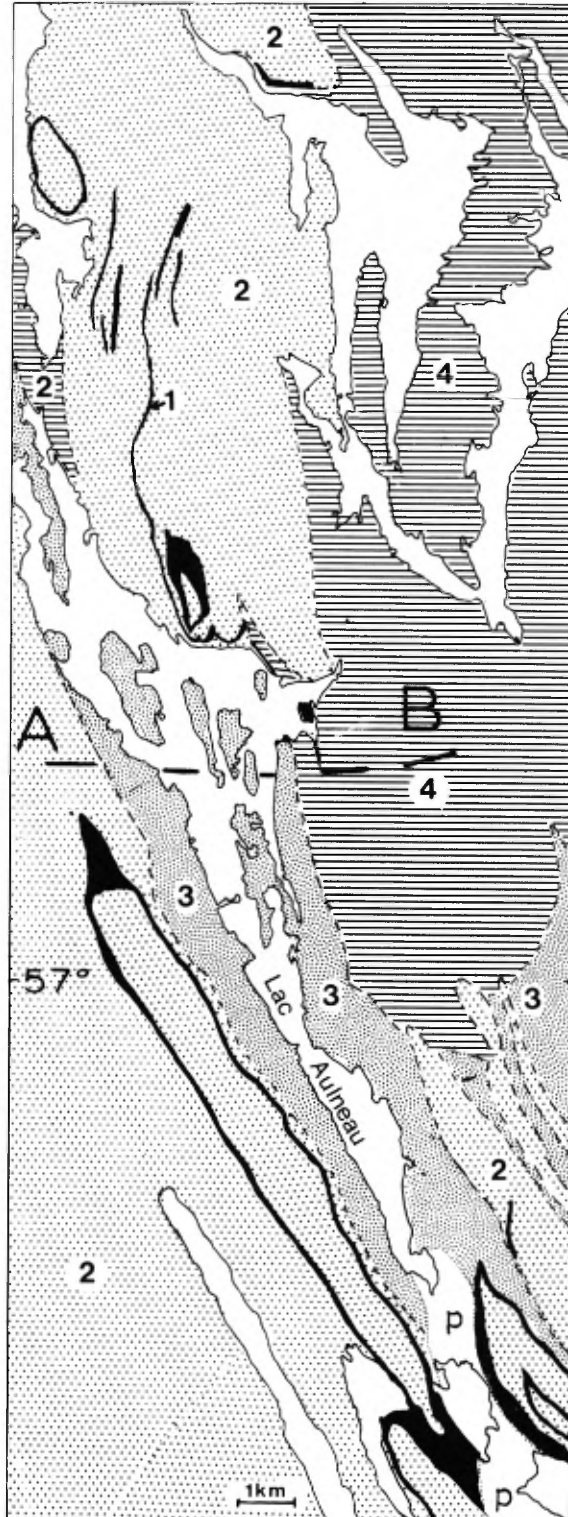
-  1 Roche ferrifère. Au nord de la ligne A-B, faciès à oxyde-silicate recouvrant par endroits des faciès à sulfures. Au sud de la ligne, faciès à sulfures seulement.
-  2 Gabbro, basalte, un peu d'argilite.
-  3 Roches pyroclastiques, un peu de basalte.
-  4 Roches métasédimentaires, roches pyroclastiques carbonées, un peu de basalte et de gabbro.
- p** Dépôts du Pléistocène.

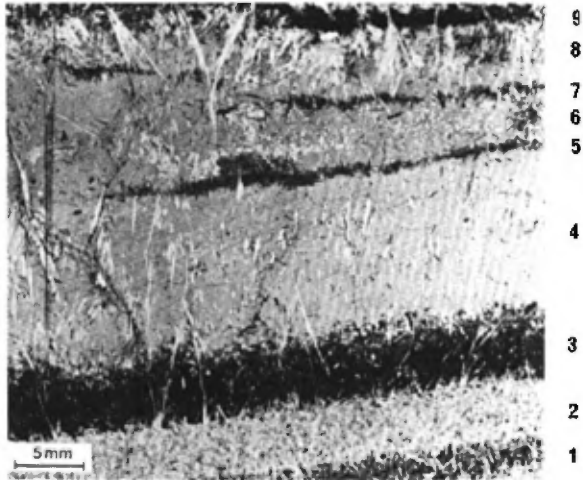
FIGURE 42 - Répartition des roches ferrifères au faciès à oxyde-silicate et au faciès à sulfures.





dans les roches ferrifères du miogéosynclinal.

En plaque mince, on s'aperçoit que ces roches sont composées de quartz, grunérite, carbonate, stilpnomélane et magnétite. Le quartz forme une mosaïque très fine. La grunérite se présente en masses denses, telles des feutres, en faisceaux ou en rosettes. Les figures 43 et 44 montrent de la grunérite fibreuse. Le stilpnoméla-



- 1 - Grunérite, stilpnomélane, magnétite (par ordre d'abondance).
- 2 - Grunérite, un peu de magnétite et de stilpnomélane.
- 3 - Magnétite, stilpnomélane et grunérite.
- 4 - Grunérite en fibres (amosite), grunérite, sidérose et un peu de magnétite.
- 5 - Stilpnomélane, grunérite et un peu d'oxyde de fer.
- 6 - Grunérite, beaucoup de sidérose, un peu de stilpnomélane et d'oxyde de fer.
- 7 - comme 6; 8 - comme 6; 9 - comme 3.

FIGURE 43 - Roches ferrifères rubanées au faciès à oxyde-silicate, métamorphisé. Longs faisceaux fibreux ou prismes de grunérite passant d'un lit à l'autre. Les prismes se ramifient, à leurs extrémités, en fines fibres qui se courbent en divergeant. A 0.8 km au nord du lac Aulneau (latitude 57°06'). Lumière polarisée non analysée.

ne, jaunâtre clair à vert foncé, forme des masses denses ou de minces feuillets. La magnétite est généralement hypidiomorphe ou idiomorphe et le carbonate, xénomorphe.

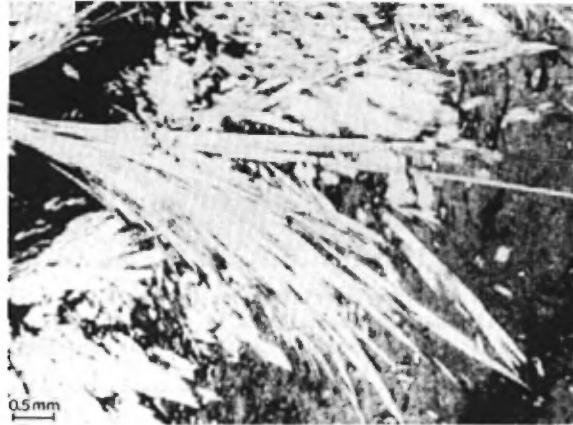


FIGURE 44 - Grunérite fibreuse. Roche ferrifère au faciès à oxyde-silicate. Nord du lac Aulneau. Lumière polarisée non analysée.

#### FACIES A SULFURES

Les roches au faciès à sulfures se présentent surtout près et autour du lac Aulneau. Ce sont des argilites et des siltites (figure 45) finement litées, gris foncé, à altération rouille. Pyrrhotine, pyrite et chalcoppyrite, qui forment les sulfures, semblent enrichies dans les parties les plus finement grenues des roches à fin litage. Nous avons remarqué, en un point de la falaise près du lac Redcliff, des lits de sulfures pratiquement massifs (90 à 100% de sulfures) de presque 1 m d'épaisseur. Les roches de ce faciès qui, estime-t-on, contiennent généralement 20 à 40% de sulfures, ont une épaisseur variant entre moins de 1 m et environ 10 m. Les compositions chimiques moyennes des siltites de ce faciès sont présentées à la page 105.

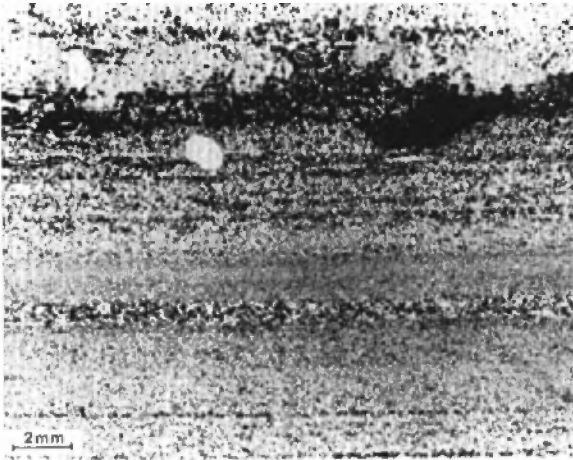


FIGURE 45 - Roche ferrifère au faciès à sulfures. Siltite finement litée et minéralisée en sulfures. Lac Aulneau. Lumière polarisée non analysée.

#### FORMATION D'AULNEAU

La formation de Murdoch est recouverte par une succession de conglomérat, grès, argilite, dolomie, dolomie tufacée et roches pyroclastiques dolomitiques. Cette succession, que nous introduisons sous le nom de formation d'Aulneau, a 500 à 1000 m d'épaisseur; elle affleure à l'est du lac Aulneau et au lac Dimroth. Elle est injectée par des gabbros et un peu de roches ultramafiques.

#### PETROGRAPHIE

##### CONGLOMERATS

Les meilleurs affleurements de conglomérat se trouvent à environ 0.5 km à l'est des lacs précités.

A l'est du lac Aulneau, les fragments du conglomérat, anguleux à subarrondis, consistent surtout en

dolomie, rarement en grès à grain fin et en roches volcaniques mafiques. Les dimensions des fragments de dolomie vont de celles des galets à celles des blocs (0.2 à 30 cm), alors que celles des débris volcaniques et gréseux atteignent 1 sur 2 cm. Le conglomérat a une texture jointive; la matrice, silteuse, est faite de carbonate, de quartz et d'un peu de feldspath.

Au lac Dimroth, les conglomérats à texture jointive, localement à texture empâtée, sont hétérogènes. Les fragments consistent en gneiss, en roches sédimentaires, dont des dolomies et des grès, et en roches volcaniques. Ces fragments, qui atteignent 1 m, sont subarrondis et logés dans une matrice bien foliée de carbonate, chlorite et et biotite; certains montrent une forte déformation tectonique.

##### GRES ET SILTITE

Les grès et siltites font généralement voir une fine stratification. Des variétés quartzzeuses grises, gris clair ou brunâtres sont interstratifiées avec d'autres riches en carbonate. Les lits individuels, qui ont quelques millimètres à environ 5 cm d'épaisseur, sont composés - toute la gamme des proportions y est représentée - de quartz généralement suturé de carbonate. Le carbonate est ordinairement piqué de poussières d'oxydes de fer, d'où la teinte brune des lits à carbonate. La stratification est, par-ci par-là, oblitérée par des déformations tectoniques.

#### ARGILITE

Les argilites sont des mudstones communes, grises, finement litées. Nous les avons rencontrées juste à l'est du lac Aulneau, où elles n'ont que quelques mètres d'épaisseur, et au lac Dimroth, où elles dépassent 100 m; on ne peut, cependant, se faire une idée sûre de l'épaisseur. Au lac Dimroth, les argilites offrent une patine blanchâtre ou jaunâtre résultant de l'efflorescence du gypse, de l'hexahydrate ( $MgSO_4 \cdot 6H_2O$ ) et des hydroxydes de fer.

#### DOLOMIE

Les dolomies sont grises, chamois ou brunâtres, finement grenues ou aphanitiques et généralement à altération brun rouille. Elles passent latéralement et verticalement aux tufs et aux tufs dolomitiques. Elles semblent contenir, en plusieurs points, du plagioclase et du quartz d'origine probablement détritique (tableau 14).

#### ROCHES PYROCLASTIQUES

Les roches pyroclastiques se caractérisent par une proportion de carbonate dépassant généralement 20%. Celles qui sont "pures", c'est-à-dire les tufs et agglomérats ne contenant que des quantités mineures de carbonate, sont rares; elles sont gris verdâtre et, en plaque mince, on constate qu'elles sont composées des minéraux des schistes verts communs.

Les variétés dolomitiques sont interstratifiées avec des dolomies, tu-

facées ou non, et semblent, en plusieurs endroits, passer latéralement ou verticalement aux dolomies (tableau 14). Gris verdâtre à brunâtres, elles s'altèrent en brun jaunâtre rouille. Des débris volcaniques mafiques, de la taille du tuf à celle de l'agglomérat, et de fins fragments d'un minéral mafique altéré sont logés dans une pâte de carbonate et de chlorite et biotite en proportions variables. De petits fragments sont complètement remplacés par de la dolomite, de la biotite et des minéraux opaques.

TABLEAU 14 - Analyses modales de dolomies et tufs de la formation d'Aulneau.

	14K13A	14K24	17K3	17K8
Carbonate	14.8	68.6	73.2	53.6
Quartz et plag.	0.7	12.5	21.5	17.5
Biotite	49.6	11.0		21.8
Muscovite	-	-	1.1	-
Trémolite	31.4	-	-	-
Chlorite	-	1.2	-	-
Leucoxène	3.3	-	-	-
Apatite	0.2	-	-	-
Minéraux opaques	tr.	6.7	4.2	5.7

- non décelé tr. trace

14K13A - Tuf dolomitique avec fragments de dolomie

14K24 - Dolomie tufacée

17K3 - Dolomie

17K8 - Dolomie tufacée

En certains endroits, nous avons remarqué, dans la pâte, de petits grains de quartz et de plagioclase xénomorphe. Les tufs dolomitique passent, vers le nord, aux schistes à biotite, chlorite et carbonate.

#### MILIEU DE DEPOT

Près du lac Aulneau, les débris du conglomérat proviennent surtout des dolomies de la formation de Nachicapau. Nous avons également noté un peu de débris volcaniques mafiques de l'eugéosynclinal, lesquels ont probablement été transportés sur de courtes distances. On ignore d'où proviennent les fragments de grès finement grenu. Les débris de gneiss, de la taille des blocs, que montre le conglomérat du lac Dimroth, proviennent de l'est du géosynclinal.

Les conglomérats sont surmontés de grès finement grenus et d'argilites déposés dans un bassin en subsidence lente dans lequel se sont ensuite déposées des dolomies et des roches pyroclastiques. Celles-ci résultent de l'apport, dans un bassin où, en même temps, se déposait du carbonate, de matières issues d'un volcanisme explosif.

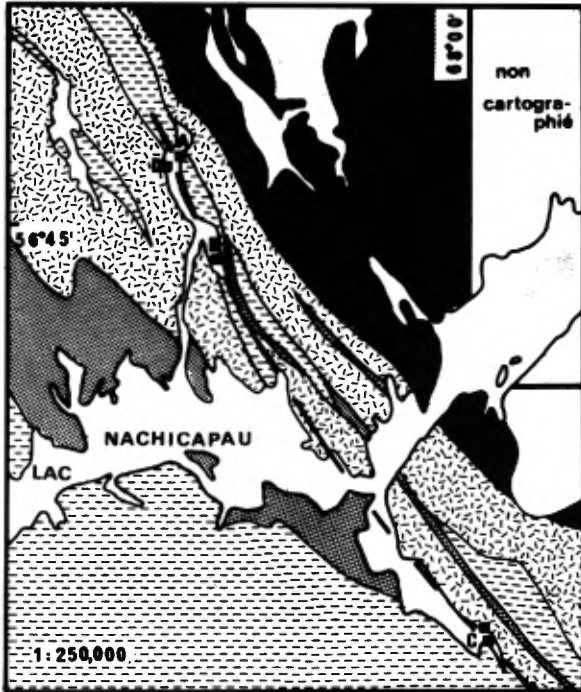
#### GROUPE DE MONTAGNAIS

Le terme de **groupe de Montagnais** a été introduit par Frarey et Duffell (1964) et Baragar (1967) pour grouper toutes les roches ultramafiques et gabbroïques du géosynclinal du Labrador. Dimroth (1978, page 303), qui est d'opinion que "**cette façon de faire était logique dans l'hypothèse de roches mafiques et ultramafiques intrusives**", a tenté de démontrer que certaines passées de gabbro - probablement toutes - sont des roches extrusives dont la cristallisation s'est effectuée

aux dépens d'épaisses coulées basaltiques. Il a conclu que ces passées devraient faire partie intégrante de la formation dans laquelle elles se trouvent. Nous avons fait les mêmes observations. D'où l'incitation à cataloguer les gabbros du groupe de Montagnais avec les sédiments qu'ils ont envahis ou sur lesquels ils se sont épanchés. Cependant, leur uniformité texturale, leur pétrographie et leur composition chimique font que cette façon d'aborder le problème est mauvaise. Il faut donc constater que le groupe de Montagnais n'est pas une unité stratigraphique. Dans ce rapport, nous nous en servons comme d'un fourre-tout commode qui englobe toutes les roches gabbroïques et ultrabasiques, à l'exception des carbonatites et lamprophyres décrits aux pages 36 à 46. La pétrographie et la géochimie de ces roches sont présentées au chapitre des ROCHES IGNEES.

#### ROCHES MAGMATIQUES POST-TECTONIQUES (Hélikien)

Des syénodiorites à albite, des monzonites et des pegmatites à arfvedsonite-cancrinite représentent les roches post-tectoniques de la région. Elles ne sont pas déformées, bien qu'elles soient situées sur un chevauchement majeur (figure 46) et soient en contact intrusif avec des tufs fortement foliés de la formation de Murdoch. L'affleurement le plus septentrional d'une roche post-tectonique (A sur la figure 46) est une monzonite d'après la classification des roches ignées de Streckeisen (1976).








-  Faille
-  Gabbros, basaltes, un peu de tufs et de roches sédimentaires
-  Roches sédimentaires (argilites, siltites, grauwackes et dolomies)
-  Agglomérats et tufs
-  Schistes à biotite et gneiss à biotite

FIGURE 46 - Roches magmatiques post-tectoniques - Localisation et cadre géologique.

#### SYENODIORITE A ALBITE

Les syénodiorites sont de grain moyen à fin et gris rosâtre. Les deux affleurements au sud (C sur la figure 46) présentent de petites intrusions ou dykes, d'au moins 30 m de large, en contact avec des tufs. A l'affleurement désigné par B, les syénodiorites forment deux dykes, de 0.3 à

0.6 m de large, dans des tufs et des basaltes.

En plaque mince, on peut voir que ces syénodiorites sont faites de plagioclase et de quartz, comptant, en terme de composition, pour plus de 96% de la roche. Le plagioclase, hypidiomorphe, atteint une taille de 1.2 sur 10 mm. La biotite - presque complètement remplacée par la prochlorite - les minéraux opaques xénomorphes, le carbonate et l'allanite sont les minéraux accessoires.

L'analyse de deux syénodiorites est présentée au tableau 15 (échantillons 44P10 et 21P13B).

#### MONZONITE

La monzonite est une roche grise, de grain moyen à grossier. Nous n'avons pas observé de contacts avec les roches pré-tectoniques avoisinantes. A l'échantillon, la monzonite présente des feldspaths gris clair et de longues aiguilles (dimensions maximales: 1.0 sur 21.0 mm) d'une hornblende ou d'un pyroxène pseudomorphosés.

Le plagioclase, dont la taille atteint 0.6 sur 3.0 mm, forme des bâtonnets hypidiomorphes avec inclusions de biotite et de scapolite deutérique. Le feldspath potassique (taille maximale: 1.2 sur 4.5 mm), fortement microperthitique, contient des inclusions telles que biotite, fluorine et apatite; celle-ci est entourée de cristaux très fins d'épidote radioactive. Parci, par-là, la fluorine violette rem-

place en partie le feldspath potassique. La biotite, fortement pléochroïque (vert très foncé à brune), forme des masses compactes entourées de minces couronnes de grenat et de minéraux opaques. Nous croyons que la biotite

TABLEAU 15 - Analyses chimiques et normes de roches magmatiques post-tectoniques.

	44P10	21P13B	22P33
SiO <sub>2</sub>	62.80	61.00	49.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.90	17.50	18.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.26	5.20	4.15
FeO	1.70	2.16	4.78
MgO	0.32	0.36	1.29
CaO	0.12	1.40	4.96
Na <sub>2</sub> O	10.80	10.12	7.87
K <sub>2</sub> O	0.08	0.17	3.28
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.40	0.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.08	0.31
MnO	0.05	0.06	0.22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.56	0.42	1.74
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.06	0.04	0.06
CO <sub>2</sub>	n.d.	n.d.	1.10
SO <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	0.05
S	n.d.	n.d.	0.03
Cl	n.d.	n.d.	0.01
F	n.d.	n.d.	0.18
Q	0.00	0.00	0.00
OR	0.46	0.99	19.62
AN	0.12	1.79	5.89
AB	88.84	83.24	26.98
NE	3.24	3.75	26.48
DI	0.00	0.50	4.15
HE	0.01	3.13	8.53
FA	4.80	3.42	2.37
FC	0.64	0.55	1.15
MT	1.61	1.93	2.48
IL	0.14	0.55	1.27
AP	0.14	0.16	0.66
FR	0.00	0.00	0.23
PR	0.00	0.00	0.08
TH	0.00	0.00	0.11
HL	0.00	0.00	0.02

TABLEAU 15 - Suite

	44P10	21P13B	22P33
Plag.	0.13	1.97	7.65
Quartz	5.2	7.6	0.0
Plagioclase	85.8	69.2	6.0
Microcline	-	-	34.5
Biotite	0.4	0.4	27.3
Scapolite	-	-	22.5
Grenat	-	-	7.3
Chlorite	2.6	12.6	
Epidote	-	-	0.2
Calcite	-	4.8	0.2
Muscovite	-	-	0.3
Fluorine	-	-	0.2
Sphène	-	-	0.1
Allanite	trace	-	-
Minéraux opaques	6.0	5.4	1.0

- non décelé n.d. - non déterminé  
 44P10 - Syénodiorite à albite  
 21P13B - " " "  
 22P33 - Monzonite

est d'origine deutérique et qu'elle a remplacé le pyroxène ou la hornblende; nous n'avons toutefois pas noté de vestiges de ceux-ci. Les autres minéraux notés en plaque mince sont, par ordre d'abondance, la scapolite, le quartz, la muscovite, la fluorine, la calcite, l'apatite, l'épidote et le zircon.

Une analyse chimique des monzonites est présentée au tableau 15 (échantillon 22P33).

PEGMATITE A ARFVEDSONITE  
 ET CANCRINITE

Nous avons rencontré de la pegmatite à arfvedsonite et cancrinite (D sur la figure 46) sur deux petites îles près de l'affleurement de monzonite. Des parties de cette venue pegma-

titique sont formées de masses de carbonate à grain grossier.

La figure 47, qui montre un spécimen de pegmatite, est parlante. La cancrinite forme une pâte finement grenue où sont logées des aiguilles d'arfvedsonite (figure 48). Celle-ci

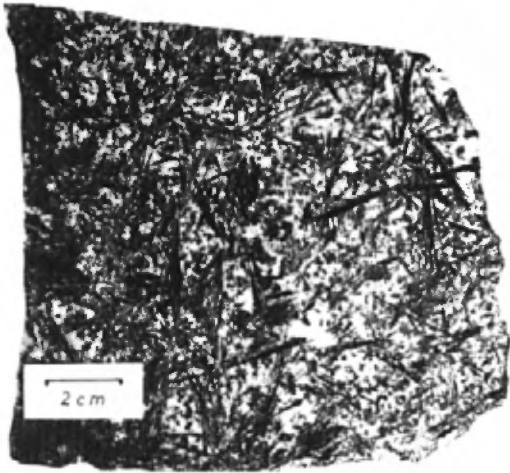


FIGURE 47 - Echantillon de pegmatite à arfvedsonite (noir) et cancrinite (blanc).

contient, en son centre, des minéraux opaques très fins.

Le tableau 16 donne une analyse chimique de la pegmatite, des analyses à la microsonde de l'arfvedsonite et de la cancrinite, ainsi que les propriétés optiques de l'arfvedsonite.

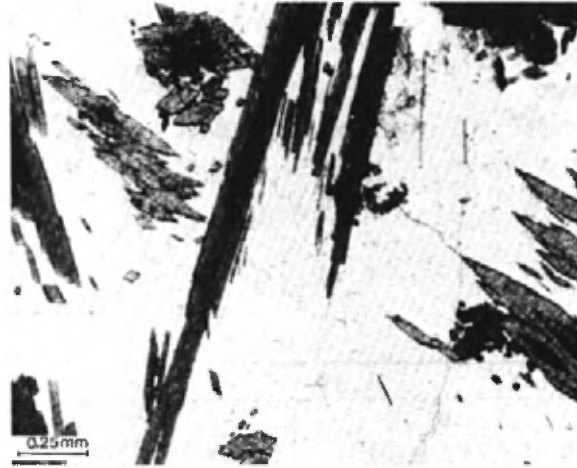


FIGURE 48 - Aiguilles d'arfvedsonite dans une pâte de cancrinite. Lumière polarisée non analysée.

TABLEAU 16 - Analyses chimiques d'une pegmatite à arfvedsonite et cancrinite.

	A	B	C	
SiO <sub>2</sub>	41.55	49.89	37.24	Analyses chimiques A - 22P30A, pegmatite B - Arfvedsonite. Moyenne de quatre analyses. C - Cancrinite. Moyenne de quatre analyses.  NOTE - Arfvedsonite: $\frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} = 42.8$ → Mg - arfvedsonite
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.41	0.01	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.15	5.16	29.08	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.02	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.47			
FeO	4.00	21.68	0.02	
MnO	0.04	0.02	0.005	
MgO	5.20	9.13		
CaO	3.10	0.005	5.39	
Na <sub>2</sub> O	15.20	10.27	19.69	
K <sub>2</sub> O	0.12	0.03	0.007	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.60			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.14			
CuO		0.02		
Cl			0.05	
Total	98.82	96.615	91.512	
	B		C	Analyses à la microsonde de l'arfvedsonite (B) et de la cancrinite (C). Courtoisie du Dr P. Nielsen, de l'Université de Toronto.
Si 7.584	} 8.00	Si 6.259	} 12.000	
Al 0.416		Al 5.741		
Al 0.509	} 5.382	Ti 0.001	} 7.370	
Ti 0.047		Cr 0.003		
Fe 2.756		Fe 0.003		
Mg 2.067		Mn 0.001		
Mn 0.003		Na 6.392		
Ca 0.001	} 3.031	Ca 0.968	}	
Na 3.024		K 0.002		
K 0.006		Cl 0.014 - 0.014		
2V <sub>x</sub> = 84°	X = vert bleuâtre foncé			Propriétés optiques de l'arfvedsonite
l = (-_	Y = vert clair			
Plan des axes	Z = vert bleuâtre foncé			
⊥ (010)				



## Arrière-pays

(Groupe de Laporte)

Les parties les plus à l'est de la région, c'est-à-dire les terrains à l'est des lacs Le Moyne (Erlandson), Marcel et Nachicapau, sont formées de roches métamorphiques (métapélites, marbres, quartzites, méta-volcanites, métagabbros) correspondant aux schistes de Laporte (Fahrig, 1951). Il se peut que les métapélites soient les équivalents du sous-groupe d'Attikamagen (Dimroth et al., 1970, 1978), de la formation de Menihék ou de la formation de Thompson Lake (Dimroth et al., 1970). Les roches métapyroclastiques peuvent correspondre à celles de la formation de Murdoch et les marbres, à la dolomie d'Abner (formation de Nachicapau).

Baragar (1967, p. 84 à 91) a nommé complexe de Younger l'assemblage de roches à l'est de la Fosse proprement dite. Son opinion à ce sujet peut se rendre ainsi: "ces roches ont subi un métamorphisme qui a suffi à masquer, sinon effacer complètement, leurs textures et leurs structures primaires; voilà le motif principal pour grouper ces roches sous une seule dénomination."

Les descriptions qui suivent sont faites dans un ordre arbitraire; celles touchant la partie est de la feuille du lac Horseshoe se fondent sur l'exposé de Penrose (1978).

## METAPÉLITES

SCHISTES ET GNEISS A BIOTITE ET A  
BIOTITE ET GREMAT

De vastes aires à l'est des lacs Le Moyne (Erlandson), Marcel et Nachicapau sont formées de schistes et de gneiss à biotite gris, ici et là à altération rouille. Au voisinage de ces lacs, les schistes sont très finement grenus, mais plus à l'est, près du lac Buteux par exemple, ils passent à des schistes et gneiss de grain fin à moyen.

La composition minéralogique des schistes et gneiss est très simple et uniforme. Quartz, plagioclase et, localement, microcline forment une mosaïque granoblastique; biotite et, ici et là, muscovite offrent une texture lâche dans les roches pauvres en biotite ou des bandes continues dans les variétés qui en contiennent beaucoup. Le microcline, poeciloblastique, présente des inclusions telles que biotite, quartz et plagiolase. Nous avons noté, par-ci par-là, du grenat, de la hornblende et de la trémolite. Les minéraux accessoires sont représentés par des minéraux opaques, du zircon et du sphène. La teneur du plagioclase en anorthite, inférieure à 15% près du lac Le Moyne (Erlandson), atteint environ 35% dans les secteurs les plus à l'est de notre région.

Les schistes et gneiss les plus répandus sont des shales métamorphisés et sont pauvres en quartz. Les variétés riches en quartz sont tenues

pour des siltites quartzieuses. Le tableau 17 présente six analyses modales de métapélites; deux d'entre elles ont trait à des roches hautement métamorphisées.

#### SCHISTES A BIOTITE ET CARBONATE

Les schistes à biotite présentant du carbonate sont des roches finement grenues, grises, à altération gris brunâtre. Rubanement et fin litage se présentent, comme nous l'avons souvent noté, aussi bien dans les variétés qui contiennent beaucoup de carbonate que dans celles qui en contiennent peu. Ces roches s'altèrent très facilement et, en conséquence, leurs affleurements sont médiocres. De minces lits de marbre et des couches peu importantes de schistes et gneiss à biotite, de peu d'importance, sont, ici et là, interstratifiés avec ces schistes.

TABLEAU 17 - Analyses modales de métapélites

	58K3B	58K3C	40N1	44N3A	38P11	BP210B
Quartz	67.1	23.7	60.5	54.8	47.5	41.3
Plagioclase	5.8	22.7	18.5	22.0	3.5	7.5
Microcline	—	—	3.3	—	—	—
Biotite	18.7	tr.	15.3	22.4	22.5	15.8
Hornblende	tr.	32.9	—	—	—	—
Muscovite	5.2	—	1.6	—	10.0	22.8
Grenat	1.3	10.2	—	—	13.7	tr.
Apatite	—	—	tr.	—	0.1	—
Chlorite	—	3.3	—	—	—	—
Carbonate	—	1.3	—	—	—	—
Minéraux opaques	1.9	2.3	0.8	0.8	1.5	0.2
Staurotide	—	—	—	—	1.2	1.6
Disthène	—	—	—	—	—	10.7

- 58K3B - Rive est du lac Erlandson  
 58K3C - Environ 6.5 km à l'ouest du centre du lac Turgis nord.  
 40N1 - Environ 5 km à l'ouest de l'extrémité septentrionale du lac Turgis sud.  
 44N3A - Environ 5 km à l'ouest de l'extrémité septentrionale du lac Turgis sud.  
 38P1 - Partie est de la feuille du lac Buteux  
 BP210B - Partie est de la feuille du lac Horseshoe

En plaque mince, on note que les roches schisteuses sont formées principalement de biotite, de carbonate, de plagioclase, de quartz et de minéraux opaques. Par endroits, le carbonate compte pour environ 40% de la roche.

#### METAPÉLITES

##### A HAUT DEGRE DE METAMORPHISME

Dans la partie est de la feuille du lac Horseshoe (Penrose, 1978), les métapélites contiennent de la staurotide, du disthène et, en un point, de la sillimanite. Ces roches sont gneissiques et de grain moyen à très grossier. Penrose (1978) a remarqué des grains atteignant 2 cm. De la stratification se présente ici et là; les strates sont faites de gneiss quartzitiques ou arkosiques ou, rarement, de marbres.

Les minéraux de ces roches sont donnés à la figure 49 et au tableau 17. Ils confèrent une texture gneissique commune.

Les métapélites à staurotide, disthène et grenat contiennent, par-ci, par-là, de petites traînées de sillimanite fibrolitique (figure 50). Celles-ci affichent des formes courbes; elles sont cependant plus ou moins parallèles à la foliation de la roche. Des aiguilles individuelles de sillimanite croisent, sous différents angles, les minéraux entourant les traînées. Les biotites-hôtes ne présentent pas d'indications de déformation alors que les traînées de sillimanite sont ar-

GNEISS BASIQUE STRATIFIE

Penrose (1978) a décrit des gneiss basiques, dans la partie est de la feuille du lac Horseshoe, qui contiennent des proportions variables de hornblende et d'actinote et sont caractérisés par une stratification prononcée. Des couches individuelles ont pu, ici et là, être suivies sur des distances atteignant 500 m. Les gneiss, fortement plissés et probablement faillés, contiennent de la hornblende, de l'actinote, du plagioclase, de la biotite, du grenat, un peu de disthène et, localement, un peu de quartz. Ils sont à grain moyen, gneissiques, et, localement, à grain fin et schisteux. Des interlits de marbre à grain moyen et grossier se présentent ici et là.

Penrose (1978, p. 16) tient ces roches "pour des sédiments détritiques déposés sous l'eau à partir d'un environnement de roches volcaniques basiques. Les sédiments étaient sans doute interlités avec des coulées de lave et des cendres volcaniques".

MARBRES

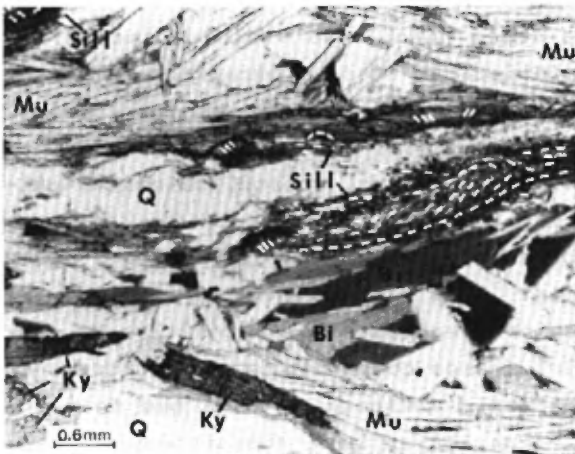
Nous avons rencontré des marbres dans le secteur du lac Horseshoe et à l'ouest des lacs Turgis, dans la partie nord de la feuille du lac Butteux.

D'après Penrose (1978), le marbre du secteur du lac Horseshoe, dolomitique, contient de la calcite, de la dolomite et un peu de biotite, du quartz, de la hornblende et de la trémolite. Moyennement grenu, blanc, ru-



Ky - Disthène                      Bi - Biotite  
St - Staurotide                    Q - Quartz  
Mu - Muscovite

FIGURE 49 - Métapélite. Comprend les minéraux indiqués ainsi que du grenat et du plagioclase. Partie orientale de la feuille du lac Horseshoe. Lumière polarisée non analysée. NOTE: même plaque mince que celle de la figure 50.



Ky - Disthène                      Bi - Biotite  
Sill - Sillimanite                    Q - Quartz  
Mu - Muscovite

FIGURE 50 - Métapélite. Comprend les minéraux indiqués ainsi que du grenat et du plagioclase. Les tirets blancs indiquent l'orientation des aiguilles de sillimanite. Partie orientale de la feuille du lac Horseshoe. Lumière polarisée. NOTE: même plaque mince que celle de la figure 49.

quées. Tout ceci dénote que la sillimanite est un vestige métastable d'un assemblage métamorphique plus ancien.

bané (2 à 10 cm), il présente des couches riches en biotite. Il s'altère en brun clair à noir.

A l'ouest des lacs Turgis, le marbre à trémolite constitue une bande d'environ 12 km de long sur 1 à 1.5 km de large, laquelle prend la forme d'un synclinal renversé dans les gneiss à biotite et grenat, remarquablement riches en grenat près des contacts avec le marbre. Celui-ci, généralement blanc ou gris, ici et là un peu verdâtre, de grain fin à moyen, rarement grossier, est massif ou en lits épais. Certains lits contiennent du quartz.

#### QUARTZITES

Nous avons rencontré, dans la feuille du lac Buteux, des gneiss et schistes riches en quartz, arkosiques ici et là; Penrose (1978) en a noté dans celle du lac Horseshoe. Ces gneiss et schistes forment des couches dans les roches métasédimentaires généralement pélitiques de l'arrière-pays; nous ne les montrons pas comme des unités distinctes sur notre carte.

Nous n'avons noté que deux ou trois affleurements de quartzite pure, d'origine sédimentaire probable, dans la partie est de la région, c'est-à-dire à l'extrémité nord-est de la feuille du lac Buteux, près des lacs Turgis. Des échantillons, prélevés par un de nos assistants, révèlent une roche de grain moyen à grossier, grise, à altération légèrement rouille. Les schistes quartzitiques du secteur du lac Horseshoe sont inclus avec l'unité 4 (quartzite) de la carte.

#### METAVOLCANITES

Nous avons rencontré des amphibolites et un peu de schiste à actinote, à l'ouest et à l'est du lac Le Moyne (Erlandson) ainsi que dans les environs des lacs Buteux et Horseshoe. A l'est du lac LeMoyne (Erlandson), ces roches se présentent sous forme de longues bandes, de 0.4 à 2.5 km de large, traversant toute la feuille du lac Buteux en direction nord-nord-ouest.

Les roches sont gris verdâtre foncé ou noires, de grain fin à moyen, rarement grossier. Les schistes à actinote contiennent de l'actinote commune, du plagioclase et, ici et là, un peu de biotite. Les amphibolites, finement à moyennement grenues, se composent de hornblende verte ordinaire, de plagioclase et de minéraux opaques. Cà et là, en proportions peu importantes, se présentent les minéraux suivants: biotite, grenat, quartz, chlorite, calcite, allanite et apatite. Le tableau 18 présente quatre analyses modales. Nous avons rencontré, en une dizaine d'endroits à l'est du lac Buteux, des masses compactes, finement grenues, faites d'actinote et d'un peu de talc, lesquelles se sont substituées à l'amphibolite.

En dépit du métamorphisme avancé, on peut encore, ici et là, discerner, sous les traits des amphibolites, d'anciens basaltes, agglomérats et tufs. Ainsi, les agglomérats notés dans les secteurs des lacs Horseshoe et Buteux, contiennent des débris subanguleux à subarrondis, de composition ba-

TABLEAU 18 - Analyses modales d'amphibolites

	51P5	51P16	51P16	15N1
Plagioclase	30.3	18.6	16.0	20.0
Hornblende	23.4	52.0	73.0	72.7
Quartz	20.0	0.4	6.0	3.6
Biotite	0.7	20.6	tr.	—
Grenat	21.1	—	—	—
Chlorite	2.6	1.2	—	—
Epidote	—	4.2	0.4	—
Carbonate	0.2	—	0.6	1.7
Allanite	tr.	—	—	—
Apatite	0.1	—	—	—
Min. op.	1.6	3.0	3.4	2.0

51P5 et 51P16 - Partie sud-est de la feuille du lac Horseshoe.

15N1 - Partie nord de la feuille du lac Buteux.

saltique. Ceux-ci, d'une taille de 1 à 15 cm, sont peu ou pas déformés et peuvent représenter jusqu'à 90% de la composition de la roche; ils sont engagés dans une pâte tufacée fine, vert foncé, de composition basaltique.

#### METAGABBRO

Les métagabbros des parties les plus à l'est de notre région ne se distinguent pas, à certains endroits, des roches métavolcaniques; il s'agit d'amphibolites communes. Ils présentent, de façon générale, cependant, des vestiges d'une texture ophitique et, par-ci, par-là, des contacts intrusifs avec les roches sédimentaires.

Les textures, à l'exception des vestiges ophitiques précités, et la composition minéralogique sont celles d'amphibolites ordinaires, moyennement grenues, vertes à vert foncé. La horn-

blende est d'une variété commune, verte; la composition du plagioclase va de An<sub>15</sub> à An<sub>60</sub>. A une certaine distance des bordures, généralement schisteuses, les métagabbros deviennent massifs et homogènes. Ceux-ci, toutefois, contiennent des schlieren épars, lenticulaires, gris clair, riches en plagioclase, atteignant plusieurs mètres de longueur et montrant, parallèlement aux contacts inférieur et supérieur des filons-couches, un aplatissement prononcé (métagabbro du mont Horseshoe; Penrose, 1978).

Penrose a remarqué, dans le secteur du lac Horseshoe, à la latitude 56°37' et à la longitude 67°34', un métagabbro gloméroporphyrique montrant des lentilles, de 1 sur 3 cm, de plagioclase blanc, finement grenu, logées dans une pâte d'amphibole foncée. Ces lentilles comptent, ici et là, pour 80% de la roche.

#### QUATERNAIRE

##### PLEISTOCENE

Notre région se situe au nord du centre de la glaciation wisconsinienne au Nouveau-Québec et au Labrador (Henderson, 1959; Baragar, 1967). Dépôts glaciaires et fluvioglaciacaires se rencontrent partout mais leurs épaisseurs ne sont importantes qu'à l'ouest de la rivière Caniapiscou et à l'est des lacs Le Moyne (Erlandson) et Marcel. Il s'agit de moraines, de drumlins, d'eskers et de plaines de sable.

Stries glaciaires, roches moutonnées et cannelures sont des phénomènes

nes courants. Les stries sont indiquées sur les cartes. De façon générale, le dernier mouvement glaciaire s'est effectué vers le nord. Henderson (1959) a fait état de coulées glaciaires, tardives et locales, après l'arrêt des mouvements régionaux. Nous avons aussi noté, dans notre région, des phénomènes reliés à la dernière glaciation du Pléistocène; par exemple, autour d'un petit lac à 7.5 km à l'ouest du lac de l'Hématite, on peut voir des moraines frontales déposées par un glacier local coulant vers le sud.

#### HOLOCENE

Les dépôts récents sont représentés par des dunes actives (figures 51, 52), des marécages et des sédiments lacustres et fluviatiles.



FIGURE 51 - Dunes actives près de la chute aux Schistes, rivière Caniapiscau.



FIGURE 52 - Dunes actives près de la chute aux Schistes, rivière Caniapiscau.

Dans le secteur du lac de la Moraine, nous avons remarqué de grands affleurements de roches ferrifères cherteuses au poli glacé (figure 53). Comme ces roches affleurent juste à l'est de vastes aires de dépôts glaciaires, nous voyons là le résultat de l'abrasion par du sable transporté par des vents d'ouest et nord-ouest.

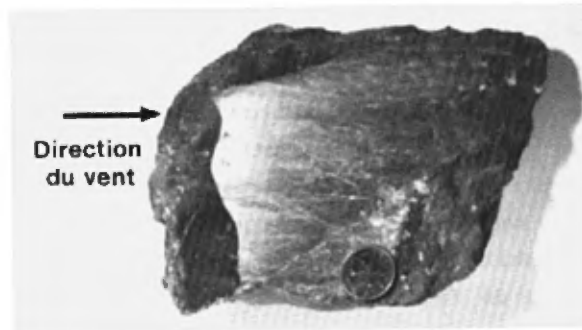


FIGURE 53 - Minéral de fer, à poli glacé. Feuille du lac de la Moraine.

## ROCHES IGNÉES

---

Nous décrivons, dans ce chapitre, les roches magmatiques de la région:

- . métagabbros tholéiitiques de l'eugéosynclinal et du miogéosynclinal (i.e. roches de grain fin à moyen ou grossier, de composition basaltique).
- . metabasaltes.
- . autres roches de composition basaltique.
- . roches ultrabasiqes.
- . rhyodacites et roches volcaniques sursaturées en potasse.
- . rhyolites.

Les autres roches ignées de la région sont décrites ci-dessus. Il s'agit de:

- roches pyroclastiques traitées avec les formations qui les renferment;
- carbonatites et lamprophyres décrits aux pages 36 à 46;
- monzonites et syénodiorites à albite, revues aux pages 65 à 68.

### DESCRIPTIONS

#### METAGABBRO

Nous avons noté, en général, deux types importants de métagabbros. L'un affleure dans le miogéosynclinal, l'autre dans l'eugéosynclinal du centre-nord de la Fosse. Ils diffèrent l'un de l'autre par les relations géologiques, l'aspect macroscopique et la composition chimique.

#### METAGABBROS THOLEIITTIQUES DU MIOGÉOSYNCLINAL

Ces métagabbros sont tenus pour les produits de la différenciation d'un magma d'où proviennent toutes les roches basaltiques de la région. La roche typique est un gabbro sub-ophitique, de grain moyen à grossier, qui, en surface fraîche, est d'une onctuosité caractéristique et d'une couleur plutôt vert pâle. Ici et là, elle est pegmatitique et contient du quartz visible à l'oeil nu. Elle affleure en grandes masses isolées, de formes irrégulières, à l'ouest du lac Canichico (Le Moyne) ainsi qu'au nord et au nord-est de l'extrémité méridionale de ce lac. La roche forme de hautes collines dans un terrain, par ailleurs plus ou moins plat, ponctué de dépôts morainiques. On ignore la position stratigraphique de ces métagabbros au sein du supergroupe de Kaniapiskau. Ils sont postérieurs aux roches du sous-groupe de Pistolet, vu qu'ils les recoupent et les affectent d'un métamorphisme de contact.

Au point de vue minéralogique, si l'on excepte l'olivine qu'on ne note nulle part dans le miogéosynclinal, il ne semble pas y avoir de différences notables entre les gabbros du miogéosynclinal et ceux de l'eugéosynclinal. Nous ne présentons donc qu'une seule analyse modale pour les deux (tableau 19).

TABLEAU 19 - Analyses modales de métagabbros

	32A8	17B4A	25E1A	17E5	44F4	4P10	3S14D	6T5
Quartz	0.4	—	0.4	—	11.8	—	—	0.2
Plagioclase	53.7 <sup>(1)</sup>	57.8 <sup>(1)</sup>	59.8	22.3 <sup>(1)</sup>	43.9 <sup>(1)</sup>	60.5 <sup>(1)</sup>	59.2 <sup>(2)</sup>	44.8 <sup>(1)</sup>
Olivine	—	—	—	—	—	4.0	trace	—
Pyroxene	0.6	20.2	—	16.4	—	—	22.9	—
Hornblende	—	—	—	19.6 <sup>(3)</sup>	37.9 <sup>(4)</sup>	—	—	—
Biotite	—	—	—	3.0	—	—	—	—
Actin-trém.	43.0	18.0	16.6	16.6	—	27.4	13.9	48.4
Chlorite	1.9	0.4	—	15.7	—	5.6	2.5	0.3
Epidote	—	—	—	—	—	—	—	2.5
Stilpn.	—	—	—	—	4.0	—	—	—
Apat. sph.	0.1	—	—	—	0.5	—	—	—
Leucoxène	—	—	5.0	0.6	0.6	2.4	0.2	3.8
Min. opaques	0.1	3.6	18.2 <sup>(5)</sup>	5.8	1.3	0.1	1.3	—
Carbonate	0.2	—	—	—	—	—	—	—

32A8 - Gabbro pegmatitique      17B4A - Gabbro à grain moyen (miogéosynclinal)  
 25E1A à 6T5 - Gabbro à grain moyen (eugéosynclinal)

(1) - Saussuritisation forte ou complète (clinozoïsite, chlorite, albite, prehnite)      (4) - Hornblende vert-brun  
 (2) - An<sub>60 ± 5%</sub>      (5) - Magnétite titanifère, un peu de pyrite et de chalcoppyrite, beaucoup de magnétite secondaire, surtout dans l'actinote.  
 (3) - Hornblende brune

METAGABBROS THOLEIITIKES DE  
L'EUGEOSYNCLINAL

Les métagabbros forment de longues crêtes de direction nord-nord-ouest dans la partie centrale de la région. Les passées ont entre 30 et 150 m d'épaisseur; on a fait état, cependant, d'épaisseurs atteignant 900 m (Sauvé, 1955). Il existe des gabbros intrusifs et des gabbros extrusifs. Nous avons noté des passages du gabbro au basalte, suivant la direction des crêtes. D'épais gabbros extrusifs recouvrent, en plusieurs endroits, des

sédiments non métamorphisés; leurs sommets présentent des divisions en colonnes (figure 54). Les gabbros intrusifs se présentent en filons-couches interstratifiés dans des basaltes et des roches sédimentaires. Beaucoup des filons les plus épais ne sont probablement qu'une série d'intrusions de 100 à 150 m d'épaisseur chacune (Sauvé, 1955). Nous avons également remarqué des gabbros intrusifs dans d'autres gabbros (figure 55), ou des gabbros avec enclaves de gabbros plus anciens. Les effets du métamorphisme de contact sont ordinairement faibles dans





FIGURE 54 - Joints prismatiques dans le gabbro. Au sud du lac Nachicapau.

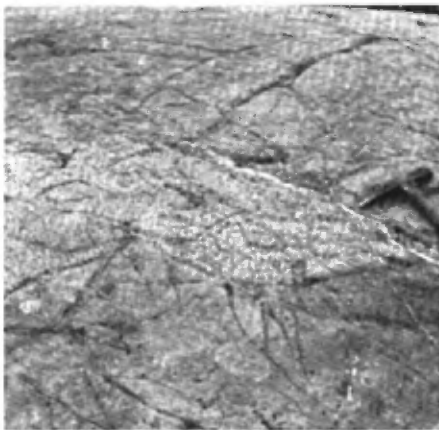


FIGURE 55 - Gabbro intrusif dans du gabbro. Au sud du lac Nachicapau.

les roches sédimentaires sus- ou sous-jacentes. Dimroth (1972, 1978) a signalé que les effets du métamorphisme de contact des unités gabbroïques sont en général peu importants, sauf dans les sous-groupes de Seward et de Pistolet près du lac Effiat, au nord-est du lac Otelnuc et au nord du lac Dunphy. Il a fait état d'arkoses Seward fortement recristallisées, sus- et sous-jacentes à des filons-couches de gabbro,

et de dolomies Dunphy transformées en marbres à silicates calciques. Dans notre région, ce n'est qu'au lac Canichico (Le Moyne) que nous avons noté des arkoses du sous- groupe de Pistolet, fortement recristallisées et touchées par le métamorphisme de contact; ces arkoses sont en contact avec un gabbro du miogéosynclinal.

#### METAGABBROS NORMAUX

Les sommets et les bases des sills de métagabbros normaux présentent des zones finement grenues ou aphanitiques, lesquelles n'ont que quelques dizaines de centimètres d'épaisseur et jamais plus de 3 m. Les bordures de refroidissement supérieures peuvent contenir des amygdales remplies de quartz et de feldspath (Dimroth, 1972, 1978) ou de carbonate et de chlorite. Les zones subophitiques et ophitiques (figure 56) occupent surtout les parties inférieures et centrales. Nous n'avons rencontré qu'en de rares endroits des gabbros porphyriques et pegmatitiques. Selon Baragar (1967), le gabbro porphyrique occupe les zones inférieures de certains filons-couches et le gabbro pegmatitique, les zones supérieures. On se reportera à Baragar (1960, 1967) pour une description plus fouillée des filons-couches de gabbros différenciés.

Nous avons rencontré, à 3 km au sud du lac Nachicapau (longitude 62°74'25", latitude 55°17'05"), un gabbro rubané. Ce gabbro moyennement grenu, uniforme, présente une stratification centimétrique, en alternance répé-

tée, de lits gris verdâtre, clairs et foncés (figure 57). La stratification, courbe, évoque les structures stromatolitiques des roches sédimentaires, d'où le nom de "gabbro stromatolitique" donné sur le terrain. Tous les "stromatolites" sont convexes. La stratification résulte de l'alternance de lamines



FIGURE 56 - Gabbro ophitique. Au sud du lac Nachicapau. Nicols croisés.

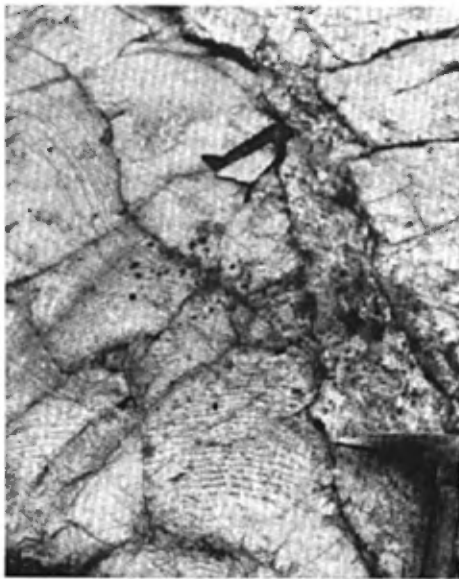


FIGURE 57 - Gabbro "stromatolitique". Au sud du lac Nachicapau.

riches en minéraux mafiques et de lamines présentant plus de plagioclase. La masse de gabbro à stratification rythmique affleure à peine. On ignore donc dans quelle partie d'un filon-couche normal se loge cette stratification et sur quelle distance longitudinale elle est présente.

#### METAGABBROS GLOMEROPORPHYRIQUES

Nous n'avons pas rencontré, dans la région, de véritables gabbros gloméroporphyriques. La seule roche ressemblant au gabbro typiquement "tacheté" se trouve à 3.2 km à l'est du lac Dupoisson (feuille du lac Marcel). La figure 58 en présente un spécimen. Les phénocristaux de plagioclase qui s'agglomèrent souvent à deux, à trois ou à quatre, formant près de 80% de la roche. Baragar (1960, 1967), Dimroth (1972, 1978) et Frarey (1967) ont décrit en détail des filons-couches de gabbro gloméroporphyrique au sud de notre région.

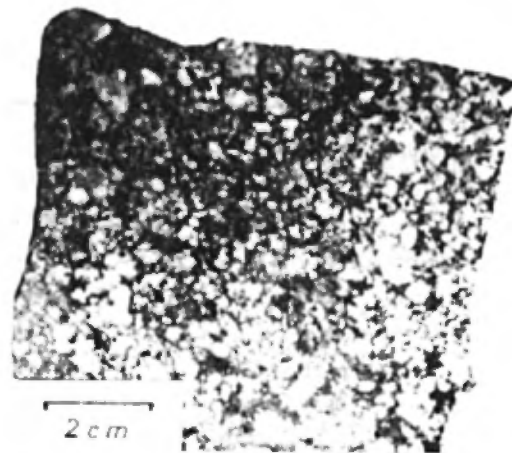


FIGURE 58 - Variété de gabbro gloméroporphyrique. A l'est du lac Dupoisson.

## COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

### OLIVINE

Nos plaques minces ne révèlent pas d'olivine fraîche. Nous avons noté, par-ci, par-là, généralement dans les parties basales de filons-couches épais, de la serpentine et de la magnétite pseudomorphes d'olivine xénomorphe. Baragar (1960, 1967) a décrit des olivines de trois échantillons de gabbro porphyrique; il les a identifiées, au microscope, comme de la hyalosidérite ( $Fa_{32}$  à  $Fa_{35}$ ) et a noté que l'olivine est un peu plus riche en fer que le pyroxène coexistant.

### ORTHOPYROXÈNE

Une plaque mince a révélé, en inclusion dans un clinopyroxène, un petit vestige de ce qui est peut-être un orthopyroxène. Nous n'avons pu identifier ce minéral presque incolore. Dans la partie centre-sud de la Fosse (secteur du lac Wakuach), où les gabbros semblent généralement moins altérés, Baragar (1967) a identifié, au microscope, des orthopyroxènes comme des bronzites allant de  $Fe_{24}$  à  $Fe_{29}$ .

### CLINOPYROXÈNE

Le clinopyroxène est présent dans des gabbros peu métamorphisés. Il s'agit d'une augite, zonée par endroits, presque incolore, localement vert brunâtre, faiblement pléochroïque, hypidiomorphe à xénomorphe et ordinairement maclée parallèlement à (100). En de rares endroits, nous avons noté,

dans les augites maclées, des lamelles d'exsolution d'orthopyroxène à texture en chevrons. Les propriétés optiques des augites sont comme suit:

X = vert très clair       $Z\Delta C = 41-45^\circ$   
Y = vert très clair       $2V_Z = 45-54^\circ$   
Z = brunâtre très clair

Ott (1972) a remarqué que, dans la zone ophitique, près des bordures de refroidissement, du filon-couche de gabbro du lac Minowean,  $2V_Z$  varie de  $47$  à  $49^\circ$  et que, au centre du filon, le même angle se situe entre  $50$  à  $54^\circ$ . Dans l'augite zonée,  $2V_Z$  peut même atteindre  $64^\circ$ . Pour une description plus détaillée des propriétés optiques et des compositions des augites, on se reportera à Baragar (1960).

### HORNBLÈNDE BRUNE ET VERT BRUN

Quelques plaques minces révèlent des hornblendes hypidiomorphes brunes et vert brun. Ces hornblendes, qui possèdent des propriétés optiques différentes de celles de la trémolite-actinote, ont, pensons-nous, une origine magmatique récente, primaire. Elles ne sont pas métamorphiques comme la plupart des amphiboles des métagabbros de notre région et témoignent d'une augmentation de  $p_{H_2O}$  dans les derniers stades de la différenciation de certains filons-couches.

Les propriétés optiques des hornblendes magmatiques tardives sont les suivantes:

Hornblende brune	Hornblende vert-brun
X = brun clair	X=vert brunâtre clair
Y = brun	Y=vert
Z = brun	Z=vert-brun
2Vx = 64-68°	2Vx = 68-72°
ZAc = 19-21°	ZAc = 18-20°

#### TREMOLITE ET ACTINOTE

L'actinote est l'amphibole la plus répandue des métagabbros. Nous avons aussi noté de la trémolite en certains endroits. Ces amphiboles, qui remplacent le pyroxène et la hornblende, forment, ici et là, des cristaux dont les dimensions atteignent 0.5 sur 1.5 cm. Les petites paillettes et aiguilles, formant une pâte feutrée ou des languettes de 0.2 sur 10 mm sont cependant plus répandues. Les gros cristaux tabulaires sont, de façon générale, maclés parallèlement à (100). De gros bâtonnets hypidiomorphes d'amphibole actinolitique, laquelle remplace le pyroxène, ont leur plan (010) et leur axe C parallèles à ceux du pyroxène. Dimroth (1972, 1978) a tenu cette amphibole pour une hornblende I. Une hornblende II, qui remplace des vestiges d'augite au sein de la hornblende I, n'est pas orientée. La hornblende III s'est développée en "barbe" sur les hornblendes I et II et s'est formée séparément dans les autres minéraux de la roche. Dimroth (1972, 1978) a également donné plusieurs analyses chimiques d'amphiboles.

Les actinotes et les actinotes-trémolites ont les propriétés optiques suivantes:

Actinote	Actinote-trémolite
X = vert (jaunâtre) clair	X =vert très clair à incolore
Y = vert	Y =vert très clair à incolore
Z = vert un peu bleuâtre	Z =vert clair bleuâtre à in- colore
2Vx = 76-78°	2Vx = 80-83°
ZAC = 14-16°	ZAC = 15-17°

#### PLAGIOCLASE

Le plagioclase forme des bâtonnets idiomorphes ou hypidiomorphes ou, plus rarement, de petits grains xénomorphes. Sa composition se tient généralement entre An<sub>70</sub>, dans les gabbros peu ou non altérés, et An<sub>0-5</sub>, dans les gabbros très altérés. Dans la plupart des cas, cependant, il est complètement saussuritisé; il est alors remplacé par des minéraux tels que albite, clinzoïsite, séricitte, chlorite, carbonate et préhnite. Pour une description détaillée de la saussuritisation du plagioclase des gabbros de la Fosse, on se reportera à Ott (1972). Dans les gabbros non altérés du centre-sud de la Fosse (Baragar, 1967), les compositions sont les suivantes:

- . An<sub>80</sub> à An<sub>60</sub>; gabbros porphyriques et ophitiques;
- . An<sub>70</sub> à An<sub>50</sub> gabbros à grain uniforme;
- . An<sub>60</sub> à An<sub>5</sub>; gabbros pegmatitiques.

#### QUARTZ

Plusieurs plaques minces révèlent du quartz, ne constituant généra-

lement que 0.1 à 0.5% de la roche. Un "gabbro" soumis à l'analyse modale (tableau 19, échantillon 44F4) devrait être appelé diorite quartzique (ou gabbro quartzique) ou tonalite (Streckeisen, 1976).

#### AUTRES MINÉRAUX PRIMAIRES

Une plaque mince révèle de la biotite brune à brun foncé, d'origine primaire possible. Les autres minéraux primaires sont le sphène, hypidiomorphe à automorphe, l'apatite localement radioactive, et des minéraux opaques tels que titanomagnétite, magnétite, pyrrhotine, pyrite et chalcoppyrite. Ces minéraux opaques comptent pour 0.1 à 5% de la roche et atteignent rarement 20% (voir tableau 19). Nous avons observé quelques bandes massives et schlieren de sulfures (voir **Géologie économique**).

#### MINÉRAUX SECONDAIRES

Outre l'actinote, la trémolite et la saussurite, les minéraux secondaires incluent la chlorite, l'épidote, le stilpnomélane, le leucoxène et le carbonate. La chlorite, qui remplace le pyroxène et l'amphibole, se trouve également dans les pseudomorphes de plagioclase. Ott (1972) a présenté sept analyses de chlorite à la microsonde. Les résultats montrent que, dans chaque cas, il s'agit de ripidolite et que les taux de MgO et de FeO (total) sont très variables, comme en font foi les chiffres suivants:

FeO	7.6	19.8	20.0	18.4	17.7	24.8	29.4
MgO	25.9	18.0	19.9	19.2	17.0	14.7	10.7

Le stilpnomélane peut compter pour 20% dans quelques lames minces mais il ne se présente généralement que comme minéral accessoire peu important; il forme de très petits feuillets bruns ou vert brunâtre.

#### METABASALTES

Les coulées basaltiques coussinées et massives forment, dans la partie centrale de notre région, des crêtes longues et larges, de direction nord-nord-ouest. Ces roches sont interstratifiées avec des gabbros et des roches sédimentaires.

Les enclaves de roches sédimentaires sont rares. Mentionnons que, au sud du lac Colombet (Wapanikskan), il se présente des fragments de marbre atteignant une taille d'environ 35 cm. Nous avons aussi noté, dans des roches pyroclastiques près du lac Nachicapau et dans des dolomies à 1.8 km au sud du lac Douay (feuille du lac Marcel), de minces dykes et filons-couches de basalte, de 30 cm à plus de 1 m de puissance. Près du lac Douay, il s'agit de dykes porphyriques (1 à 5 m de large) laissant voir un feldspath hypidiomorphe à tous les 5 mm environ. A un endroit (dans le secteur du lac Marcel), affleurent des basaltes coussinés, porphyriques, présentant des phénocristaux de plagioclase - atteignant 0.5 sur 0.8 cm - dans une fine pâte basaltique; deux analyses chimiques sont données à l'annexe D (échantillons 22P24 et 20T6). La plupart des coulées ont un aspect uniforme et monotone; environ 20% d'entre elles sont coussinées. Les hyaloclastites basaltiques sont rares.

Les coussins ont entre quelques centimètres et trois mètres de longueur. Nous avons rencontré, par-ci par-là, des brèches à coussins. Nous avons noté des interstices atteignant 15 cm de largeur, lesquels sont remplis de substances volcaniques et, en de rares circonstances, de silicite, de mudstone ou de carbonate; la présence de tels interstices est quand même assez rare. L'affleurement des figures 59 et 60 montre des coussins, avec du carbonate les enrobant et dans les parties centrales; il montre aussi des coussins en forme de meule qui sont vacuolaires en leurs centres. Ces centres étaient peut-être remplis de lave basaltique au cours de l'expulsion de la coulée. Certaines bordures de refroidissement pourraient s'être brisées alors que l'intérieur riche en gaz était encore liquide. Le liquide aurait alors pu être complètement ou partiellement refoulé au dehors en raison de la haute pression des gaz. Les cavités auraient subséquemment pu être remplies par du carbonate précipitant dans une sorte de micro-environnement basique.

Les lames minces font voir que les metabasaltes sont très uniformes. Ces roches sont formées d'actinote enchevêtrée, telle du feutre, et d'une pâte dense de chlorite, de minéraux du groupe de l'épidote, de leucoxène, d'albite et, ici et là, de stilpnomélane et de quartz. Nous n'avons noté aucun minéral primaire tel que l'olivine ou l'augite. Les phénocristaux des dykes au sud du lac Douay, faits de plagioclase saussuritisé, atteignent des

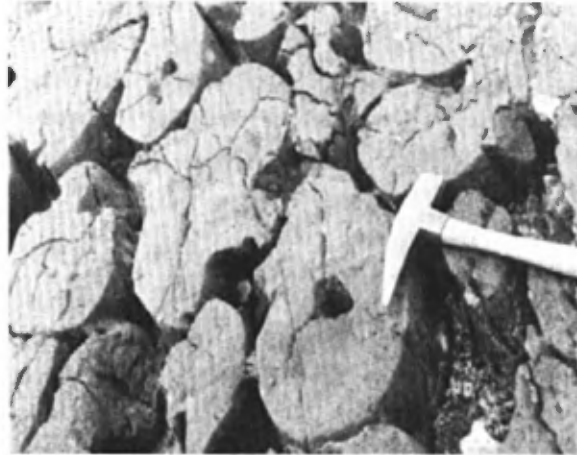


FIGURE 59 - Coussins en forme de meule. Rive nord du lac Nachicapau.

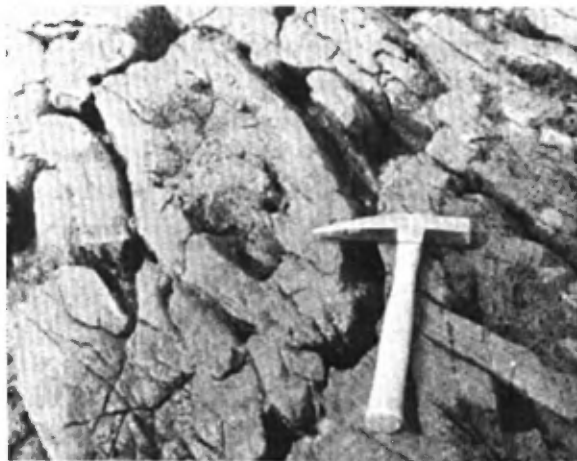


FIGURE 60 - Coussins à centres vacuolaires. Même affleurement que celui présenté à la figure 59.

dimensions de 3 sur 5 mm. Les bordures des coussins sont hyaloclastiques ou aphanitiques; celles qui sont aphanitiques présentent généralement, en lame mince, du plagioclase et du pyroxène de trempe (figure 61). Nous avons également remarqué des pseudomorphes de ceux-ci dans les coulées basaltiques communes.

Les coulées hyaloclastiques (figure 62), rares dans notre région,



FIGURE 61 - Plagioclase de trempe à coeurs creux et queues fourchues; rosettes de clinopyroxène de trempe et de plagioclase de trempe. Feuille du Lac Nachicapau. Lumière polarisée non analysée.

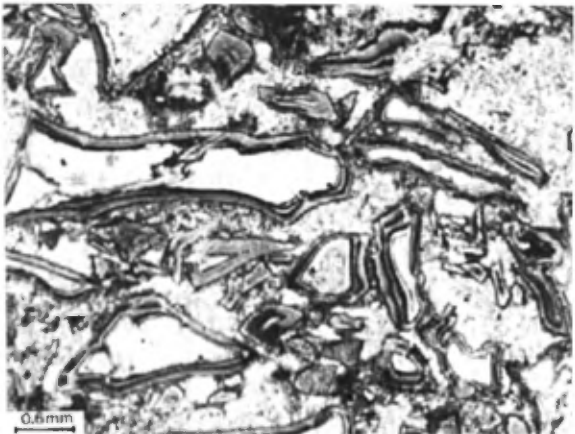


FIGURE 62 - Hyaloclastite. Feuille de Fort McKenzie. Lumière polarisée non analysée.

forment des masses peu importantes. La roche est formée d'une pâte très fine de talc, de trémolite, d'un peu de carbonate, d'albite et de minéraux opaques. Les fragments vitreux, brunâtres et recristallisés, font voir de petits sphérolites et schlieren; ils contiennent des inclusions de bâtonnets - courbés, brisés ou corrodés - de plagioclase idiomorphe ( $An_{30-35}$ ) ainsi que des inclusions d'épidote xéno-

morphe, d'un peu de carbonate et de chlorite.

#### AUTRES ROCHES DE COMPOSITION BASALTIQUE

Nous avons rencontré, à 4.6 km au nord du lac Nachicapau et à 3.9 km au sud-est du lac Dupoisson, une séquence de roches volcaniques d'un intérêt pétrologique un peu particulier. Ces roches, qui forment une falaise d'environ 10 m de hauteur, sont composées, de la base au sommet, de 5 m de laves riches en carbonate, puis de 2 à 3 m d'un tuf soudé ou brèche de coulée et enfin d'environ 3 m d'un basalte vacuolaire. Les relations avec les roches volcaniques avoisinantes, comme les basaltes communs, les basaltes porphyriques à coussins et les gabbros, ne sont pas claires, vu l'éparpillement des affleurements. Cette séquence est incluse, sur nos cartes, dans une zone de metabasaltes.

La lave riche en carbonate de la base, grise, finement grenue, localement vacuolaire, présente une stratification fluidale (figure 63), millimétrique, à peine visible. Elle est composée de carbonate, de biotite-phlogopite, de plagioclase et de clinozoïsite, de leucoxène, d'actinote, d'un peu de clinopyroxène incolore et de chlorite. Une analyse chimique est présentée au tableau 20.

Le tuf soudé est formé d'enclaves vacuolaires - dont la taille atteint 3 cm - ressemblant à des ponces; ces enclaves sont engagées dans une fi-

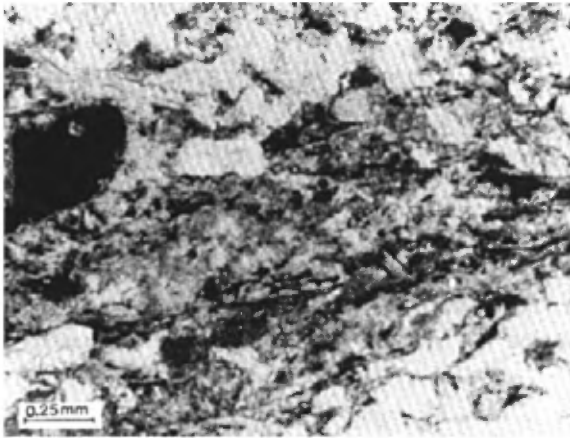


FIGURE 63 - Lave riche en carbonate. Stratification fluidale.

ne pâte gris verdâtre, à texture fluidale. Celle-ci est faite de plagioclase xénomorphe, de carbonate, de biotite pâle, de chlorite, d'épidote et de minéraux opaques très fins. Les vacuoles de la "ponce" sont remplies de plagioclase, de plagioclase et carbonate, de carbonate ou de chlorite et épidote. Quant à la "ponce", elle est trop fine pour une identification au microscope. La figure 64 montre une partie d'enclave. La pâte remplit les vacuoles des parties extérieures des enclaves mais non les autres vacuoles. Une analyse chimique est présentée au tableau 20.

Le basalte vacuolaire est gris, presque aphanitique, porphyrique. En plaque mince, on voit qu'il est composé d'une pâte faite de clinozoisite, d'actinote, de leucoxène, d'un peu de biotite-phlogopite, de carbonate et de minéraux opaques xénomorphes. Les phénocristaux sont du plagioclase incolore atteignant 2 à 5 mm de long et du clinopyroxène hypidiomorphe, dont la taille maximale atteint 2 sur 2 mm. Si le plagioclase est presque entièrement

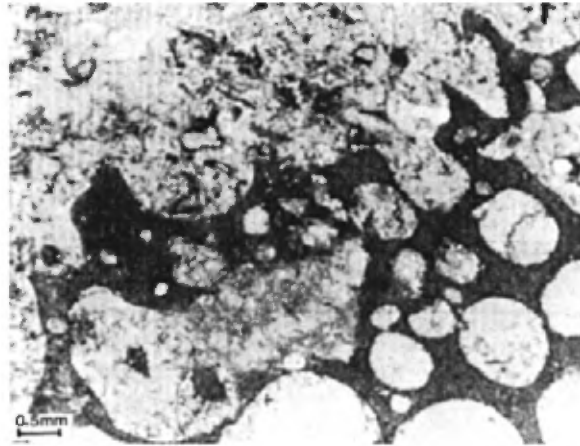


FIGURE 64 - Tuf soudé.

TABLEAU 20-Analyses chimiques de la succession de lave riche en carbonate, de tufs soudés et de basaltes vacuolaires.

	22F16A (lave)	22P16D (tuf)	22P16E. (basalte)
SiO <sub>2</sub>	34.15	44.75	42.25
TiO <sub>2</sub>	1.65	1.67	1.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.10	14.55	15.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.77	2.35	3.58
FeO	5.95	7.50	6.18
MnO	0.16	0.17	0.15
MgO	5.75	6.85	6.40
CaO	21.35	14.20	16.00
Na <sub>2</sub> O	2.16	2.55	1.85
K <sub>2</sub> O	1.83	0.25	0.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.32	0.57
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.73	2.65	2.27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	0.09	0.13
CO <sub>2</sub>	12.20	0.92	1.80
S	0.08	0.08	—
BaO (ppm)	730	—	—
SrO (ppm)	443	—	—

remplacé par l'épidote et la biotite-phlogopite, le pyroxène l'est par la biotite-phlogopite seulement. Une analyse chimique est présentée au tableau 20.



## ROCHES ULTRABASIQUES

Nous n'avons pas rencontré, dans la région, de coulées ultrabasi-ques ou filons-couches, longs, continus, pareils à ceux du centre-sud de la Fosse (Fahrig 1953, 1962 et 1964; Frarey, 1967). La base des filons de gabbro, qui contient, par-ci par-là, de l'olivine, peut avoir une composition ultrabasique, comme nous l'avons noté en quelques endroits, par exemple à 1.2 km à l'est du lac Aulneau, dans le secteur du lac Jogues (voir tableau 21, échantillon 17K25). Nous décrivons ci-après quelques petites masses ultrabasi-ques isolées qui, toutes, affleurent dans une aire entre le lac Jogues et le lac Le Moyne (Erlandson).

• A environ 1.6 km à l'ouest du lac Douay, affleurent des roches appartenant, en toute probabilité, à la série des lamprophyres et carbonatites du secteur du lac Patu (pages 36 à 46). La série, qui est généralement à grain fin, gris verdâtre et à altération sphéroïdale, passe à une variété moyennement grenue, légèrement foliée par endroits.

Les caractères originels sont estompés en raison d'une altération prononcée. Les minéraux primaires tels que l'olivine et le pyroxène sont complètement remplacés; les lames minces révèlent une masse de biotite-phlogopite, de sphène et leucoxène, de trémolite-actinote, de grenat finement grenu, de chlorite, d'apatite et de minéraux opaques. Deux de nos quatre plaques minces font voir du plagioclase saussu-

ritisé. Le mica montre habituellement des flexures et le grenat fait voir, ici et là, une sorte de structure sphérolitique. Celle-ci, bien que quasi imperceptible en raison d'une recristallisation avancée du grenat, évoque le "grenat sphérolitique" du lamprophyre (type I) du secteur du lac Patu. Le grenat est une andradite riche en Ti (voir tableau 8, échantillon 14K15, page 41; analyse à la microsonde par T. Frisch, Commission géologique du Canada).

L'analyse chimique de cette roche ultrabasique et celle du lamprophyre du lac Patu ne donnent pas les mêmes résultats. Nous pensons toutefois qu'il s'agit de la même sorte de roche. Les roches ultrabasi-ques à l'ouest du lac Douay affleurent dans une aire formée surtout de dolomie, de tuf dolomitique et d'agglomérat. Les affleurements étant cependant clairsemés dans ce secteur, nous n'avons pas noté de contacts avec les autres roches. Nous ignorons donc la situation stratigraphique de la série.

Quatre échantillons de cette masse ultrabasique ont fait l'objet d'analyses chimiques et modales; les résultats sont présentés au tableau 21 (échantillons 14K15, 18P9A, B, C).

• Une autre petite masse de roches ultrabasi-ques affleure sur la grande presqu'île du lac Dimroth (feuille du lac Jogues). Il s'agit d'une roche moyennement grenue, gris verdâtre, recoupée par un dyke pegmatitique de 15 cm de large.

TABLEAU 21 - Analyses chimiques et normes de roches ultrabasiques.

	14K15	18P9A	18P9B	18P9C	17K25	26P13	26P14
SiO <sub>2</sub>	35.70	37.30	38.75		32.50	33.00	
TiO <sub>2</sub>	2.98	2.95	3.44		3.48	3.92	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.20	6.15	13.00		5.55	5.80	
FeO <sub>3</sub>	10.40	10.35	9.42		7.95	7.38	
FeO	4.70	3.73	3.38		7.59	8.13	
MnO	0.17	0.26	0.29		0.20	0.19	
MgO	16.25	16.25	6.02		15.65	15.62	
CaO	14.16	15.65	17.20		14.30	15.62	
NaO	0.17	0.05	1.58		0.20	0.06	
K <sub>2</sub> O	1.83	0.81	1.98		2.22	0.73	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.52	0.48	1.78		0.32	0.49	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.70	3.80	1.67		3.56	3.94	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.15	0.07		0.13	0.12	
CO <sub>2</sub>	1.90	0.75	0.23		6.06	4.87	
S	0.01	0.02	0.01		0.02	0.07	
F	0.24	0.14	0.33		n.d.	0.14	
Cl	0.05	0.04	0.06		n.d.	0.006	
BaO	0.11	0.05	0.22		n.d.	n.d.	
SrO	0.05	0.03	0.17		n.d.	n.d.	
Cu	n.d.	82	120		410	—	115
Ni	340	330	49		440	33	26
Ba	—	—	—	—	—	380	277
Sr	—	—	—	—	—	520	718
Zn	—	—	—	—	—	91	165
Cr	800	860	28	—	430	530	—
Ta	—	—	—	—	—	5	5
Zr	—	—	—	—	—	230	490
La	—	—	—	—	—	58	—
Rb	—	—	—	—	—	43	82
Y	—	—	—	—	—	6	6
Ce	—	—	—	—	—	140	190
Nb	—	—	—	—	—	85	100
Th	—	—	—	—	—	7	12
Plag.	—	—	8.0	14.9	—	—	7.9
Mica <sup>(1)</sup>	18.6	11.0	20.3	16.9	31.5	14.4	16.1
Grenat	1.6	2.5	5.8	11.8	—	—	—
Apatite	0.2	0.6	4.0	3.5	0.2	2.0	—
Min.op.	8.6	9.2	1.2	1.4	8.3	8.1	4.6
Sphère <sup>(2)</sup>	19.7	25.9	13.0	12.5	10.1	10.3	—
Carb.	2.0	2.4	1.7	tr.	15.7	11.9	71.4
Act. <sup>(3)</sup>	28.7	23.0	12.5	tr.	33.8	32.4	—
Epidote	—	—	28.9	29.1	—	—	—
Chlorite	20.6	25.4	4.6	9.9	0.4	20.9	—

Les lames minces révèlent une roche formée d'une masse feutrée d'actinote, de biotite-phlogopite, de chlorite, de carbonate, de sphère, de leucoxène, de minéraux opaques et d'un peu de serpentine (?). De grosses aiguilles d'apatite hypidiomorphe atteignant

(1) 14K15 Brunâtre, presque incolore, lessivé

18P9A Presque incolore, lessivé  
 18P9B Vert, vert brunâtre clair  
 18P9C Vert, vert brunâtre clair  
 17K25 Brun clair, faible pléochroïsme  
 26P13 Brun clair, faible pléochroïsme  
 26P14 Brun clair, presque incolore

(2) Sphère avec leucoxène et carbonate

(3) Actinote ou trémolite

14K15 vert clair, presque incolore  
 18P9A vert clair  
 18P9B vert clair, NY = vert; NZ = vert bleuâtre  
 18P9C vert clair, NY = vert; NZ = vert bleuâtre  
 17K25 presque incolore  
 26P13 presque incolore

2 mm de long, comptent pour environ 2%. Des analyses chimiques et modales sont présentées au tableau 21 (échantillon 26P13).

Les bordures du dyke pegmatitique recoupant cette roche sont moyennement grenues alors que la partie centrale est très grossière. Ce dyke est fait de biotite, d'actinote vert clair, de calcite, de sphère xénomorphe, radioactif, d'apatite et de minéraux opaques. La biotite est habituellement tordue, brun verdâtre à brune et atteint une taille de 0.3 cm sur 1.3 mm. L'apatite, qui forme de longues aiguilles, a une taille maximum de 0.3 sur 6.0 mm.

• Sur la presque île précitée, à une centaine de mètres au sud de l'amas ultrabasique, affleure une roche presque complètement carbonatisée que nous croyons associée à celui-ci.

Il s'agit d'une roche dure, finement grenue, gris foncé, à altération plutôt rouille. Le carbonate, qui compte pour 70% de la pâte, forme des ocellis avec la biotite, remplace l'olivine ou le pyroxène (figure 65), dont

les pseudomorphes sont entourés de fines bordures de magnétite. La biotite est brun clair à presque incolore. Il existe un peu de plagioclase étonnamment frais, xénomorphe, qui compte pour environ 8%. Les minéraux opaques sont tous xénomorphes; pyrrhotine, chalcopryrite et magnétite ont été identifiés au microscope à minerais.

Une de nos lames minces révèle un petit agrégat formé de quelques pseudomorphes d'olivine ou de pyroxène, qu'entourent de fines aiguilles de carbonate, de biotite et de minéraux opaques (figure 66). Les fines aiguilles de carbonate sont peut-être des pseudomorphes de mélilite; quant au petit "agrégat", il ressemble de façon frappante aux lapillis du tuf mélilitique à olivine de la feuille du lac Patu (figure 25, p. 39). Le tableau 21 donne la teneur en oligo-éléments et la composition modale d'un échantillon (26P14).

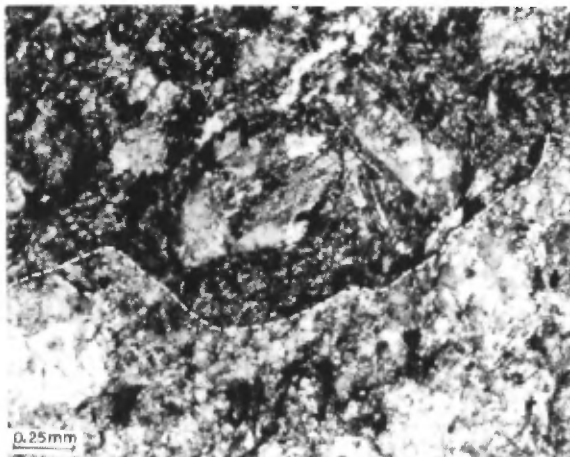


FIGURE 66 - Fragment fortement altéré de roche ultrabasique dans une roche ultrabasique carbonatisée. Le fragment (au-dessus du tiret blanc), d'une taille de 2 par 4 mm, présente un pseudomorphe d'olivine et de minuscules aiguilles de carbonate provenant peut-être d'anciennes mélilites. Plaque mince 26P14. Lac Dimroth. Lumière polarisée non analysée.

#### RHYODACITES ET ROCHES VOLCANIQUES SURSATUREES EN POTASSE

Au sud du lac Douay - parties nord-ouest de la feuille du lac Marcel, nord-est de la feuille de Fort McKenzie et sud-est de la feuille du lac Jogues - affleurent des roches gris foncé, grises ou rosâtres, finement grenues, appelées rhyodacites sur le terrain. Par-ci par-là porphyriques, avec des phénocristaux de feldspath rosâtre dont la taille atteint 1 sur 3 mm, elles sont associées à des roches pyroclastiques rhyodacitiques et affleurent dans un secteur formé surtout de dolomies. Nous avons pu distinguer, en nous fondant sur les lames minces et les analyses chimiques, deux types de roches qui, au point de vue macroscopique, sont presque identiques: rhyodacites et roches volcaniques sursaturées en potasse.

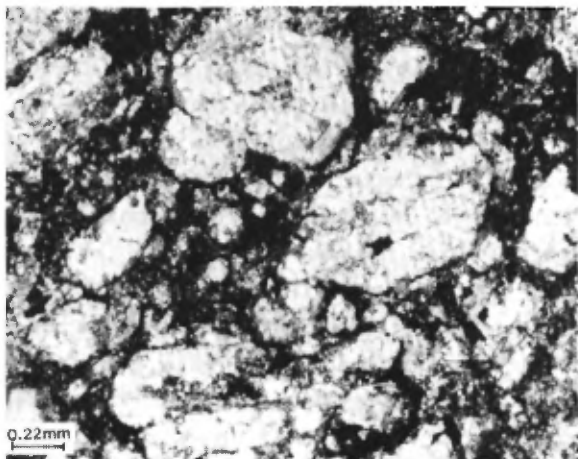


FIGURE 65 - Roche ultrabasique. Substitution de l'olivine ou du pyroxène par du carbonate. Lac Dimroth. Lumière polarisée non analysée.

Les principales différences, au point de vue chimique, sont les suivantes:

- . les rhyodacites sont un peu plus riches en  $\text{SiO}_2$ , en Fe total et en  $\text{Na}_2\text{O}$ ;
- . les roches volcaniques sursaturées en potasse ont une forte teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  - plus de 13.00% - alors que pour les rhyodacites, cette teneur atteint des valeurs de 4.67 et 2.95% (annexe E). Il s'agit là de la différence la plus importante.

En plaque mince, on voit que les rhyodacites sont composées de plagioclase, microcline, quartz, apatite, minéraux opaques et un peu de calcite. Les feldspaths de la pâte forment des bâtonnets ténus, hypidiomorphes, à arrangement fluidal. Tant le plagioclase que le microcline, semble-t-il, forment la pâte (tableau 27). Les phénocristaux, en majeure partie, sont du microcline perthitique; certains, plus petits, sont du plagioclase. La biotite, brun verdâtre foncé à brune, compte pour 0.3 à 1.2%. Les minéraux opaques, très finement grenus, xénomorphes, forment 0.5 à 2.5% et, en un endroit, atteignent même 20%.

Les roches volcaniques riches en potasse contiennent de minuscules feldspaths à arrangement fluidal, quelques phénocristaux de microcline et un peu de carbonate. Les feldspaths à texture fluidale sont - tout comme les phénocristaux - du microcline, ainsi que le montre la diffraction par rayons X. Il s'agit donc de roches volcani-

ques à microcline, pratiquement monominérales.

#### RHYOLITES

Les rhyolites se présentent, pour la plupart, à l'extrémité nord de la région, c'est-à-dire au nord du lac La Lande. Nous avons noté également quelques affleurements juste à l'est du lac Colombet (Wapanikskan). Ces roches forment des coulées parallèles à la direction générale et - contrairement aux roches de composition basaltique - sont généralement discontinues; les coulées, qui atteignent 10 m d'épaisseur, sont interstratifiées avec des basaltes et des roches pyroclastiques basaltiques. Elles semblent injecter les basaltes par endroits.

Le type le plus répandu consiste en une roche aphanitique, gris foncé ou noire à gris clair, à altération presque blanche et à cassure conchoïdale. Les variétés finement litées, vacuolaires, perlitiques ou bréchiques sont rares. Nous avons noté, en un endroit, de la ponce rhyolitique. Sur une presqu'île de la partie sud-est du lac La Lande, une brèche rhyolitique est sous-jacente à une rhyolite finement litée, laquelle est surmontée par une rhyolite normale.

Les lames minces révèlent que le type ordinaire de rhyolite est formé d'une pâte leucocrate à grain fin et de quelques phénocristaux de plagioclase, de quartz corrodé et (peut-être) de microcline. Nous avons noté de la chlorite, un peu de biotite ou de stilpno-

mélange, de l'apatite, du sphène et du leucoxène. Magnétite ainsi que pyrite et pyrrhotine clairsemées sont les minéraux opaques. La figure 67 présente un plagioclase de trempe et la figure 68, une rhyolite perlitique.

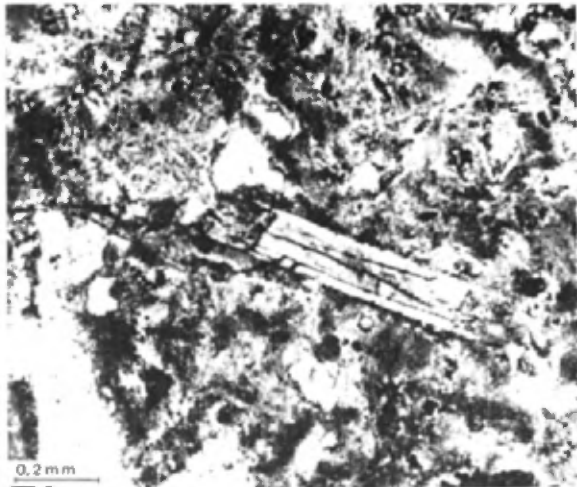


FIGURE 67 - Plagioclase de trempe dans la rhyolite. Feuille du Lac La Lande. Lumière polarisée non analysée.

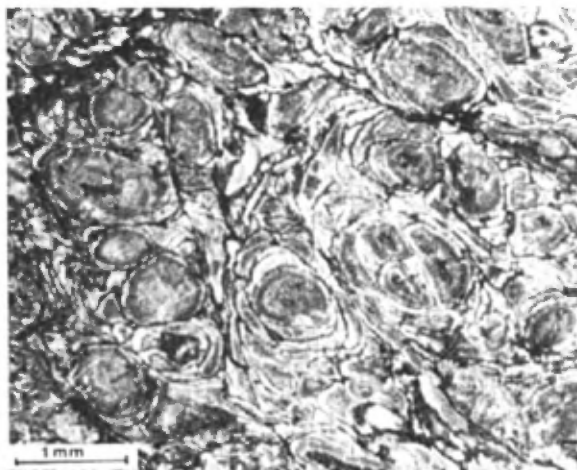


FIGURE 68 - Rhyolite perlitique. Feuille du Lac La Lande. Lumière polarisée non analysée.

#### ROCHES HYDROTHERMALES

Les dykes de quartz et de quartz-carbonate témoignent de l'acti-

tivité hydrothermale syntectonique et post-tectonique. Ils contiennent, par endroits, des sulfures de fer et de cuivre.

Nous avons noté des dykes et filons de quartz, surtout autour du lac Aulneau, sur une île du lac Nachicapau (figure 69) et dans la partie ouest du secteur du lac Horseshoe. Les dykes et filons de quartz et de quartz-carbonate sont assez répandus près du lac Colombet (Wapanikskan) sur la feuille de Fort McKenzie.



FIGURE 69 - Dykes de quartz hydrothermal. Sur une île du lac Nachicapau.

#### GEOCHIMIE

Les annexes B, C, D, E présentent les analyses et normes de 112 échantillons de roches méta-ignées. Toutes les analyses ont été effectuées par les laboratoires du ministère des Richesses naturelles. Quant aux normes, elles ont été calculées à l'Université de Montréal (gracieuseté du Dr L. Gélinas), sauf pour un bloc de vingt

(comprenant les moyennes pour chacun des types de roche) qui sont l'oeuvre du service de Géologie du ministère ontarien des Richesses naturelles.

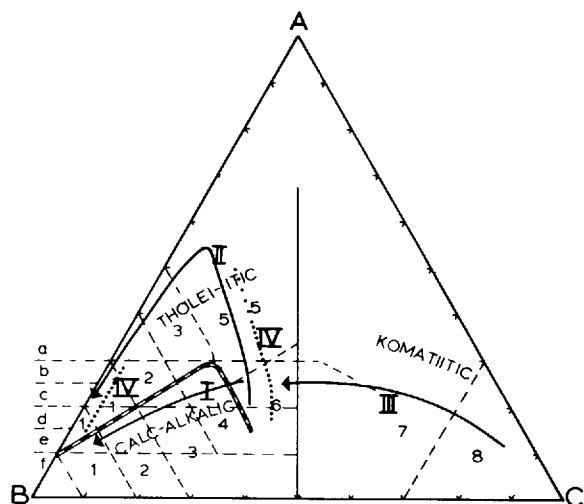
Les résultats des analyses sont portés sur six diagrammes:

- . Diagramme de Jensen (A-B-C), d'après Jensen (1976)
- . Diagramme A-F-M, d'après Irvine et Baragar (1971)
  - A =  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
  - F =  $\text{FeO} + 0.8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$
  - M =  $\text{MgO}$
- . Diagramme  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ , d'après Irvine et Baragar (1971)
- . Diagramme Ne-Ol-Qtz, d'après Irvine et Baragar (1971)
- . Diagramme de l'indice de coloration vs composition du plagioclase normatif, d'après Irvine et Baragar (1971)
- . Diagramme  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{FeO}_t/\text{MgO}$ , d'après Miyashiro (1974)

En ce qui concerne les diagrammes de Jensen, ceux-ci sont des plus utiles du fait qu'ils ne font pas état de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{SiO}_2$  et qu'on peut aussi négliger la spilitisation commune aux roches mafiques de la Fosse. Ces diagrammes permettent de différencier clairement les lignées komatiitiques des lignées tholéiitiques et calco-alcalines. Ils fournissent également un code de couleurs qui peut servir sur le terrain.

La figure 70 présente un tel diagramme. La ligne pointillée, qui signale l'évolution des magmatites de la Fosse, est une interpolation fondée

sur les diagrammes de Jensen des métagabbros, des metabasaltes et des roches métavolcaniques felsiques figurant aux annexes B, C, D, E. La lignée, tholéiitique, présente un intervalle de Daly important, c'est-à-dire qu'elle pointe à l'absence de roches andésitiques dans la série magmatique du géosynclinal du Labrador.



- I - Lignée calco-alcaline; Viti Levu.
- II - Lignée tholéiitique; Shaergaard.
- III - Lignée komatiitique; Afrique du Sud.
- IV - Lignée tholéiitique; notre région.

1 - Rhyolite	A: $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$
2 - Dacite	(cations; Barth, 1962)
3 - Andésite	B: $\text{Al}_2\text{O}_3$
4 - Basalte	C: $\text{MgO}$
5 - Bas. thol. très ferrifère	a- Noir
6 - Bas. fortement magnésien	b- Gris-vert foncé
7 - Komat. bas.	c- Gris-vert moyen
8 - Komat. ultram.	d- Gris-vert clair
	e- Chamois
	f - Blanc

FIGURE 70 - Diagramme des cations de Jensen comparant l'évolution des séries de roches komatiitiques, tholéiitiques et calco-alcalines.

## METAGABBROS THOLEIITIQUES

Ces métagabbros sont des roches de grain fin à grossier, de composition basaltique. Deux variétés chimiques se présentent en général dans la région: gabbros du miogéosynclinal, riches en potasse, et gabbros de l'eugéosynclinal, pauvres en potasse.

Nous savons, cependant, comme l'indiquent certaines de nos analyses (annexe C) et les travaux de Ott (1972; gabbros du lac Minowean; coupe 2), que des gabbros riches en  $K_2O$  existent dans l'eugéosynclinal.

### METAGABBROS DU MIOGÉOSYNCLINAL

(annexe B)

La teneur en orthose normative est de 5.6%, i.e. 4.0% de plus que dans les gabbros de l'eugéosynclinal, ce qui reflète la teneur plus forte en potasse des gabbros du miogéosynclinal. Le plagioclase normatif montre une composition de 45.85; l'indice de coloration se situe à 43.35.

### METAGABBROS DE L'EUGÉOSYNCLINAL

(annexe C)

Ces métagabbros contiennent plus d'anorthite et moins d'orthose, de quartz et d'albite que ceux du miogéosynclinal. La composition du plagioclase normatif est de 59.48 et l'indice de coloration montre une valeur de 47.39.

Le diagramme de Jensen ne montre pas les différences chimiques entre

les gabbros de l'eugéosynclinal et ceux du miogéosynclinal. Les diagrammes A-F-M des annexes B et C montrent que, à côté des gabbros du miogéosynclinal, ceux de l'eugéosynclinal montrent des valeurs, pour la plupart, plus près du côté F-M.

Baragar (1967), Dimroth (1971, 1978) et Ott (1972) ont bien décrit les sills de gabbros différenciés des parties méridionale et centrale de la Fosse. Les masses gabbroïques, dans notre région, semblent en général plus minces; nous n'avons noté, dans les parties supérieures des sills, ni de différenciés très grossiers, pegmatitiques ni de filons granitiques. Nous avons échantillonné, près des lacs Baillet et Cordier, dans le secteur du lac Nachicapau, une coupe de deux sills de gabbro. Le sill du lac Baillet (figure 71) a environ 66 m d'épaisseur, alors que celui du lac Cordier (figure 72) a environ 30 m (épaisseur réelle). Les deux surmontent des argilites à pendage de 30 à 40°E. Les profils pour les deux coupes montrent que la teneur en  $Na_2O$  diminue avec la hauteur tandis que celle en  $CaO$  augmente. Ce comportement n'est probablement pas lié à des phénomènes magmatiques primaires mais résulte plutôt d'altérations post-magmatiques secondaires et de l'introduction de sodium venant des argilites sous-jacentes. La teneur en  $FeO$  diminue avec la hauteur et celle en  $Fe_2O_3$  augmente, ce qui reflète une oxydation du fer bivalent dans les parties supérieures des sills. Ott (1972) a décrit et étudié de façon détaillée l'évolution de différenciations similaires.

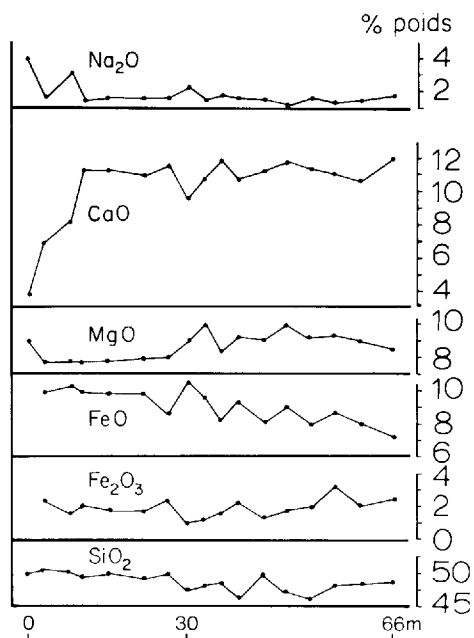


FIGURE 71 - Variations dans le gabbro du lac Baillet.

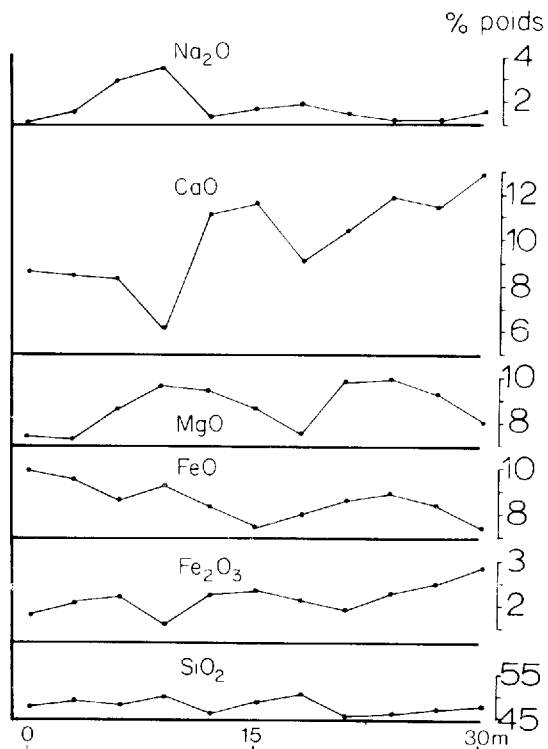


FIGURE 72 - Variations dans le gabbro du lac Cordier.

### METABASALTES (annexe D)

Il n'existe pas de différences majeures entre la composition moyenne des metabasaltes et celle des métagabbros de l'eugéosynclinal. La moyenne pour les metabasaltes, sur le diagramme de Jensen, est un plus près de B à cause de teneurs plus fortes en TiO<sub>2</sub> et plus faibles en MgO. Ces différences mineures ne pointent quand même pas à deux sources magmatiques différentes pour les gabbros et les basaltes.

La composition moyenne du plagioclase normatif est de 47.70 et la valeur de l'indice de coloration, 41.62.

### RHYOLITES, RHYODACITES, VOLCANITES FELSIQUES (annexe E)

En plus des analyses de l'annexe E, nous présentons, au tableau 22:

- . une analyse de Dimroth et al. (1970) d'une rhyolite de la partie centre-sud de la Fosse (région des lacs Menihek)
- . les moyennes de Nockolds (1954) pour les rhyolites et les rhyodacites
- . les moyennes de rhyolites, rhyodacites et roches sursaturées en potasse du centre-nord de la Fosse.

La teneur en potasse dans les rhyolites est faible. La moyenne de nos sept analyses donne 2.88% K<sub>2</sub>O. La moyenne de Nockolds pour les rhyolites calco-alcalines est de 5.35% alors que la rhyolite de la formation de Murdoch dans le secteur du lac Menihek,



TABLEAU 22 - Analyses chimiques et normes de rhyolites, rhyodacites et roches volcaniques sursaturées en potasse.

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	71.50	72.30	73.66	63.40	66.27	59.27
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.50	0.22	0.76	0.66	0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.00	12.60	13.45	16.30	15.39	16.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.75	4.70	1.25	2.99	2.14	1.71
FeO	2.37	0.60	0.75	3.18	2.23	2.25
MgO	0.65	0.50	0.32	0.57	1.57	0.77
CaO	1.71	0.10	1.13	1.21	3.68	0.89
Na <sub>2</sub> O	3.66	2.90	2.99	5.30	4.13	0.64
K <sub>2</sub> O	2.88	5.00	5.35	5.44	3.01	13.43
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.37	0.80	0.78	0.84	0.68	0.44
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	—	—	0.12	—	0.12
MnO	0.11	0.02	0.03	0.12	0.07	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.09	0.07	0.11	0.17	0.13
CO <sub>2</sub>	0.36	0.10	—	0.70	—	2.05
S	0.22	—	—	0.01	—	n.d.
TOTAL	100.1	100.21	100.00	101.00	100.00	98.67
Q	32.530	—	—	6.351	—	1.120
OR	17.568	—	—	32.274	—	83.506
AN	8.423	—	—	4.622	—	1.565
AB	33.929	—	—	47.731	—	6.041
DI	0.000	—	—	0.170	—	1.084
HE	0.000	—	—	0.373	—	0.662
EN	1.853	—	—	1.494	—	1.693
FE	1.360	—	—	3.288	—	1.035
FA	0.000	—	—	0.000	—	0.000
FO	0.000	—	—	0.000	—	0.000
MT	1.889	—	—	2.370	—	1.880
HM	0.000	—	—	0.000	—	0.000
IL	0.561	—	—	1.062	—	1.128
AP	0.108	—	—	0.231	—	0.286
PO	0.789	—	—	0.035	—	0.000
C	0.970	—	—	0.000	—	0.000

- 1 - Rhyolite, moyenne de sept analyses; centre-nord de la Fosse.
- 2 - Rhyolite (Dimroth *et al.*, 1970); centre de la Fosse.
- 3 - Moyenne de rhyolites (Nockolds, 1954).
- 4 - Rhyodacite, moyenne de quatre analyses; centre-nord de la Fosse.
- 5 - Moyenne de rhyodacites (Nockolds, 1954).
- 6 - Roches extrusives sursaturées en potasse, moyenne de deux analyses; centre-nord de la Fosse.

Q, OR, etc.: voir tableau 23

montre une teneur normale de 5.0%. La teneur en FeO (total) est de 3.94% alors que la moyenne de Nockolds ne donne que 1.87%; pour la rhyolite du lac Menihék, cette teneur atteint 4.83%. Nos rhyolites montrent, à la différence de celle du secteur du lac Menihék, la faible teneur en potasse et la forte teneur en fer des roches ignées basiques du géosynclinal du Labrador. Les magmatites basiques et les rhyolites semblent appartenir à la même série de roches ignées.

Nos rhyodacites sont riches en potasse (5.44% de K<sub>2</sub>O) en regard de la moyenne de Nockolds (3.01%). Elles affichent, en comparaison de seulement 4.15% pour la rhyodacite de Nockolds, une teneur un peu plus forte en FeO (total)-5.87%. On ignore les relations génétiques des rhyodacites et des roches volcaniques sursaturées en potasse avec les autres roches magmatiques de la Fosse; une cartographie détaillée, suivie d'études supplémentaires, serait nécessaire pour résoudre ce difficile problème. Les roches sursaturées en potasse et les rhyodacites affleurent dans le même secteur de l'eugéosynclinal de notre région. A notre connaissance, elles ne se présentent pas en d'autres parties de la Fosse.

## TECTONIQUE

---

Presque toute notre région est comprise dans la Fosse; toutes les roches du supergroupe de Kaniapiskau ont une direction généralement NNW et un pendage surtout au NE.

### FAILLES

Des failles de charriage, parallèles à la direction NNW des unités stratigraphiques, constituent la majorité des failles de notre région. Elles ne sont visibles qu'en quelques endroits, leur présence étant surtout marquée par des interruptions ou des répétitions des unités stratigraphiques. La majorité ont un pendage qui semble se situer entre 40 et 75°. On ne peut mesurer exactement leur déplacement. Dans la partie occidentale du géosynclinal, cependant, la séparation entre niveaux-repères semble faible, comme par exemple au lac sur les Montagnes (coupe A-C, figure 73). On ne peut, dans les parties orientale et centrale du géosynclinal, évaluer le mouvement le long de ces failles à cause de l'uniformité des unités lithologiques. Baragar (1967) a fait état de rejets de 3 à 10 km pour des niveaux-repères le long de quelques failles longitudinales dans les secteurs central et oriental du géosynclinal.

Une faille de charriage importante semble former la limite entre l'eugéosynclinal et le miogéosynclinal. Elle traverse la feuille du lac Patu, depuis l'est immédiat de ce lac, emprunte, sur toute sa longueur, le lac

Canichico (Le Moyne) et, de là (feuilles de Fort McKenzie et lac de la Moraine), prend une direction généralement NNW, plus ou moins parallèle à la rivière Caniapiscau. Nous ne l'avons pas observée en affleurement. Elle se manifeste ordinairement par des lithologies très différentes à l'est et à l'ouest; un relief topographique prononcé la souligne également.

On trouve aussi des failles qui ne sont pas parallèles à la direction générale des unités lithostratigraphiques. Quelques-unes seulement sont indiquées sur nos cartes, les autres étant beaucoup trop petites pour l'être.

### PLIS

Dans le géosynclinal du Labrador, les plis qui, tout comme les failles, ont une direction NNW, sont, en plusieurs endroits, déversés vers le sud-ouest. Leur largeur va de quelques centimètres, pour les plis d'entraînement minuscules, à plusieurs kilomètres pour les grands synclinoriums et anticlinoriums ouverts (figure 73).

Nous avons relevé des plis transversaux en un seul endroit: sur la feuille du lac de la Moraine, juste à l'ouest de la rivière Caniapiscau.

Les plis et failles du géosynclinal sont des manifestations d'un même drame orogénique (Baragar, 1967); en de nombreux cas, les secondes sont des prolongements des premiers.

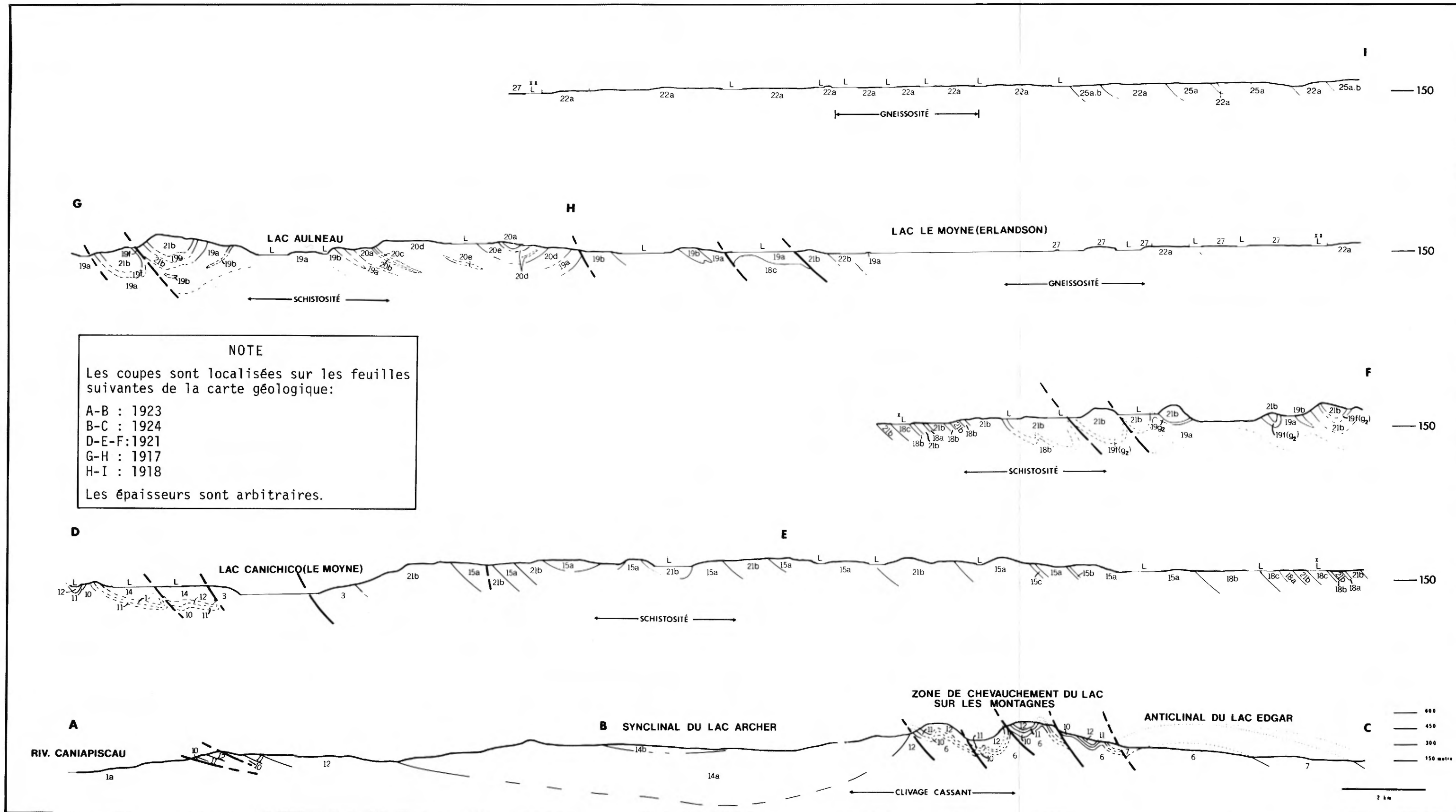


Figure 73 - Coupe géologique

## FOLIATIONS

Les roches de l'extrémité ouest du géosynclinal du Labrador ne sont pas foliées. On observe les premiers indices de déformation dans les shales et les siltites argileuses, lesquels présentent des clivages cassants, de direction généralement parallèle à celle des unités lithologiques. Plus à l'est, la déformation devenant plus marqué, on observe jusqu'à trois groupes de clivages. Des roches schisteuses sont répandues le long des failles, dans le domaine eugéosynclinal. Les roches du synclinal ouvert, dans cette partie de la région (coupe A-C, figure 73), sont habituellement non déformées. A l'est des lacs Le Moyne (Erlandson) et Marcel, presque toutes les roches sont schisteuses ou gneissiques. Nous avons cependant rencontré des roches non déformées aussi loin qu'au lac Buteux, vers l'est. A cet endroit, on peut facilement reconnaître la nature pyroclastique des roches: par exemple, des fragments intacts sont engagés dans une matrice d'amphibolite de grain fin à moyen. On a là l'indication que, également dans les parties les plus orientales de la région, des aires relativement intactes, probablement en synclinal, sont enclavées dans des zones fortement déformées et plus importantes en étendue.

### COUPE A TRAVERS LE GEOSYNCLINAL

La figure 73, qui est une coupe géologique à travers la Fosse, montre les failles de charriage importantes rencontrées en affleurement ou se traduisant en d'autres façons.

Dans la partie occidentale de la coupe (A-C), le déplacement semble peu important; autrement dit, le charriage des roches du supergroupe de Kaniapiscaw sur le socle archéen semble minime. Celles-ci ont un léger pendage vers l'est ou le nord-est. A l'est de ce point, se trouve un grand synclinal ouvert suivi, plus à l'est, de la zone de charriage intense du lac sur les Montagnes et du grand anticlinal du lac Edgar. A l'est de celui-ci (D-F), les affleurements étant éparpillés, la structure est obscure. A l'est de la faille majeure (feuilles de Fort McKenzie, lac de la Moraine et lac Patu) séparant le miogéosynclinal de l'eugéosynclinal, les roches présentent à nouveau des structures NNW. Dans l'eugéosynclinal, cependant, la structure ne se manifeste pas aussi bien en raison de l'absence d'horizons-repères dans les unités lithologiques. On peut quand même se rendre compte de la configuration générale, laquelle se traduit par des synclinaux étroits ou des failles de charriage. La structure, à l'extrémité est de la région, est encore moins nette, vu la rareté des affleurements.

La structure présente presque partout des similarités avec celle qu'illustrent les coupes de la figure 73. Nous avons noté, par-ci par-là, un style tectonique "anormal", par exemple dans la partie sud de la feuille du lac La Lande où les strates du sous-groupe de Ferriman et de la formation de Menihek viennent buter contre deux masses granitiques archéennes. Ecrasées entre les granites, elles forment une structure en U dont la base, pointant vers

le sud-ouest, ressemble, à une vague d'étrave. Une partie de la masse granitique est charriée sur les roches sédimentaires (figure 74).

Les roches du géosynclinal ont été déformées et métamorphisées lors de la phase tectonique hudsonienne.

Sur la coupe hypothétique qu'il a tracée, Baragar (1967) présente les étapes successives du développement du géosynclinal. Dimroth (1970, 1971) a présenté des coupes tectoniques similaires. L'analyse ou la discussion des coupes de Baragar et de Dimroth dans le contexte de la "nouvelle tectonique

globale" déborde le cadre de ce rapport.



FIGURE 74 - Charriage du granite sur les mudstones du supergroupe de Kaniapiscan. Partie méridionale de la feuille du lac La Lande.

# MÉTAMORPHISME

---

Les roches du géosynclinal du Labrador ont été métamorphosées au cours de la phase tectonique hudsonienne. Comme pour le reste du centre de la Fosse, le degré de métamorphisme croît généralement vers l'est. Les isogrades sont plus ou moins parallèles à la direction générale des structures et des unités lithologiques. Nous n'avons pas noté d'associations minéralogiques de haute pression; le métamorphisme régional est donc barrovien (Winkler, 1967).

Nous avons étudié 500 à 600 plaques minces au cours de nos recherches. Seulement deux d'entre elles ont révélé des associations minéralogiques caractéristiques de deux événements métamorphiques (feuille du lac Horseshoe, p. 71), le premier étant d'un degré plus élevé que le second. Ce n'est que par endroits que nous avons vu, deux ou, plus rarement, trois foliations témoignant de plus d'un événement tectonique - et métamorphique - au sein du géosynclinal.

## SOCLE ARCHEEN

Les roches archéennes, qui affleurent à l'ouest de la Fosse, forment plusieurs fenêtres dans celle-ci. A l'ouest du géosynclinal, les roches granitiques ne sont pas métamorphosées. Dans la partie méridionale de notre région - près de la latitude 56°45' - la biotite du granite ne présente que peu ou pas de chloritisation. A la latitu-

de 57°, la chloritisation semble un peu plus prononcée et le plagioclase montre une faible saussuritisation.

Les roches granitiques des fenêtres sont, ici et là, faiblement cataclastiques. La biotite est chloritisée et, par endroits, tordue. Le plagioclase est saussuritisé et la hornblende, lorsqu'il y en a, est complètement ou partiellement chloritisée. Les roches granitiques archéennes, dans l'arrière-pays, sont fortement déformées et métamorphosées.

## SUPERGROUPE DE KANIAPISKAU

La figure 75 présente les principales caractéristiques du métamorphisme régional de nos terrains. La subdivision en subschistes verts, schistes verts et amphibolites se fonde surtout sur la présence de chlorite et stilpnomélane dans les roches au faciès des schistes verts. Les subschistes verts et les amphibolites ne contiennent pas ces deux minéraux (Winkler, 1967, page 92). Le métamorphisme de faible intensité prédomine, en étendue, sur le métamorphisme intermédiaire.

## SUBSCHISTES VERTS

Dans la partie du géosynclinal bordant la province de Supérieur, les roches sont au faciès des subschistes verts du métamorphisme régional. Cette zone, la plus occidentale du géosynclinal, est formée de grès quartzeux,

d'arkose, de siltite, de shale, de sillexite et de formation ferrifère siliceuse. Nous n'y avons pas noté de minéraux caractéristiques des schistes verts, tels que chlorite et stilpnomélane. Sa subdivision (figure 75), n'est motivée que par l'étude d'une quantité limitée de plaques minces; des études supplémentaires pourraient révéler de la chlorite et du stilpnomélane à l'ouest de la ligne les séparant des schistes verts.

Il convient de noter que notre définition du faciès des subschistes

verts - un faciès de faible métamorphisme, sans chlorite ni stilpnomélane - n'a pas été utilisée par les autres spécialistes de la Fosse (Baragar, 1967; Ott, 1972; Dimroth et Dressler, 1978) et qu'on ne peut accoler les zones métamorphiques de la figure 75 aux résultats de Baragar et Ott sans tenir compte des différentes définitions. On ne peut, dans dans notre région, établir une subdivision métamorphique sur la pumpellyite ou la préhnite en raison de l'absence de roches magmatiques basiques dans les aires critiques du mio-géosynclinal.

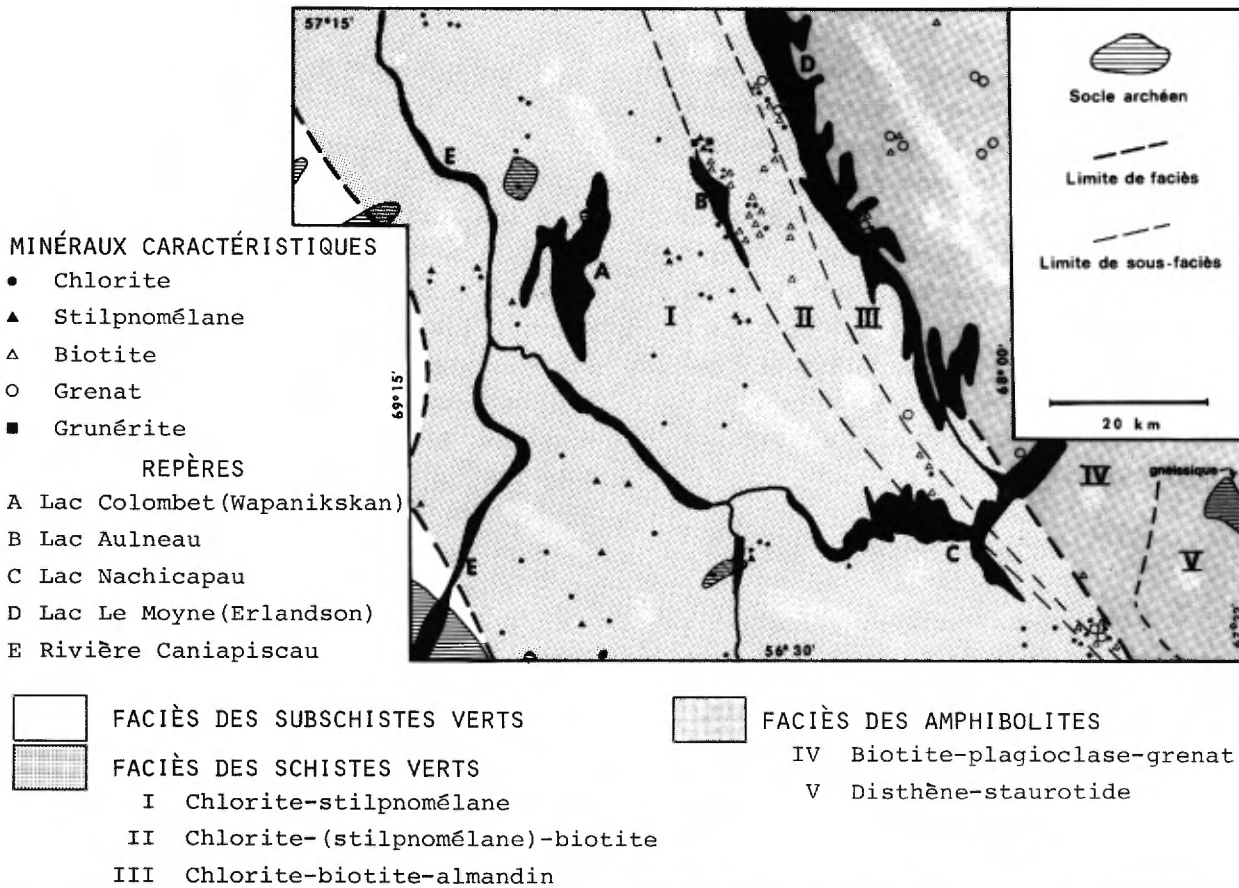


FIGURE 75 - Zones métamorphiques de la Fosse du Labrador entre les latitudes 56°30' et 57°15'.

## SCHISTES VERTS

Dans le miogéosynclinal, le faciès des schistes verts englobe des roches sédimentaires et quelques intrusions mafiques. Dans l'eugéosynclinal, il touche des gabbros, des basaltes, des rhyolites, des rhyodacites, des roches pyroclastiques, des grauwackes, des shales, des dolomies et une formation de fer.

Dans les roches sédimentaires, les minéraux métamorphiques sont la chlorite, l'épidote, le stilpnomélane, l'albite, la biotite, la grunérite et le grenat. Dans les roches mafiques ignées, la chlorite, l'albite, l'épidote, la clinozoïsite, l'actinote, la calcite et le stilpnomélane forment les associations minéralogiques typiques du faciès.

L'aire de ce faciès est vaste, couvrant à peu près 60 km de largeur. La chlorite et le stilpnomélane se rencontrent partout. La biotite commence à apparaître sur la rive orientale du lac Aulneau (figure 75) et l'almandin, en bordure ouest du lac Le Moyne (Erlandson).

Sur la figure 75, les schistes verts sont subdivisés en zones à:

- . chlorite et stilpnomélane;
- . chlorite, (stilpnomélane), biotite;
- . chlorite, biotite, almandin.

Une formation ferrifère à magnétite, siliceuse et rubanée, dans la zone à biotite au nord du lac Aulneau,

est formée de quartz, de magnétite, de porphyroblastes de grunérite (dans un ensemble grunérite-amiante), de sidérose et de stilpnomélane (voir figure 44, page 61).

## AMPHIBOLITES

L'absence de chlorite et de stilpnomélane, de même que le fait que le plagioclase est plus calcique que An<sub>15</sub>, ont servi à déterminer ce faciès, dont la limite occidentale se trouve au lac Le Moyne (Erlandson). Juste à l'est de ce lac, cependant, se trouve une zone de transition où se confondent des effets métamorphiques. On y rencontre des roches au faciès des schistes verts et d'autres au faciès des amphibolites inférieur; en d'autres termes, des roches au faciès des schistes verts affleurent çà et là à l'est de roches au faciès des amphibolites.

Les deux types de roches ont la même origine. Nous les avons cartographiés comme des amphibolites, des gneiss à biotite et plagioclase, des marbres et des quartzites. Par endroits, ces roches n'ayant été que légèrement déformées lors du métamorphisme, on peut donc distinguer des textures de la roche originelle, celle des agglomérats par exemple. A l'est du lac Le Moyne (Erlandson) près de la longitude 68°, on trouve des dykes et des filons composés de quartz ou encore de quartz et feldspath potassique.

Nous avons remarqué un peu de microcline métablastique mais ni andalousite ni sillimanite dans les roches de ce secteur.



La majeure partie de la zone au faciès des amphibolites en est une à biotite, plagioclase ( $An > 15$ ) et grenat. Ce n'est que sur la feuille du lac Horseshoe que l'on rencontre des roches au faciès des amphibolites plus prononcé. Penrose (1978) a étudié ce terrain en détail; la figure 76 présente les isogrades, les emplacements des minéraux-index et la géologie générale.

On note du disthène et de la staurotite dans la moitié orientale de la feuille. L'absence de roches péliques dans le secteur occidental fait probablement ressortir ces deux minéraux. Cependant, dans une unité d'amphibolite qui traverse le secteur occidental de la feuille (unité f, figure

76), le disthène et la staurotite se sont tous les deux développés dans la partie est du secteur alors qu'on ne trouve que du grenat à l'ouest. On ne peut préciser le lieu d'apparition du disthène ni celui de la staurotite. Il se peut qu'il y ait du disthène plus à l'ouest. Nous n'avons esquissé qu'un seul isograde disthène-staurotite sur la figure 76. Deux plaques minces de roches de la partie est de la feuille ont révélé des vestiges de sillimanite fibrolitique (page 71).

Si on utilise l'isograde disthène-staurotite comme division est-ouest, les associations au faciès des amphibolites sont telles qu'indiquées à la page ci-contre.

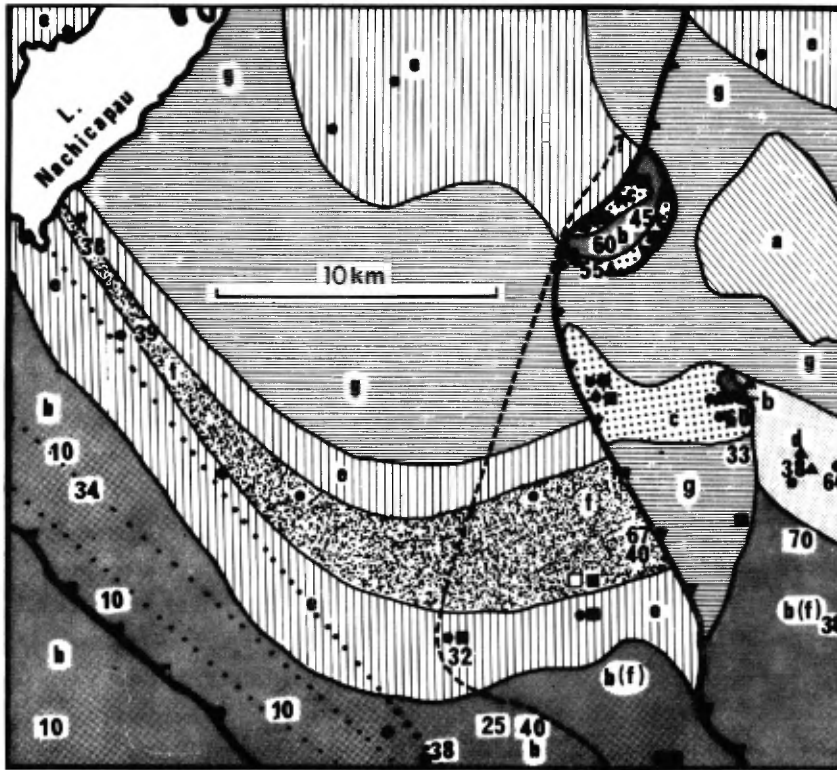









FIGURE 76 - Zones métamorphiques sur la feuille du lac Horseshoe. D'après Penrose (1978).

A l'est	A l'ouest
<p><b>. Roches basiques</b>                      Hornblende-plagioclase-carbonate-biotite-quartz (-épidote-disthène)                      Hornblende-plagioclase-grenat-carbonate (-quartz)                      Actinote-carbonate (-plagioclase-biotite)                      Actinote-plagioclase-carbonate-biotite-épidote (-quartz-disthène-scapolite)</p>	<p><b>. Roches basiques</b>                      Hornblende-plagioclase-carbonate-épidote (-biotite-quartz)                      Hornblende-plagioclase-grenat-épidote (-quartz)                      Hornblende-carbonate-épidote (-quartz)                      Hornblende-biotite-épidote (-quartz)                      Actinote-plagioclase-biotite-épidote</p>
<p><b>. Composition du plagioclase:</b>                      An<sub>40</sub> à An<sub>70</sub>.</p>	<p><b>. Composition du plagioclase:</b>                      An<sub>20</sub> An<sub>40</sub>.</p>
<p><b>. Roches pélitiques</b>                      Quartz-mica blanc-biotite-plagioclase-grenat-disthène-staurotite                      Quartz-mica blanc-biotite-plagioclase-grenat (-épidote-orthose)</p>	<p><b>. Roches pélitiques</b>                      Quartz-biotite-grenat (-plagioclase-mica blanc)                      Quartz-biotite-plagioclase-épidote (-actinote-grenat)</p>
<p><b>. Roches calcaires</b>                      Carbonate-actinote-quartz-plagioclase</p>	

LITHOLOGIE





(Les unités ne sont pas en ordre stratigraphique)

- a  Gneiss granitique archéen
- b  Roches mafiques, ignées et pyroclastiques
- c  Gneiss, schiste quartzeux, schiste quartzeux feldspathique
- d  Gneiss basique stratifié
- e  Métagrauwacke
- f  Amphibolite
- g  Dépôts glaciaires

MINÉRAUX CARACTÉRISTIQUES

- Grenat
  - Disthène
  - Staurotite
  - ▲ Grenat, disthène et staurotite
- 10, 38, etc - % An dans le plagioclase

SYMBOLES

-  Limite du faciès métamorphique
-  Limite du subfaciès métamorphique
-  Isograde disthène-staurotite
-  Faille

# GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

---

Notre région est très propice à la prospection. Sur le plan économique, si le fer a une importance indéniable, les minéraux non ferreux se sont quand même imposés à l'attention. Au cours des années 1950, au début des années 1960, au cours de nos années sur le terrain et au moment de la rédaction de ce rapport (1976, 1977), des sociétés minières et des prospecteurs ont exploré la région. Récemment (1975), des présences d'uranium, juste au sud de notre région, ont ravivé l'intérêt pour celle-ci. Nous n'essaierons pas ici de donner un résumé complet ou détaillé de l'activité minière en cours depuis environ 30 ans; nous nous bornerons plutôt à quelques considérations générales sur le fer, les sulfures et quelques minéraux industriels.

## FER

Les aires où affleure la roche ferrifère de la formation de Sokoman, principalement autour du lac de l'Hématite et dans la partie sud-ouest de la feuille du lac La Lande, ont été prospectées sans succès pour le minerai marchand (friable). On y a creusé des tranchées, fait des excavations à la dynamite et pratiqué des forages au diamant.

L'aire la plus prometteuse se trouve autour du lac de l'Hématite, où affleurent de grandes quantités de taconites. Au cours des années 1960, la Denison Mines Ltd. a fait de l'exploration géologique à l'ouest des lacs de

l'Hématite et de la Magnétite. Entre 1975 et 1977, un total de 55 trous furent forés par la Quebec Ungava Mining Company pour évaluer le potentiel économique des gîtes du lac de l'Hématite.

Entre 1947 et 1954, la Quebec Labrador Development Company a exécuté des programmes d'exploration géologique et géophysique dans la partie sud-ouest de la feuille du lac La Lande. Les sondages n'ayant pas révélé de minéralisations d'intérêt économique, la société a cessé ses activités et les claims ont été abandonnés.

La majeure partie des roches ferrifères de la région sont trop pauvres en fer pour présenter actuellement un intérêt économique. Les cibles, dans le secteur du lac de l'Hématite par exemple, sont des roches ferrifères magnétiques qui contiennent jusqu'à 55% de fer. Près du même lac, la principale couche de ces roches a une épaisseur moyenne de 51 m (M. Smith, 1977; communication personnelle). Le tableau 23 présente quelques analyses chimiques de la roche magnétique et la figure 77 montre trois schémas à la chambre claire de plaques minces.

Les roches ferrifères rubanées de l'eugéosynclinal au nord du lac Aulneau sont très pauvres en fer; elles ne forment que de minces lits dans les unités stratigraphiques et, au point de vue économique, ne suscitent que peu d'intérêt.

TABLEAU 23 - Analyses chimiques de roches ferrifères magnétiques.

	13E8	14E29	13E1A1	45E3	45E21	45E29	14E26	46E10	46E6	55E16
SiO <sub>2</sub>	52.56	62.86	51.80	53.20	63.96	12.00	58.88	45.94	21.72	57.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.17	0.26	0.14	0.21	0.24	0.12	0.24	0.19	0.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.10	20.45	38.53	40.75	20.37	58.05	26.81	31.95	53.62	32.60
FeO	11.32	10.16	5.92	4.37	9.91	24.83	8.17	16.47	22.19	8.62
MgO	1.86	1.22	0.41	0.05	2.90	0.97	4.78	1.04	0.11	0.02
CaO	0.05	1.31	0.47	0.14	0.02	0.08	0.03	0.05	0.03	0.02
S	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.08	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
MnO	0.31	0.14	0.49	0.25	0.21	0.07	0.06	0.24	0.09	0.12



FIGURE 77 - Dessins à la chambre claire de roches ferrifères magnétiques. Magnétite en noir; hématite en blanc; gangue de silicate en pointillé; aiguilles de minnesotaïte (dessin de droite) représentées par des lignes noires.

#### SULFURES DANS LES ROCHES SEDIMENTAIRES

Nous avons noté des sulfures dans les grès quartzeux, les arkoses, les siltites, les argilites et les dolomies.

#### GRES ET ARKOSES

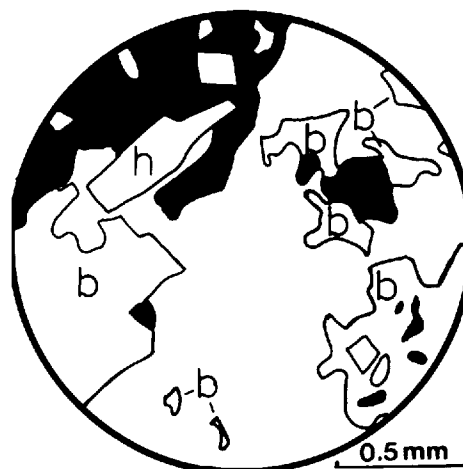
Des grès quartzeux et des arkoses contenant des sulfures affleurent au nord du lac Patu et au lac Colombet

(Wapaniskskan); il s'en rencontre aussi en d'autres endroits, mais avec de très petites quantités de sulfures. Au nord du lac Patu, les sulfures sont de la pyrite et de la chalcoppyrite finement disséminées. Des surfaces tachées de malachite sont chose fréquente. Les travaux d'exploration de la Gulf Lead Mines Ltd. en 1962 laissent entendre que ces minéralisations sont de faible importance économique. Au lac Colombet (Wapaniskskan), les compagnies minières

ont prospecté dans des grès quartzeux blanc rosâtre, moyennement grenus, et dans des grès quartzeux dolomitiques, chamois, à grain moyen. Dans ces deux types de roches, les sulfures sont de la pyrite et un peu de chalcopryrite. L'hématite, dans le grès dolomitique, compte pour 2 à 4% de la roche. On n'a trouvé aucune trace de zinc ni de plomb. Les sulfures sont finement disséminés. L'hématite forme de minces bandes ou veines. Des fissures plus ou moins verticales, remplies de quartz, de bornite et d'hématite, sillonnent le grès blanc rosâtre, localement taché de malachite. La bornite montre de très fines exsolutions, en lamelles et aiguilles, de chalcopryrite parallèles aux faces (100) ou (111) de la bornite. La largeur des aiguilles est de 0.002 à 0.004 mm; celle des lamelles, d'environ 0.001 mm. La figure 78 montre de la bornite, de la chalcopryrite et de l'hématite dans une gangue de quartz. Le basalte sus-jacent aux grès minéralisés contient également des sulfures, le long des fissures et en fine dissémination.

#### ARGILITES ET SILTITES

Des quantités peu importantes de sulfures dans les argilites et les siltites sont habituelles dans notre région. Elles ne présentent pas d'intérêt économique. Seuls, les mudstones fortement minéralisés autour du lac Aulneau ont attiré l'attention des prospecteurs. Les sulfures - pyrrhotine, pyrite et chalcopryrite - sont plus abondants dans les parties les plus finement grenues des argilites et silti-



- b - bornite  
h - hématite dans une gangue de silicate

noir - chalcopryrite

---

FIGURE 78 - Dessin à la chambre claire de l'échantillon 26E26A montrant la minéralisation en sulfures dans les grès quartzeux arkosiques. Les sulfures sont finement disséminés ou - comme dans le dessin ci-dessus - concentrés le long des fissures verticales.

---

tes. En un point, sur la falaise à proximité du lac Redcliff, on note 1.5 m de sulfures presque massifs. La grosseur des grains de pyrrhotine - grains individuels ou agrégats dans les lits non massifs - est de 0.15 mm (0.1 à 0.65 mm); celle de la chalcopryrite est de 0.05 à 0.25 mm. Tous les sulfures sont xénomorphes. La pyrrhotine est partiellement remplacée par la pyrite (structure mouchetée). De la pyrite primaire (sédimentaire ou diagénétique) est également présente. La figure 79 montre deux dessins de siltites minéralisées.

Les compositions chimiques moyennes de quatre échantillons (48E5C1 et 48E22B, C, D) que nous avons préle-

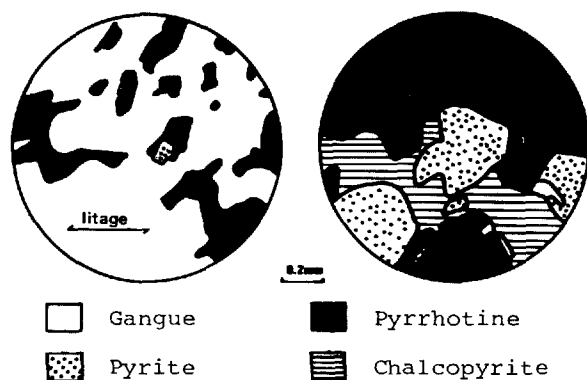


FIGURE 79 - Dessins à la chambre claire de la minéralisation dans les siltites.

vés par grappillage dans les siltites minéralisées du lac Aulneau sont:

S 28.81%	Zn 0.15%	Au 0.001 oz./t.
Cu 0.05%	Co 0.007%	Ag 0.008 oz./t.
Ni 0.03%	As 0.01%	

#### DOLOMIES

Dans les dolomies de la formation d'Abner, nous avons noté des traces de galène et de blende. Bien que celles-ci n'aient pas d'importance économique, il vaut néanmoins la peine de les mentionner; des blocs fortement minéralisés en galène et sphalérite ont été découverts, en effet, par des prospecteurs au nord de notre région.

#### SULFURES DANS LES ROCHES MAGMATIQUES

Les sulfures et la magnétite se rencontrent fréquemment, en fines disséminations, dans bon nombre de gabbros, de basaltes et de rhyolites. Les paragraphes qui suivent sont consacrés aux minéralisations contenant plus de sulfures que la normale.

Les gabbros et les basaltes fortement minéralisés ont surtout été observés autour du lac Aulneau, secteur où seraient consanguins les sulfures de ces roches et ceux des siltites et argilites avoisinantes. Les gabbros et basaltes sus- ou sous-jacents aux roches sédimentaires minéralisées renferment une quantité au-dessus de la normale de pyrrhotine, de pyrite et de chalcopyrite disséminées. Les fissures, dans ces roches, sont généralement remplies de sulfures et de quartz.

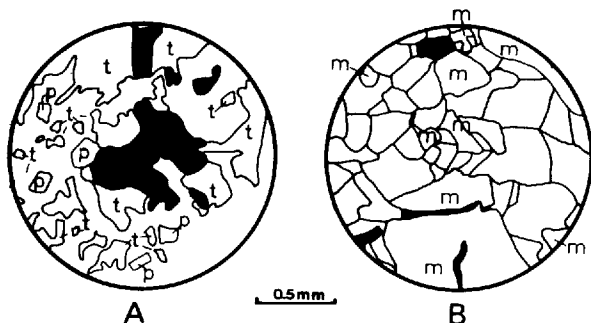
La quantité de sulfures dans ces roches minéralisées, principalement dans le métagabbro, varie de 4.0 à 9.5%. La chalcopyrite ne dépasse pas 0.2%; la majeure partie est de la pyrrhotine.

Tout près de l'extrémité méridionale du lac Aulneau, nous avons noté un métagabbro mafique fortement minéralisé. Les analyses chimiques et minéralogiques d'un échantillon (49E27B) pris au hasard dans une traînée ou couche de sulfures massifs ont donné:

S 33.83%	Zn 0.01%	Au 0.001 oz./t.
Cu 1.92%	Co 0.08%	Ag 0.005 oz./t.
Ni 1.03%	As <0.01%	

La figure 80 présente deux schémas à la chambre claire. Le schéma A montre le gabbro minéralisé, dont la composition modale est la suivante: gangue de silicate - 69.4%; pyrrhotine - 22.4%; pyrite - 3.4%; chalcopyrite - 4.4%; sphalérite - 0.3%. Le schéma B montre la traînée de sulfures massifs, dont la composition est la suivante: pyrrhotine -

78.6%; magnétite - 15.6%; chalcopryrite  
- 3.6%; pyrite - 2.2%; gangue - trace.



m - magnétite dans la pyrrhotine  
p - pyrite           A - Gabbro  
t - pyrrhotine       B - Sulfures massifs  
noir - chalcopryrite

FIGURE 80 - Dessins à la chambre claire de gabbro minéralisé au sud du lac Aulneau.

A un peu plus de 3 km à l'est du lac Dupoisson, une sorte de gabbro gloméroporphyrrique contient de minces bandes riches en sulfures. Un échantillon pris au hasard (34T7C) et analysé pour Cu, Ni et Zn a donné 2400 ppm Cu, 260 ppm Ni et 120 ppm Zn.

Dans les affleurements en dehors du secteur du lac Aulneau, les minéralisations en sulfures dans les roches magmatiques mafiques sont plus rares. Les études chimiques des quelques zones intéressantes n'ont pas révélé de quantités prometteuses des éléments recherchés. Par exemple, une bande de 60 cm d'épaisseur de sulfures massifs dans un métagabbro affleurant sur une petite île du lac Colombet (Wapanikskan) ne contient que 200 ppm Cu, 74 ppm Ni, 142 ppm Zn et 1 ppm Ag (échantillon 28E31).

Nous avons rencontré, au nord du lac La Lande, quelques chapeaux de fer dans les rhyolites. Les sulfures, disséminés, sont de la pyrrhotine, de la pyrite et un peu de chalcopryrite et de sphalérite. Des échantillons pris au hasard ont été analysés. Les résultats sont décevants:

	52K22B	57K12
Cu	12 (ppm)	54 (ppm)
Zn	230 "	140 "
Ni, Au, Ag	- "	- "

L'échantillon 52K22B contient de minces filonnets et de fines disséminations de pyrite. Dans l'échantillon 57K12, les sulfures sont disséminés.

#### BARYTINE

La barytine se présente en concentrations peu importantes au sud du lac Edgar. Elle forme des veines fibreuses, gris foncé, atteignant 2.5 cm d'épaisseur, dans les dolomies de la formation d'Uvé. Ces veines pourraient être associées aux carbonatites et lamprophyres décrites aux pages 36 à 46 puisqu'elles affleurent près des lamprophyres. Celles que nous avons vues semblent sans intérêt économique.

#### ACTINOTE FIBREUSE

Nous avons rencontré plusieurs petits affleurements d'actinote fibreuse dans la partie orientale de la feuille du lac Buteux. Le plus prometteur est une masse compacte de 3 par 10 m, de presque 100% d'actinote fibreuse. La localisation des affleurements est indiquée sur la carte 1918.

## SUGGESTIONS D'EXPLORATION

Les gisements de fer à proximité du lac de l'Hématite, sur la feuille du lac Patu, ont été étudiés par H.E. Neal and Associates (Toronto) pour la Quebec Ungava Mining Company. Cette société a foré 55 trous, pour un total de 4476 m, et expédié 20 tonnes de roche siliceuse à magnétite pour fins d'essais métallurgiques (M. Smith, géologue; H.E. Neal and Associates; communication orale). Les gîtes de fer sur les feuilles du lac de la Moraine et du lac La Lande, gîtes étudiés par l'ex- Quebec Labrador Development Company, devraient être réexaminés. Vu le peu d'affleurements à l'est du lac La Lande, il faudrait beaucoup de sondages pour évaluer le potentiel économique de ces gîtes.

A ce jour, l'exploration pour le cuivre et le nickel n'a pas été couronnée de succès. On n'a découvert que de petits amas, tel celui au sud du lac Aulneau (Hollinger North Shore Exploration). Un de nos assistants a noté, près du lac Dupoisson, une sorte de gabbro gloméroporphyrrique. Une minéralisation peu importante en cuivre et nickel, qui semble associée à ce gabbro (voir page 79), devrait faire l'objet d'une fouille poussée.

La minéralisation en cuivre au lac Colombet (Wapanikskan) - décrite à la page - devrait être réétudiée. La carte aéromagnétique 5831G, publiée en 1974 par le ministère fédéral de l'Énergie et des Ressources et le ministère québécois des Richesses naturelles, montre une singulière anomalie magnétique entre les indices minéralisés sur une petite île du lac et la rive orientale de celui-ci.

La Canada Tungsten Mining Corporation Ltd a récemment découvert une minéralisation en uranium au sud du lac Mistamisk sur la feuille du lac Castignon (Dimroth, 1969, 1978). Nous n'en avons d'autre connaissance qu'un petit échantillon comprenant de la pechblende et du feldspath (albite?); on se reportera à Kish et Tremblay-Clark (1978, pages 52-58) pour une description complète. Cette minéralisation semble associée à des failles, à des diaclases et à la remobilisation hydrothermale de gîtes uranifères non dégagés. Toutes les structures importantes sur la feuille du lac Castignon et sur notre propre feuille du lac Nachicapau ont une direction NNW; un programme détaillé d'exploration pourrait conduire à la découverte, dans notre secteur, de minéralisation uranifère de type Mistamisk. Sur la bordure orientale du géosynclinal, les roches métasédimentaires sus-jacentes aux roches granitiques du complexe de Wheeler, de même que les roches pegmatitiques aphébiennes, devraient être fouillées pour leurs minéraux radioactifs.

Des traces de plomb et de zinc apparaissent dans la dolomie d'Abner. On sait qu'il existe, au nord de notre région, des blocs fortement minéralisés en galène et sphalérite. Les travaux des prospecteurs et des sociétés minières n'ont pas abouti à la découverte de la minéralisation en place. Un programme de cartographie géologique du socle et de géochimie des morts-terrains, accompagné d'une étude du paléoenvironnement de la dolomie, aiderait à délimiter les aires où devrait se concentrer l'attention.

L'actinote fibreuse dans la partie orientale de la feuille du lac Buteux mérite une exploration plus poussée.



# GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE RUISSEAU

(Division de la Géochimie, 1979)

Conformément à la politique du ministère des Richesses naturelles, qui encourage fortement le prélèvement de sédiments de ruisseau lors des projets de cartographie, 1327 échantillons (dont 1176 soumis à l'analyse) furent prélevés - au niveau ou à quelques centimètres au-dessus de la surface de l'eau - lors des campagnes de terrain de 1971 à 1974. Constitués surtout de matière organique, ils ont été recueillis dans des sacs de papier spécial, séchés sur le terrain et tamisés aux laboratoires du ministère à Québec. Seule la fraction inférieure à 177 microns fut conservée pour fins d'analyses. Les échantillons furent analysés aux laboratoires du Centre de Recherche

minérale selon les méthodes indiquées au tableau 24. La figure 81 localise l'aire couverte par les levés.

TABLEAU 24 - Méthodes d'analyse des échantillons de sédiments de ruisseau.

Eléments	Attaque	Extraction	Dosage par:
Cu, Zn Pb, Ni Co, Mn Ag, Sb	HNO <sub>3</sub> chaud		Absorption atomique
Sn Mo	HCL		Absorption atomique
U	HNO <sub>3</sub>	Elution chromatographique sur papier et formation de complexe avec P.A.N.	Appréciation visuelle de la bande colorée.

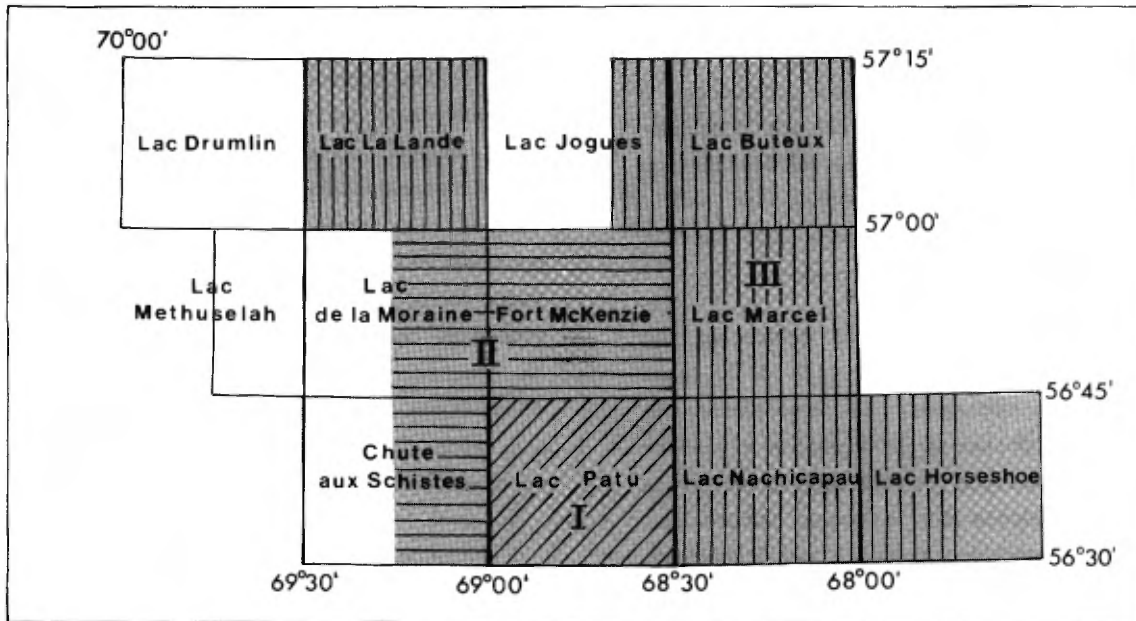


FIGURE 81 - Aires couvertes par les levés géochimiques. I: Dressler (1973a); II: Dressler (1975); III: Dressler (1976).

Une mise en garde s'impose au sujet du Sb. Les analyses ayant été effectuées il y a déjà quelques années, au moment où les méthodes de dosage n'étaient pas aussi précises qu'aujourd'hui, les résultats pour cet élément doivent être utilisés avec circonspection.

### RESULTATS

Les résultats pour chacun des échantillons des sédiments de ruisseau sont contenus dans les rapports couvrant les trois aires de la figure 81. Les dosages se répartissent comme suit:

- . Aire I - 153 échantillons analysés pour Cu, Zn, Pb, Co, Ni, Mn, Ag, U, Sb.
- . Aire II - 418 échantillons analysés pour Cu, Zn, Pb, Co, Ni, Mn, Ag.
- . Aire III - 605 échantillons analysés pour Cu, Zn, Pb, Co, Ni, Mn, Ag, Sn, U, Mo, Sb.

Les caractéristiques d'un ensemble (en ppm) sont présentées au tableau 25: moyennes et écarts-type des éléments pour chacune des aires; et moyenne pondérée pour les trois aires.

### EVALUATION DES RESULTATS

Dans un de ses rapports, Dimroth (1965, page 23) formule l'hypothèse que les anomalies géochimiques proviennent du soubassement et sont dues à des minéralisations. Cette hypothèse a été confirmée par les travaux subséquents de Kish (1968) dans plusieurs zones anormales du secteur du lac Otelnuc. Dans tous les cas, la minéralisa-

TABLEAU 25 - Caractéristiques générales des échantillons de sédiments de ruisseau.

	I (19%)*	II (33%)*	III (34%)*	I + II + III
Cu $\bar{X}$	33.5	36.5	45.1	40.9
$\sigma$	21.8	36.1	56.4	
Zn $\bar{X}$	84.5	98.5	92.4	94.0
$\sigma$	45.6	67.1	83.8	
Pb $\bar{X}$	16.7	19.2	9.4	13.6
$\sigma$	7.9	9.6	9.8	
Co $\bar{X}$	15.0	20.8	38.6	19.6
$\sigma$	7.8	12.4	39.5	
Ni $\bar{X}$	26.9	29.5	19.6	34.3
$\sigma$	11.3	19.4	19.1	
Mn $\bar{X}$	1286.0	1946.0	2024.6	1934.9
$\sigma$	1879.0	2180.0	2811.0	
Ag $\bar{X}$	0.7	0.9	5.7	2.6
$\sigma$	0.3	0.8	2.7	
Sn $\bar{X}$	N.A.	N.A.	2.3	2.3
$\sigma$			1.9	
U $\bar{X}$	7.4	N.A.	4.8	5.3
$\sigma$	4.8	N.A.	5.1	
Mo $\bar{X}$	N.A.	N.A.	3.2	3.2
$\sigma$			4.2	
Sb $\bar{X}$	8.5	N.A.	13.9	12.5
$\sigma$	4.5		6.9	

\* % des échantillons utilisés pour le calcul de la moyenne et de l'écart-type.

N.A. - Non analysé.

tion produisait les anomalies. Il faut souligner que des anomalies géochimiques appréciables sont souvent produites par des minéralisations de peu d'importance. Généralement, les anomalies se trouvent dans des zones qui sont géologiquement favorables à la minéralisation et dans lesquelles se trouvent des affleurements minéralisés. Il faut noter que la source de la minéralisation peut se trouver dans une unité géologique située à proximité.

Le tableau 26 donne le champ et les teneurs de fond en Cu, Zn et Ni pour l'aire II. La faille séparant le miogéosynclinal de l'eugéosynclinal passe dans cette aire. Il s'agit donc d'une aire critique où l'on peut comparer les valeurs géochimiques dans l'eu-

TABLEAU 26 - Champ et teneurs en Cu, Zn et Ni dans l'aire II (en ppm).

Eléments	Champ	Teneurs de fond
Miogéosynclinal		
Cu	5 - 135	15 - 35
Zn	10 - 550	40 - 85
Ni	6 - 95	10 - 30
Eugéosynclinal		
Cu	10 - 250	25 - 50
Zn	22 - 540	60 - 150
Ni	11 - 330	27 - 75

géosynclinal avec celles du miogéosynclinal.

Dans l'eugéosynclinal, les teneurs de fond sont plus élevées que dans le miogéosynclinal et le champ, s'il est sensiblement le même pour le Zn, est à peu près deux fois plus étendu pour le Cu et le Ni. La teneur en Zn est partout plus élevée que celle du Cu. Au sud de notre région, des relations semblables ont été notées (Dimroth, 1978, page 384).

Certaines unités lithologiques sont nettement plus favorables que d'autres; ainsi les hautes teneurs en U sont surtout localisées dans des secteurs formés par des formations sédimentaires (marbre, siltite, etc.), bien qu'elles se trouvent également - en plus faibles quantités, toutefois - dans des secteurs constitués d'autres roches.

Afin de minimiser les forts contrastes géochimiques offerts par des formations différentes, il a été jugé plus pratique d'établir un seuil anoma-

lique (défini par  $\bar{X} + 2\sigma$ ) pour chacune des trois aires et de circonscrire ainsi des zones d'intérêt géochimique. Celles-ci sont localisées sur la figure 82.

#### ZONES D'INTERET GEOCHIMIQUE (figure 82)

Zone A - Cu, Zn, Ni, Co, Mn, U

Cette aire révèle de fortes valeurs en Cu (840 ppm)\* et en Zn (1230 ppm); toutefois, les teneurs habituelles se situent à 150 ppm pour le Cu et 250 ppm pour le Zn. De façon générale, les hautes valeurs en Cu se trouvent dans des sédiments sus-jacents à la formation de Menihek. Le Co (54 ppm), le Ni (230 ppm) et le Mn (42 000 ppm) semblent liés à la formation de Sokoman. Les quelques hautes valeurs en U sont reliées aux formations d'Alder, d'Uvé et de Menihek. Ces valeurs, qui atteignent 36 ppm, ont été enregistrées à proximité d'un axe de pli.

Zone B - Zn, Mn, U

Il existe, dans la partie sud, de très hautes valeurs en Mn (43 200 ppm) et en Zn (180 ppm). Des teneurs de 40 et 35 ppm en U ont été obtenues des deux côtés de la rivière Caniapiscau. Les unités lithologiques prédominantes sont constituées de roches sédimentaires et de formations ferrifères. Les secondes expliquent probablement les fortes teneurs en Mn.

\* Les données entre parenthèses se rapportent à la teneur maximale trouvée dans la zone.

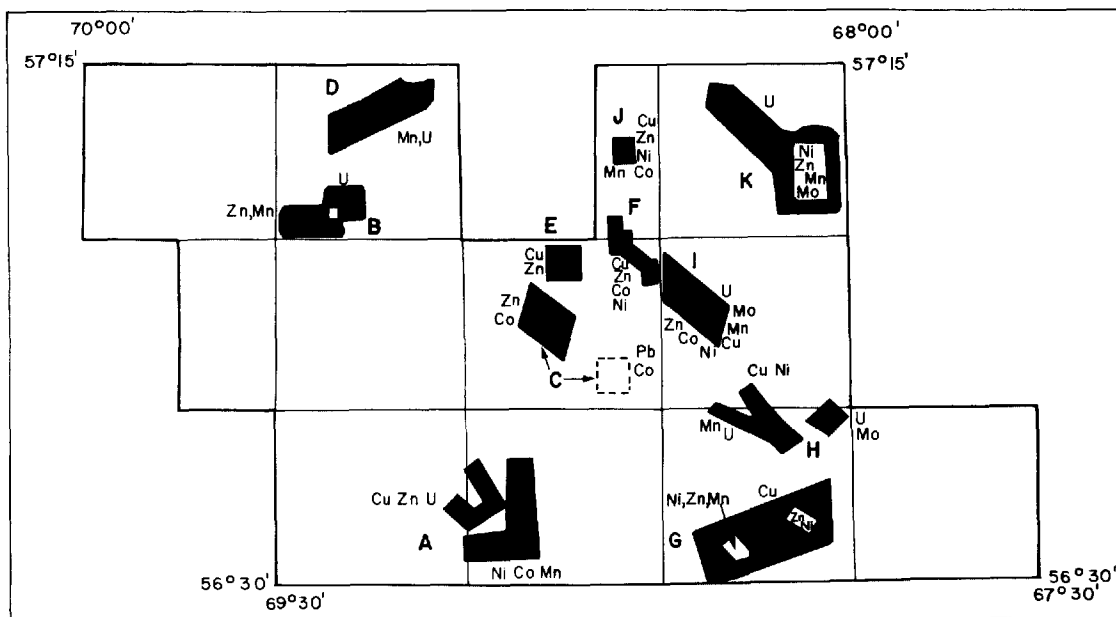


FIGURE 82 - Zones d'intérêt géochimique.

Zone C - Zn, Co, Pb

De fortes valeurs sont concentrées dans le secteur nord, près du lac Colombet (Wapaniskkan), où on a obtenu 354 ppm en Zn et 58 ppm en Co. Au sud-est de ces concentrations, il existe un secteur à valeurs anormales éparses: Pb (46 ppm) et Co (120 ppm). Ces deux secteurs comptent surtout des metabasites et des métagabbros.

Zone D - Mn, U

Une quinzaine de fortes valeurs en Mn, dont une atteint 20 000 ppm, ont été obtenues. Le U, qui semble limité au côté est de la rivière Caniapiscau, atteint 19 ppm. Quelques teneurs élevées en Pb (39 ppm) et en Ag (16 ppm) ont également été enregistrées. Le substratum est constitué de roches volcaniques et sédimentaires.

Zone E - Cu, Zn

Cette zone comprend quelques valeurs anormales en Cu (240 ppm) et en Zn (320 ppm). Elle est formée d'agglomérats et de tufs.

Zone F - Cu, Zn, Co, Ni

On trouve, essentiellement, les mêmes formations que dans la zone C: alternance de métagabbros et de metabasites. Des teneurs élevées en Cu (360 ppm), en Zn (deux teneurs atteignant 490 ppm), en Ni (268 ppm) et en Co (256 ppm) ont été obtenues; l'environnement géologique est fait d'une association caractéristique de roches basiques à intermédiaires. Les valeurs anormales sont concentrées autour du lac Aulneau. Des venues de sulfures ont d'ailleurs été notées par Dressler (1974a):

"La région est extrêmement favorable à la prospection, principalement pour le fer, le cuivre, le nickel et peut-être le zinc. Les indices de sulfures sont nombreux dans les roches volcaniques de l'eugéosynclinal (formées de métagabbro, metabasalte et argilite)."

Zone G - Cu; Zn, Ni, Mn

Plusieurs fortes valeurs en Cu ont été enregistrées ici et là. La plupart se situent aux environs de 225 ppm; la plus élevée atteint 410 ppm.

Des teneurs anormales en Zn (296 ppm), en Ni (260 ppm) et en Mn (16 300 ppm) ont été décelées dans un secteur à l'ouest. Un autre secteur, à l'est, présente des valeurs en Zn généralement plus fortes (maximum: 494 ppm; moyenne: 275 ppm) que dans la zone ouest. Le milieu est fait de métagabbros, de metabasaltes et d'un peu d'agglomérats et de tufs.

Zone H - Cu, Ni; Mo, U, Mn

Cette zone comprend trois secteurs bien caractérisés:

. Secteur oriental, à fortes teneurs en U (17 ppm) et Mo (35 ppm)

. Secteur de la rive nord du lac Nachicapau, où se trouvent quelques valeurs anormales en Cu (820 ppm) et en Ni (225 ppm);

. Secteur au sud du lac Nachicapau, avec fortes valeurs en U (17 ppm) et Mn (24 700 ppm).

L'environnement géologique est constitué d'agglomérats et tufs dans lesquels se présentent des paragneiss et des paraschistes.

Zone I - Zn, Co, Ni, Cu, Mn, Mo, U, Pb

De très hautes teneurs ont été décelées: Zn (980 ppm), Co (240 ppm), Ni (280 ppm), Cu (235 ppm), Mn (17 220 ppm), Pb (32 ppm), Mo (30 ppm) et U (36 ppm). La plupart d'entre elles se situent autour du lac Douay. Les unités lithologiques, très variées, comprennent des métagabbros, des metabasaltes, des agglomérats et tufs, des dolomies et des calcaires.

Zone J - Cu, Mn, Zn, Ni, Co

Ce secteur restreint, à l'est du lac Jogues, est caractérisé par des valeurs en Cu et Mn atteignant respectivement 175 et 18 740 ppm. Des valeurs anormales en Zn (306 ppm), en Pb (38 ppm), en Ni (110 ppm) et en Co (66 ppm) ont également été enregistrées.

Zone K - U, Ni, Zn, Mn, Mo

Cette zone, formée surtout de roches métasédimentaires (marne, siltite, etc.), montre de fortes teneurs en U (36 ppm), Ni (195 ppm), Zn (550 ppm), Mn (18 120 ppm) et Mo (205 ppm). Quelques valeurs élevées en Pb (38 ppm) et Co (95 ppm) ont également été obtenues. Bon nombre de ces valeurs sont groupées à l'est du lac Buteux.

### CONCLUSION

Ce bref exposé de la distribution des teneurs laisse voir que la région offre de l'intérêt pour la prospection. Parmi les fortes valeurs, les unes - en Cu et en Zn - se trouvent communément dans des agglomérats, des tufs et des basaltes, les autres - en U - se rencontrent souvent dans des roches métasédimentaires.

Si certains secteurs semblent, à prime abord, présenter plus d'intérêt - par exemple ceux des lacs Aulneau et Colombet (Wapanikskan) où des indices minéralisés ont d'ailleurs été notés - il reste que la région, dans son ensem-

ble, mérite d'être fouillée à fond. Les fortes valeurs en U sont de l'ordre généralement rencontré ailleurs dans la Fosse (Paquet, 1979).

La distribution des éléments indique qu'il y a corrélation entre certaines fortes valeurs et certaines formations; ainsi, les valeurs élevées en Mn sont reliées au Sokoman et celles en U, aux formations sédimentaires.

Vu la faible densité d'échantillonnage, les résultats n'ont qu'une valeur régionale. Un échantillonnage systématique pourrait aboutir à la délimitation de cibles ponctuelles.

## RÉFÉRENCES

---

- BARAGAR, W.R.A.  
1958 - *Ahr Lake map-area, New Quebec*; Commission géologique du Canada; étude 57-7.
- 1960 - *Petrology of basaltic rocks in part of the Labrador Trough*; Bulletin de la Geological Society of America; volume 7; pages 1589-1644.
- 1967 - *Wakuach Lake map-area, Quebec-Labrador*; Commission géologique du Canada; mémoire 344.
- BARTH, T.F.W.  
1962 - *Theoretical Petrology*; second edition; John Wiley and Sons; New York, London
- BERARD, J.  
1965 - *Région du lac Bérard*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport géologique 111.
- CHAUVEL, J -J.  
1974 - *Facies types and depositional environment of the Sokoman Iron Formation, Central Labrador Trough, Quebec, Canada*; Journal of Sedimentary Petrology; volume 49, No. 2, pages 299-327.
- CIESIELSKI, A.  
1977 - *Contact Archéen-Protérozoïque entre les lacs Forbes et Sénal (Fosse du Labrador)*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DPV-449.
- DIMROTH, E.  
1964 - *Région du lac Romanet, Nouveau-Québec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire 523.
- 1965 - *Région du lac Otelnuq, Nouveau-Québec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire 532.
- 1967 - *Région du lac Dunphy, Nouveau-Québec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire 557.
- 1968a - *Sedimentary textures, diagenesis and sedimentary environment of certain Precambrian ironstones*; Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie, Abhandlungen, Stuttgart; volume 132, pages 247-274.
- 1968b - *The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline; part I: stratigraphy, facies and paleogeography*; Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie, Abhandlungen, Stuttgart; volume 132, pages 22-54.
- 1969 - *Région du lac Castignon, Nouveau Québec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire 571.
- 1970 - *Meimechites and carbonatites of the Castignon Lake Complex, New Quebec*; Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Monatshefte, Abhandlungen; 112-3, pages 239-278.
- 1971 - *The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline; Part II: The ophiolitic suite*; Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie, Abhandlungen, Stuttgart; volume 137, pages 209-248.
- 1972 - *Stratigraphy of part of the central Labrador Trough*; ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-154, 287 pages, 6 plans.
- 1978 - *Région de la Fosse du Labrador entre les latitudes 54°30' et 56°30'*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport géologique 193.
- DIMROTH, E. - BARAGAR, W.R.A. - BERGERON, R. - JACKSON, G.D.  
1970 - *The filling of the Circum-Ungava Geosyncline; in Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield (A.L. Bear, editor)*; Commission géologique du Canada; étude 70-40

- DIMROTH, E. - CHAUVEL, J.-J.  
1973 - *Petrography of the Sokoman Iron Formation in part of the central Labrador Trough, Quebec, Canada*; Bulletin de la Geological Society of America; volume 84, pages 111-134, 13 figures.
- DIMROTH, E. - DRESSLER, B.  
1978 - *Metamorphism of the Labrador Trough in Metamorphism in the Canadian Shield*; Commission géologique du Canada; étude préliminaire 78-10.
- DRESSLER, B.  
1972 - *Geology of the Patu Lake Area, Quebec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport intérimaire, DP-116, 43 pages, 1 plan.
- 1973a - *Géologie de la région du lac Patu, Nouveau-Québec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire 603.
- 1973b - *La Lande Lake Area, New Quebec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DP-192, 19 pages, 1 plan.
- 1974a - *Fort McKenzie, Shale Falls (East Half), Moraine Lake (East Half) and La Lande Lake Areas, New Quebec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport intérimaire, DP-247, 58 pages, 1 plan.
- 1974b - *Nachicapau, Horseshoe (1/8 SW), Marcel, Buteux and Joques (East Half) Lakes Areas, New Quebec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DP-269, 17 pages, 1 plan.
- 1975 - *Géologie de/Geology of Fort McKenzie, Chute aux Schistes (Shale Falls) (1/2 E), Lac Moraine (1/2 E) Nouveau-Québec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire 608.
- 1976 - *Géochimie des sédiments de ruisseau, région du lac Nachicapau*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DP-422
- FAHRIG, W.F.  
1951 - *Griffis Lake (west half), Quebec*; Commission géologique du Canada, étude 51-23.
- 1953 - *Petrology of the ultramafic rocks of the Labrador Trough*; University of Chicago; thèse de doctorat, inédite.
- 1955 - *Lac Herodier, New Quebec*; Commission géologique du Canada; étude 55-1.
- 1956a - *Lac Herodier (east half), New Quebec*; Commission géologique du Canada, étude 55-32.
- 1956b - *Cambrian Lake (west half), New Quebec*; Commission géologique du Canada, étude 55-42.
- 1962 - *The petrology and geochemistry of the Griffis Lake ultrabasic sill of the central Labrador Trough, Quebec*; Commission géologique du Canada; bulletin 77
- 1964 - *Griffis Lake, Quebec*; Commission géologique du Canada; carte 1121A.
- 1965 - *Lac Herodier, Quebec*; Commission géologique du Canada; carte 1146A.
- 1969 - *Cambrian Lake (west half)*; Commission géologique du Canada; carte 1223A.
- FOLK, R.L.  
1962 - *Spectral subdivision of limestone types; in Classification of carbonate rocks, a symposium (W.E. Ham, editor)*; American Association of Petroleum Geologists; mémoire 7, pages 62-84.
- FRAREY, M.J.  
1961 - *Menihék Lakes, Quebec and Newfoundland*; Commission géologique du Canada; carte 1087A.
- 1967 - *Willbob and Thomson Lake map-areas, Quebec and Newfoundland*; Commission géologique du Canada; mémoire 348.
- FRAREY, M.J. - DUFFELL, S.  
1964 - *Revised stratigraphic nomenclature for the central part of the Labrador Trough*; Commission géologique du Canada, étude 64-25.



FRYER, B.J.

- 1972 - *Age determinations in the Circum-Ungava geosyncline and the evolution of Precambrian banded iron-formation*; Journal canadien des sciences de la terre; volume 9, no 6, pages 652-663.

GROSS, G.A.

- 1951 - *A comparative study of three slate formations in the Ferriman Series in the Labrador Trough*; Queen's University, Kingston; thèse de maîtrise
- 1961 - *Iron ranges of the Labrador geosyncline*; Commission géologique du Canada; étude 60-30.
- 1962 - *Iron deposits near Ungava Bay, Québec*; Commission géologique du Canada; bulletin 82.
- 1968 - *Geology of iron deposits in Canada, volume III: iron ranges of the Labrador geosyncline*; Commission géologique du Canada; rapport 20 sur la géologie économique.

HARRISON, J.M.

- 1952 - *The Quebec-Labrador iron belt, Quebec and Newfoundland*; Commission géologique du Canada; étude 52-20.

HARRISON, J.M. - HOWELL, J.E. - FAHRIG, W.F.

- 1972 - *A geological cross-section of the Labrador miogeosyncline near Schefferville, Quebec*; Commission géologique du Canada; étude 70-37.

HASHIMOTO, T.

- 1964 - *Région du lac Joques, Nouveau-Québec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire 524.
- 1968 - *Joques Lake Area, New Quebec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport intérimaire, DP-179, 35 pages, 1 plan.

HENDERSON, E.P.

- 1959 - *A glacial study of central Quebec-Labrador*; Commission géologique du Canada; bulletin 50.

HOFMANN, H.J.

- 1969 - *Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley Groups, Ontario*; Commission géologique du Canada; étude 68-69.

IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A.

- 1971 - *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*; Journal canadien des sciences de la Terre; volume 8, pages 523-548.

JENSEN, L.S.

- 1976 - *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*; Ontario Division of Mines; miscellaneous paper 66.

KISH, L. - TREMBLAY-CLARK, P.

- 1978 - *Géochimie et radioactivité dans la fosse du Labrador / Geochemistry and radioactivity in the Labrador Trough, 56°00' - 58°30'*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire des travaux de 1976, DPV-567.

KLEIN, C.jr. - FINK, R.P.

- 1976 - *Petrology of the Sokoman Iron Formation in the Howells River Area at the Western edge of the Labrador Trough*; Economic geology; volume 71, pages 453-487.

LEBAS, M.J.

- 1977 - *Carbonatite-Nephelinite Volcanism. An African case history*; John Wiley and Sons; London, New-York, Sydney, Toronto.

LOW, A.P.

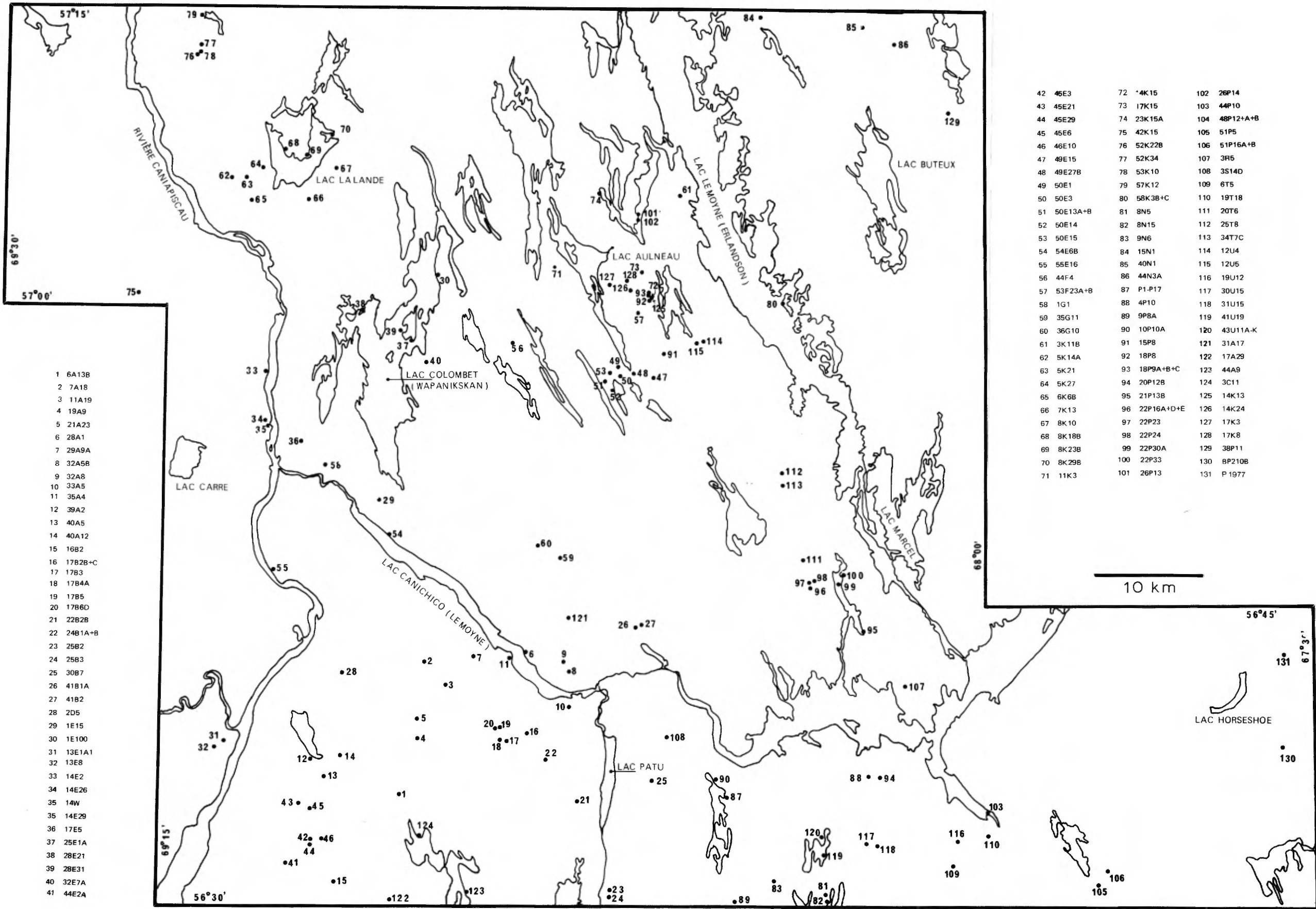
- 1897 - *Report on explorations in the Labrador Peninsula along the East Main, Koksoak, Hamilton, Manicouagan and portions of other rivers in 1892-93-94-95*; Commission géologique du Canada; rapport annuel pour 1895, volume 8, pages 1L-387L.

MIYASHIRO, A.

- 1974 - *Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*; American Journal of Science; volume 274, pages 321-355.

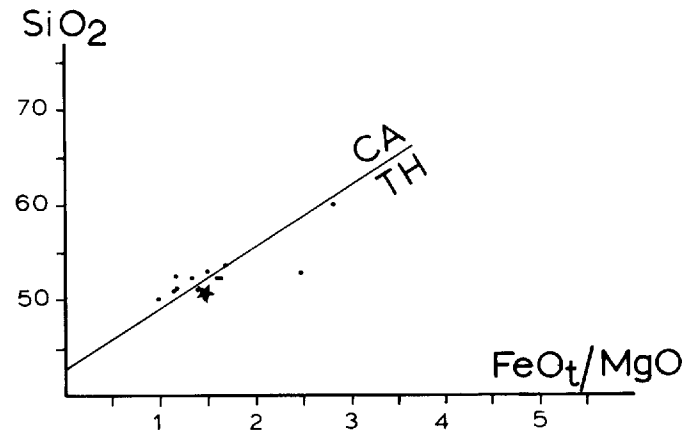
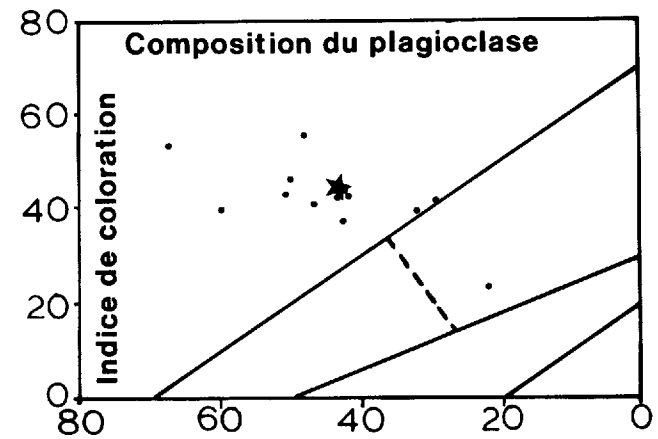
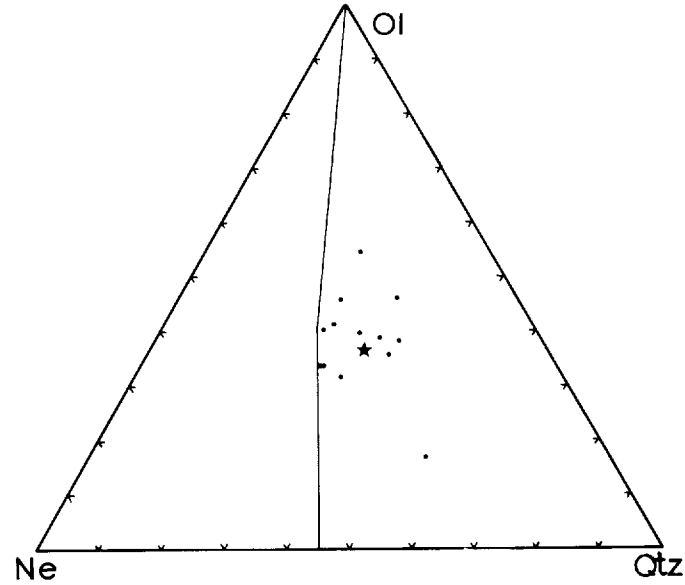
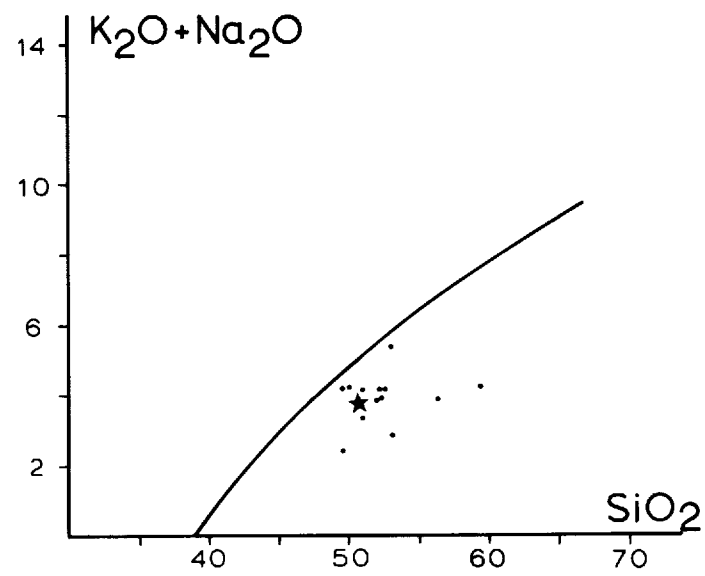
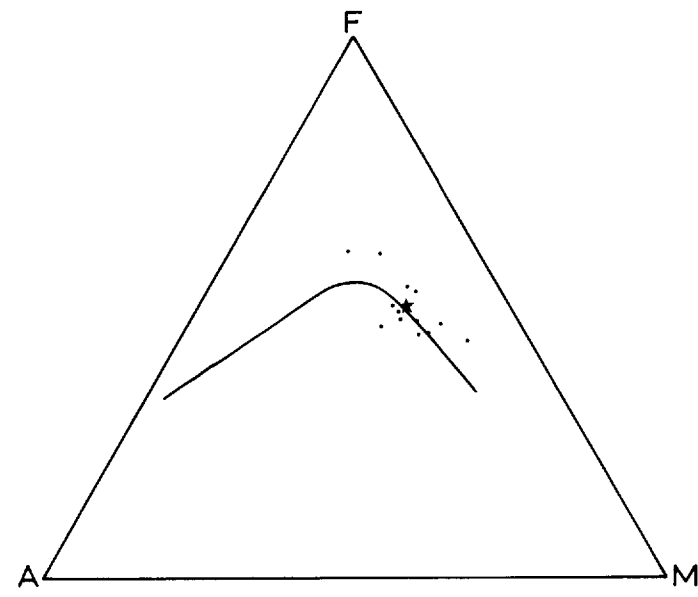
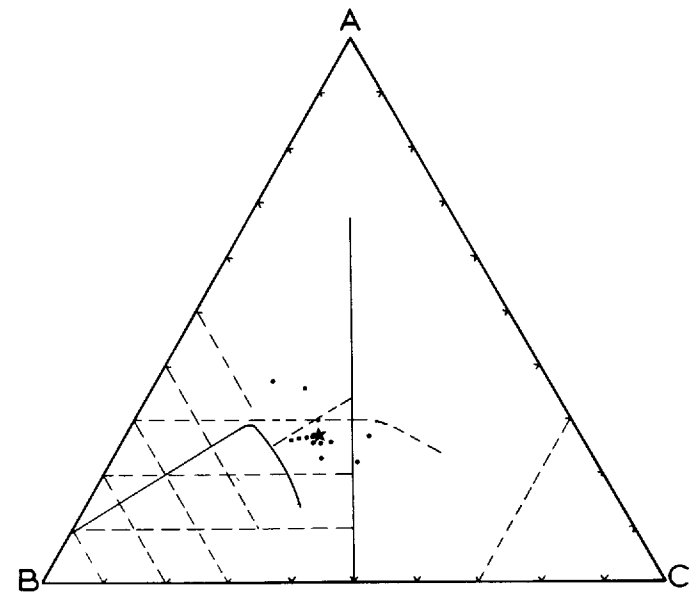
- OTT, G.  
1972 - *Petrographie und Petrochemie und Mineralfazies der Spillite des zentralen Labrador Troges, Quebec, Canada*; Université de Munich; thèse de doctorat.
- PAQUET, A.  
1979 - *L'uranium dans les travaux de géochimie au Québec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-647.
- PENROSE, B.  
1978 - *Région du lac Horseshoe/Horseshoe Lake map-area, Nouveau-Québec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DPV-573.
- PERRAULT, G.  
1955 - *Geology of the western margins of the Labrador Trough*; University of Toronto; thèse inédite.
- PETITJOHN, F.J.  
1975 - *Sedimentary Rocks*; third edition; Harper and Row, New-York.
- ROSCOE, S.M.  
1957 - *Cambrian Lake (east half), Quebec*; Commission géologique du Canada; étude 56-6.
- SAUVE, P.  
1955 - *Région du lac Gériido (moitié est), Nouveau-Québec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire 309.
- SAUVE, P. - BERGERON, R.  
1965 - *Région des lacs Gériido et Thevenet, Nouveau-Québec*; ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport géologique 104.
- STEVENSON, I.M.  
1963 - *Lac Baril, Quebec*; Commission géologique du Canada; étude 62-37.
- STRECKEISEN, A.  
1976 - *To each plutonic rock its proper name*; Earth Science Reviews; volume 12, pages 1-33.
- WANLESS, R.K.  
1969 - *Isotopic age map of Canada*; Commission géologique du Canada; carte 1256A.
- WINKLER, H.G.F.  
1967 - *Die Genese der metamorphen Gesteine (Zweite Auflage)*; Springer Verlag; Berlin, Heidelberg, New-York.
- ZAJAC, I.S.  
1974 - *The stratigraphy and mineralogy of the Sokoman Formation in the Kmob Lake Area, Quebec and Newfoundland*; Commission géologique du Canada; bulletin 220.





- 1 6A13B
- 2 7A18
- 3 11A19
- 4 19A9
- 5 21A23
- 6 28A1
- 7 29A9A
- 8 32A5B
- 9 32A8
- 10 33A5
- 11 35A4
- 12 39A2
- 13 40A5
- 14 40A12
- 15 16B2
- 16 17B2B-C
- 17 17B3
- 18 17B4A
- 19 17B5
- 20 17B6D
- 21 22B2B
- 22 24B1A+B
- 23 25B2
- 24 25B3
- 25 30B7
- 26 41B1A
- 27 41B2
- 28 2D5
- 29 1E15
- 30 1E100
- 31 13E1A1
- 32 13E8
- 33 14E2
- 34 14E26
- 35 14W
- 35 14E29
- 36 17E5
- 37 25E1A
- 38 28E21
- 39 28E31
- 40 32E7A
- 41 44E2A

- |             |               |               |
|-------------|---------------|---------------|
| 42 46E3     | 72 4K15       | 102 26P14     |
| 43 45E21    | 73 17K15      | 103 44P10     |
| 44 45E29    | 74 23K15A     | 104 48P12+A+B |
| 45 45E6     | 75 42K15      | 105 51P5      |
| 46 46E10    | 76 52K22B     | 106 51P16A+B  |
| 47 49E15    | 77 52K34      | 107 3R5       |
| 48 49E27B   | 78 53K10      | 108 3S14D     |
| 49 50E1     | 79 57K12      | 109 6T5       |
| 50 50E3     | 80 58K3B+C    | 110 19T18     |
| 51 50E13A+B | 81 8N5        | 111 20T6      |
| 52 50E14    | 82 8N15       | 112 25T8      |
| 53 50E15    | 83 9N6        | 113 34T7C     |
| 54 54E6B    | 84 15N1       | 114 12U4      |
| 55 55E16    | 85 40N1       | 115 12U6      |
| 56 44F4     | 86 44N3A      | 116 19U12     |
| 57 53F23A+B | 87 P1-P17     | 117 30U15     |
| 58 1G1      | 88 4P10       | 118 31U15     |
| 59 35G11    | 89 9P8A       | 119 41U19     |
| 60 36G10    | 90 10P10A     | 120 43U11A-K  |
| 61 3K11B    | 91 15P8       | 121 31A17     |
| 62 5K14A    | 92 18P8       | 122 17A29     |
| 63 5K21     | 93 18P9A+B+C  | 123 44A9      |
| 64 5K27     | 94 20P12B     | 124 3C11      |
| 65 6K6B     | 95 21P13B     | 125 14K13     |
| 66 7K13     | 96 22P16A+D+E | 126 14K24     |
| 67 8K10     | 97 22P23      | 127 17K3      |
| 68 8K18B    | 98 22P24      | 128 17K8      |
| 69 8K23B    | 99 22P30A     | 129 38P11     |
| 70 8K29B    | 100 22P33     | 130 BP210B    |
| 71 11K3     | 101 26P13     | 131 P1977     |

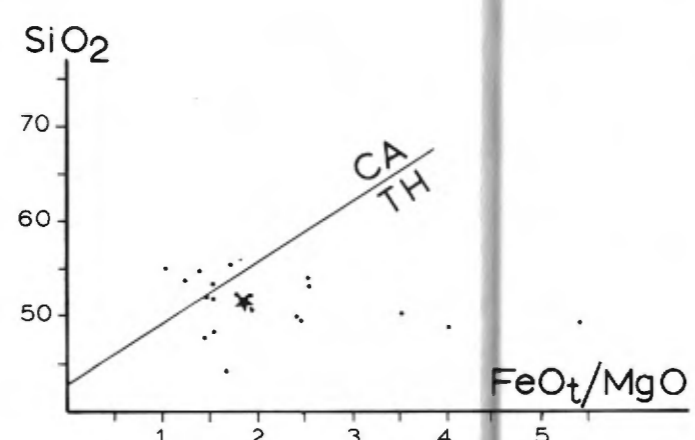
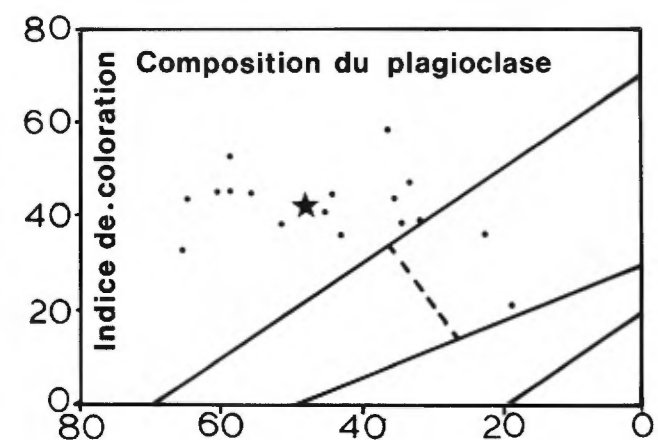
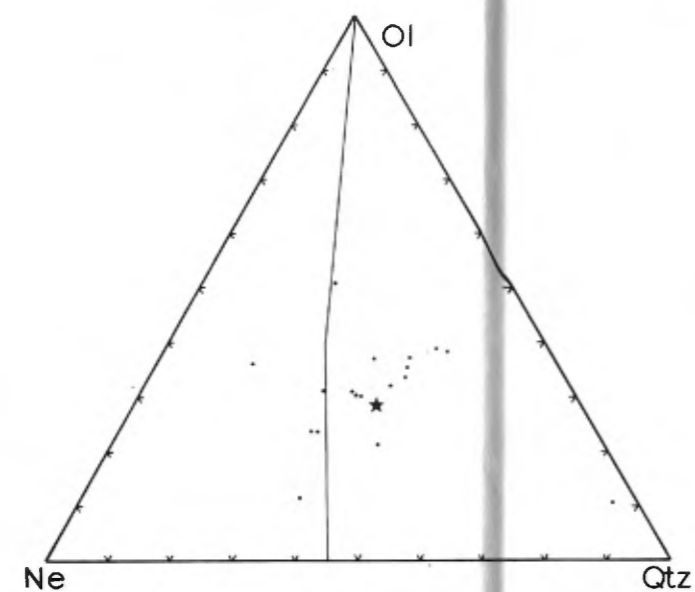
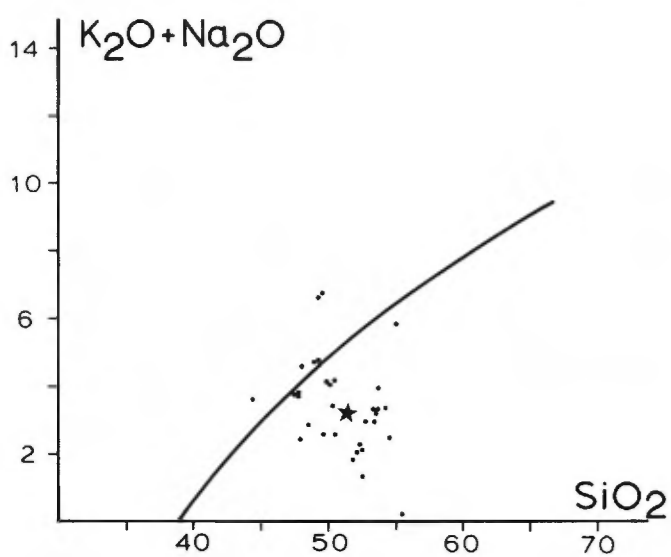
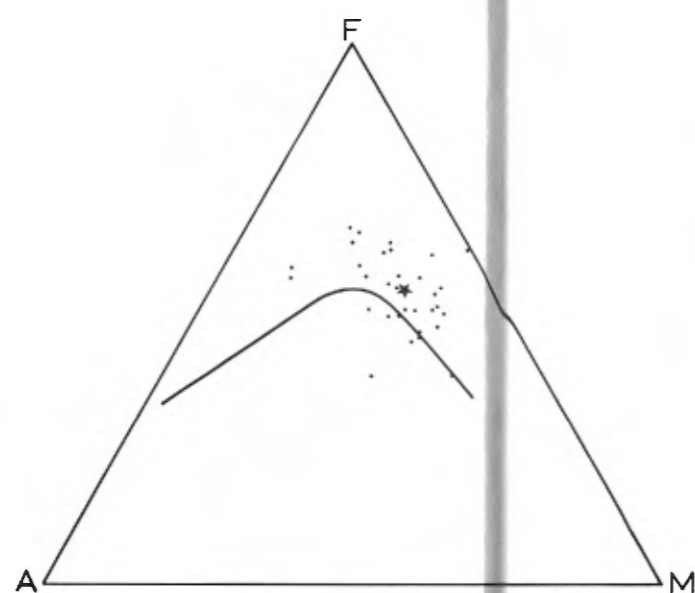
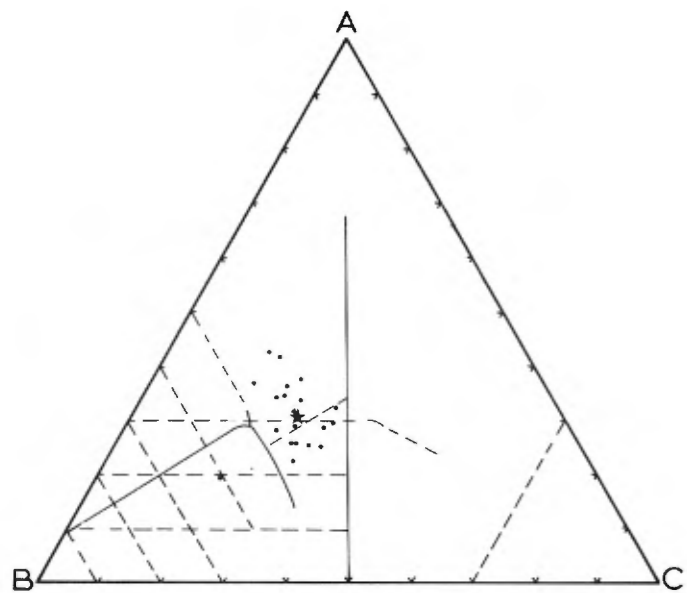


	32A5B	35A4B	24B1A	24B1B	17B2B	17B2C	17B4A	17B5	17B6D	17B3	28A1	33A5	35A4	★
SiO <sub>2</sub>	49.30	49.55	57.25	52.50	49.60	50.90	50.35	49.88	51.20	50.25	48.10	48.90	48.50	50.50
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.85	2.25	1.19	1.04	1.02	1.02	1.00	0.98	1.36	0.60	0.77	0.80	1.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.75	13.50	12.38	13.90	14.49	13.65	15.04	13.74	14.33	12.15	12.80	14.80	13.75	13.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.37	3.46	12.44	1.50	12.38	1.55	2.61	2.81	3.36	2.34	3.24	2.04	3.77	2.55
FeO	9.08	7.46	tot.	9.15	tot.	9.15	8.47	10.64	7.78	11.85	6.88	8.43	7.65	8.80
MgO	9.75	7.55	3.98	8.20	9.53	7.20	6.75	7.78	6.95	5.72	10.51	8.75	7.50	7.70
CaO	11.20	10.10	2.32	2.70	3.06	7.00	7.88	5.53	8.10	8.10	11.80	8.00	10.00	7.37
Na <sub>2</sub> O	2.05	3.10	3.96	3.50	2.15	3.80	3.58	3.37	2.07	2.16	1.39	3.10	2.40	2.82
K <sub>2</sub> O	1.15	0.93	0.07	0.08	1.76	1.35	0.45	0.26	0.76	1.52	0.87	0.80	1.70	0.91
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.90	2.90	3.34	4.76	4.96	3.18	2.70	3.72	2.74	3.16	3.63	4.02	2.94	3.46
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	0.18	0.06	0.20	0.26	0.14	0.15	0.18	0.14	0.12	0.05	0.07	0.03	0.13
MnO	0.27	0.26	0.23	0.20	0.23	0.17	0.19	0.21	0.22	0.23	0.21	0.19	0.19	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.29	0.26	0.08	0.07	0.08	0.07	0.08	0.04	0.09	0.05	0.06	0.06	0.08
CO <sub>2</sub>	0.06	0.11	2.49	n.d.	0.92	n.d.	0.28	0.44	1.10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.65
S	0.16	0.20	0.49	n.d.	0.24	n.d.	—	—	—	—	—	—	—	0.17
TOTAL	99.95	100.24	101.52	97.96	100.69	99.19	99.83	99.73	99.82	99.05	100.15	99.95	99.30	
Q*	0.00	0.00	21.230	7.63	4.318	0.00	0.000	0.000	5.600	2.47	0.000	0.000	0.000	1.197
OR	7.02	5.66	0.446	0.51	11.086	8.27	2.754	1.618	4.749	9.61	5.334	4.895	10.537	5.642
AN	17.30	20.77	10.556	13.79	15.683	16.80	24.470	22.725	29.127	20.31	27.076	24.944	22.769	22.474
AB	19.02	28.65	37.871	33.66	20.557	35.39	33.260	31.827	19.634	20.76	12.935	28.793	22.581	26.539
AC	0.00	0.00	0.000	0.00	0.000	0.00								
NS	0.00	0.00	0.000	0.00	0.000	0.00	0.000	0.000	0.000	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000
C	0.00	0.00	2.658	3.90	4.245	0.00								
DI	22.01	16.11	0.000	0.00	0.000	9.33	8.083	2.723	6.785	9.00	19.658	8.673	14.615	8.295
HE	9.73	8.06	0.000	0.00	0.000	5.61	4.332	1.749	3.662	8.66	6.963	3.901	8.442	3.954
EN	7.54	3.29	11.823	24.25	28.019	5.31	12.503	20.670	16.878	12.40	12.467	7.980	3.132	18.134
FE	3.33	1.65	5.407	12.62	10.677	3.19	6.700	13.278	9.111	11.93	4.416	3.589	1.809	8.644
FA	3.08	3.80	0.000	0.00	0.000	4.79	1.101	0.271	0.000	0.00	2.067	4.275	4.502	0.000
FO	6.96	7.59	0.000	0.00	0.000	7.98	2.054	0.421	0.000	0.00	5.834	9.505	7.793	0.000
MT	2.37	2.48	4.219	1.68	2.828	1.68	2.726	2.749	2.739	2.62	0.276	2.206	2.520	2.795
HM	0.00	0.00	0.000	0.00	0.000	0.00	0.000	0.000	0.000	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000
IL	1.07	1.22	3.373	1.78	1.543	1.47	1.470	1.465	1.442	2.03	0.866	1.110	1.168	1.533
AP	0.15	0.19	0.586	0.18	0.156	0.17	0.152	0.176	0.088	0.20	0.109	0.130	0.132	0.176
PR	0.43	0.54	1.831	0.00	0.887	0.00	0.395	0.329	0.183	0.00	0.000	0.000	0.000	0.619

★ Moyenne des 13 analyses

**ANNEXE B**  
MÉTAGABBROS DU MIOGÉOSYNCLINAL





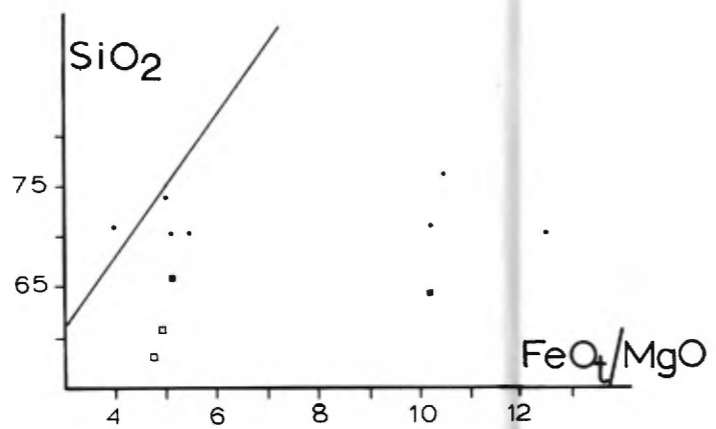
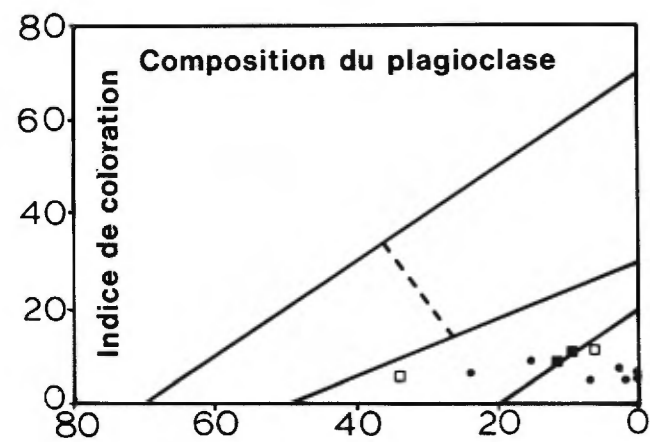
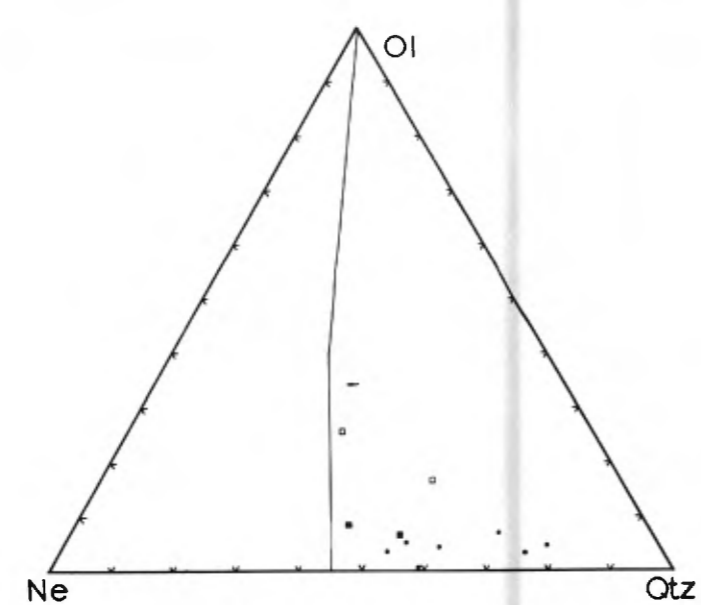
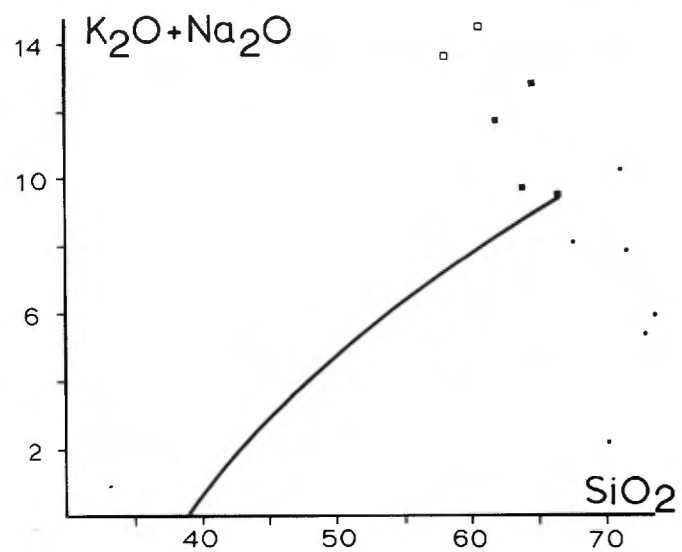
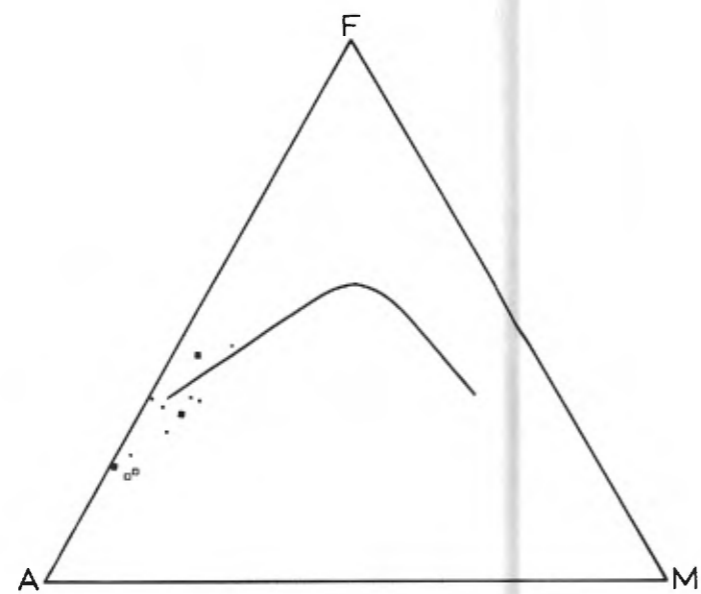
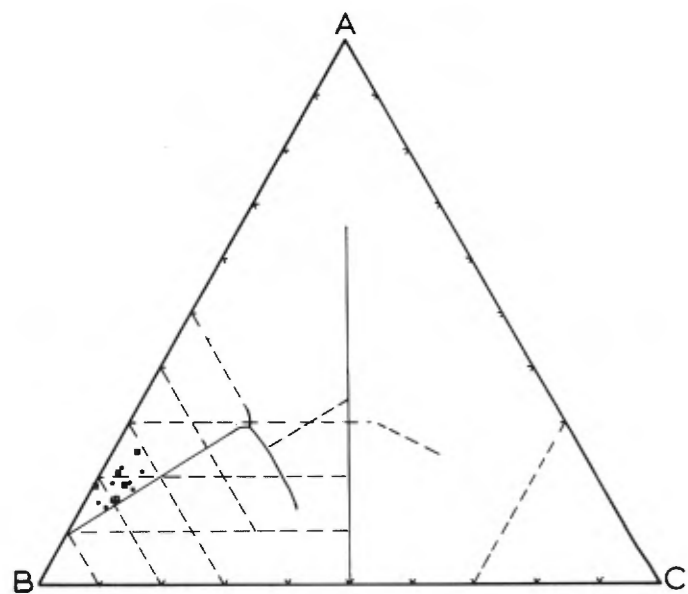
	31A17	41B1A	41B2	3K11B	5K14A	5K21	5K27	6K6B	23K15A	52K34	53K10	19U12	30U15	41U19	31U15	19T18	9N6	20T6	22P24	Laval	★
SiO <sub>2</sub>	49.50	50.50	51.50	46.50	50.80	47.85	48.00	49.80	44.10	46.95	48.15	50.40	50.15	50.40	52.80	46.80	51.00	45.75	53.00	48.15	49.10
TiO <sub>2</sub>	1.25	1.03	1.05	7.09	2.34	2.69	3.38	2.27	1.65	3.42	4.13	1.15	1.04	1.06	0.88	2.61	0.88	1.13	1.88	2.46	2.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.00	11.20	8.25	11.70	14.10	13.80	12.55	13.55	13.35	14.30	15.05	13.40	14.45	14.65	13.30	13.20	13.45	19.05	14.00	13.51	13.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.50	3.13	3.71	1.16	1.80	1.75	2.28	1.30	1.26	2.16	1.60	4.52	2.58	2.89	1.85	2.92	1.55	3.03	0.66	3.50	2.61
FeO	7.75	8.85	6.38	8.95	11.61	11.82	13.43	13.01	11.09	15.84	11.67	7.20	8.10	8.75	8.50	8.75	8.65	4.76	7.13	8.80	9.09
MgO	7.50	7.78	5.88	6.03	5.32	5.66	4.46	5.60	8.56	4.50	2.45	6.52	7.20	6.02	7.46	4.74	6.60	5.00	6.90	6.24	6.23
CaO	8.45	12.00	15.90	13.08	4.30	7.00	6.76	3.79	6.56	3.35	4.71	10.80	10.16	10.80	9.05	12.30	9.72	13.10	6.80	7.60	9.06
Na <sub>2</sub> O	3.35	1.74	0.10	3.00	3.00	4.22	3.48	2.00	2.80	2.96	6.06	2.10	1.89	1.24	2.33	1.89	3.11	2.40	5.20	3.14	2.71
K <sub>2</sub> O	0.30	0.03	0.03	0.84	0.14	0.37	0.48	0.75	0.80	1.56	0.53	0.06	0.07	0.05	0.07	0.51	0.07	0.31	0.45	0.48	0.37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.60	2.96	5.55	0.58	5.08	n.d.	3.66	5.09	4.35	4.36	2.60	2.95	2.83	3.55	3.02	2.46	3.12	3.20	2.60	3.09	3.52
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	0.06	0.15	0.00	0.02	n.d.	0.03	0.11	0.08	0.00	0.12	0.15	0.16	0.15	0.13	0.11	0.10	0.10	0.16	0.05	0.09
MnO	0.30	0.30	0.26	0.10	0.15	0.16	0.19	0.16	0.13	0.17	0.12	0.18	0.16	0.17	0.17	0.25	0.19	0.12	0.13	0.14	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.83	0.10	0.32	0.21	0.56	0.32	0.60	0.17	0.40	0.50	0.08	0.07	0.11	0.08	0.22	0.08	0.11	0.06	0.27	0.28
CO <sub>2</sub>	2.70	0.05	1.22	1.25	n.d.	n.d.	n.d.	0.48	2.30	0.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.20	0.21	0.40	0.86
S	0.05	0.07	0.07	0.41	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.88	2.98	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	0.47	0.49
<b>TOTAL</b>	<b>99.47</b>	<b>100.53</b>	<b>100.15</b>	<b>101.01</b>	<b>98.87</b>	<b>95.88</b>	<b>99.02</b>	<b>99.01</b>	<b>97.20</b>	<b>100.98</b>	<b>100.67</b>	<b>99.51</b>	<b>98.86</b>	<b>99.84</b>	<b>99.64</b>	<b>96.56</b>	<b>98.58</b>	<b>99.27</b>	<b>99.24</b>	<b>98.30</b>	
Q	0.00	5.55	16.22	0.00	8.93	0.00	0.79	12.41	0.00	2.19	0.00	5.07	5.34	9.08	6.63	3.68	1.45	0.00	0.00	n.d.	4.177
OR	1.92	0.19	0.20	4.72	0.91	2.31	3.04	4.92	5.11	9.86	3.14	0.37	0.44	0.32	0.43	3.30	0.44	1.94	2.71	"	2.326
AN	18.21	23.72	24.56	15.16	21.80	18.52	18.59	16.43	29.06	15.02	12.43	28.50	32.46	36.56	26.79	28.51	23.74	42.63	13.81	"	23.588
AB	32.56	16.35	1.00	12.72	29.36	39.93	33.75	19.83	27.11	28.39	54.11	19.93	17.92	11.88	21.87	18.58	29.41	22.80	47.66	"	25.859
DI	14.39	17.01	32.67	33.06	0.00	6.06	5.58	0.00	2.40	0.00	3.38	13.84	10.88	9.50	10.25	18.01	13.05	15.01	11.33	"	12.164
HE	6.67	9.32	17.63	2.52	0.00	5.27	6.70	0.00	1.44	0.00	2.91	8.23	5.35	6.37	5.43	11.39	8.16	5.29	4.86	"	5.631
EN	15.18	13.97	1.81	0.00	16.00	4.18	10.52	17.10	3.59	13.28	0.00	12.11	15.55	12.98	16.41	5.33	12.67	1.14	3.76	"	12.197
FE	7.04	7.66	0.98	0.00	14.93	3.64	12.64	17.30	2.16	17.44	0.00	7.21	7.64	8.70	8.70	3.37	7.92	0.40	1.61	"	5.647
FA	0.01	0.00	0.00	0.85	0.00	6.03	0.00	0.00	9.33	0.00	3.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.57	3.22	"	0.000
FO	0.03	0.00	0.00	11.09	0.00	6.94	0.00	0.00	15.51	0.00	3.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.47	7.52	"	0.000
MT	1.70	2.72	2.86	1.14	2.05	1.93	2.57	1.50	1.42	2.34	1.65	2.86	2.74	2.79	2.02	3.34	1.71	2.82	0.70	"	2.900
IL	1.88	1.50	1.63	9.37	3.56	3.94	5.09	4.26	2.48	5.10	5.81	1.69	1.53	1.58	1.28	3.98	1.29	1.67	2.67	"	3.080
AP	0.27	1.82	0.23	0.63	0.47	1.24	0.73	1.40	0.39	0.89	1.05	0.18	0.15	0.25	0.17	0.50	0.18	0.24	0.13	"	0.623
PR	0.14	0.19	0.20	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.46	7.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	"	1.808

31A17 à 22P24 : 19 analyses par les laboratoires du ministère des Richesses naturelles

Laval : moyenne de 13 analyses par les laboratoires du département de géologie de l'Université Laval (gracieuseté du Dr M. Séguin)

★ : moyenne des 32 analyses

**ANNEXE D**  
**MÉTABASALTES**



	8K10	8K18B	8K23B	8K29B	57K12	1E100	32E7A	18P8	15P8	53F23A	53F23B	12U4	12U5
SiO <sub>2</sub>	73.80	70.30	71.10	71.75	67.60	70.00	76.25	64.90	62.38	61.60	64.55	60.65	57.88
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.48	0.56	0.25	0.40	0.21	0.27	0.67	0.65	n.d.	0.96	0.85	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.24	12.90	13.10	13.92	15.75	13.00	11.05	15.75	15.86	17.15	16.45	16.60	15.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.41	3.37	1.30	1.10	1.30	1.76	2.05	1.61	4.37	n.d.	3.80 <sup>(1)</sup>	2.48	0.94
FeO	2.15	1.85	3.66	2.25	3.50	1.54	1.67	3.23	3.31	n.d.	—	1.54	2.96
MgO	0.70	0.41	0.96	0.61	1.20	0.32	0.35	0.92	0.71	n.d.	0.01	0.76	0.78
CaO	1.30	7.51	1.20	0.20	0.39	0.92	0.45	0.92	0.93	n.d.	1.79	0.80	0.98
Na <sub>2</sub> O	2.05	1.90	3.30	5.18	5.72	4.80	2.71	4.56	6.40	3.60	6.64	0.40	0.88
K <sub>2</sub> O	3.85	0.20	1.88	2.58	2.28	5.14	4.25	4.67	2.95	8.05	6.12	14.10	12.75
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	n.d.	n.d.	1.84	n.d.	n.d.	n.d.	0.90	1.07	0.61	n.d.	n.d.	0.53	0.35
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	n.d.	n.d.	0.15	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.05	0.18	n.d.	n.d.	0.07	0.17
MnO	0.08	0.13	0.08	0.05	0.05	0.21	0.20	0.11	0.10	n.d.	0.06	0.03	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.07	0.08	0.02	0.05	0.01	0.05	0.12	0.09	n.d.	n.d.	0.13	0.12
CO <sub>2</sub>	n.d.	n.d.	0.60	n.d.	n.d.	n.d.	0.18	0.70	0.70	n.d.	n.d.	1.20	2.90
S	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.42	0.24	0.01	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	97.22	99.12	96.15	97.91	98.66	98.15	100.44	99.29	99.24				
Q *	41.904	17.47	37.77	27.596	20.51	19.54	40.23	15.04	7.36			2.06	0.00
OR	24.155	11.28	11.66	15.605	13.53	30.91	25.98	28.30	17.75			85.74	81.00
AN	6.148	0.00	5.71	0.881	1.64	0.00	1.97	3.88	4.10			1.91	1.30
AB	19.524	59.33	31.13	47.561	51.65	41.32	25.18	42.00	58.53			3.70	8.50
AC	0.000	5.47	0.00	0.000	0.00	2.04	0.00	0.00	0.00			0.00	0.00
NS	0.000	0.45	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			0.00	0.00
C	1.810	0.00	4.20	2.555	3.58	0.00	1.46	2.03	0.74			0.00	0.00
DI	0.000	0.10	0.00	0.000	0.00	1.39	0.00	0.00	0.00			1.04	1.07
HE	0.000	1.16	0.00	0.000	0.00	2.27	0.00	0.00	0.00			0.00	1.52
EN	2.050	0.31	2.80	1.722	3.34	0.20	1.00	2.61	2.00			1.64	1.75
FE	1.826	3.62	4.30	2.505	1.98	0.33	1.74	3.18	6.16			0.00	2.49
FA	0.000	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			0.00	0.00
FO	0.000	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			0.00	0.02
MT	1.564	0.00	1.43	1.176	1.98	1.02	1.90	1.73	2.25			2.26	1.06
IL	0.798	0.66	0.83	0.356	0.57	0.30	0.39	0.96	0.92			1.22	1.03
AP	0.222	0.15	0.17	0.043	0.10	0.02	0.11	0.26	0.19			0.28	0.22
PR	0.000	0.00	0.00	0.000	1.11	0.64	0.03	0.03	0.00			0.00	0.00
HM												0.16	0.00

8K10 à 32E7A:Rhyolites • 18P8 à 53F23B:Rhyodacites ■  
 12U4 et 12U5:Roches volcaniques sursaturées en potasse □

**ANNEXE E**  
 RHYOLITES, RHYODACITES, VOLCANITES FELSQUES





préparé par l'Édition géologique pour:  
l'Éditeur officiel du Québec.