

# RG 119

REGION D'INUSSUAQ - POINTE NORMAND, NOUVEAU-QUEBEC

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



*Licence*

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES DU QUÉBEC

RENÉ LÉVESQUE, ministre

P.-E. AUGER, sous-ministre

SERVICE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE

H.W. McGerrigle, chef

---

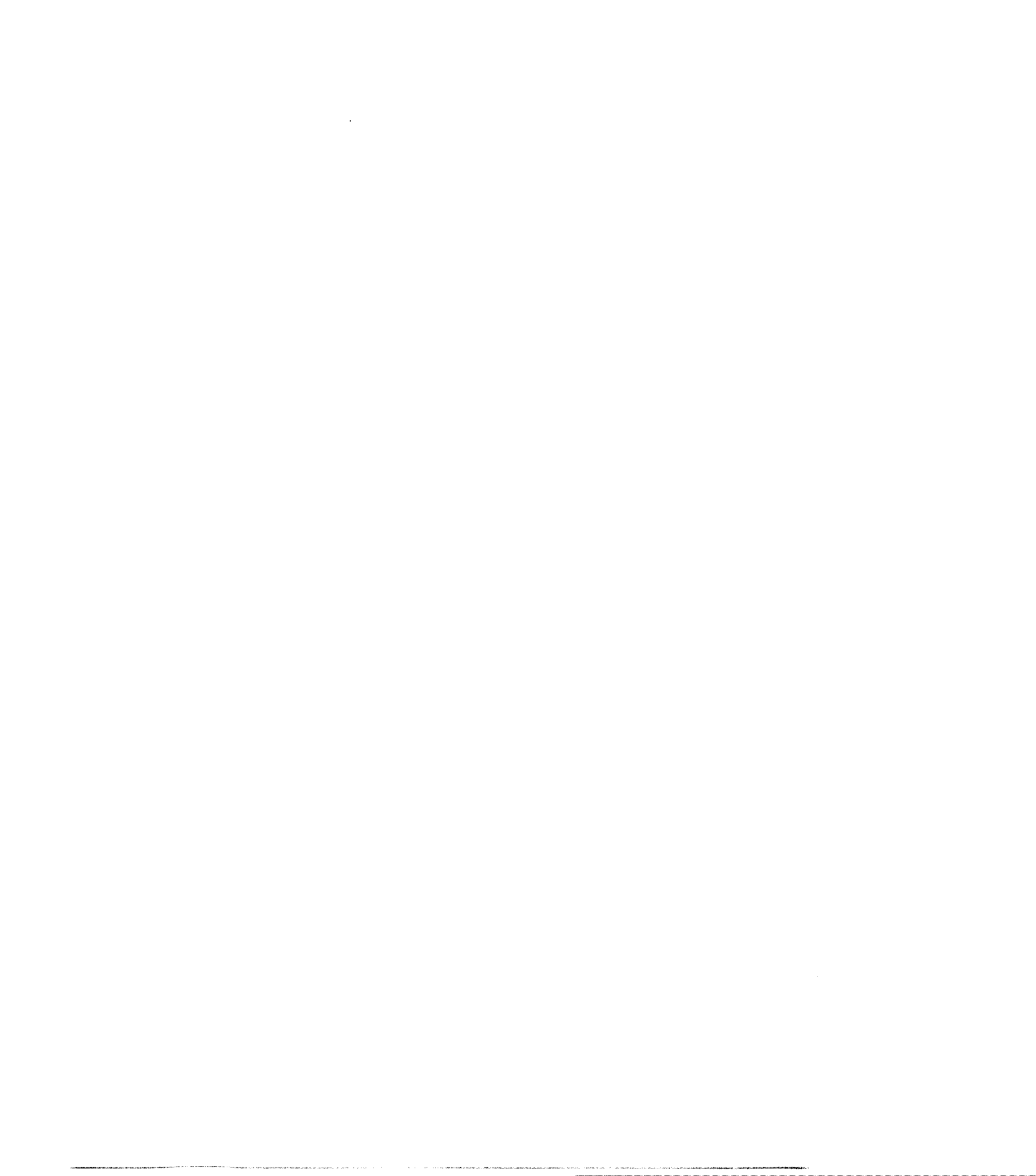
RAPPORT GÉOLOGIQUE 119

# RÉGION D'INUSSUAQ-POINTE NORMAND

NOUVEAU-QUÉBEC

par  
S.M. Lee

QUÉBEC  
1965



REGION D'INUSSUAQ - POINTE NORMAND

NOUVEAU-QUEBEC

par

S.M. Lee\*

---

INTRODUCTION

Aperçu général

La géologie précambrienne de la région d'Inussuaq - Pointe Normand est très complexe. Cette étude nous fut suggérée par le professeur E.H. Kranck de l'université McGill, Montréal, qui avait visité la région durant l'été de 1947 au cours d'un voyage de recherches le long des côtes est des baies d'Hudson et James.

Nous avons effectué le travail sur le terrain au cours des étés de 1959 et de 1960. Le travail fut supporté financièrement par McGill Carnegie Arctic Institute en 1959 et continué en 1960 grâce à l'assistance du ministère des Mines de Québec (depuis le 1er avril 1961, le ministère des Richesses naturelles). Les résultats du levé servirent de base à notre thèse de doctorat (Ph.D.) présentée en 1962 à l'université McGill, Montréal. Ce rapport est une version légèrement condensée et éditée de la thèse.

La région étudiée couvre une superficie d'environ 480 milles carrés de la zone côtière et des îles riveraines. (Hopewell). La zone côtière appartient à la province de Québec et les îles se rattachent au district de Keewatin des Territoires du Nord-Ouest. Afin de donner une meilleure description d'ensemble, la géologie des îles est incluse dans ce rapport.

---

\* Traduit de l'anglais

### Situation et moyens d'accès

La région se situe sur la côte est de la baie d'Hudson entre l'île Harrison au nord et Pointe Normand au sud. Inussuaq (Port Harrison) est dans l'extrême nord-ouest. Le territoire s'étend de ce point à 38 milles au sud-est le long de la côte et de 5 à 14 milles vers l'intérieur des terres, il est limité par les latitudes 58°05' et 58°27' et les longitudes 77°22' et 78°10'.

On peut se rendre dans la région par air et par eau. Inussuaq, la seule base d'hydravions est respectivement à environ 220 et 600 milles des bases de Poste de la Baleine, Québec, et Moosonee, Ontario. Nordair Limited a deux envolées par semaine entre Val-d'Or, Québec et Poste à la Baleine. De là, on peut atteindre Inussuaq en nolisant des hydravions qui sont disponibles tout au long de l'année. Pendant l'été, Austin Air Lines maintient un service bi-hebdomadaire entre Moosonee et Inussuaq. Les bateaux du ministère fédéral des Transports et de la Hudson's Bay Company s'arrêtent à Inussuaq quelques fois durant l'été.

### Travaux antérieurs

Les notes des agents de commerce de la Hudson's Bay Limited, décrivant les traits topographiques le long de la côte est de la baie d'Hudson, furent les premiers levés topographiques faits dans ce district. La plupart de ces observations provenaient de W. Coates qui, de 1727 à 1751, fut capitaine sur un des bateaux de la compagnie.

Autour de 1860, un certain M. Anderson fit un voyage en canot depuis le Poste de la Baleine jusqu'à la baie de Mosquito (juste au sud du cap Smith) pour étudier la pêche aux marsouins dans les rivières. Son manuscrit, un excellent journal de marche, et une copie de sa carte sont conservés au poste de la Hudson's Bay Limited au Poste de la Baleine.

Pendant l'été de 1877, Robert Bell explora la côte est de la baie d'Hudson vers le nord jusqu'au promontoire Portland. Il dressa une carte à quatre milles au pouce de la côte entre la rivière de la Grande Baleine et le promontoire Portland. Bell (1879) a décrit la géologie des îles Hopewell.

Au cours des étés de 1898 et de 1899, A.P. Low et son assistant, G.A. Young, explorèrent la côte est de la baie d'Hudson depuis le cap Wolstenholme dans le détroit d'Hudson vers le sud jusqu'à l'embouchure de la rivière de Rupert dans la partie sud de la baie James. Ils firent d'excellentes observations sur la physiographie et la géologie, dont la description des roches de la passe Hopewell et de la pointe Normand (Low, 1902).

Nous devons des observations et des études plus récentes à E.H. Kranck (1951) qui fit un voyage à l'été de 1947, le long des côtes des baies d'Hudson et James jusqu'au promontoire Portland au nord. A la suite de son étude pétrologique des roches archéennes et de ses recherches sur la géomorphologie le long de la côte, il suggéra qu'on procède à une étude détaillée de la région.

#### Méthode de cartographie

Nous avons préparé une carte topographique à l'échelle de 0.7 mille au pouce à partir des photographies aériennes à même échelle de l'Aviation Royale Canadienne. Nous avons corrigé la distorsion des photographies par une mise en plan sur lignes radiales et avons fait faire le tracé à l'aide du sketch-master.

Le levé géologique s'effectua par itinéraires systématiques espacés d'environ un mille. Dans un secteur, de la partie centrale occupé par des roches sédimentaires et volcaniques métamorphisées, nous avons fait des cheminements plus rapprochés, à intervalles d'un quart de mille. Nous avons projeté ces cheminements perpendiculairement à la direction générale régionale en nous guidant sur les traits linéaires visibles sur les photographies aériennes.

Nous avons effectué nos cheminements au pas et à la boussole et suivi un parcours en zigzag afin d'étudier les principaux affleurements relevés de chaque côté de l'itinéraire proposé. La végétation étant très rare, nous avons pu localiser d'une manière précise les affleurements visibles sur les photographies aériennes.

Nos observations sur le terrain furent immédiatement mises en plan sur un papier d'acétate superposé aux photographies et, plus tard, transférées sur la carte de fond. La cartographie détaillée à l'échelle de quatre pieds au pouce couvre un secteur de 2,200 pieds carrés au centre de la région côtière (Carte No 1554, en pochette). L'arpentage qui servit de contrôle à notre travail fut un quadrillé établi à la chaîne et à la boussole.

#### Méthodes des analyses pétrographiques et chimiques

Nous avons étudié plus de 150 lames minces des roches de la région. Quelques-unes proviennent d'échantillons caractéristiques des principaux types et d'autres de roches qui présentaient un intérêt pétrographique particulier. Plusieurs lames minces représentent des séries d'échantillons collectionnés pour étudier les variations minéralogiques et texturales entre, ou dans les différentes unités.

Nous avons fait les déterminations quantitatives de la composition minéralogique (analyse modale) des roches à l'aide de l'analyse

micrométrique (méthode de Rosiwal). Pour les rendre représentatifs, nous avons basé nos résultats sur environ 1,000 points par lame mince et sur la moyenne de plusieurs échantillons des mêmes roches.

La teneur en anorthite (An) du plagioclase fut déterminée à l'aide de la platine universelle, en mesurant les angles d'extinction des sections normales à O10. Nous avons étudié plusieurs lames minces de chaque type de roche représentatif et pris une douzaine de mesures sur chacune. Lorsque d'autres déterminations s'imposaient, nous avons employé la méthode de Federov.

Nous avons fait effectuer douze analyses chimiques de minéraux par voie humide: six analyses complètes de la hornblende, de la biotite et du grenat des schistes et des gneiss; une de la hornblende du gabbro amphibolitique et cinq analyses partielles des biotites provenant des roches granitiques.

Les minéraux soumis à l'analyse furent extraits au séparateur Franz après broyage à 60 - 100 mailles. Une partie de la biotite pouvait être séparée de la hornblende par vibration sur une feuille de papier à cause de ses propriétés électrostatiques marquées. Quand il était nécessaire d'obtenir une meilleure séparation, nous la faisons à l'aide des liquides lourds. Pour le processus final, les grains contenant plus d'un minéral furent éliminés à la main.

Nous avons mesuré les indices de réfraction des minéraux des roches par la méthode d'immersion. Nous avons utilisé le réfractomètre Abbe pour vérifier et déterminer les indices des huiles qui ont servi pour les mesures précises.

Nous avons étudié les propriétés optiques des minéraux des lames minces par les méthodes habituelles de pétrographie et utilisé le compensateur Berek pour mesurer la biréfringence des minéraux.

Nous avons calculé la composition chimique de dix variétés de roches à partir de la composition minérale quantitative (modale) et des déterminations de poids obtenus par les analyses chimiques des minéraux, principalement des biotites et des hornblendes. Nous avons apporté une attention particulière aux roches migmatitiques de composition très hétérogène. Trois analyses chimiques complètes des roches nous servirent à comparer nos résultats.

#### Remerciements

Nous désirons exprimer toute notre gratitude au professeur E.H. Kranck de l'université McGill qui nous guida dans l'étude des problèmes

géologiques de la région et nous aida de ses conseils et de ses critiques constructives. Nous sommes reconnaissants au professeur P.R. Eakins de ses suggestions sur la présentation de la thèse. Nous remercions le professeur J.E. Gill de ses conseils durant l'organisation du projet, le professeur J.A. Elson d'avoir lu le chapitre sur la géomorphologie et aussi les autres professeurs de l'université McGill pour l'intérêt qu'ils nous ont montré et leur aide.

Nous remercions le McGill Carnegie Arctic Institute de la subvention accordée pour le travail sur le terrain en 1959.

Nous tenons aussi à remercier un ancien confrère d'université, Jyong Hwan Lee, directeur du Laboratoire de minéralogie, des Levés géologiques de la Corée du Sud qui a fait 7 analyses de minéraux et 5 analyses partielles.

Nous avons apprécié l'aide de Wilfrid Perron de l'université de Montréal et Edmund Fry de l'université McGill qui étaient en 1950, nos aides-étudiants, et les services d'Alfred Marcotte, notre cuisinier.

## GEOMORPHOLOGIE

### Topographie

Le territoire comprend les divisions géomorphologiques suivantes (fig. 1):

- 1) les hautes terres du nord-ouest
- 2) les hautes terres du sud-est
- 3) les basses terres du centre
- 4) la plaine côtière
- 5) les îles riveraines

La région a, dans son ensemble, l'aspect d'une demie soucoupe. Elle est limitée au sud-ouest par une étroite plaine côtière et un archipel (Hopewell) parallèle à la rive.

Les hautes terres du nord-ouest commencent à environ cinq milles au sud-est de l'embouchure de la rivière Kongut et s'étendent au nord-ouest jusqu'à Inussuaq. Le point culminant a 540 pieds et l'altitude varie entre 400 et 500 pieds.

Les hautes terres du sud-est prennent naissance à l'est de la rivière Dusiurac et se prolongent vers le sud-est hors de la région. Presque toutes les collines s'élèvent à plus de 600 pieds au-dessus du niveau de la mer, et l'une d'elle atteint 850 pieds. Les rivières Kongut et Dusiurac découpent respectivement les hautes terres du nord-ouest et du



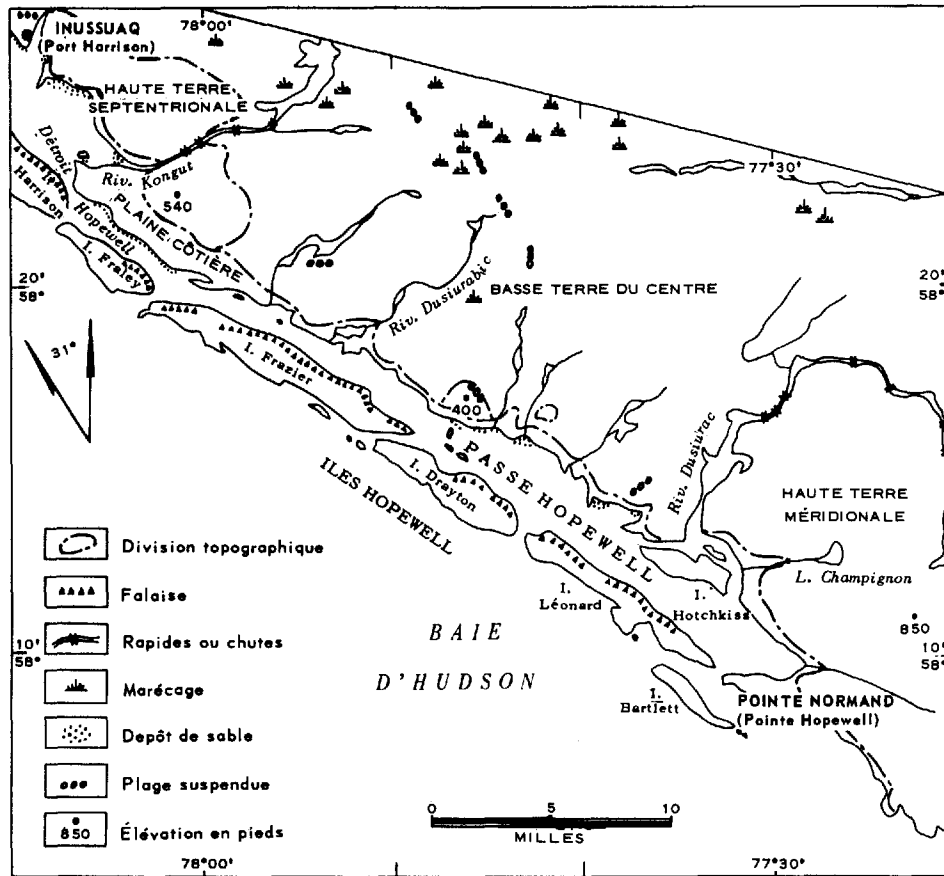


Figure 1

M.R.N.Q. 1964 B-834

ESQUISSE DE LA PHYSIOGRAPHIE DE LA REGION DE  
INUSSUAQ-POINTE NORMAND

sud-est et coulent dans des vallées aux flancs abrupts. Ces rivières qui dévalent leurs cours supérieurs en chutes et en rapides se terminent en méandres dans les terres basses. Des collines bien découpées s'alignent vers le sud-ouest et meurent sur la côte.

Les basses terres du centre occupent près des trois quarts du territoire et consistent en une plaine ondulée dans laquelle l'altitude varie entre 100 et 200 pieds. Cependant, au centre même de ces basses terres, des gneiss et des schistes plus résistants surplombent les roches granitiques adjacentes et atteignent une altitude maximum de 400 pieds près de l'anse au Marsouin.

La plaine côtière est sinueuse, elle s'étend sur une largeur de quelques centaines de pieds à plusieurs milles (Planche 1-A); étroite à ses extrémités nord-ouest et sud-est, elle s'élargit dans la partie centrale. Dans cette plaine, on observe principalement des dépôts fluvio-glaciaires, dont du sable et de l'argile de délavage avec, par endroits, de petites moraines et du remplissage de fractures. Des grands dépôts de sable de délavage se trouvent le long des anciens cours des rivières et sont découpés par endroits le long de la côte par des ruisseaux récents. Les dépôts récents d'alluvions sont peu importants exception faite de la couche mince de sable apportée par l'action des vagues sur la rive.

Les îles côtières (Planche 1-A) font partie de l'extrémité sud de la guirlande de Hopewell. Six îles principales, dont la plus grande couvre une étendue de neuf milles de longueur, un mille et demi de largeur et plusieurs petites forment une chaîne parallèle à la côte à quatre milles des terres. Ces îles sont bordées par des falaises ou des pentes abruptes du côté nord-est et par une légère pente d'environ 5 degrés du côté de la baie d'Hudson. L'altitude varie de quelques dizaines de pieds à plus de 300 pieds.

Les îles sont coiffées d'une couche de basalte à diaclases polygonales (Planche I B), de 10 à 50 pieds d'épaisseur qui donnent une surface plane découpée ici et là par des vallons peu profonds et des gorges. Nombre de blocs erratiques, principalement de granite, gisent sur cette surface rocheuse.

En général, la topographie de la région est influencée par la lithologie et la structure du sous-sol. Plus résistantes, les roches hybrides, qui contiennent beaucoup de matériel gabbroïque, forment des altitudes supérieures dans le sud-est et le nord-ouest que les roches granitiques du centre.

### Rivages et plages soulevées

Le rivage irrégulier actuel qui se découpe sur 67 milles de côte ne représente pas plus de 38 milles en ligne droite.

D'abondantes plages soulevées se formèrent au cours du soulèvement post-glaciaire. Dans toute la partie du territoire située sur la terre ferme, des terrasses recouvertes de blocs et de sable se sont déposées dans des cavités creusées ou sur les falaises aux élévations de plusieurs dizaines de pieds à 375 pieds au-dessus du niveau de la mer. Plusieurs terrasses de blocs reposent directement sur le roc marqué par l'action abrasive des vagues. Un bel exemple de ces terrasses décrit par Kranck (1951), se présente derrière le poste de télégraphie sans fil d'Inussuaq.

Trois périodes au moins, du retrait de la mer, se distinguent sur les îles côtières. Sur l'île Drayton, deux banquettes sont situées à 8 pieds et à 28 pieds au-dessus du niveau de la mer (Pl. IIA; fig. 2). La banquette inférieure est découpée dans un filon-couche de diabase tandis que la banquette supérieure est creusée dans le schiste ardoisier coiffé de basalte à diaclases polygonales plus résistant. Sur l'île Harrison, une banquette aux cavités dues à l'érosion des vagues se trouve à environ 100 pieds au-dessus du niveau de la mer.

Les plages soulevées de blocs et les banquettes de différentes élévations montrent que le soulèvement de la région se fit en plusieurs étapes durant la période post-glaciaire.

### Hydrographie

Presque tous les cours d'eau du territoire coulent vers le sud dans la baie d'Hudson. La configuration du drainage est presque partout imposée par les dépressions des failles, les diaclases ou autres phénomènes structuraux. La rivière Kongut se dirige vers l'ouest et suit une faille. La rivière Dusiurabic au centre de la région obéit de près à la direction générale de la structure du roc.

Les basses terres du centre sont caractérisées par un réseau hydrographique en treillis. Sur la plaine côtière, les cours d'eau ont des affluents plus irréguliers et forment un réseau presque dendritique. A l'intérieur, là où les marécages et les marais sont nombreux, le drainage est mal défini.

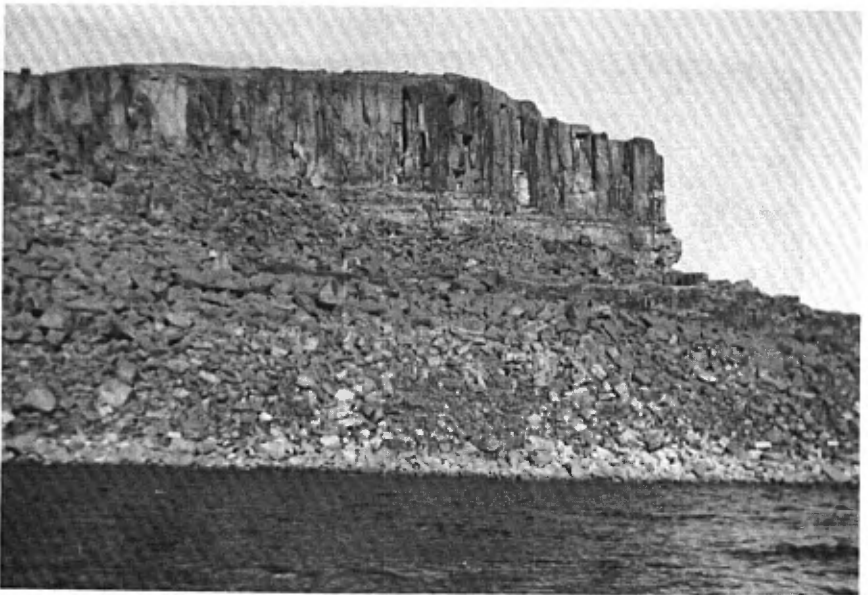
### Végétation

La région se situe le long de la bordure sud de la toundra et la végétation consiste principalement en herbacées arctiques. Dans la

Planche I



A- Plaine côtière et îles riveraines à cinq milles au sud de l'anse au Marsouin. Bancs de sable le long de la côte.



B- Basalte à diaclases polygonales recouvrant un talus rocheux sur l'île Frazier.

Planche II



A- Banquette supérieure et falaise sur l'île Drayton. Le creusement s'est fait dans le schiste ardoisier au-dessous de basalte à diaclases polygonales plus résistant.



B- Surface rocheuse striée sur le côté amont d'un attleurement de granite à microcline dans la partie centrale de la région.

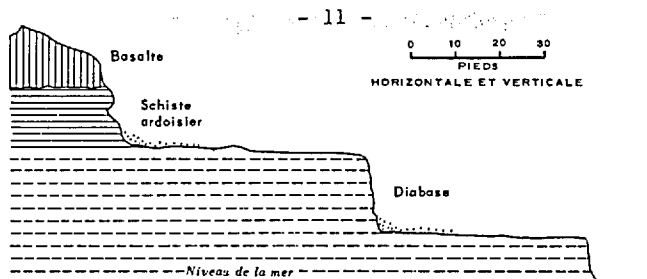


Figure 2

BANQUETTES DUES À L'ACTION DES VAGUES, ILE DRAYTON

M.R.N.Q. 1964 B-834

partie sud-est et seulement dans les parties plus humides, comme le long des rivières et des lacs, on rencontre quelques variétés de saules et de bouleaux rabougris de moins de cinq pieds de hauteur.

Action du gel

Il n'y a pas autant de pergélisol que dans les véritables régions arctiques; dans la partie nord, on le trouve à une profondeur d'environ cinq pieds.

Les sols polygonaux sont très abondants dans la région. Les plus grandes structures atteignent sept pieds de diamètre, mais la plupart sont plus petites. Les polygones sont constitués d'un matériel fin au centre entouré de fragments grossiers allant jusqu'à plusieurs pouces de diamètre. Nous les avons vus surtout en terrains presque plats ou sur les légères pentes des affleurements faisant face au sud, plus fréquemment affectés par la gélifraction et qui se prêtent mieux à leur formation.

L'action du gel est très marquée, il constitue l'agent destructeur le plus effectif sur le sous-sol rocheux de la région. De nombreux talus qui se présentent dans les hautes terres du sud-est et du nord-ouest recouvrent aussi presque toutes les parties inférieures des pentes sur les îles Hopewell (Pl. IB). Nous avons observé des blocs impressionnants soulevés par le gel. Dans le centre du territoire, à quelques milles au nord de l'anse au Marsouin, des blocs de schiste soulevés forment un mur vertical d'environ 50 pieds de longueur, plusieurs pieds de hauteur et quelques pieds d'épaisseur (Pl. XVA).

Glaciation

Au cours de l'époque pléistocène, la nappe glaciaire emporta le matériel non-consolidé sur le roc, tailla les collines et creusa les vallées pré-glaciaires. De nombreuses stries et cannelures pouvant avoir quelques pouces de profondeur (Pl. IIB) témoignent de la direction principale

ENE à WSW. de la nappe (fig. 3). Plusieurs groupes de roches moutonnées ont un profil amont et aval qui confirme la direction des glaces. L'abrasion et l'arrachement furent plus efficaces dans les secteurs occupés par des roches moins résistantes, surtout celles qui étaient fracturées ou diaclasées. Ainsi, le terrain granitique du centre fut plus fortement affecté que les terres hautes du nord-ouest et du sud-est qui renferment une quantité considérable de roches gabbroïques.

Les matériaux arrachés par les glaciers se déposèrent dans les bassins, les lits des rivières et les autres terrains bas. Les basses terres du centre et la plaine côtière sont maintenant recouvertes de grandes étendues de dépôts fluvio-glaciaires et de till.

### Till

Les dépôts de till ne se trouvent généralement que dans les anciens lits des rivières, principalement dans les basses terres du centre. Les plus épais se situent près de l'embouchure de la rivière Kongut à quatre milles à l'est de l'anse au Marsouin et aussi à l'est du lac Champignon où le till atteint cent pieds d'épaisseur (fig. 3). Ce till se compose de blocs, de galets et de cailloux accompagnés de sable, de silt et d'argile. Les plus gros fragments consistent principalement en granite, schiste, gneiss et roches basiques qui apparaissent tous dans le sous-sol de la région. Nous avons aussi observé de rares galets ou cailloux bien arrondis de quartzite ou d'autres roches sédimentaires de provenance plus éloignée.

### Dépôts fluvio-glaciaires

Le sable et le gravier de délavage déposés en éventail en front du glacier abondent dans la plaine côtière. Plusieurs de ces dépôts qui sont soit du remplissage de crevasses ou des parties d'une moraine terminale forment des crêtes alignées et isolées; on les rencontre dans les basses terres et jusqu'à dix milles de la côte (fig. 3). Elles vont de quelques centaines de pieds à un mille de longueur, de 50 à 70 pieds de largeur et peuvent atteindre 50 pieds de hauteur. En général, ces dépôts consistent en matériaux mal classés. La direction générale nord-ouest recoupe celle de l'écoulement des glaces.

## GEOLOGIE DU ROC

### Aperçu général

Les affleurements de la roche de fond représentent près de la moitié de la surface de notre région et appartiennent tous au Précambrien. Un complexe de schistes, de gneiss et de roches granitiques du Précambrien inférieur (Archéen) occupe la partie continentale. Des roches sédimentaires

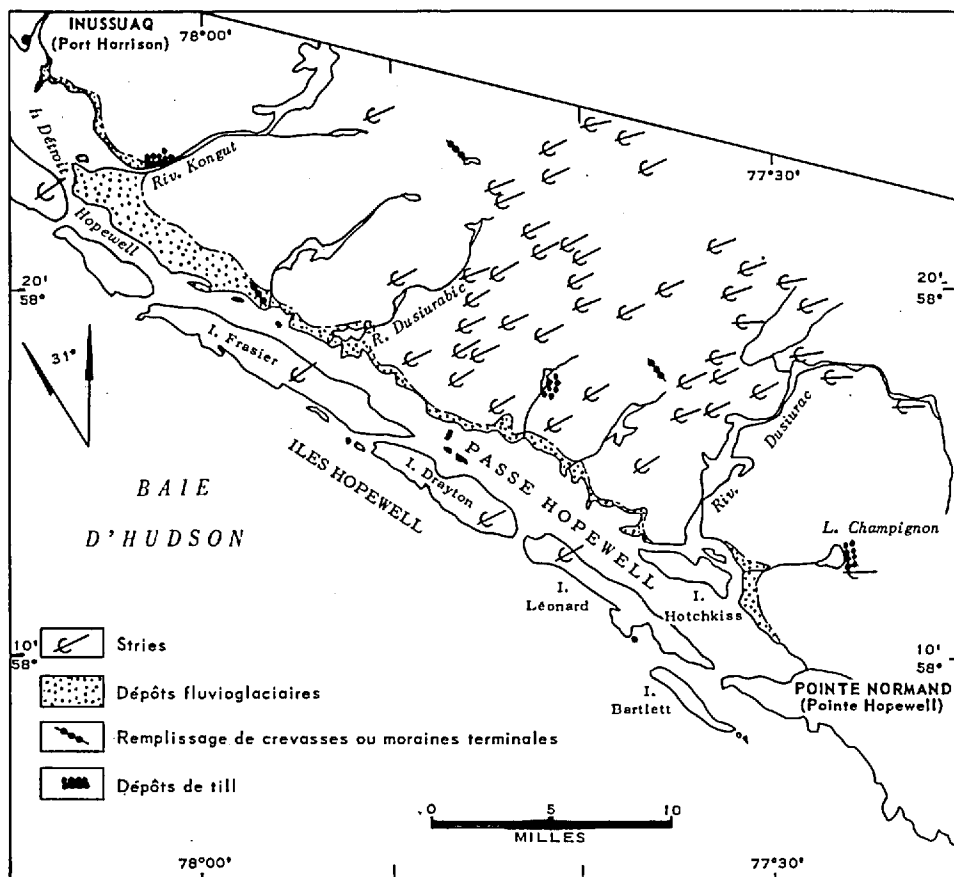


Figure 3

CARTE SCHÉMATIQUE DE LA GÉOLOGIE GLACIAIRE DE LA RÉGION DE  
INUSSUAQ-POINTE NORMAND



et volcaniques à faible pendage du Précambrien supérieur (Protérozoïque) couvrent les îles côtières.

Les roches sédimentaires et volcaniques métamorphisées (anciennes roches supracorticales) sont les plus anciennes, comme l'indiquent les enclaves et les relations d'âges. Des intrusions plus récentes les envahirent en trois stades: d'abord un groupe basique, puis des granites et des roches associées et enfin des dykes et des filons de quartz tardifs. Quelques-unes des roches granitiques recourent les anciennes roches supracorticales et des enclaves et reliquats granitisés de ces dernières gisent dans les masses intrusives (Pl IXA). Par conséquent, les masses granitiques sont, au moins partiellement, composées de matériel dérivé des anciennes roches supracorticales. Le soubassement sur lequel ces roches se sont déposées a, semble-t-il, été détruit par la granitisation.

Les roches granitiques de la région montrent un passage graduel du granite homogène à microcline au granite et au gneiss migmatitiques et finalement à la roche de fond. Les vestiges et les enclaves de la roche de fond dans ces masses granitiques peuvent se suivre depuis le matériel granitique assimilé, et plus ou moins homogène jusqu'aux roches hybrides contaminées et enfin aux anciennes roches supracorticales qui recèlent une petite quantité de matériel granitique. La figure 7 donne un schéma des variations graduelles de composition.

Plusieurs dykes de lamprophyre diabasique, de pegmatite et d'aplite et des filons de quartz moins importants recourent les roches granitiques et les anciennes roches supracorticales. Ils représentent, croyons-nous, les plus récentes roches intrusives de l'Archéen.

Des roches sédimentaires et volcaniques bien litées et peu inclinées, notamment des lits de basalte, de schiste ardoisier, de diabase, de grès quartzique, de quartzite ainsi que de petites quantités de chert calcaireux et de roches ferriques, forment la chaîne des îles côtières. D'après certains indices en dehors de la région, ces roches semblent appartenir au Protérozoïque. Elles reposent en discordance sur le complexe archéen. Nous parlerons des relations détaillées du contact au chapitre de la tectonique.

La séquence des types de roche présentée ci-dessus apparaît au tableau des formations.

Tableau 1. - Tableau des formations

Age	Evénement	Types de roche ou de dépôt
Pleistocène et Récent	Dégradation, glaciation, déposition	Dépôts morainiques et fluviaux
Protérozoïque	Grande discordance	
	Milieu néritique de sédimentation et de volcanisme	Basalte et diabase Schiste ardoisier Grès quartzique Chert calcareux Roche ferrique Quartzite
Archéen	Discordance	
	Intrusions tardives	Dykes de pegmatite et d'aplite Filons de quartz Dykes de lamprophyre diabasique
	Contact intrusif	
	Principales intrusions de roches granitiques et migmatisation	Granite rose à microcline Granite migmatitique vert moucheté rose Granodiorite migmatitique verte Granite gneissique migmatitique gris, à biotite et oligoclase Gneiss gris granitique et migmatitique
	Contact graduel	
	Intrusions anciennes	Gabbro amphibolitique, pyroxénite, dunite serpentinisée, harzburgite serpentinisée, serpentinite roche à stéatite
	Contact intrusif	
	Sédimentation et volcanisme	Gneiss à hornblende et biotite Schiste à hornblende Amphibolite Roche ferrique. Quartzite Schiste à actinote Schiste à biotite et grenat

## Complexe archéen

### Dérivés métamorphiques des anciennes roches supracorticales

#### Aperçu général

Les anciennes roches supracorticales consistent en lits de composition variable de gneiss à hornblende et biotite, de schiste à hornblende, d'amphibolite, de roche ferrique, de quartzite, de schiste à actinote et de schiste à biotite et grenat. Dans la partie centrale de la région, ces roches sont bien litées et forment un synclinal complexe. Les lits varient de quelques pieds à plusieurs centaines de pieds en épaisseur et peuvent être suivis le long de la direction du complexe synclinal, sauf au centre même de la structure où certains d'entre eux se coincent et disparaissent sur le flanc d'un pli. Ils s'épaississent dans la charnière et s'amenuisent sur les flancs de la structure.

Ces roches forment aussi des petits amas dans les parties nord-ouest et sud-est et consistent principalement en schiste à hornblende et gneiss à biotite et hornblende étroitement associés. Les anciennes roches supracorticales de ces secteurs se montrent en structures isolées et discontinues, surtout en synclinaux et s'entourent de granites et de roches apparentées. Les anciennes roches supracorticales couvrent environ un cinquième de l'Archéen, et le reste est constitué de matériel granitique. Les contacts entre les premières et les deuxièmes sont graduels et l'on peut reconnaître les types de roches de la zone de transition entre les anciennes roches supracorticales et le granite homogène, en passant par les migmatites.

Les intrusions de magma granitique ont causé des changements lithologiques importants. Le principal est la proportion accrue des feldspaths potassiques et du quartz et un appauvrissement des minéraux ferromagnésiens. Les roches supracorticales les moins affectées se composent de fortes quantités de minéraux ferromagnésiens, tandis que les roches granitiques renferment surtout du quartz et du feldspath qui ont partiellement remplacé les anciens minéraux.

Les changements de texture sont aussi visibles. Les anciennes roches supracorticales se sont recristallisées et sont devenues plus grossièrement grenues. Elles sont caractérisées par des assemblages finement grenus, bien foliés et relativement homogènes.

Le litage, ainsi que la présence de quartzite, nous indiquent l'origine sédimentaire de ces anciennes roches supracorticales. D'après les compositions minéralogiques et chimiques, l'amphibolite, le gneiss à hornblende et biotite et le schiste à hornblende seraient d'origine volcanique. Nous étudions en détail leur origine dans le chapitre qui traite du métamorphisme.

Nous décrivons les anciennes roches supracorticales par ordre d'âge décroissant, en présumant que les roches les plus anciennes reposent directement sur le granite.

#### Gneiss à hornblende et biotite

Le gneiss à hornblende et biotite (Pl. III) se présente dans la zone de transition entre les anciennes roches supracorticales et les roches granitiques. Il passe graduellement au granite gneissique près du contact avec le granite et, de l'autre côté, au schiste à hornblende. Souvent, les gneiss à hornblende et biotite s'associent étroitement aux schistes à hornblende et ne peuvent être cartographiés séparément dans plusieurs secteurs du territoire. A ces endroits, nous les avons groupés en une unité générale de "gneiss et de schistes à hornblende".

Nous groupons les gneiss à hornblende et biotite avec les anciennes roches supracorticales parce qu'ils s'en approchent beaucoup par leur composition et qu'ils forment ensemble des complexes synclinaux.

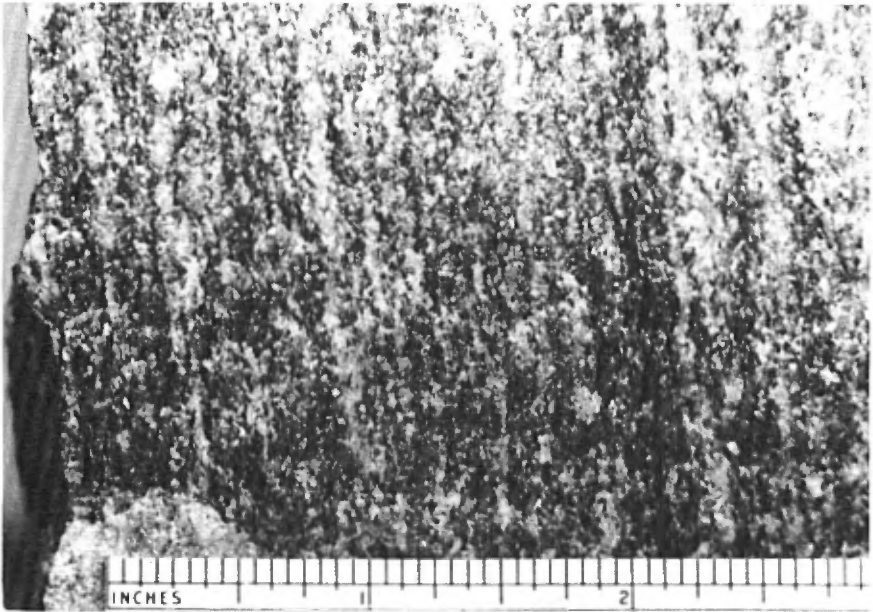
Les gneiss à hornblende et biotite ainsi que le schiste à hornblende constituent la presque totalité des anciennes roches supracorticales et se présentent principalement dans la partie centrale de la région. Des masses plus petites de ces roches affleurent aussi près de l'île Hotchkiss, à l'est du lac Digit et près de la rivière Gogabic.

Le gneiss à hornblende est gris pâle ou moyen selon la quantité de minéraux mafiques et s'altère en brun ou gris foncé. Il est à grain moyen, équigranulaire et possède un litage distinct, de 0.1 mm à quelques millimètres d'épaisseur, formé de couches alternées de quartz et de feldspath et de minéraux mafiques.

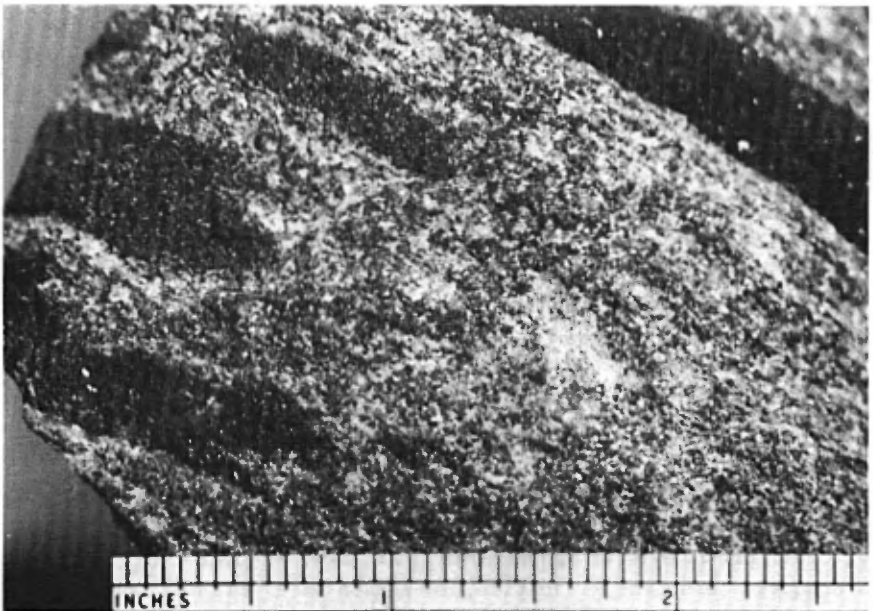
Par endroits, de nombreux grains parallèles de biotite et de hornblende rendent la roche légèrement schisteuse; cependant la texture granoblastique est plus fréquente. Au microscope, les prismes de hornblende et les feuilletés de biotite montrent un bon alignement et s'insèrent dans une matrice équigranulaire de grains de feldspath et de quartz (Pl. IVA). Les grains de hornblende et de biotite sont généralement d'une taille uniforme qui ne dépasse pas celle des autres minéraux de la roche. Ils sont rarement en poeciloblastes enrobant les grands cristaux de feldspath.

La composition moyenne des gneiss à hornblende et biotite est: quartz, 27 pour cent; plagioclase, 29 pour cent; feldspath potassique, 15 pour cent; hornblende, 10 pour cent et biotite, 17 pour cent. Les substances opaques, le sphène, l'apatite, le zircon et l'allanite sont les minéraux accessoires. La saussurite et la myrmékite se trouvent en petites quantités.

Planche III



A- Gneiss à hornblende et biotite.



B- Gneiss à hornblende et biotite intercalé de lentilles de schiste à hornblende.

Les compositions modale et chimique de la roche sont données respectivement dans les tableaux Nos 9 et 23.

La composition du plagioclase va de An<sub>29</sub> à An<sub>32</sub>. Le feldspath est légèrement saussuritisé ou séricitisé. Une petite quantité de microcline frais et bien maclé remplace le plagioclase et remplit les interstices entre le quartz et le feldspath.

La hornblende a des prismes trapus d'une longueur moyenne de 0.5 mm. Elle est pléochroïque brun pâle à vert foncé. La biotite s'associe étroitement à la hornblende et l'a partiellement remplacée. Elle s'est formée en feuillets d'une longueur moyenne de 0.5 mm. Sa formule pléochroïque donne: X = jaune pâle; Y = brun foncé; et Z = brun foncé. La composition chimique et la formule de la biotite sont données dans le tableau No 2.

Tableau No 2

Analyse chimique de la biotite du gneiss à hornblende et biotite\*

	poinds %	Proportion mol.
SiO <sub>2</sub>	39.5	6583
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.7	1539
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.0	625
FeO	14.0	1944
CaO	1.53	273
MgO	10.7	2675
MnO	0.26	36
K <sub>2</sub> O	5.0	531
Na <sub>2</sub> O	0.5	80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	6
TiO <sub>2</sub>	2.9	412
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.73	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.35	1155

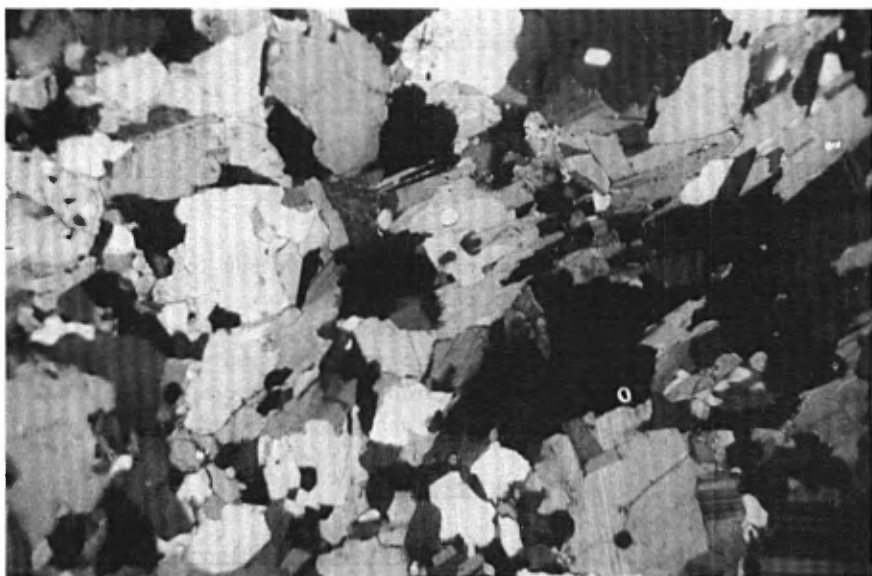
Formule\*\* : K(Mg<sub>1.10</sub>Fe<sub>0.81</sub>) (Al<sub>1.94</sub>Si<sub>2.69</sub>O<sub>11.76</sub>) (OH)<sub>0.94</sub>

Formule générale: K(Mg,Fe)<sub>3</sub>(AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>) (OH)<sub>2</sub>

\* Analyse du laboratoire minéralogique de Tacjon, Services géologiques, Corée du Sud.

\*\* Formule de la biotite du gneiss à hornblende et biotite de notre territoire.

## Planche IV



A- Microphotographie du gneiss à hornblende et biotite montrant la faible schistosité et les mosaïques de quartz et de feldspath équilibrées. Nicols croisés, X20.



B- Microphotographie du schiste à hornblende montrant l'orientation parallèle marquée de la hornblende et de la biotite. Nicol simple, X40.

### Schiste à hornblende

Le schiste à hornblende s'associe étroitement au gneiss à hornblende et biotite près du contact granitique. Ces deux roches constituent la majeure partie des anciennes roches supracorticales. Elles semblent avoir des relations génétiques communes et la même composition minéralogique, exception faite de la forte teneur en hornblende du schiste à hornblende

La roche est noire ou gris foncé et finement grenue et possède des couches alternées, distinctes et très minces de minéraux mafiques et leucocrates. Les couches mafiques consistent principalement en hornblende avec de petites quantités de biotite, tandis que les couches pâles renferment du quartz, du plagioclase et du feldspath. Les analyses modales de plusieurs échantillons de cette roche ont donné une composition minéralogique suivante: hornblende, 62 pour cent; biotite, 4 pour cent; quartz, 15 pour cent; plagioclase, 11 pour cent et feldspath potassique, 6 pour cent. Les substances opaques, l'épidote, le sphène et le zircon sont les minéraux accessoires.

Les compositions modale et chimique de la roche sont données respectivement dans les tableaux Nos 9 et 23.

La moyenne des grains de la roche est de 0.3 mm. En lames minces, les prismes de hornblende et les feuillets de biotite montrent un parallélisme distinct et s'alignent entre les grains de quartz et de feldspaths (Pl. IVB).

La composition du plagioclase varie de  $An_{37}$  à  $An_{39}$ . Les feldspaths s'altèrent faiblement en séricite ou en saussurite.

Les propriétés optiques de la hornblende et de la biotite du schiste à hornblende sont remarquablement semblables à celles des mêmes minéraux du gneiss à hornblende. Cependant, la composition du plagioclase de ces deux types de roche est différente: en moyenne  $An_{38}$  dans le schiste à hornblende et  $An_{31}$  dans le gneiss à hornblende et biotite.

Le tableau No 3 contient l'analyse chimique et la formule de la hornblende.



Tableau No 3

Analyse chimique de la hornblende du schiste à hornblende\*

	Poids %	Proportion mol.
SiO <sub>2</sub>	47.6	7933
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.62	745
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.7	293
FeO	11.4	1583
CaO	10.3	1839
MgO	13.5	3375
MnO	0.30	42
K <sub>2</sub> O	0.8	85
Na <sub>2</sub> O	1.1	177
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	14
TiO <sub>2</sub>	0.9	112
H <sub>2</sub> O+	0.11	
H <sub>2</sub> O-	0.22	183
Total	98.76	

Formule \*\* : Ca<sub>2</sub>Na<sub>0.56</sub> (Mg<sub>3.66</sub>Fe<sub>1.64</sub>Al<sub>0.32</sub>) (Al,Si<sub>4.31</sub>) O<sub>8.91</sub> 2(OH)<sub>0.36</sub>  
 Formule générale: Ca<sub>2</sub>Na<sub>0-1</sub>(Mg,Fe,Al)<sub>5</sub>(Al,Si)<sub>4</sub>O<sub>11</sub> 2(OH)<sub>2</sub>

L'apparence et la composition minéralogique à peu près identiques et l'étroite association du schiste à hornblende et du gneiss à hornblende et biotite de même que les propriétés optiques semblables des hornblendes et des biotites nous portent à croire que ces roches ont un lien génétique. La différence de composition entre les plagioclases peut s'expliquer par le remplacement du plagioclase moins calcique du gneiss à hornblende et biotite par un fluide sodique plus jeune provenant des intrusions granitiques voisines. Près de la source intrusive, le schiste à hornblende passe graduellement au gneiss à biotite et hornblende et finalement au granite gneissique.

Amphibolite

Les amphibolites viennent en deuxième place d'importance parmi les anciennes roches supracorticales. Elles affleurent en quatre bandes au moins dans le centre du secteur du synclinal. Ces bandes, d'une

\* Analyse du laboratoire minéralogique de Tacjon, Services géologiques, Corée du Sud.

\*\* Formule de la hornblende du schiste à hornblende de notre territoire.

largeur de quelques dizaines de pieds à 1,000 pieds et d'une longueur maximum de plus de deux milles le long de cette structure, disparaissent près de la charnière.

Deux bandes étroites d'amphibolite suivent l'attitude du bassin synclinal situé dans le prolongement est du pli complexe du centre du territoire. Elles affleurent sur une largeur de 50 pieds et sur une longueur maximum d'un mille.

Dans le bassin du lac Champignon dans la partie sud-est de la région, trois étroites bandes d'amphibolite s'insèrent dans le granite migmatitique vert moucheté rose. Elles ont de 50 à 80 pieds de largeur et un maximum de deux milles de longueur suivant la direction.

Les amphibolites se trouvent dans deux milieux différents; quelques-unes dans les anciennes roches supracorticales et les autres dans les roches granitiques.

Les amphibolites varient du gris moyen au gris foncé, suivant la quantité de hornblende. Le grain est moyen, équi-granulaire et varie de quelques dixièmes de millimètres à plusieurs millimètres. Sur le terrain, les amphibolites s'identifient facilement par leur apparence typique poivre et sel sur les surfaces altérées (Pl. VA) et leurs affleurements arrondis et unis.

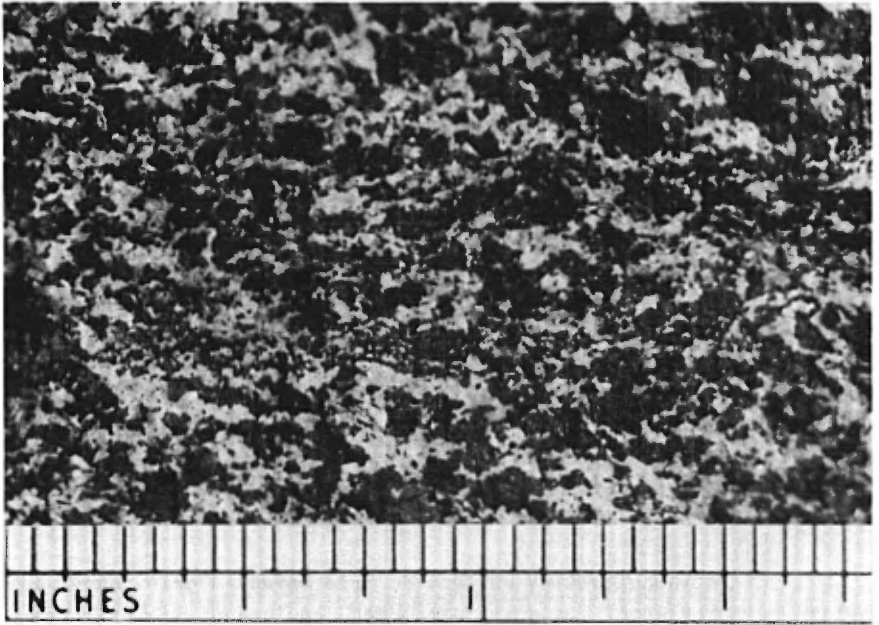
Les amphibolites sont massives, ce qui permet de les différencier facilement des schistes à hornblende. Au microscope, elles ont une texture holocristalline et les cristaux de hornblende se distribuent uniformément dans les sections. Des grains de plagioclase en lattes courtes occupent les interstices entre les grains trapus ou irréguliers de hornblende.

Les amphibolites ont la composition générale suivante: hornblende, 60 pour cent; plagioclase, 25 pour cent; avec des quantités faibles de quartz, (2 pour cent); feldspath potassique, (4 pour cent); reliquats d'hypersthène (1 pour cent); la saussurite est un minéral d'altération. Les minéraux accessoires sont la biotite, la chlorite, des substances opaques, la muscovite, l'épidote, le sphène, l'apatite, le zircon, des zéolites et l'antigorite.

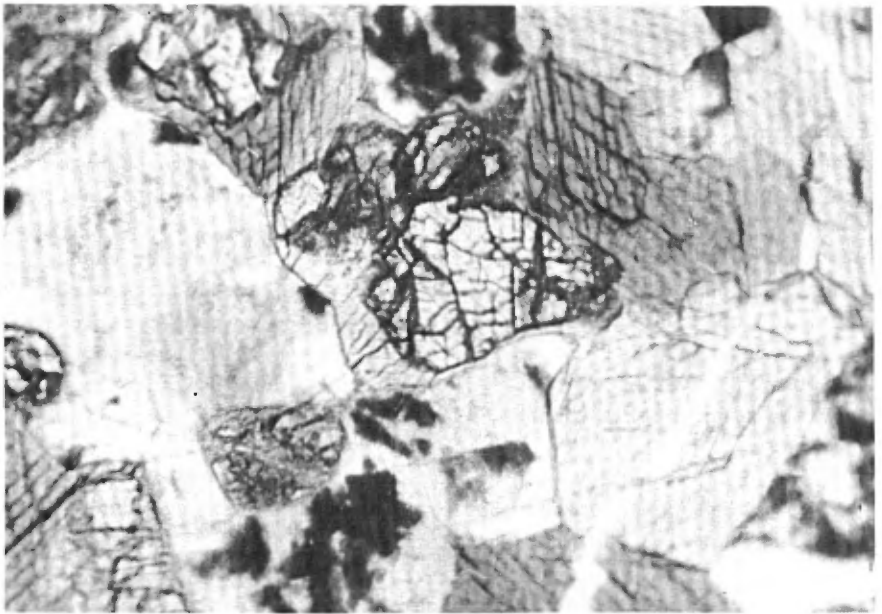
Les compositions modale et chimique de la roche sont présentées respectivement dans les tableaux Nos 9 et 23.

La composition du plagioclase varie de  $An_{37}$  à  $An_{40}$ , en moyenne  $An_{38}$ . Les feldspaths sont frais et sans impureté dans la plupart des sections. Cependant, dans les amphibolites des roches granitiques du district du lac Champignon, les feldspaths sont fortement altérés en saussurite et en séricite.

Planche V



A- Amphibolite massive illustrant l'aspect poivre et sel.



B- Microphotographie de l'amphibolite montrant des reliques d'hypersthène (centre) entourées de hornblende et altérées en antigorite le long des fractures. Nicol simple, X32.

Presque tous les grains de hornblende sont xénomorphes et moins souvent idiomorphes sans orientation préférentielle. Le minéral montre rarement du zonage. Sa formule pléochroïque est: X = vert jaunâtre; Y = jaune; et Z = brun.

Le tableau No 4 contient l'analyse chimique et la formule de la hornblende.

Tableau 4

Analyse chimique de la hornblende de l'amphibolite\*

	Poids %	Proportion mol.
SiO <sub>2</sub>	42.1	7016
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.11	893
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.75	421
FeO	14.2	1972
CaO	12.3	2196
MgO	10.5	2625
MnO	0.34	47
K <sub>2</sub> O	0.4	42
Na <sub>2</sub> O	0.8	129
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	13
TiO <sub>2</sub>	1.5	187
H <sub>2</sub> O+	0.04	
H <sub>2</sub> O-	0.22	44
Total	98.46	

Formule \*\* : Ca<sub>2</sub>Na<sub>0.31</sub>(Mg<sub>2.38</sub>Fe<sub>1.82</sub>Al<sub>0.56</sub>)(Al,Si<sub>3.19</sub>)O<sub>7.51</sub> 2(OH)<sub>0.04</sub>

Formule générale : Ca<sub>2</sub>Na<sub>0-1</sub>(Mg,Fe,Al)<sub>5</sub>(Al,Si)<sub>4</sub>O<sub>11</sub> 2(OH)<sub>2</sub>

\* Analyse du laboratoire minéralogique de Tacjon, Services géologiques, Corée du Sud.

\*\* Formule de la hornblende de l'amphibolite de la région.

On peut voir des reliquats d'hypersthène dans plusieurs lames minces et, parfois, ce minéral forme un noyau entouré de hornblende (Pl.VB). Elle constitue environ un pour cent de la roche. L'hypersthène est négatif et, jaune pâle et faiblement pléochroïque. Il est généralement en grains arrondis et s'altère en antigorite le long des fractures.

#### Roche ferrique

Deux bandes parallèles de roche ferrique magnétique se présentent parmi les amphibolites du bassin synclinal du centre de la région. Quelques îlots affleurent aussi parmi les gneiss et les schistes à hornblende du prolongement nord de cette structure synclinale.

La roche ferrique a la même direction que le flanc ouest du synclinal et s'incline de 40 à 50 degrés vers le sud-est. Elle disparaît dans la charnière du pli. A cause de sa résistance à l'érosion, elle surplombe les schistes adjacents, par endroits, sous forme de falaises de plusieurs dizaines de pieds de hauteur.

Les roches à magnétite sont vertes ou noir verdâtre, selon les proportions de magnétite et de minéraux verts de skarn, et s'altèrent en brun foncé ou en brun grisâtre. Elles sont rubanées à grain moyen ou grossier; le rubanement consiste en couches foncées, allant de 0.5 à 5 mm. d'épaisseur, qui sont riches en magnétite, alternées avec d'autres constituées de minéraux de skarn (Pl. VIA).

Nous avons examiné trois lames minces de roche ferrique, en plus d'étudier les minéraux extraits de la roche par la méthode d'immersion. Les assemblages minéralogiques contiennent:

- 1) Ferrohypersthène-hypersthène-hédénbergite-sidérophyllite-almandin-magnétite-quartz
- 2) Ferrohypersthène-cummingtonite-almandin-magnétite-quartz
- 3) Cummingtonite-hornblende-magnétite-quartz.

Nous donnons les propriétés optiques de ces minéraux dans le tableau No 5 et une analyse chimique des substances des couches riches en fer dans le tableau No 30.

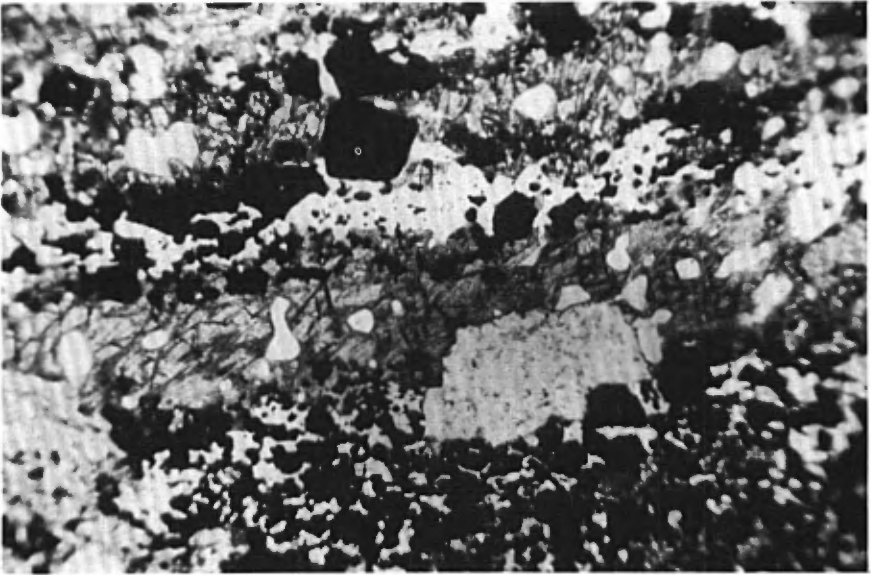
La composition minéralogique des roches à magnétite varie d'un endroit à l'autre de la façon suivante: magnétite 20-40 pour cent; minéraux de skarn incluant les amphiboles, le pyroxène et le grenat, 30-50 pour cent et le quartz, 20-40 pour cent. Les minéraux d'altération: l'épidote, la chlorite et le talc ne sont présents qu'en petites quantités.

Tableau No 5

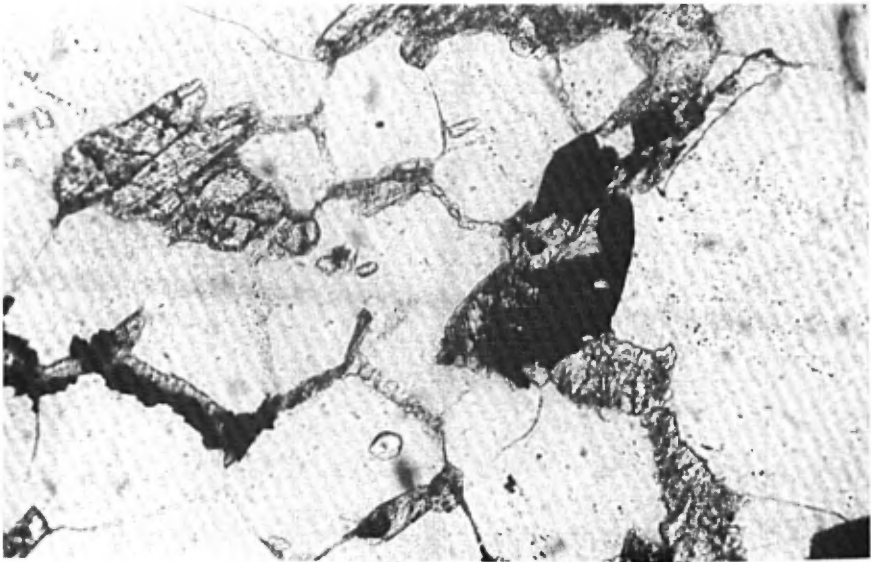
## Propriétés optiques des minéraux de la roche ferrugineuse

	1					2			3	
Minéral	ferro hypersthène	hypersthène	hédénbergite	sidérophylite	almandin	cummingtonite	ferro-hypersthène	almandin	cummingtonite	hornblende
Couleur	brun rougeâtre	vert	vert	noir	brun rougeâtre	jaune pâle	brun foncé	brun rougeâtre	vert pâle à vert brunâtre	vert bleuâtre foncé
Couleur en lame mince	vert pâle à brun pâle	vert pâle à jaune pâle	vert à jaune verdâtre	presque isotrope	rouge pâle	incoloré à jaune pâle	brun foncé à jaune foncé	rouge pâle	incoloré à jaune	vert foncé à brun
Pléo-chroïsme	faible	faible	faible	fort	isotrope	très faible	modéré	isotrope	faible	fort
X	brun pâle	jaune pâle	jaune verdâtre	brun foncé		incoloré	jaune foncé		incoloré	vert jaunâtre
Y	vert pâle	vert pâle	vert pâle	opaque		jaune pâle	brun foncé		jaune pâle	vert olive
Z	vert pâle	vert pâle	vert	opaque		jaune pâle	brun foncé		jaune pâle à brun pâle	vert foncé
Z/C	0°	0°	48°	X/C, 4°		20°-17°	0°		18°	15°
N <sub>x</sub>	1.715	1.703	1.731	1.645		1.637-1.648	1.725		1.637	1.661
N <sub>y</sub>	1.728	1.716	1.740	1.649	N= 1.825	1.648-1.660	1.739	N= 1.815	1.648	1.676
N <sub>z</sub>	1.730	1.718	1.755	1.649		1.669-1.679	1.742		1.669	1.683
N <sub>z</sub> -N <sub>x</sub>	0.015	0.015	0.024	0.005		0.032-0.031	0.017		0.032	0.022
2V	(-)47°	(-) 50°	(+) 60°	(-) petit		(+) 80°-83°	(-) 60°		(+) 80°	(-) 70°

Planche VI



A- Microphotographie d'une roche à magnétite. Elle se compose de bandes foncées riches en magnétite qui alternent avec des bandes de minéraux des skarns. Nicol simple, X32.



B- Microphotographie du quartzite qui affleure près de la formation de fer. Elle montre le grit quartzique partiellement cimenté par des silicates de fer secondaires. Nicol simple, X36.

La magnétite a des grains irréguliers et, moins souvent, des cristaux idiomorphes. Au microscope, elle est complètement opaque mais elle donne une couleur bleu acier en lumière réfléchi obliquement. La magnétite s'associe aux couches de quartz qui forment des mosaïques équi-granulaires. Le quartz remplit aussi les interstices entre les minéraux de skarn qu'il remplace en partie.

#### Quartzite

Une bande étroite de quartzite, courte et discontinue longe le flanc ouest du bassin synclinal du centre de la région. Elle repose en concordance le long du schiste à actinote et disparaît dans le nez de la structure synclinale. Son épaisseur moyenne est d'environ six pieds et sa longueur totale d'environ un mille.

En plus de cette bande, plusieurs lentilles de quartzite affleurent dans les anciennes roches supracorticales du centre du territoire. Elles ont de quelques pouces à plusieurs pieds d'épaisseur et une longueur maximum de 20 pieds. Ces lentilles sont trop petites et éparses pour être indiquées sur la carte géologique.

Presque tout le quartzite est blanc et se compose essentiellement de mosaïques de quartz recristallisé. Les grains de quartz sont translucides, frais et serrés les uns aux autres et souvent cimentés par de la silice. Nous n'avons pas vu de feldspath ni de minéraux ferromagnésiens dans la roche. Le long du contact irrégulier entre le quartzite et la roche ferrique, le grit quartzique est partiellement cimenté par les minéraux d'altération de l'amphibole riche en fer et du pyroxène, comme la biotite, l'épidote et le talc (Pl. VIB). Dans la zone de contact, la magnétite s'associe étroitement aux couches de quartzite tandis que le quartz et la magnétite remplacent l'amphibole et le pyroxène. !

#### Schiste à actinote

Nous avons vu du schiste à actinote seulement dans la zone synclinale du centre de la région où il apparaît en trois bandes au moins. Une autre bande s'associe au bassin synclinal du prolongement est du complexe plissé. Ces bandes affleurent sur des largeurs de 10 à 1,000 pieds et sur une distance maximum de plus de deux milles le long du pli synclinal.

La roche est vert foncé ou grise et s'altère en brun verdâtre. Elle est finement grenue et équi-granulaire et la taille des grains varie de 0.3 mm à 1 mm. Le schiste à actinote est la roche la plus déformée et montre beaucoup de plissements.

La roche se compose de prismes longs ou courts de minéraux phylliteux tels l'actinote, la muscovite et la biotite qui donnent une schistosité bien nette. Les fortes déformations de la roche se reconnaissent



facilement dans les lames minces. Les fractures d'extension, plus ou moins perpendiculaires à la linéation et à l'allongement des minéraux, apparaissent dans l'actinote et plus souvent dans la muscovite. Un clivage de cisaillement parallèle au plan axial du plissement intraformationnel constitue un trait caractéristique dans plusieurs lames minces.

Les analyses modales ont donné la composition moyenne suivante: actinote, 42 pour cent; biotite, 6 pour cent; muscovite, 6 pour cent; quartz, 8 pour cent; feldspath potassique, 6 pour cent et plagioclase, 3 pour cent. Les minéraux d'altération sont la chlorite, 11 pour cent et la saussurite, 10 pour cent. Les minéraux accessoires sont l'épidote, des substances opaques, le sphène, l'apatite et le zircon.

Les compositions modale et chimique sont présentées respectivement dans les tableaux Nos 9 et 23.

Les feldspaths sont en majeure partie altérés et brouillés. Des déterminations sur quelques grains de plagioclase ont donné une composition moyenne de  $An_{38}$ .

Les prismes d'actinote varient de courts à longs et ils sont bien orientés suivant la direction générale de la schistosité; les grains ont un diamètre moyen de 0.1 mm. Le pléochroïsme est faible avec une biréfringence de 0.023 et  $N_y = 1.631$ .

L'analyse chimique et la formule de l'actinote sont données dans le tableau No 6.

Tableau No 6

Analyse chimique de l'actinote du schiste à actinote\*

	Poids %	Proportions mol.
SiO <sub>2</sub>	55.5	9250
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.79	175
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	68
FeO	10.6	1472
CaO	2.09	373
MgO	25.3	6325
MnO	0.37	52
K <sub>2</sub> O	0.1	10
Na <sub>2</sub> O	0.1	16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.53	36
TiO <sub>2</sub>	0.3	37
H <sub>2</sub> O+	0.35	244
H <sub>2</sub> O-	0.09	
Total	98.22	

Formule \*\*  $Ca_{0.32}(Mg_{5.44}Fe_{1.28})Si_8O_{22.88}(OH)_{0.16}$

Formule générale:  $Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$

\* Analyse du laboratoire minéralogique de Tacjon, Services géologiques, Corée du Sud.

\*\* Formule de l'actinote du schiste à actinote de la région.

La biotite s'associe étroitement à l'actinote. Les grains ont un diamètre moyen de 0.1 mm. La formule pléochroïque s'établit comme suit: X = jaune, Y = brun rougeâtre et Z = brun rougeâtre. La biréfringence est de 0.020 et  $N_y = 1.615$ .

#### Schiste à biotite et grenat

Le schiste à biotite et grenat se présente en bandes et affleure seulement dans le bassin synclinal du centre de la région. Ces bandes s'amincissent et disparaissent dans le flanc est du pli adjacent. général, la largeur d'affleurement varie de quelques centaines de pieds à 1,000 pieds au maximum.

La roche est gris pâle ou foncé selon la quantité de minéraux mafiques. Son grain est fin ou moyen et varie de 0.3 mm à 1 mm de diamètre. Sur le terrain, la roche se reconnaît facilement par sa foliation accentuée et sa surface altérée brun foncé.

La biotite s'oriente bien suivant la foliation générale et la roche montre une structure schisteuse bien développée. Les grains de quartz ont une tendance à s'allonger dans la même direction. Les porphyroblastes de grenat ont une texture poeciloblastique.

Les schistes à biotite et grenat se composent de 39 pour cent de biotite, 29 pour cent de quartz, 11 pour cent de grenat et de 15 pour cent de saussurite secondaire. Les minéraux accessoires comprennent le feldspath potassique, le plagioclase, la chlorite, les substances opaques, la muscovite, l'épidote, le sphène, l'apatite et le zircon. Le plagioclase forme moins d'un pour cent et le feldspath potassique environ deux pour cent de la roche. Le schiste à biotite et grenat est la roche la moins feldspathique des anciennes roches supracorticales de la région.

Nous présentons les analyses chimiques et modales de ces roches respectivement dans les tableaux Nos 23 et 9.

La composition du plagioclase est difficile à déterminer dans la plupart des lames minces. Des mesures prises sur quelques grains ont donné  $An_{38}$ .

Les feuillets de biotite s'orientent nettement suivant la schistosité. Les grains ont un diamètre moyen de 0.1 mm. La biotite a un pléochroïsme normal et une biréfringence de 0.040 avec  $N_y = 1.630$ .

L'analyse et la formule chimiques de la biotite sont données dans le tableau No 7.

Tableau No 7

Analyse chimique de la biotite du schiste à biotite et grenat\*

	Poids %	Proportions mol.
SiO <sub>2</sub>	39.1	6516
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.5	1519
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.60	100
FeO	17.2	2388
CaO	0.40	71
MgO	14.6	3650
MnO	0.09	12
K <sub>2</sub> O	4.7	500
Na <sub>2</sub> O	0.3	48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	2
TiO <sub>2</sub>	1.9	237
H <sub>2</sub> O+	2.88	1727
H <sub>2</sub> O-	0.23	
Total	98.54	

Formule \*\* :  $K(Mg_{1.66}Fe_{1.09})(Al_{1.57}Si_{2.97})(OH)_{1.57}$

Formule générale :  $K(Mg,Fe)_3(Al,Si_3O_{10})(OH)_2$

Le grenat a la composition de l'almandin. Il est rougeâtre pâle et se trouve ordinairement en porphyroblastes de 0.1 mm à 1 cm de diamètre. L'indice de réfraction  $n = 1.800$  a été déterminé par la méthode d'immersion. Le grenat est complètement isotrope. Il n'y a pas de clivage, mais les fractures sont caractéristiques. Le tableau No 8 donne l'analyse chimique du grenat.

---

\* Analyse du laboratoire minéralogique de Tacjon, Services géologiques, Corée du Sud.

\*\* Formule de la biotite du schiste à biotite et grenat de la région.

Tableau No 8

Analyse chimique du grenat du schiste à biotite et grenat\*

	Poids %	Proportions mol.	
SiO <sub>2</sub>	40.6	0.676	pyrope 20.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.2	0.169	almandin 66.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.10	0.013	spessartite 4.65
FeO	28.7	0.398	andradite 8.50
CaO	2.28	0.041	
MgO	5.97	0.149	99.16
MnO	2.00	0.028	
K <sub>2</sub> O	0.2	0.002	
Na <sub>2</sub> O	0.3	0.005	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.82	0.006	
TiO <sub>2</sub>	0.3	0.004	
H <sub>2</sub> O+	0.09		
H <sub>2</sub> O-	0.09		
Total	100.65		

\* Analyse du laboratoire minéralogique de Tacjon, Services géologiques.  
Corée du Sud

Tableau No 9

Analyses modales des anciennes roches supracorticales\*

(Modes en pourcentage du volume)

	1 %	2 %	3 %	4 %	5 %
Quartz	27.0	15.5	2.5	29.5	8.5
Plagioclase	29.5	11.0	25.0	0.5	3.0
Feldspath potassique	15.5	6.0	4.5	2.0	6.5
Hornblende	10.5	62.5	59.5	-	42.5**
Biotite	17.5	4.5	tr.	38.5	6.5
Chlorite	-	-	tr.	1.0	11.0
Minéraux opaques	tr.	tr.	tr.	0.5	tr.
Saussurite	tr.	tr.	6.5	15.5	12.5
Muscovite	-	-	tr.	tr.	6.0
Epidote	-	tr.	tr.	1.0	2.0
Sphène	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Apatite	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Zircon	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Allanite	tr.	-	-	-	-
Grenat	-	-	-	11.0	-
Myrmékite	tr.	-	-	-	-
Zéolites	-	-	tr.	-	-
Antigorite	-	-	tr.	-	-
Hypersthène	-	-	1.0	-	-

\* Moyennes

\*\* Actinote

1. Gneiss à hornblende et biotite 2. Schiste à hornblende 3. Amphibolite  
4. Schiste à biotite et grenat 5. Schiste à actinote

### Anciennes roches intrusives

#### Aperçu général

Les anciennes roches intrusives, de composition variant de basique à ultrabasique, ont envahi le complexe des anciennes roches supracorticales. Elles affleurent dans la partie de la région située en terre ferme. Ces roches sont partiellement remplacées par du matériel des intrusions granitiques tardives.

Les roches ultrabasiques, comprenant la dunite serpentinisée et la roche à stéatite, se présentent en filons et en masses circulaires dans les anciennes roches supracorticales. Deux filons de dunite serpentinisée recoupent le schiste à hornblende de la partie centrale. Quoique les bords de ces filons aient subi une stéatitisation considérable (formation de talc), ils restent quand même abrupts. Quelques petits filons actinolitiques, la plupart serpentinisés et stéatitisés, se trouvent aussi parmi les anciennes roches supracorticales. Des grandes et des petites masses de pyroxénite, de harzburgite serpentinisée, de serpentinite, de roche à stéatite et beaucoup de gabbro amphibolitique s'enclavent dans les roches granitiques.

#### Gabbro amphibolitique

Nous avons observé de nombreuses masses de gabbro amphibolitique. Ces masses circulaires ont un diamètre de quelques centaines de pieds à un mille au maximum et forment des enclaves dans les roches granitiques (Pl. VIIA), principalement dans le granite vert moucheté rose et la granodiorite verte des parties nord-ouest et sud-est. Nous avons vu aussi quelques masses dans le granite rose à microcline du secteur est.

Les masses gabbroïques sont partiellement ou presque complètement remplacées par les roches granitiques adjacentes et les contacts entre les deux sont graduels. Les roches granitiques passent d'abord à des roches hybrides et finalement aux gabbros recoupés par de nombreux dykes de pegmatite et d'aplite (fig. 4). Le nombre de masses en enclaves semble varier à l'inverse du degré de granitisation. La granitisation partielle a oblitéré les formes originales des masses gabbroïques et nous ne pouvons dire si celles-ci se sont introduites en stocks, filons ou filons-couches ou peut-être en coulées. Dans l'angle nord-est, deux masses en forme de fer à cheval suivent une structure synclinale.

Le gabbro amphibolitique varie de gris pâle à foncé, selon la teneur en minéraux mafiques. Son grain fin ou moyen a un diamètre moyen d'un mm. La roche est généralement massive, mais on rencontre aussi des structures gneissiques et rubanées et une variété porphyroïde. La roche des deux grandes masses de l'angle nord-est contient des phénocristaux de hornblende et de plagioclase.

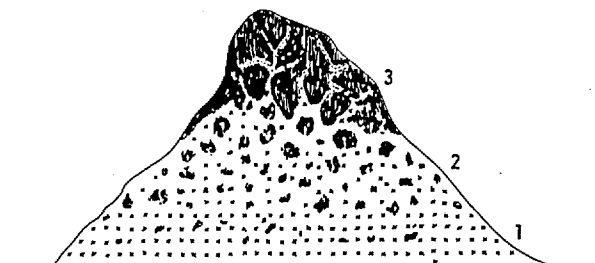


Figure 4

VARIATIONS GRADUELLES DE COMPOSITION DANS UNE COLLINE DE GABBRO. UN GRANITE PLUS OU MOINS HOMOGENE (1) PASSE GRADUELLEMENT AUX ROCHES HYBRIDES (2) ET FINALEMENT AUX GABBROS (3) RECOUPES PAR DES DYKES DE PEGMATITE ET D'APLITE.

M.R.N.O. 1964 B-834

La roche est holocristalline, à grain très fin, et elle se compose de cristaux sub-idiomorphes de plagioclase, hornblende et pyroxène avec du quartz et du feldspath potassique interstitiels.

La teneur en hornblende varie de 20 à 45 pour cent, l'augite de 10 à 34 pour cent, le plagioclase de 30 à 42 pour cent et le quartz de 2 à 7 pour cent. La composition moyenne de la roche est: plagioclase, 36 pour cent; hornblende, 34 pour cent; augite, 23 pour cent; quartz, 5 pour cent et feldspath potassique, 1 pour cent. Les substances opaques, l'apatite, le sphène et l'ouralite sont les minéraux accessoires. Les analyses modales de trois échantillons de gabbro amphibolitique sont données dans le tableau No 10.

Le plagioclase montre généralement de larges macles de l'albite et d'abondantes macles combinées de l'albite-carlsbad et de péricline. Certains de ses cristaux sont zonés. Sa composition varie de  $An_{55}$  à  $An_{57}$ . Les feldspaths sont partiellement altérés. Dans les petites masses de gabbro incluses dans les granites, le plagioclase est saussuritisé en grande partie ou complètement.

Les cristaux de hornblende, souvent sub-idiomorphes, ont parfois une orientation préférentielle. La hornblende est très abondante mais il y a aussi une petite quantité d'ouralite. Elle possède un fort pléochroïsme: X = vert jaunâtre; Y = jaune et Z = brun; sa biréfringence est de 0.020 et  $N_y = 1.671$ .

Les cristaux d'augite sont sub-idiomorphes ou xénomorphes et généralement plus petits que ceux de hornblende. Le minéral est incolore en lame mince et n'est pas pléochroïque. Il est biaxe, positif, avec une biréfringence de 0.022. Il est partiellement altéré en ouralite et en antigorite.

Tableau No 10

Analyses modales du gabbro amphibolitique

(Modes en pourcentage du volume)

	1	2	3	Moyenne
	%	%	%	%
Hornblende	20	37	45	34
Augite	34	26	10	23
Plagioclase	42	30	35	36
Quartz	2	6	7	5
Feldspath potassique	1	1	1	1
Magnétite	tr.	tr.	1	tr.
Biotite	0.5	tr.	tr.	tr.
Apatite	tr.	tr.	tr.	tr.
Sphène	tr.	-	-	tr.
Saussurite	tr.	tr.	tr.	tr.
Chlorite	tr.	tr.	tr.	tr.

- 1) Gabbro amphibolitique d'un grand affleurement situé dans l'angle nord-est de la région.
- 2) Gabbro amphibolitique de l'affleurement situé à 2 1/2 milles au sud de la partie centrale du lac Gagocdoar, à l'ouest de la faille Dusiurac.
- 3) Gabbro amphibolitique de l'affleurement situé à 1 1/2 mille à l'est de l'embouchure de la rivière Bartlett, au sud de la faille Bartlett.

Pyroxénite

La pyroxénite forme quelques masses sensiblement circulaires enclavées dans les roches granitiques. Ces masses ont un diamètre variant de quelques dizaines de pieds à 700 pieds.

A environ trois milles et demi au nord-nord-est du lac Champignon, un affleurement de 1,500 pieds de longueur par 700 pieds de largeur et de direction générale N30°W se présente dans le schiste à hornblende et le gneiss granitique. Cet affleurement s'associe en partie à la roche à stéatite mais, à cause de son altération en profondeur le contact entre les deux n'est pas très visible.

Un autre affleurement circulaire de 700 pieds de diamètre apparaît dans le granite à microcline à 1 1/2 mille au nord de la source de la rivière Dusiurac, près de l'extrémité est de la région. A environ un mille au sud-ouest du lac Kao, une autre masse de 20 pieds par 10 forme une enclave dans le granite migmatitique vert.

Les pyroxénites sont gris verdâtre foncé, à grain moyen, holocristallines, équigranulaires d'une texture granuleuse caractéristique. Les minéraux mafiques, principalement l'augite et la biotite avec une petite quantité de hornblende, constituent de 85 à 94 pour cent de la roche. L'augite et la biotite forment généralement des mosaïques qui enveloppent le feldspath et le quartz interstitiels. Nous avons relevé les teneurs suivantes: augite, 46 à 69 pour cent; biotite, 10 à 46 pour cent; hornblende, 2 à 8 pour cent; plagioclase, 1 à 7 pour cent; et le quartz de 1 à 4 pour cent. Parmi les minéraux accessoires, nous comptons des petites quantités de magnétite, feldspath potassique, apatite, spinelle, sphère, chlorite, olivine et antigorite. Les analyses modales de trois échantillons sont données dans le tableau No 11.

L'augite est en grains trapus, rectangulaires, généralement sub-idiomorphes. Elle est vert pâle en lame mince et montre un faible pléochroïsme. Les macles simples (100) sont abondantes. Nous avons vu des augites titanifères avec une couleur d'interférence anormale. L'augite est partiellement altérée.

La biotite varie idiomorphe à sub-idiomorphe et ses cristaux équidimensionnels sont épars dans la roche.

Le plagioclase a communément de larges macles de l'albite et souvent des macles combinées de l'albite et de carlsbad. Le plagioclase zoné est aussi répandu. La composition du plagioclase varie de An<sub>53</sub> à An<sub>57</sub>, en moyenne An<sub>55</sub>.

Dans une lame mince, nous avons une quantité plus forte d'apatite que d'ordinaire; celle-ci est incolore, presque isotrope et souvent en prismes trapus hexagonaux.



Tableau No 11

Analyses modales de la pyroxénite

(Modes en pourcentage du volume)

	1	2	3	Moyenne
	%	%	%	%
Augite	69	69	46	61
Biotite	14	10	46	23
Hornblende	2	8	2	4
Plagioclase	7	7	1	5
Feldspath potassique	1	tr.	tr.	tr.
Quartz	4	1	1	2
Apatite	tr.	tr.	2	1
Ouralite	1	1	1	1
Substances opaques	0.5	tr.	tr.	tr.
Spinnelle	tr.	-	-	tr.
Sphène	-	-	tr.	tr.
Saussurite	tr.	3	1	1
Chlorite	tr.	tr.	tr.	tr.
Olivine	tr.	tr.	-	tr.
Antigorite	tr.	tr.	tr.	tr.
Talc	-	1	-	tr.

- 1) Pyroxénite à environ 3 1/2 milles au nord-nord-est du lac Champignon.
- 2) Pyroxénite à environ 1 1/2 mille au nord du cours supérieur de la rivière Dusiurac, près de la limite est de la région.
- 3) Pyroxénite à environ 1 mille au sud-ouest du lac Kao.

Dunite serpentinisée

Deux dykes de dunite serpentinisée d'environ 25 pieds de largeur recoupent les anciennes roches supracorticales le long du flanc ouest du synclinal du centre à environ un mille à l'est de l'anse au Marsouin. Le dyke du sud-est est sectionné, mais il peut être suivi sur une distance totale d'un mille; celui du nord-ouest s'étend sur un demi-mille. Les deux ont une direction générale N30°E, parallèle à la direction du schiste à hornblende et de l'amphibolite qu'ils recoupent. Ils ont un pendage de 70° est et recoupent le schiste avec un pendage de 50° est. La partie sud du dyke à l'est, près de la côte, est recoupée par une masse de granite. Les

dykes contiennent des enclaves de schiste amphibolitique avec couronne d'actinote.

Des petites masses circulaires de dunite moins serpentinisée se trouvent ici et là dans les roches granitiques de la partie sud-est de la région.

La roche des dykes est gris foncé avec une teinte verdâtre. Au centre, elle est à grain fin ou aphanitique et s'altère en brun rougeâtre; en bordure, le grain est plus grossier (environ 0.5 mm.) et s'altère en gris pâle.

En lame mince, la plus grande partie de la roche est constituée de cristaux xénomorphes d'olivine entourés de serpentine. L'olivine forme environ 40 pour cent et la serpentine environ 50 pour cent de la roche. On peut voir de petites quantités de chlorite et de magnétite accessoires.

De petits cristaux arrondis d'olivine, isolés dans la serpentine, montrent une évidente texture en îlots. Les fractures cataclastiques de l'olivine parallèles aux cristaux d'antigorite longs et bien orientés sont caractéristiques. L'olivine est incolore et sa biréfringence est de 0.035, elle est biaxe négative avec un angle  $2V = 85^\circ$ . Le minéral est partiellement altéré en antigorite.

La serpentine comprend différents types. L'antigorite, la variété la plus abondante, forme des agrégats fibrolamellaires entourés de serpophite sans structure ou amorphe. Des veinules de fibres transversales de chrysotile recoupent les autres types de serpentine et l'olivine. L'antigorite est vert pâle et possède une faible biréfringence et une extinction parallèle. La serpophite a une biréfringence et des indices de réfraction plus élevés que l'antigorite. Le chrysotile est incolore et montre une biréfringence moyenne.

Les dykes de dunite serpentinisée du centre de la région ont subi une stéatitisation considérable près des contacts avec les schistes à hornblende qui les renferment. L'olivine s'est transformée en amphibole, talc et phlogopite. Ces faciès marginaux se composent de 55 pour cent de trémolite-actinote, environ 40 pour cent de talc et un peu de chlorite, 5 pour cent de phlogopite et d'un peu de magnétite.

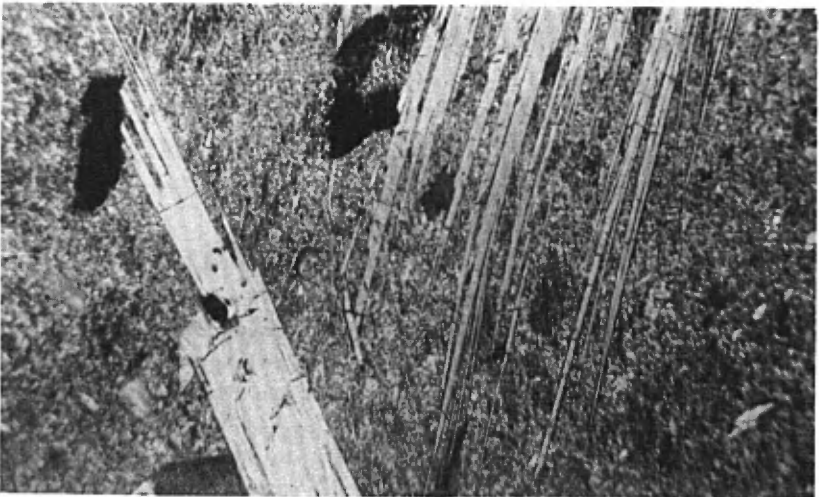
#### Harzburgite serpentinisée

A environ 5 milles au sud-est de la Pointe Normand et à un demi mille de la côte, un affleurement circulaire de harzburgite serpentinisée d'environ 500 pieds de diamètre s'insère dans le granite migmatitique vert moucheté rose.

Planche VII



A- Une grande masse de gabbro amphibolitique recoupée par des dykes de pegmatite et d'aplite en enclave dans le granite gris gneissique et migmatitique à biotite et oligoclase, à environ 2½ milles au sud du lac Gagocdoar.



B- Microphotographie d'une roche à stéatite et trémolite. Les aiguilles de trémolite se présentent dans la pâte de talc et de chlorite. Des grands cristaux de pennine (gris ou noir) sont présents. Nicols croisés, X35.

La roche est gris foncé à grain moyen ou fin, dense, et s'altère en brun foncé. Elle consiste en grains équigranulaires, d'olivine et d'enstatite sub-idiomorphes et xénomorphes enrobés dans des serpentines et de la magnétite secondaires (Pl. XVIIA). L'olivine constitue environ 20-25 pour cent; l'enstatite, 30 à 35 pour cent; les serpentines, 40 pour cent et la magnétite 10 pour cent avec de petites quantités de spinelle. La texture de la roche ressemble beaucoup à celle de la dunité serpentinisée de la partie centrale, mais il n'y a pas de structure fluidale ni de texture cataclastique marquée.

#### Serpentinite

A environ 2 1/2 milles au sud de la partie centrale du lac Gagocdoar et juste à l'ouest de la faille Dusiurac, nous avons relevé une masse de serpentinite d'environ 300 pieds de longueur et de 100 pieds de largeur qui s'étend jusqu'au contact avec le gabbro amphibolitique au nord. Le contact silicifié a une direction N30°W et un pendage de 60 à 70° est.

La masse de serpentinite est profondément altérée et recouverte de sol noir avec des feuillets de phlogopite épars. La serpentinite non altérée se compose en partie de veinules de chrysotile, parallèles à la direction générale de la masse, dont l'épaisseur peut atteindre 0.3 mm. Nous avons vu une veine de picrolite de deux pieds d'épaisseur et de plusieurs pieds de longueur dans le même affleurement.

La serpentinite varie de massive à fibreuse, elle est gris jaunâtre à gris verdâtre et son grain va de fin à moyen. Il y a par endroits des disséminations ou des gousses de paillettes de phlogopite variant de 0.1 mm. à quelques centimètres de longueur.

Au microscope, la serpentinite la plus pure contient essentiellement de la serpentine avec de petites quantités de magnétite, de phlogopite, de chlorite et de hisingérite. La serpentine est probablement pseudomorphe des mosaïques d'olivine (Pl. XVII B) et consiste principalement en filons de fibres transversales de chrysotile. On trouve aussi des petites quantités d'antigorite et de serpophite. L'antigorite se présente en agrégats fibro-lamellaires entourés de serpophite qui remplit les interstices de l'antigorite et montre une extinction ondulante. La chlorite est de la pennine et possède une biréfringence bleue anormale. Elle forme généralement des porphyroblastes et s'associe étroitement à la phlogopite.

#### Roche à stéatite

La roche à stéatite se trouve en amas, lentilles ou en filons de quelques pieds à plus de 100 pieds de longueur ou de largeur. Presque tous les affleurements sont dans les granites; mais l'un d'eux s'insère parmi les anciennes roches supracorticales du centre de la région. Les

contacts avec les roches adjacentes sont soit graduels soit brusques. La roche à stéatite est plus récente que les anciennes roches supracorticales, mais elle a précédé les granites. Nous parlerons de l'origine de la roche à stéatite dans un chapitre subséquent sur le métamorphisme.

La roche va du gris foncé au vert grisâtre, selon les proportions de carbonate et de trémolite qui s'y trouvent. Elle a une texture compacte, massive ou fibreuse; elle est douce et grasse au toucher.

En nous basant sur l'apparence générale et la composition minéralogique, nous avons classé les roches à stéatite de la région en trois groupes:

- 1) Roche à stéatite et carbonate: variété gris foncé, compacte, à grain fin composée principalement de talc, de carbonate, de chlorite et de minéraux accessoires.
- 2) Roche à stéatite et trémolite: vert grisâtre, massive, à grain fin ou grossier qui est caractérisée par une pâte matte fibreuse d'aiguilles de trémolite avec du talc, de la chlorite et des minéraux accessoires.
- 3) Roche à stéatite pure: variété qui ne renferme ni carbonate ni trémolite, composée essentiellement de talc, de chlorite et de minéraux accessoires. Elle est vert pâle ou vert grisâtre. Cette roche est semblable à la variété de Godthaab décrite par Wiik (1953).

Nous décrivons ci-après les relations et les caractéristiques de plusieurs gisements typiques de la roche à stéatite suivant leur localité (toutes sont indiquées sur la carte qui accompagne ce rapport).

District de l'anse au Marsouin: La roche à stéatite et carbonate affleure très près de la côte à environ un mille et quart au sud-est de l'anse au Marsouin. Cet affleurement qui mesure environ 10 par 40 pieds, est inclus dans du schiste à hornblende. Une petite masse granitique et un peu de roche ferrique se trouvent dans les environs.

La roche a une texture cryptocristalline. Elle consiste en une pâte d'agrégats de chlorite et de talc dans lesquels on peut voir des phénocristaux sub-idiomorphes ou idiomorphes de magnétite, phlogopite et calcite. Le carbonate se montre généralement en plaques et en filons.

La composition générale de la roche est: environ 40 pour cent de talc, 30 pour cent de chlorite, 20 pour cent de dolomie et de petites quantités de phlogopite et de magnétite.

District de la passe Hopewell: A environ 3 milles à l'est de la passe Hopewell, la granodiorite migmatitique verte renferme une enclave, de 50 pieds de diamètre, de roche à stéatite et trémolite. De nombreuses veines de trémolite allant jusqu'à quelques pouces de largeur recoupent la roche à stéatite. On voit des cristaux de pyrite en surface.

Au microscope, la roche consiste entièrement ou presque en une pâte de talc et de chlorite (pennine) qui recèle de grandes aiguilles de trémolite (Pl. VIIB). Elle se compose d'environ 40 pour cent de talc, 30 pour cent de chlorite et 20 pour cent de trémolite. La pyrite et la phlogopite sont les minéraux accessoires.

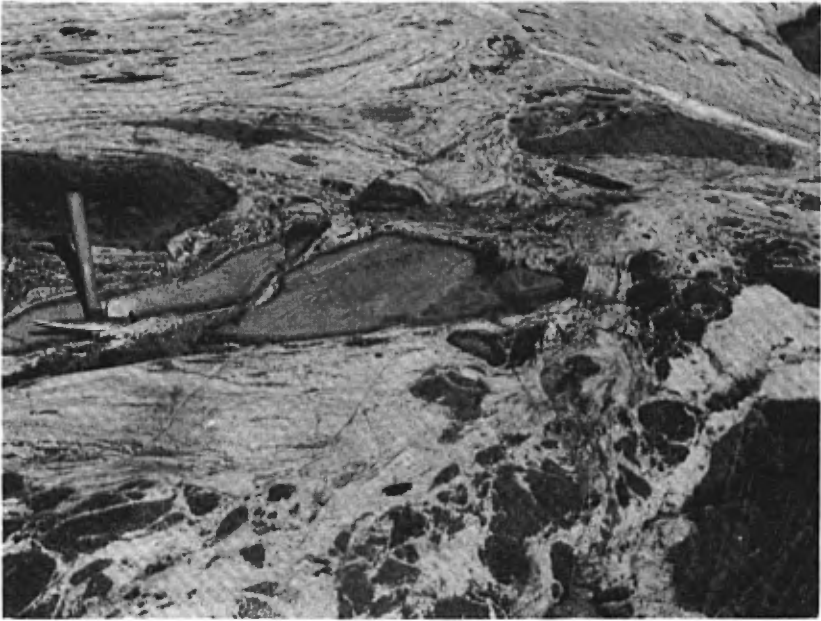
District de Pointe Normand: Le seul endroit où nous avons vu de la stéatite pure se situe à environ deux milles et demi à l'est de Pointe Normand et trois quarts de mille à l'ouest de l'embouchure de la rivière Bartlett, cette masse de 50 pieds par 70 pieds affleure dans un secteur occupé principalement par du granite migmatitique vert. Cependant, l'affleurement le plus rapproché est du gabbro amphibolitique.

La roche se compose en majeure partie d'agrégats finement grenus de talc et de chlorite formant une pâte qui recèle d'assez gros porphyroblastes de pyrite, pennine et phlogopite. Le talc forme environ 50 à 60 pour cent et la chlorite 30 à 40 pour cent de la roche.

Près du secteur de la carte détaillée: A un point situé à environ mille pieds à l'ouest du secteur étudié en détail et à quatre milles au sud-est de l'anse au Marsouin, nombre d'enclaves de roche à stéatite, de deux à plusieurs pieds de diamètre, gisent dans le gneiss granitique migmatitique. Ces enclaves, en contact avec les roches avoisinantes, donnent des zones de réaction particulièrement intéressantes (Pl. VIIIA), que nous avons examinées au microscope. Les contacts sont plutôt nets, caractérisés par des cristaux idiomorphes de trémolite entourés de roche à stéatite qui renferment du talc et de la chlorite avec des phénocristaux de phlogopite relativement gros.

District au nord du lac Champignon: Une masse de roche à stéatite d'environ 200 pieds carrés de superficie s'associe à la pyroxénite à environ trois milles et demi au nord-nord-est du lac Champignon. Le contact entre la roche à stéatite et la pyroxénite se voit rarement en surface à cause de l'altération en profondeur, mais il est graduel dans les affleurements que nous avons pu voir.

Planche VIII



A- Enclaves de roche à stéatite avec zones de réaction trémolitique dans le gneiss granitique migmatitique, près de la carte détaillée à 4 milles au sud-est de l'anse au Marsouin.



B- Enclave de roche ultrabasique avec zones de réaction actinotique dans le granite migmatitique gneissique gris, à oligoclase et biotite, dans le centre de la région.

## Granite et Migmatites

### Aperçu général

Les roches granitiques, incluant les granites migmatitiques, couvrent plus des trois quarts de la région et sont importantes au point de vue de la géologie régionale.

Les anciennes roches supracorticales et intrusives ont été remplacées ou contaminées par ces granites plus récents. Nombre de xénolites de roches basiques ou ultrabasiques, de schistes et de matériaux gneissiques se voient dans les roches granitiques de toute la région (Pls. VIIIB, IXA). Par endroits, les granites recoupent les roches supracorticales. D'autre part, les anciennes roches intrusives sont partiellement ou presque totalement granitisées. Tous ces phénomènes indiquent que les granites sont plus récents que les anciennes roches supracorticales et les masses intrusives anciennes.

Les roches granitiques de la région passent graduellement d'une masse homogène et massive de granite à microcline aux granites hétérogènes migmatitiques qui renferment de nombreuses enclaves de matériaux plus anciens, dont le nombre augmente en s'éloignant de la masse de granite.

La texture de ces roches granitiques montre une transition entre les variétés homogènes et les roches migmatitiques gneissiques. Les échantillons de granite migmatitiques possèdent toutes les propriétés normales des granites mais, en affleurement, elles contiennent beaucoup d'enclaves de matériaux étrangers. Par conséquent, nous appelons granite migmatitique cette variété de roche mixte formée de granite et de matériaux plus anciens qui diffère du granite homogène.

Les granites, y compris les granites migmatitiques, semblent s'être mis en place au cours d'une importante période d'intrusion. Une grande partie de la roche de fond s'est recristallisée pour donner des roches granitiques, en partie par injection magmatique, en partie par imprégnation magmatique puis remplacement et en partie par la fusion différentielle en place. Nous parlerons d'une façon plus détaillée de ces procédés dans le chapitre sur le métamorphisme.

### Granite rose à microcline

Le granite rose à microcline a une composition assez homogène et diffère par là des granites migmatitiques. Il se trouve principalement dans la partie nord-est de la région et s'étend dans le centre.



Le granite rose à microcline passe graduellement à l'ouest au granite gris migmatitique gneissique, à biotite et oligoclase et au granite migmatitique vert au sud-est. Quelques masses de granite migmatitique vert forment des enclaves dans le granite rose à microcline. Une grande masse de granite migmatitique gneissique à biotite et oligoclase, d'un mille de diamètre, est enclavée dans le granite rose à microcline de l'angle nord-est. A peu de distance au sud, quelques petits amas de granite migmatitique vert de quelques centaines de pieds de diamètre s'insèrent dans le granite à microcline. Cette relation démontre que le granite à microcline est le plus récent de toutes ces roches granitiques.

Le granite à microcline est rose pâle ou foncé selon la quantité de microcline dans la roche. Il est massif, à grains moyens ou grossiers dont le diamètre moyen est de 5 mm. Nous avons rarement vu des phénocristaux de microcline dont le diamètre atteignait 2 cm, au maximum. Le granite à microcline est le moins folié des granites, bien que nous y ayons vu des pochettes mafiques éparses.

En lame mince, on constate que la roche possède une texture holocristalline et phanéritique. Elle contient de grands cristaux sub-idiomorphes ou idiomorphes de quartz et de feldspath avec des agrégats interstitiels de biotite, de quartz et de microcline. Les cristaux de microcline, souvent sub-idiomorphes ou idiomorphes, ont une texture porphyroïde. Les minces feuillets de biotite ont parfois une orientation linéaire.

Le granite à microcline a la composition modale suivante: quartz, 31 pour cent; feldspath potassique, 39 pour cent; plagioclase, 22 pour cent; biotite, 5 pour cent. Les minéraux accessoires comprennent de petites quantités de hornblende, pennine, myrmékite, substances opaques, séricite, muscovite, épidote, sphène et apatite. Nous donnons les compositions modale et chimique respectivement dans les tableaux Nos 12 et 22.

Au microscope, le plagioclase montre généralement des macles très fines de l'albite. Sa composition est  $An_{25-27}$ . Il est partiellement ou presque complètement altéré en séricite, surtout au bord des grains ou des plans de macles.

Le microcline est plus abondant que l'orthose; il est frais tandis que l'orthose est très altérée en séricite. Nous avons vu, dans plusieurs lames minces, du microcline qui remplaçait du plagioclase; des cristaux idiomorphes de microcline croissent dans le plagioclase et des reliquats de celui-ci sont emballés dans le microcline.

La myrmékite se présente en plages et en veinules à l'intérieur des grains de microcline ou au bord. L'étroite association de la myrmékite et du microcline nous indique que les deux sont apparentés par leur origine (figs. 24-29). Nous exposons en détail les relations d'origine de ces minéraux dans le chapitre du métamorphisme.

De courtes paillettes de biotite, le seul minéral abondant, sont interstitielles aux grains de feldspath et de quartz. Elles sont plus ou moins orientées et s'altèrent souvent en partie en pennine. C'est une variété de biotite riche en fer qui possède une forte absorption: X = jaune foncé; Y = vert olive et Z = vert olive. Sa biréfringence est de 0.020 et  $N_y = 1.641$ .

Tableau N° 12

Analyses modales du granite rose à microcline

(Modes en pourcentage du volume)

	1	2	3	4	5	6
	%	%	%	%	%	%
Quartz	31.5	34.0	31.5	31.5	31.5	31.5
Plagioclase	26.0	14.0	28.0	27.0	17.5	19.5
Feldspath potassique	36.5	46.5	30.0	34.0	39.0	41.5
Hornblende	3.0	tr.	-	tr.	tr.	tr.
Biotite	1.0	1.0	10.0	7.0	9.0	3.0
Myrmékite	1.0	2.0	tr.	tr.	1.0	2.0
Pennine	0.5	1.5	tr.	tr.	0.5	1.5
Substances opaques	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Séricite	tr.	tr.	tr.	tr.	0.5	tr.
Muscovite	tr.	0.5	-	tr.	1.0	tr.
Epidote	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	-
Sphène	-	tr.	-	tr.	tr.	tr.
Apatite	tr.	-	tr.	tr.	tr.	tr.
Zircon	tr.	-	tr.	-	tr.	tr.
Hisingérite	tr.	-	-	-	-	-

Granite rose à microcline provenant de la

- 1) partie centre-sud de la région (58°18'N., 77°38'W.)
- 2) partie sud-ouest " " " (58°20'N., 77°48'W.)
- 3) partie centre-est de la région (58°15'N., 77°28'W.)
- 4) partie sud-est " " " (58°15'N., 77°35'W.)
- 5) partie sud-est " " " (58°16'N., 77°37'W.)
- 6) partie centre sud " " " (58°18'N., 77°40'W.)

Granite migmatitique vert tacheté de rose

Nous avons observé les granites migmatitiques verts tachetés de rose dans les parties nord-ouest et sud-est de la région. Ils ressemblent beaucoup et sont étroitement associés à la granodiorite verte migmatitique et les limites entre ces deux unités sont graduelles.

Plusieurs amas de roches gabbroïques et moins communément de roches ultrabasiqes forment des enclaves dans le granite. Ce sont généralement des gousses ou des lentilles dont le diamètre va de quelques pouces à un mille et demi. Elles sont remplacées en partie par le granite avec lequel elles sont en contacts typiquement irréguliers. Les enclaves sont sillonnées par des réseaux de veines de pegmatite et d'aplite.

Le granite migmatitique vert est caractérisé par des taches de feldspath potassique rose ou pourpre. Dans son ensemble, la roche est vert rosâtre et le ton dépend surtout des proportions de feldspath potassique, de hornblende et de chlorite. Elle est holocristalline, à grain fin et possède souvent une texture porphyroblastique. Les porphyroblastes de feldspath, principalement de l'orthose, rarement du microcline ou du plagioclase, sont entourés d'une mosaïque ou d'agrégats interstitiels finement grenus de quartz, biotite, hornblende, microcline et plagioclase. Quelques porphyroblastes ont de deux à trois pouces de diamètre, mais la plupart ont moins d'un demi pouce. Les minéraux de la roche sont considérablement altérés: les feldspaths (excepté le microcline frais) en saussurite ou séricite, les minéraux mafiques en chlorite et épidote.

Les granites migmatitiques verts ont la composition générale suivante: quartz, 34 pour cent; plagioclase, 19 pour cent; feldspath potassique, 37 pour cent; biotite, 3 pour cent; hornblende, 3 pour cent; chlorite et muscovite, environ 3 pour cent. Les minéraux accessoires comprennent les substances opaques, l'épidote, l'apatite, le zircon et le sphène, en plus, il y a de petites quantités de myrmékite et de saussurite. Les compositions modale et chimique de la roche sont données respectivement dans les tableaux Nos 13 et 22.

En lame mince, le plagioclase montre généralement des macles étroites de l'albite et moins souvent des macles de carlsbad et de péricline; sa composition est  $An_{26-29}$ . La nature cataclastique du plagioclase, comme le démontrent les macles recourbées et les fractures, est visible dans nombre de sections. Les feldspaths potassiques sont l'orthose et le microcline. La biotite se présente souvent en grains rectangulaires courts, en majorité dans les interstices entre les grands cristaux de feldspath potassique. La biotite est fortement altérée en pennine. La hornblende s'associe étroitement à la biotite qui la remplace partiellement.

Tableau No 13

Analyses modales du granite migmatitique vert tacheté de rose

(Modes en pourcentage du volume)

	1	2	3	4	Moyenne
	%	%	%	%	%
Quartz	33.0	24.5	39.5	40.0	34.5
Plagioclase*	13.0	30.5	20.0	14.5	19.5
Feldspath potassique	40.0	41.0	25.0	42.0	37.0
Biotite	8.0	tr.	5.0	tr.	3.0
Hornblende	2.5	tr.	8.5	1.0	3.0
Myrmékite	0.5	-	-	tr.	tr.
Chlorite	2.0	2.5	1.0	2.0	2.0
Muscovite	0.5	0.5	tr.	tr.	0.5
Substances opaques	tr.	tr.	0.5	tr.	tr.
Epidote	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Apatite	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Zircon	tr.	tr.	-	tr.	tr.
Sphène	tr.	-	tr.	-	tr.

\* Partiellement ou en majeure partie altéré en saussurite ou séricite.

Granite migmatitique vert moucheté de rose en provenance de:

- 1) près de la côte, à environ trois milles et demi au sud-est de la Pointe Normand
- 2) colline nord-ouest à Inussuaq
- 3) à environ trois milles au sud du lac Champignon
- 4) colline nord-ouest à Inussuaq

Granodiorite migmatitique verte

La granodiorite migmatitique verte appartient à un groupe de roches qui renferment des feldspaths vert pâle et de nombreuses enclaves de matériel gabbroïque. La teneur en plagioclase est plus forte que celle en feldspath potassique. De petites lentilles ou gousses de roches gabbroïques parsèment la roche. Quelques-unes des masses les plus importantes ont jusqu'à un mille de diamètre. Ces masses gabbroïques sont partiellement remplacées par du matériel granitique.

Les granodiorites migmatitiques vertes se trouvent dans les parties nord-ouest et sud-est de la région. Elles sont entourées de granite migmatitique vert moucheté rose.

La granodiorite est vert pâle à vert grisâtre, selon les proportions de feldspath vert et des minéraux mafiques foncés qui s'y trouvent. La roche est holocristalline, équigranulaire et le diamètre moyen des grains est d'environ 2 mm. Souvent gneissique, elle est parfois massive à quelques endroits.

Dans les lames minces, la roche se compose de cristaux de feldspath plutôt grossiers enrobés de prismes de biotite et de grains xénomorphes interstitiels de quartz. La biotite montre une foliation dans certains cas. La texture cataclastique est mise en évidence par les macles recourbées et les nombreuses fractures de feldspath et de quartz.

La composition modale moyenne de la granodiorite verte donne: quartz, 31 pour cent; plagioclase, 33 pour cent; feldspaths potassiques, 21 pour cent; biotite, 11 pour cent; chlorite, 2 pour cent. La hornblende, les substances opaques, la muscovite, l'épidote, l'apatite, le zircon, le sphène et l'allanite sont les minéraux accessoires. Les compositions modale et chimique de la roche sont données respectivement dans les tableaux Nos 14 et 22.

Le plagioclase montre surtout des macles de l'albite et plus rarement des macles de carlsbad et du péricline; sa composition  $An_{27-32}$  est en moyenne  $An_{30}$ . Le plagioclase est plus ou moins altéré en saussurite. Le feldspath potassique est surtout de l'orthose, le microcline  $\gamma$  est présent, mais en abondance moindre.

Les prismes de biotite s'associent étroitement à la hornblende verte et à la magnétite secondaire, ils sont courts ou modérément allongés. La biotite est partiellement altérée en chlorite (pennine) et, dans certains cas, renferme de l'allanite.

La granodiorite migmatitique verte ressemble beaucoup au granite vert tacheté de rose. Elle est un produit de granitisation moins avancée et renferme un grand nombre d'enclaves. La granodiorite verte est caractérisée par de fortes teneurs en plagioclase et en minéraux mafiques avec de petites quantités de feldspath potassique et de quartz. Le microcline est moins abondants et il n'y a pas de phénocristaux de microcline ni de myrmékite.

Tableau No 14

Analyses modales de la granodiorite migmatitique verte

(Modes en pourcentage du volume)

	1	2	3	4	Moyenne
	%	%	%	%	%
Quartz	30.0	31.0	31.0	33.0	31.0
Plagioclase*	34.0	32.5	30.0	38.0	33.5
Feldspath potassique*	21.0	25.5	23.5	15.0	21.0
Biotite	6.0	10.5	14.0	12.0	11.0
Hornblende	2.0	tr.	tr.	tr.	0.5
Chlorite	6.5	tr.	0.5	tr.	2.0
Muscovite	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Substances opaques	tr.	tr.	0.5	0.5	0.5
Epidote	tr.	tr.	tr.	1.0	tr.
Apatite	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Zircon	tr.	tr.	-	tr.	tr.
Sphène	tr.	-	tr.	-	tr.
Allanite	-	-	tr.	-	tr.

\* partiellement ou en grande partie remplacé par la saussurite ou la séricite.

Granodiorite migmatitique verte en provenance de:

- 1) environ six milles au nord-est de la passe Hopewell, près de la rivière Kongut.
- 2) environ un mille au nord-est du lac Champignon.
- 3) et 4) localité exacte inconnue.

Granite gris migmatitique, gneissique, à biotite et oligoclase

Le granite gneissique et migmatitique à biotite et oligoclase se compose en partie d'enclaves de matériel plus ancien tels les amphibolites, les schistes et les gneiss. Ce sont souvent des bandes étroites et allongées parallèles à la direction du granite. Des dépressions vermiculées causées par la décomposition en surface des enclaves micacées dans le granite, constituent le principal trait distinctif sur le terrain.

Ce granite qui s'observe principalement dans la partie centrale de la région, enveloppe les anciennes roches supracorticales. Il est en contact avec le granite à microcline et le granite migmatitique vert respectivement dans l'est et dans l'ouest; les contacts entre ces roches sont graduels.

La roche est gris pâle ou gris foncé selon la teneur en biotite et le nombre d'enclaves. Elle est holocristalline, à grain moyen ou grossier d'une moyenne de 3 mm. En de rares occasions, les phénocristaux de microcline peuvent atteindre jusqu'à un centimètre de diamètre. La roche, généralement bien foliée, possède une structure gneissique caractéristique, mise en évidence par les paillettes alignées de biotite. Les gros cristaux de feldspath entourés de courtes paillettes de biotite s'associent aux agrégats de myrmékite et de microcline. Par endroits, ce dernier montre aussi une texture porphyroblastique.

Le granite à biotite et oligoclase se compose de 29 pour cent de quartz, 44 pour cent de feldspath potassique, 18 pour cent de plagioclase, 5 pour cent de biotite, ainsi que de 2 pour cent environ de myrmékite et de petites quantités de hornblende. Les minéraux accessoires comprennent la muscovite, la chlorite, la séricite, les substances opaques, l'épidote, l'apatite, le zircon et la hisingérite. Les compositions modale et chimique de la roche sont données respectivement dans les tableaux Nos 15 et 22.

La composition du plagioclase varie de  $An_{25}$  à  $An_{27}$ . Les macles de l'albite sont communes et les macles combinées de l'albite et de carlsbad sont assez abondantes. Le feldspath potassique est de l'orthose et du microcline. La myrmékite s'associe étroitement aux grains de microcline et sa teneur augmente avec l'accroissement du microcline. Nous parlons en détail de cette association de la myrmékite et du microcline au chapitre du métamorphisme.

La biotite est généralement en paillettes courtes orientées. Une partie de la biotite provient de l'altération d'une variété de mica brun ou verdâtre et une partie s'est transformée en chlorite (pennine). La biotite montre un fort pléochroïsme: X = jaune foncé, Y = vert olive, Z = vert olive. Sa biréfringence est de 0.042 et  $N_y = 1.645$ .

#### Gneiss granitique migmatitique

Les gneiss granitiques migmatitiques marquent la transition entre le granite migmatitique gneissique, à biotite et oligoclase et le gneiss à hornblende et biotite. Sur l'île Hotchkiss et la terre ferme, au nord, ils affleurent en zones partiellement concentriques entre les anciennes roches supracorticales et les roches granitiques environnantes. Une autre bande de gneiss granitique longe la côte dans le centre du territoire.

Nombre d'enclaves d'amphibolite et de roches calcareuses se sont logées dans le gneiss granitique migmatitique. Elles varient de quelques pouces à quelques dizaines de pieds de longueur et sont allongées et orientées suivant la direction générale de la roche. Les gneiss granitiques sont recoupés par de nombreux dykes et veines de pegmatite et d'aplite qui

Tableau No 15

Analyses modales du granite gneissique et migmatitique  
gris, à biotite et oligoclase

(Modes en pourcentage du volume)

	1	2	3	4	5	6	7	Moyenne
	%	%	%	%	%	%	%	%
Quartz	35.0	24.5	30.0	28.5	29.5	21.5	26.0	29.0
Plagioclase	6.5	21.5	19.5	18.5	27.5	18.0	13.0	18.0
Feldspath potassique	48.0	41.0	41.0	47.5	37.0	44.5	50.0	44.0
Biotite	6.0	11.0	7.0	1.5	5.0	5.0	4.5	5.5
Myrmékite	2.5	1.5	1.5	3.5	0.5	2.5	4.5	2.0
Hornblende	1.5	tr.	tr.	tr.	0.5	1.0	tr.	0.5
Muscovite	tr.	tr.	0.5	tr.	tr.	tr.	1.0	tr.
Chlorite	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Séricite	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Substances opaques	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Epidote	-	tr.	tr.	-	-	-	tr.	tr.
Apatite	tr.	tr.	-	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Zircon	-	-	tr.	-	-	tr.	-	tr.
Sphène	-	-	tr.	-	-	-	-	-
Hisingérite	-	-	tr.	-	-	-	-	-

Granite gneissique et migmatitique gris, à biotite et oligoclase provenant de la

- 1) partie centre-sud de la région (58°18'N., 77°45'W.)
- 2) partie sud-est " " " (58°20'N., 77°52'W.)
- 3) partie centre-sud " " " (58°19'N., 77°41'W.)
- 4) partie centre-sud " " " (58°18'N., 77°46'W.)
- 5) partie centre-sud " " " (58°17'N., 77°40'W.)
- 6) partie centre-nord " " (58°21'N., 77°41'W.)
- 7) partie centre sud " " (58°16'N., 77°40'W.)

concordent ici et là avec la foliation. Là où le matériel pegmatitique est abondant, les anciennes roches montrent une assimilation marquée et se sont converties en roches granitiques plus ou moins homogènes. Là où le matériel pegmatitique est plus rare, la roche ressemble davantage à un gneiss contenant de nombreux vestiges d'enclaves.



Le gneiss est gris pâle ou foncé, selon sa teneur en minéraux mafiques. Il est massif, holocristallin et les grains moyens ou grossiers ont un diamètre moyen de 2 mm. La roche possède une foliation peu ou faiblement développée. Les plus gros grains de feldspath de taille uniforme s'entourent de quartz, de biotite, de hornblende et de microcline interstitiels. Le microcline forme généralement des petits cristaux sub-idiomorphes et rarement des porphyroblastes. Par contre, les porphyroblastes de microcline sont fréquents dans le granite migmatitique à biotite et oligoclase. La texture cataclastique du gneiss granitique constitue également un caractère distinctif. Nous avons observé des macles et des clivages recourbés, de même que des grains de quartz et de feldspath fracturés.

Le gneiss granitique migmatitique se compose de 30 pour cent de quartz, 52 pour cent de plagioclase, 7 pour cent de feldspath potassique, 6 pour cent de biotite et 2 pour cent de hornblende. Les minéraux accessoires comprennent la chlorite (pennine), les substances opaques, la muscovite, l'épidote, l'apatite et la myrmékite. Nous donnons les compositions modales et chimiques respectivement dans les tableaux Nos 16 et 22.

Dans les lames minces, presque tous les grains du plagioclase, à composition  $An_{26-28}$ , ont de très fines macles de l'albite dont quelques-unes sont brouillées par les produits d'altération. Les feldspaths sont partiellement altérés en séricite.

Presque tout le quartz est xénomorphe et remplit les interstices. La biotite prend des formes rectangulaires, trapues, à orientation uniforme. Elle est plus ou moins altérée en pennine qui montre une couleur d'interférence bleue anormale. La hornblende s'associe étroitement à la biotite et l'a remplacée partiellement. Des cristaux idiomorphes de biotite se sont formés dans la hornblende et quelques reliquats de hornblende sont enserrés dans la biotite (fig. 22.)

#### Roches intrusives tardives et roches apparentées

##### Aperçu général

Des dykes verticaux ou presque de diabase et de pegmatite et des veines de quartz recourent tous les autres types de roche que nous venons de décrire. Les contacts avec les roches envahies sont nets. Sur la carte qui accompagne notre rapport, nous n'avons indiqué que les dykes les plus considérables, mais plusieurs autres affleurent ici et là dans la région.

Tableau No 16

Analyses modales du gneiss granitique migmatitique

(Modes en pourcentage du volume)

	1	2	3	4	5	6	7	Moyenne
	%	%	%	%	%	%	%	%
Quartz	32.0	21.0	28.5	36.0	38.5	28.5	27.5	30.0
Plagioclase	51.0	53.0	50.0	55.0	49.0	54.5	53.5	52.5
Feldspath potassique	9.0	6.0	8.0	4.0	6.0	4.5	10.0	7.0
Hornblende	0.5	5.5	7.0	1.5	tr.	0.5	0.5	2.5
Biotite	5.0	10.0	3.0	3.0	6.0	11.0	5.5	6.0
Myrmékite	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	-	-	tr.
Chlorite	1.0	1.0	1.0	tr.	tr.	tr.	1.0	1.0
Substances opaques	tr.	1.5	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Séricite	0.5	1.5	2.0	tr.	0.5	0.5	tr.	0.5
Muscovite	0.5	tr.	tr.	-	-	tr.	1.5	tr.
Epidote	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Sphène	-	tr.	-	-	-	-	-	-
Apatite	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Allanite	-	tr.	-	-	-	-	-	-

Gneiss granitique migmatitique provenant de

- 1) environ quatre milles au sud-est de l'anse au Marsouin, près de la côte.
- 2) près de l'embouchure de la rivière Dusiurabic
- 3) un mille au nord de l'île Hotchkiss, sur la rive ouest de la rivière Dusiurac
- 4) un mille et demi au nord de l'anse Drowned
- 5) environ quatre milles au nord du lac Champignon
- 6) section étudiée en détail
- 7) section étudiée en détail

Dykes de pegmatite et d'aplite

Bien que nombreux, les dykes de pegmatite sont petits pour la plupart. Les plus gros que nous ayons vus se situent à environ un mille et demi à l'est de Pointe Normand, à environ trois milles et demi au nord-est du lac Champignon et à l'extrémité sud-ouest du lac Gagocdoar. Ils ont de quelques pieds à 30 pieds de largeur et une longueur maximum d'un demi-mille. Quelques-uns de ces dykes recoupent la foliation des roches envahies; des filonnets et des apophyses s'étendent dans toutes les directions. Par endroits,

la foliation des roches avoisinantes est contorsionnée et recourbée à la bordure des dykes. D'après leur mode de gisement, nous croyons que les dykes ont rempli des fractures.

La pegmatite est rose ou rose rougeâtre et les grains mesurent de deux à cinq millimètres. La roche consiste essentiellement en quartz, microcline et albite avec de petites quantités de biotite, de hornblende, de muscovite et d'allanite.

Plusieurs petits dykes d'aplite allant jusqu'à deux pieds de largeur recoupent les gneiss granitiques et les granites. Comme ils sont à leur tour recoupés par des dykes de pegmatite, nous croyons qu'ils sont plus anciens que la plupart de ces derniers. Les aprites sont leucocrates, elles ont une texture finement grenue et granuleuse et se composent principalement de quartz, de microcline, d'albite et, rarement, de biotite et de muscovite.

#### Veines de quartz

Seulement deux des nombreuses veines de quartz méritent d'être indiquées sur la carte, l'une près de la côte à l'anse au Marsouin, l'autre à environ cinq milles au sud-est de la passe Hopewell. Elles ont respectivement 100 et 200 pieds de longueur et en moyenne un pied d'épaisseur.

Ces veines sont constituées de quartz vitreux grossièrement grenu et d'un peu de microcline. Nous avons noté des petites quantités de chalcopryrite et de galène dans quelques parties de ces veines, principalement le long des épontes.

#### Dykes de lamprophyre diabasique

Les dykes de lamprophyre diabasique se présentent partout et nous en avons cartographiés plus de trente. Ils varient de quelques pieds à 100 pieds de largeur, avec une moyenne de 30 pieds et vont de quelques centaines de pieds à trois milles et demi de longueur.

D'après leur orientation, les dykes appartiennent à trois groupes qui correspondent au réseau des fractures de la région. Ces directions sont: EW, N20°-30°E et N10°-30°W. La plupart des dykes sont probablement postérieurs aux fractures, mais quelques-uns ont été sectionnés par les failles. Un dyke traversé par la faille Dusiurac à environ un mille au nord-est du lac Digit est cisailé, replié et contorsionné.

La roche typique de ces dykes est gris verdâtre foncé et s'altère en brun foncé. Elle est à grain fin et équigranulaire; quelques grains sont juste assez gros pour leur identification mégascopique. Les bordures et les apophyses étroites des dykes sont aphanitiques.

Au microscope, la roche a une apparence fortement altérée et une texture porphyrique. La texture ophitique est moins fréquente. De gros cristaux d'augite et de plagioclase sont encastrés dans des agrégats finement grenus d'augite, de plagioclase, de quartz et de minéraux d'altération.

La composition modale de la roche s'établit comme suit: augite, 60 à 70 pour cent, hornblende, comprenant l'ouralite, 5 à 10 pour cent, quartz, 5 à 10 pour cent et plagioclase, 10 à 20 pour cent. Les minéraux d'altération sont la saussurite, 5 pour cent; les substances opaques, 3 pour cent; la chlorite, 5 pour cent; l'épidote, 2 pour cent et de faibles quantités de séricite. L'apatite, le zircon et le sphène sont les minéraux accessoires.

L'augite est vert pâle et se trouve en prismes courts ou longs. Elle possède souvent une macle simple, parallèle à (100). Elle n'est pas pléochroïque et s'altère en ouralite et en épidote.

Le plagioclase est fortement altéré en saussurite, mais les quelques déterminations que nous avons pu faire ont donné une composition de l'ordre de  $An_{55}$ .

Le quartz est interstitiel et renferme souvent des cristaux allongés de zircon. Nous avons noté plusieurs grains de hornblende fraîche dans les coupes minces.

#### Roches sédimentaires et volcaniques protérozoïques

##### Aperçu général

Des formations sédimentaires et volcaniques bien stratifiées et légèrement inclinées que nous croyons être d'âge protérozoïque occupent les îles Hopewell dans la région (Pl.IXB). D'après les informations qui nous proviennent de l'extérieur de la région, nous croyons que ces formations reposent en discordance sur le complexe archéen.

Le tableau No 17 montre la succession stratigraphique généralisée de ces roches protérozoïques.

#### Roches volcaniques et roches apparentées

##### Aperçu général

Une couche de basalte à diaclases polygonales coiffe les roches sédimentaires partout dans les îles. Un filon-couche de diabase est séparée de la coulée basaltique par une couche de schiste ardoisier noir. Les deux roches ignées sont étroitement associées et semblent être originellement apparentées.

Planche IX



A- Enclaves de roche volcanique dans le granite migmatitique du centre de la région.



B- Roches sédimentaires et volcaniques bien stratifiées du Protérozoïque de l'île Harrison. Au premier plan,

- 1) Basalte à diaclases polygonales
- 2) Schiste ardoisier noir
- 3) Filon-couche de diabase

- 4) Grès quartzique
- 5) Quartzite bleuté
- 6) Grès quartzique interstratifié de schiste ardoisier.

Tableau No 17

Séquence stratigraphique des formations protérozoïques des îles Hopewell

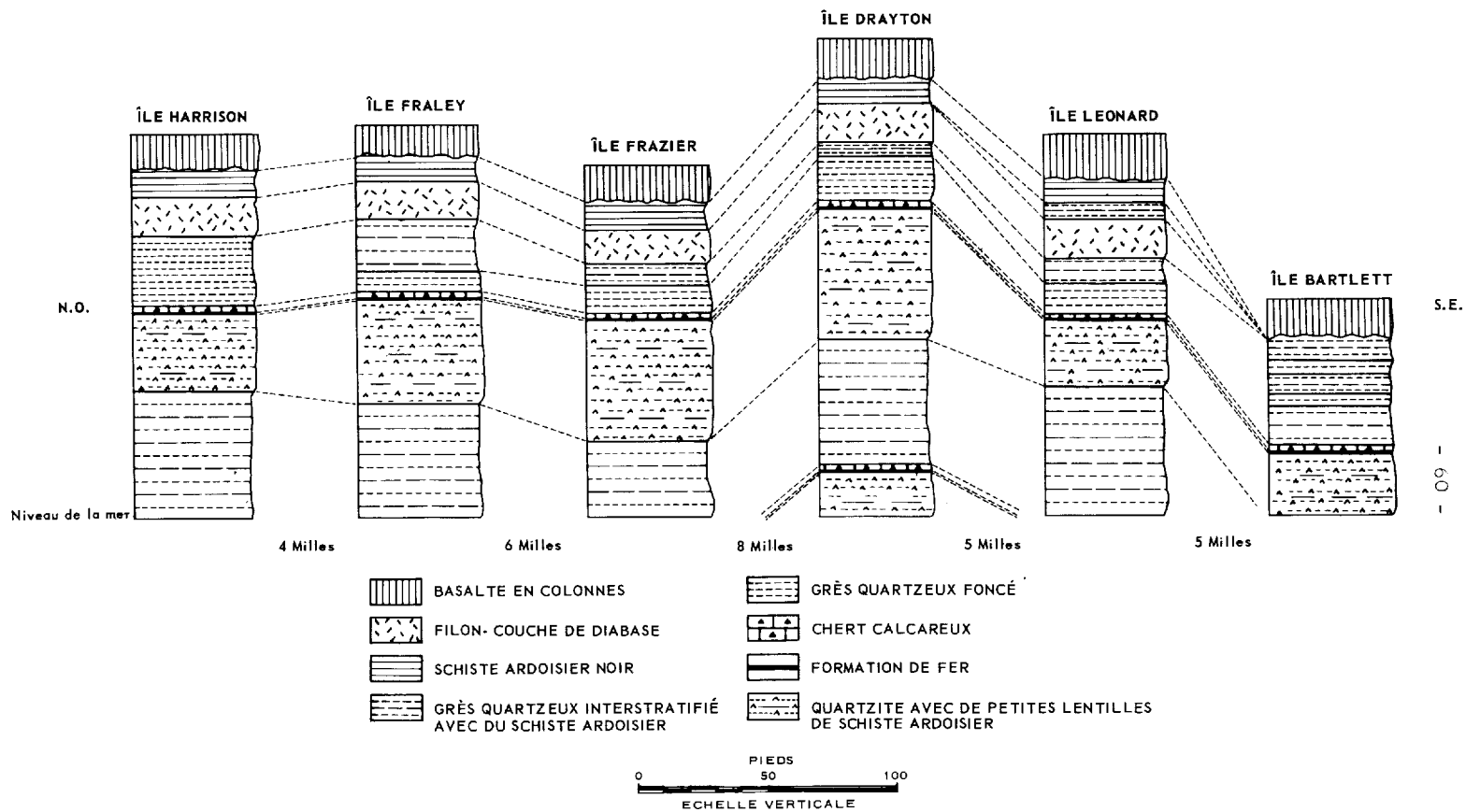
Ere	Groupe	Formation	Epaisseur (pieds)
PROTEROZOÏQUE	HOPEWELL SUD	Basalte à diaclases polygonales	10 à 50
		Schiste ardoisier noir	10 à 25
		Filon-couche de diabase	10 à 30
		Grès quartzique interstratifié de schiste ardoisier	5 à 15
		Grès quartzique foncé	10 à 30
		Chert ou jaspe calcaireux	5 à 10
		Roche ferrique	1/2 à 2
		Quartzite bleuâtre avec des petites lentilles de schiste ardoisier	20 à 50
		Grès quartzique interstratifié de schiste ardoisier	5 à 50
		Chert calcaireux	1/2 à 7
		Roche ferrique	1/2 à 2
		Quartzite grisâtre avec des petites lentilles de schiste ardoisier	20 à 50

L'épaisseur des unités stratigraphiques varie d'un endroit à un autre. De plus, quelques unités, qui ne se voient pas sur toutes les îles, et d'autres, montrent des changements latéraux de facies. La figure No 5 illustre ces changements dans 6 sections, chacune représentant un point d'observation particulier sur l'île mentionnée.

Basalte à diaclases polygonales

Le basalte à diaclases polygonales affleure en une coulée de 10 à 50 pieds d'épaisseur. Il repose en discordance sur le schiste ardoisier noir. Le basalte est gris pâle ou foncé et s'altère en brun foncé; aphanitique ou finement grenu, il possède une fracture conchoïdale.

La composition modale de la roche donne 43 pour cent de plagioclase, 35 pour cent de pyroxène, 10 pour cent d'antigorite, 3 pour cent de calcite, 1 pour cent de quartz et de petites quantités de chlorite et d'apatite.



M.R.N.Q. 1964 B-834

Figure 5

CORRÉLATION STRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS PROTÉROZOÏQUES DES ÎLES HOPEWELL

Au microscope, le basalte est holocristalline et ophitique. Les cristaux de plagioclase en forme de lattes, avec des macles simples ou multiples, enrobent les grains xénomorphes de pyroxène. De petites amygdales distribuées uniformément sont remplies d'antigorite ou de calcite. En de rares occasions, les gros phénocristaux de plagioclase donnent à la roche une texture porphyrique grossière. Le plagioclase qui varie de  $An_{50}$  dans les phénocristaux, à  $An_{40}$  dans les grains xénomorphes de la matrice, est partiellement saussuritisé.

Le pyroxène est de la pigeonite. Presque tous les grains, petits et équi-granulaires, sont dans la matrice. En lame mince, il est incolore avec un angle d'extinction allant de  $30^{\circ}$  à  $40^{\circ}$  dans les sections parallèles à l'axe "c". Le minéral est biaxe, négatif, son angle  $2V$  est de  $20^{\circ}$ ; il est partiellement altéré en chlorite.

#### Filon-couche de diabase

Le filon-couche de diabase a une épaisseur de 10 à 30 pieds. Il repose sous du schiste ardoisier noir et sur une couche de grès quartzique interstratifié de schiste ardoisier. Les contacts du filon-couche avec les roches encaissantes sont généralement nets. Cependant, par endroits, des enclaves ayant jusqu'à trois pieds de diamètre se voient dans les zones de bordure.

La diabase est gris verdâtre à vert grisâtre et s'altère en brun grisâtre. Elle est à grain moyen et sa granularité moyenne est d'un millimètre. Elle contient des diaclases verticales bien visibles et la roche se brise avec une fracture conchoïdale.

La texture diabasique de la roche est nette. Des cristaux sub-idiomorphes ou idiomorphes d'augite bouchent les interstices entre les lattes idiomorphes de plagioclase qui montrent souvent une structure entrecroisée. La roche renferme des petites amygdales remplies de chlorite, de calcite et d'agrégats de quartz.

La composition minéralogique moyenne de la diabase est de 40 à 50 pour cent d'augite, 30 à 40 pour cent de plagioclase, 1 à 3 pour cent de quartz et 5 à 8 pour cent de minéraux ferrifères, comprenant la magnétite et l'ilménite. Les minéraux secondaires sont la chlorite (pennine), 7 à 8 pour cent, la calcite, 2 à 5 pour cent et de petites quantités d'épidote et de zéolites.

Une grande partie du plagioclase est altéré en saussurite, mais les grains frais ont une composition générale de  $An_{52}$ . Quelques grands cristaux de labrador sont zonés et ont une bordure moins calcique.



L'augite varie de diopsidique à sub-calciq. Les quelques grains zonés ont un angle d'extinction mesuré sur les sections longitudinales qui varie de 42° à 47° au centre et de 47° à 50° sur les bords. L'augite qui est incolore en lame mince, n'est pas pléochroïque. Elle est biaxe positive avec un angle 2V de 60°.

### Roches sédimentaires

#### Aperçu général

Les roches sédimentaires des îles consistent principalement en grès quartziques et en quartzites avec de petites quantités de schiste ardoisier, le tout accompagné de cherts calcareux et de roche ferrique. Nous n'avons pas observé de grauwacke ou de grès arkosique. Ces roches se présentent généralement en séquences de faible puissance. Les variations lithologiques latérales sont brusques. Une sédimentation cyclique caractérise ces assemblages comme l'indique la répétition de séquence quartzite - roche ferrique - chert - schiste ardoisier, sur l'île Drayton.

Les grains des grès quartziques et des quartzites sont bien classés. Les schistes ardoisiers sont en couches fines et régulières et s'accompagnent d'un peu de matériel sableux ou silteux. La présence de roche ferrique oolithique, de ripple-marks et de stratification entrecroisée, dans le grès quartzique et le quartzite, nous porte à croire que les sédiments se seraient déposés en eau agitée et peu profonde.

Nous parlerons des formations sédimentaires, par ordre d'âge croissant, dans les pages qui suivent.

#### Schiste ardoisier noir

Une couche de schiste ardoisier de 10 à 25 pieds d'épaisseur repose généralement sous le basalte. Le schiste est noir ou gris foncé et s'altère en brun foncé. Il est finement lité et possède un très bon clivage; la roche se débite facilement en feuillets minces. Par endroits, on peut voir d'excellents plis secondaires (Pl. XIVA).

Sur l'île Léonard, le contact entre le schiste ardoisier et le basalte est minéralisé par endroits. Cette minéralisation consiste en pyrite disséminée ou en veines qui s'étendent sur 20 pieds ou plus le long du contact. A un autre endroit sur l'île, près de la rive ouest et à mi-chemin dans le sens de la longueur, une lentille de pyrobitume d'un à huit pouces d'épaisseur et de 30 pieds de longueur longe le contact. Le pyrobitume est un hydrocarbure naturel, noir, solide et infusible. Il est fragile et possède une fracture conchoïdale. Des veinules de calcite et de quartz interstitiel constituent une petite partie de la roche. Le pyrobitume est rubané et, par endroits, passe graduellement à un schiste bitumineux.

Le schiste ardoisier a un grain extrêmement fin. Les minéraux qui le constituent montrent une orientation parallèle marquée. Les grains les plus grossiers, du groupe du silt, consistent principalement en quartz, biotite, magnétite, muscovite, chlorite et en argile interstitielle. Ils s'interstratifient avec le matériel à grain plus fin composé essentiellement de minéraux argileux et de chloritoïdes. Rarement, les cristaux allongés de biotite et de muscovite sont disposés en travers de la foliation. La plupart des minéraux se présentent souvent en grains plissotés pour donner un clivage secondaire, parallèle aux plans axiaux des plissements.

Nous pouvons difficilement établir la composition modale exacte du schiste ardoisier, mais elle donne approximativement: 10 pour cent de quartz, 50 à 60 pour cent de minéraux argileux et de chlorite, 10 à 20 pour cent de biotite et de muscovite, 10 à 20 pour cent de minéraux opaques et des quantités moindres de feldspaths clastiques. Nous avons vu quelques fragments de roche ayant jusqu'à 2 mm. de diamètre. Ces fragments sont probablement du siltstone et se composent de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et de biotite. Ils sont partiellement broyés et des filonnets de minéraux secondaires comme les minéraux argileux et la biotite les recoupent ou y font projection. Le compactage original a causé une distorsion caractéristique du litage autour de ces fragments.

Les grains de quartz du schiste ardoisier ont généralement une forme irrégulière. Ils remplissent les interstices entre les minéraux allongés. Les minéraux argileux et la chlorite forment des cristaux idiomorphes et la matrice interstitielle.

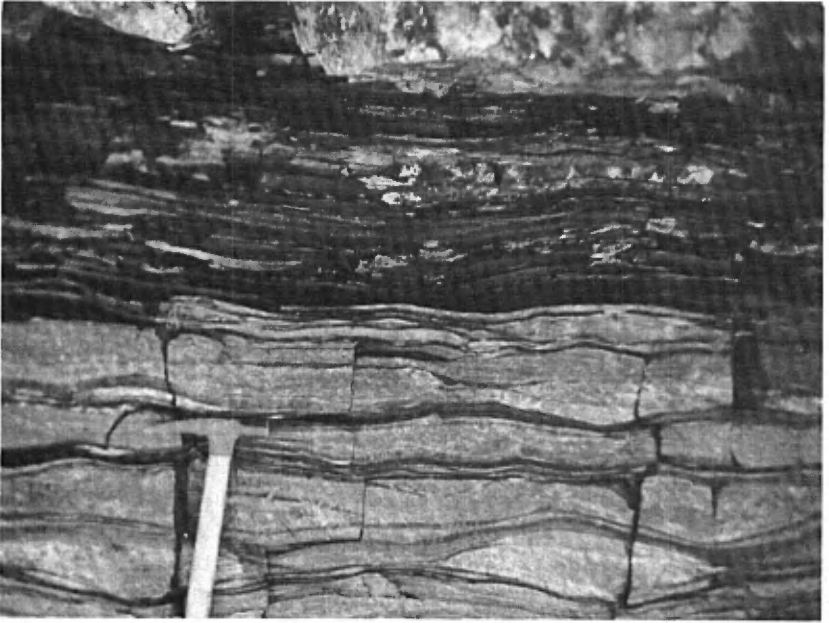
#### Grès quartzique interstratifié de schiste ardoisier

Nous avons relevé deux horizons de grès quartzique interstratifié de schiste ardoisier. L'horizon supérieur se situe au-dessous du filon-couche de diabase et l'horizon inférieur au-dessous du quartzite bleuâtre. Nous avons identifié des variations locales de déposition, par exemple, le schiste ardoisier passe graduellement au grès quartzique interstratifié de schiste ardoisier et vice versa.

Le grès quartzique interstratifié de schiste ardoisier a de 5 à 50 pieds d'épaisseur et les couches schisteuses, de quelques pouces à six pouces, constituant ainsi une plus faible proportion de l'ensemble que le grès. Un litage "pinch and swell" cause des ondulations fréquentes de la structure (Pl. XA). Nous avons observé des ripple-marks sur les plans du litage (Pl. XB).

Le grès quartzique est gris pâle ou moyen et ses grains fins ou moyens ont un diamètre moyen de 0.7 mm. Il se compose essentiellement de quartz avec moins de 10 pour cent de matériel argileux. Les grains de quartz sont bien arrondis et leurs grands axes s'orientent parallèlement ou

Planche X



A- Une couche de grès quartzique interstratifié de schiste ardoisier sur l'île Bartlett. A noter le pincement et renflement des lits.



B- Ripple-marks sur la surface d'un lit de grès quartzique interstratifié avec le schiste ardoisier sur l'île Drayton. Le manche du marteau pointe vers le nord.

presque au litage. Ils sont recouverts de minces pellicules de chlorite qui, dans une certaine mesure, les cimentent entre eux; cependant, la plupart des grains de quartz sont cimentés par la silice. On trouve aussi de petites quantités de calcédoine, en lentilles allongées ou en plages, de feldspath potassique détritique et de carbonate.

Le schiste ardoisier est gris foncé ou noir. Il est constitué de grains de quartz légèrement allongés dans une matrice de minéraux argileux cryptocristallins accompagnés de petites quantités de biotite, de magnétite et de séricite.

#### Grès quartzique

Le grès quartzique, d'une puissance de 10 à 30 pieds, se présente souvent sous le grès quartzique interstratifié de schiste ardoisier. Il est gris foncé ou noir, et ses grains fins de grosseur uniforme ont un diamètre moyen de 0.3 mm. La roche est dense et montre des cassures conchoïdales; une stratification entrecroisée et des diaclases verticales la caractérisent.

Au microscope, on peut établir que la roche se compose de 70 à 80 pour cent de quartz et d'environ 10 pour cent d'une matrice de matériel argileux. Les grains de quartz sont sub-arrondis et forment des mosaïques avec le ciment cherteux. Les grains détritiques se distinguent du quartz authigénique par leur sphéricité mieux développée. Le feldspath détritique, principalement du feldspath potassique avec un peu de plagioclase, constitue moins de 10 pour cent de la roche. Les minéraux accessoires comprenant des plages de chlorite et de calcite détritiques, ainsi que de l'apatite authigénique, forment moins de 5 pour cent de la roche. On voit aussi de petites quantités de calcédoine clastique.

#### Chert

Une mince bande de chert repose généralement sous le grès quartzique et partout sur la roche ferrique. Elle consiste en nodules ou bandes concrétionnaires de chert avec de petites quantités de roche calcaire interstratifiée de schiste argileux. La couche de chert varie d'un demi à sept pieds d'épaisseur. Le chert est blanc, noir ou rouge, suivant l'endroit où il se trouve.

Sur l'île Drayton, une bande de chert s'interstratifie avec le calcaire argileux foncé. Cette couche a une épaisseur moyenne de 5 pieds. La composition établie au microscope donne: chert, 60 à 70 pour cent; matériel argileux, 10 à 20 pour cent; calcite, 10 à 20 pour cent; quartz, environ 10 pour cent dans les bandes argileuses. Le chert est cryptocristallin et se présente en bandes concrétionnaires ou en gousses, ou encore dans les interstices avec la calcite et le matériel argileux. Le matériel

argileux est remplacé par la calcite et celle-ci par le chert. Les veines de chert recoupent la calcite dans une lame mince. Le quartz est aussi partiellement remplacé par le chert au bord des grains. La roche était, semble-t-il, un grès calcareux qui a été remplacé par le chert.

Sur l'île Harrison, une mince couche de chert d'une épaisseur maximum d'un pied repose sur la roche ferrugineuse. Le chert est gris pâle, dense et possède une fracture en esquilles. En lame mince, il se compose presque entièrement de calcédoine et d'agrégats microcristallins de quartz avec quelques rhomboédres épars de sidérose et de dolomie authigènes. Nous avons vu une structure oolithique dans le chert.

Sur l'île Bartlett, une couche de jaspe s'interstratifie avec le schiste ferrugineux rougeâtre. Elle a plusieurs pieds d'épaisseur et repose directement sur la roche ferrugineuse. C'est le seul endroit où nous avons trouvé du jaspe dans les îles. La composition de la roche telle qu'elle apparaît au microscope est comme suit: jaspe, 60 à 70 pour cent; matériel argileux aphanitique, 10 à 20 pour cent; quartz interstitiel, 10 pour cent et dolomie en rhomboédres, moins de 10 pour cent. Le jaspe constitue des bandes concrétionnaires courtes ou des lentilles ayant en moyenne quelques pouces de longueur et deux pouces d'épaisseur. Les grands axes des nodules sont parallèles au litage.

#### Roche ferrugineuse

Une mince bande de roche ferrugineuse carbonatée se présente dans les îles. Sur l'île Drayton, une deuxième couche semblable affleure à un horizon inférieur, mais nous ne l'avons vue sur aucune autre île. D'une épaisseur d'un demi à deux pieds, ces couches ont en moyenne un pied. La roche ferrugineuse se situe juste en-dessous de la couche de chert; le contact avec ce dernier est tranché tandis que celui qu'il a avec les quartzites sous-jacents est graduel.

Presque toute la roche ferrugineuse est gris jaunâtre ou rouge brunâtre avec un trait blanc. La surface altérée est brun noirâtre ou brun verdâtre et recouverte de limonite. La roche est à grain moyen, d'un millimètre en moyenne, granuleuse et compacte. Les cassures sont bosselées ou sub-conchoïdales.

La teneur totale en fer de la roche ferrugineuse déterminée par analyse chimique est de 49.74 pour cent; le bioxyde de carbone forme 32.02 pour cent de la roche. Nous donnons l'analyse chimique complète dans le tableau No 30.

La roche ferrugineuse se compose de 70 à 80 pour cent de sidérose, environ 20 pour cent de quartz et de chlorite interstitiels et des petites quantités de chert, de carbonates, de magnétite et d'hématite. Au contact

entre la roche ferrugineuse et la couche de chert, des rhomboédres de dolomie pénètrent dans le chert. La sidérose apparaît en masses globuleuses ou semi-fibreuses souvent dans une texture oolithique.

### Quartzite

Des lits de quartzite concordants passent graduellement à la roche ferrugineuse sus-jacente depuis le quartzite pur en passant par le quartzite riche en biotite. La couche de quartzite a une épaisseur de 20 à 50 pieds tandis que le quartzite riche en biotite de la zone de transition a en moyenne deux pieds d'épaisseur.

Le quartzite est bleuâtre ou blanc grisâtre, compact et massif. On peut y observer souvent de la stratification entrecroisée et des ripple-marks. Il s'interstratifie généralement avec de petites lentilles de schiste ardoisier foncé, de quelques pouces à un pied d'épaisseur, et de 6 pouces de longueur en moyenne. Ces lentilles argileuses s'allongent suivant le litage; elles s'érodent facilement pour donner une surface altérée parsemée de dépressions. Le quartzite est granoblastique et se compose principalement de mosaïques de quartz. Nous n'avons vu que quelques grains de feldspath dans une lame mince.

Le quartzite riche en biotite est blanc grisâtre. Des grains uniformes de biotite, en moyenne de 0.5 mm, sont épars dans la roche. L'aspect rugueux et poreux, caractéristique de la surface des affleurements, est causé par l'altération rapide de la biotite. Le quartzite riche en biotite contient 90 pour cent de mosaïques de quartz, environ 10 pour cent de biotite interstitielle et de petites quantités de carbonate et de magnétite. La biotite forme en général des plaques entre les grains de quartz, mais elle peut être recourbée, ramifiée et souvent digitée. Il est probable que ces biotites se sont formées à partir de la chlorite et des oxydes de fer abondants dans le sédiment originel. La biotite est une variété riche en fer et montre des couleurs d'absorption fortes: sa formule donne X = jaune; Y = brun foncé et Z = brun foncé.

### Corrélation régionale

Pour établir une corrélation régionale des roches protérozoïques, la présence de roche ferrugineuse caractéristique et les ressemblances lithologiques et stratigraphiques de deux séquences sédimentaires de la même région constituent, croyons-nous, des critères de base.

La guirlande des îles Hopewell se termine à l'extrémité sud de la région. Dans le golfe de Richmond, à 26 milles au sud-est, les îles Nastapoca forment une autre chaîne semblable. A cent vingt milles au sud-ouest, dans la baie d'Hudson, les îles Belcher sont un autre groupe semblable. En établissant la corrélation des roches de ces îles, Young (1921, p. 16E) disait:

"La partie supérieure de la série de Belcher ... est, nous en sommes presque sûr, l'équivalent de la partie supérieure d'un groupe de strates qui sont visibles par intervalles sur les îles qui bordent la côte est de la baie d'Hudson à partir du cap Jones en allant vers le nord jusqu'au promontoire Portland, et qui affleurent ici et là sur la terre ferme même, comme par exemple autour du golfe de Richmond."

Les roches sédimentaires des îles Hopewell de notre région correspondent à la formation de Kipalu du groupe de Belcher dont Jackson (1960) a étudié en détail la séquence stratigraphique. Nous comparons les séquences stratigraphiques des deux groupes dans le tableau 18.

Nous pouvons établir une corrélation entre la formation de Kipalu, du groupe de Belcher, et les roches sédimentaires, du groupe de Hopewell Sud, pour les raisons suivantes:

- 1) Les roches ferriques sont de même nature.
- 2) L'épaisseur des roches ferriques est semblable (jusqu'à 5 pieds dans la formation de Kipalu et jusqu'à 2 pieds dans le groupe de Hopewell Sud).
- 3) La roche ferrique est recouverte de chert ou de jaspe.
- 4) La roche ferrique passe graduellement au quartzite ferrugineux inférieur.
- 5) La formation de Kipalu et les roches sédimentaires du groupe de Hopewell Sud sont coiffées par des basaltes semblables.
- 6) L'épaisseur totale de la formation de Kipalu et celle des roches sédimentaires du groupe de Hopewell Sud sont à peu près les mêmes.

La relation entre les roches des îles Hopewell et celles des îles Nastapoka et du golfe de Richmond est mal connue car nous n'avons que très peu d'informations sur leur stratigraphie. Cependant, la partie supérieure du groupe de Nastapoka semble correspondre au groupe de Hopewell. Le groupe de Nastapoka est, semble-t-il, le plus récent des roches de la région du golfe de Richmond et il repose en discordance au-dessus du groupe du Golfe de Richmond (Leith, 1910, p. 232). Le groupe de Nastapoka comprend des calcaires et des dolomies chertoux sur lesquels repose un quartzite qui montre une transition latérale à la roche ferrique. Le groupe de Nastapoka a une puissance d'environ 1,400 pieds et il est coiffé par des roches basaltiques (Bergeron, 1957, p. 109).

Quant à la corrélation entre le groupe de Nastapoka et le groupe de Belcher, nous citons Young (1921, p. 17E):

Tableau No 18

## Corrélation des roches protérozoïques: Groupes de Belcher et de Hopewell Sud

Groupe de Belcher (d'après Jackson, 1960*)		Groupe de Hopewell Sud	
	épaisseur (pieds)		épaisseur
Arkose Grauwacke interstratifiée d'argilite Filons-couches et dykes de diabase Basalte	960 - 6,400	Coulée basaltique Filon-couche de diabase	10 - 50 10 - 25
Formation de Kipalu			
argilites ferrugineuses		Schiste ardoisier, grès quartzique	
jaspe et chert ferrugineux carbonate ferrugineux quartzite ferrugineux	200 - 380	Chert ou jaspe calcaireux Roche ferrique carbonatée Quartzite riche en biotite passant graduellement au quartzite avec des petites lentilles de schistes ardoisier.	80 - 240
Quartzite			
Dolomie et quartzite			
Argilite et carbonate rouges			
Argilite et schiste ardoisier interstratifiés			
Dolomie			
Argilite, quartzite et/ou dolomie interstratifiés			
Dolomie			
Argilite			
Basalte et porphyre feldspathique			
Dolomie			

\* Simplifié



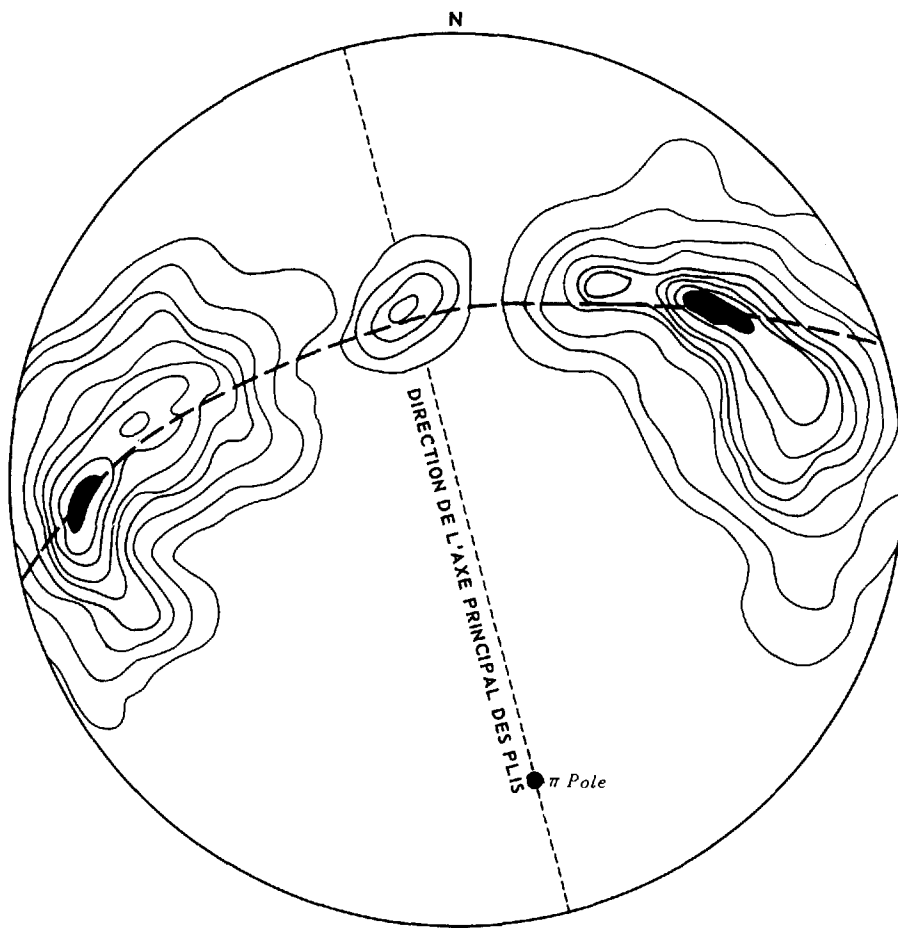
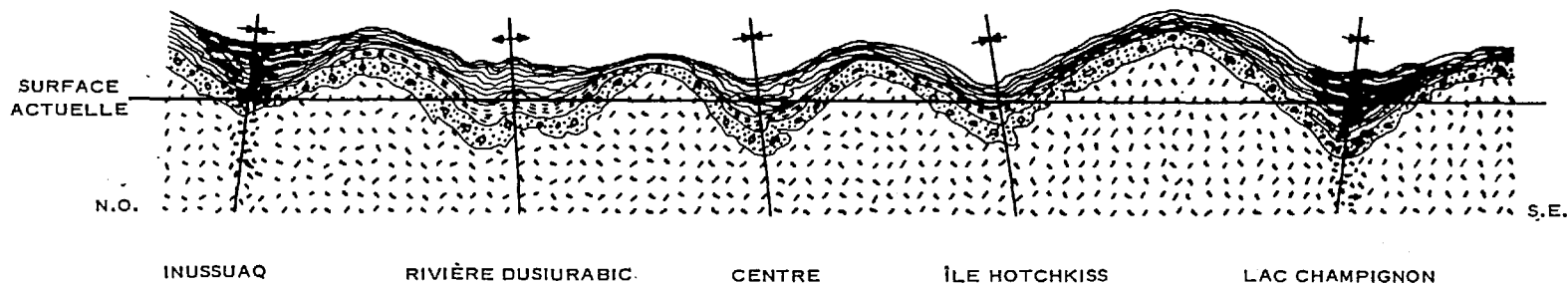


Figure 6

PROJECTIONS AVEC CONTOURS DE 172 PÔLES DE LA FOLIATION DANS LES ANCIENNES ROCHES SUPRACORTICALES SUR L'HÉMISPHERE SUD D'UN DIAGRAMME DE SCHMIDT. CONTOURS À UN POUR CENT.



SECTION SCHÉMATIQUE TRANSVERSE À LA CÔTE, ILLUSTRANT LA MISE EN PLACE DES ROCHES GRANITQUES DANS LES ANCIENNES ROCHES SUPRACORTICALES

Figure 7

M.R.N.Q. 1964 B-834

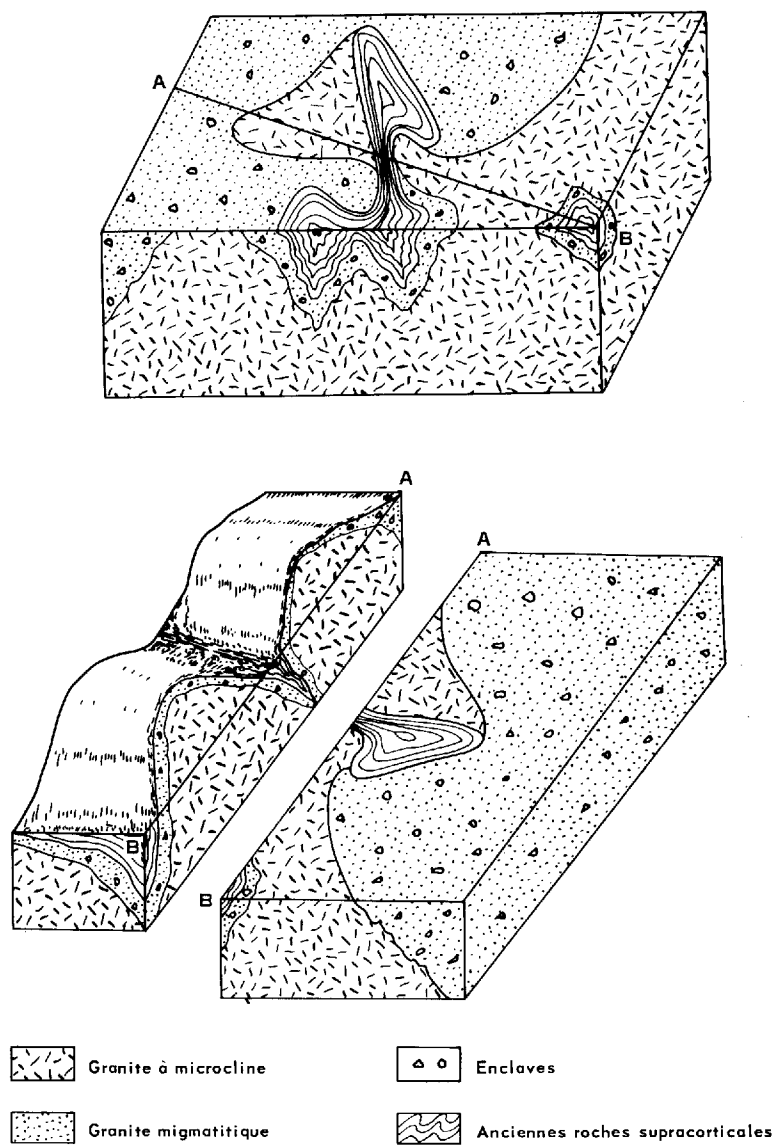


Figure 8

BLOCS-DIAGRAMMES DU COMPLEXE SYNCLINAL ET DES MIGMATITES ADJACENTES DU CENTRE DE LA RÉGION. LE DIAGRAMME SUPÉRIEUR MONTRE LA RÉGION TELLE QU'ELLE APPARAÎT MAINTENANT. LA MOITIÉ GAUCHE DU DIAGRAMME INFÉRIEUR MONTRE LA TOPOGRAPHIE ET LA STRUCTURE PENDANT LES MONTÉES GRANITIQUES.

"La validité de la corrélation d'au moins la partie supérieure de la série de Belcher avec le groupe de Nastapoka repose sur la similitude générale de la succession des roches, sur leur structure géologique qui indique que les strates ont toutes eu une histoire commune depuis leur formation, et sur les caractères lithologiques des membres individuels."

La lithologie et la stratigraphie du groupe de Hopewell Sud de notre région correspondent à celles de la partie supérieure du groupe de Nastapoka de la région du golfe de Richmond.

### TECTONIQUE

#### Aperçu général

La région d'Inussuaq comprend deux divisions structurales importantes: un complexe archéen aux plis compliqués constitue la première; les roches sédimentaires et volcaniques protérozoïques bien stratifiées constituent la seconde et reposent en discordance sur le complexe archéen.

Les roches sédimentaires et volcaniques (supracorticales anciennes) et les granites et les gneiss d'origines métasomatique et/ou intrusive constituent le sous-sol rocheux de l'Archéen. Les anciennes roches supracorticales sont en majeure partie plissées en synclinaux complexes qui s'entourent de grandes étendues concordantes de granites et de roches apparentées.

Les roches sédimentaires et volcaniques à structure simple, du Protérozoïque, horizontales ou légèrement inclinées, affleurent sur les îles côtières. Elles ont une direction nord-ouest, parallèle à la ligne du rivage et un pendage sud-ouest qui se prolonge sous la baie d'Hudson.

#### Complexe archéen

##### Plis

Les plis du sous-sol rocheux de l'Archéen sont complexes. On rencontre une variété de petits plis comprenant les plis de fluage, des plis ordinaires et des plis de cisaillement. Les plis de fluage sont les plus apparents, mais ils passent graduellement à des plis véritables à plusieurs endroits.

Le pli le plus important de la région se trouve dans les anciennes roches supracorticales de la partie centrale. C'est un pli complexe (synclinorium) constitué de plusieurs synclinaux qui se fondent en une unité près de la côte. Cette structure s'étend sur une longueur d'environ 7 milles du nord au sud et sur une largeur maximum de quatre milles près de la côte.

Plus loin à l'est, deux autres synclinaux plus petits que le précédent affectent du gneiss et du schiste à hornblende, l'un au nord de l'île Hotchkiss et l'autre juste à l'est du lac Digit. Ces plis ont respectivement environ 3 milles et 1 mille de longueur.

Nous avons cartographié deux structures anticlinales dans les anciennes roches supracorticales, toutes deux dans le gneiss et le schiste à hornblende. L'un affleure le long de la côte dans l'anse Drowned et l'autre à trois milles et demi au nord du lac Champignon.

Malgré certaines déviations locales, la direction générale des axes de plis dans les anciennes roches supracorticales est nord-nord-ouest; les synclinaux plongent vers le sud et les anticlinaux vers le nord. Les plis sont contenus dans des masses granitiques qui subirent de la déformation plastique et dans lesquelles la foliation est concordante à celle des anciennes roches supracorticales.

Les projections, sur un diagramme de Schmidt de 172 poles, de la foliation dans les anciennes roches supracorticales montrent un groupement marqué. Le cercle indique que la direction générale des axes de plis principaux est N14°W et le plongement 30°S. (fig. No 6).

L'allure actuelle des plis de notre région est due en grande partie à l'intrusion de magmas granitiques. Les masses granitiques ont plus ou moins détruit les anciens plis lors de leur montée. Les mouvements magmatiques causèrent des déformations aux roches supracorticales supérieures, ayant déjà subi du fluage plastique dû à une élévation de la température et de pression à la pression qui tendait à les retenir. (Nous employons ici le terme "fluage plastique" pour décrire la déformation des roches sans fracture mégascopique).

La mise en place des masses granitiques s'est faite par le plissement de la couverture supracorticale et le tassement en bassins autour des domes granitiques en formation. Après une longue période de dénudation, les seules roches supracorticales qui demeurent sont celles qui, au début, occupaient les parties les plus basses de ces bassins et qu'on retrouve maintenant dans les plis enveloppés par les roches granitiques. La figure No 7 représente le schéma du phénomène, comme on peut le voir dans des sections transversales le long de la côte. Nous illustrons la structure des roches supracorticales du centre de la région dans le bloc-diagramme de la figure No 8. Edelman (1960) a décrit récemment une structure semblable, dans la région de Gullkrona du sud-ouest de la Finlande.

Nous avons cartographié nombre d'autres plis, synclinaux et anticlinaux, dans les roches granitiques et autres du complexe archéen. Leurs axes ont des directions générales variables.

### Failles

Nous avons observé un grand nombre de failles dans la région et seules les plus importantes sont indiquées sur la carte qui accompagne ce rapport. Elles ont de un quart à trente milles de longueur. Les décrochements verticaux que nous avons pu voir variaient de quelques pieds à 100 pieds et la composante horizontale avait au maximum deux milles et demi.

La plupart des failles, sur la terre ferme, ont une direction générale est ou sud-est. Parmi les failles du premier groupe, les plus importantes sont celles de Kongut et de Bartlett respectivement dans les parties nord et sud de la région; toutes deux traversent la région et, à l'ouest, elles causèrent le déplacement des roches des îles côtières. La faille de Kongut, qui se prolonge sur une distance connue de 30 milles, sépare les îles de la région de celles qui sont plus au nord. La faille de Bartlett isole l'île Bartlett des autres îles riveraines. Les deux montrent des rejets semblables: le rejet longitudinal atteint deux milles et demi (mesuré) et le rejet vertical est de 250 pieds (calculé). Les failles importantes de direction sud-est comprennent la faille de Gagocdoar (un embranchement de la faille de Kongut) au nord-est, la faille de Dusiurac dans la partie centre-est de la région et la faille située à deux milles au nord du lac Champignon.

Presque toutes les failles de la région se révèlent par des dépressions topographiques linéaires occupées par de nombreux lacs. Quelques-unes s'identifient par la présence de zones de cisaillement de quelques pieds à plusieurs centaines de pieds de largeur à nombre d'endroits; plus rarement, par l'association de brèches tectoniques minéralisées ou de zones avec des miroirs de faille. Par endroits, les dykes de diabase ou des bandes lithologiques sont déplacées par les failles. A un mille au nord-est du lac Digit, le long de la faille de Dusiurac, un dyke de diabase montre un rejet horizontal droit de plusieurs centaines de pieds. Dans la partie centrale, occupée par les anciennes roches supracorticales, des bandes de schiste et de quartzite sont déplacées par une faille de direction générale est-sud-est. A cet endroit, le rejet horizontal gauche, mesuré perpendiculairement au litage, est de 20 pieds. Au nord de l'île Hotchkiss, des bandes de gneiss et de schiste à hornblende sont décrochées par une faille gauche de direction est. Nous avons vu une brèche tectonique à certains endroits, le long d'un embranchement sud-est de cette faille.

Comme la majorité des failles ne sont pas accompagnées d'escarpements, nous croyons qu'elles sont antérieures au Pléistocène ou même à la pénéplanation. Cependant, au sud de la rivière Kongut et près de

son embouchure, un groupe de failles dans le granite est, semble-t-il, plus jeune que les autres failles. A cet endroit, les plans de failles s'accompagnent de miroirs avec du quartz et de la calcite, et ils donnent des escarpements verticaux de 10 à 20 pieds de hauteur.

### Diaclases

Les diaclases sont abondants dans la plupart des roches de la région. Elles sont espacées de quelques pieds à plusieurs dizaines de pieds et ont presque toutes un pendage très prononcé. Nous avons vu aussi des diaclases horizontales principalement dans le granite massif à microcline.

Toutes les variétés de diaclases: diagonales, longitudinales et transversales sont représentées. Les diaclases diagonales qui recoupent la direction générale de la foliation avec un angle de 20° à 60° sont les plus fréquentes. Par leur direction, elles appartiennent à deux groupes: N-N40°W. et N40°E-N60°E.

Nous avons projeté les directions des diaclases sur un diagramme semi-circulaire de fréquence (figs Nos 9 et 10). La distribution obtenue révèle une concentration dans deux secteurs faisant un angle de 40° de chaque côté de la direction générale de la foliation, comme on le voit particulièrement dans le cas des diaclases des anciennes roches supracorticales. Les diaclases dans les terrains granitiques sont moins régulières. Cette constatation nous porte à croire que les diaclases, en grande majorité diagonales, des anciennes roches supracorticales ont été formées par l'effort de cisaillement provoqué par l'intrusion du granite. Par contre, les diaclases complexes de la région granitique se seraient formées pendant la période de consolidation du granite et aussi au cours de mouvements subséquents de la croûte.

### Structures mineures

#### Aperçu général

Nous avons étudié très en détail quelques affleurements de gneiss granitique migmatitique à un point situé près de la côte, à environ quatre milles au sud de l'anse au Marsouin. Nous avons cartographié environ 2,200 pieds carrés à l'échelle de 4 pieds au pouce, (Carte No 1554 en pochette) et ainsi donc recueilli de nombreux renseignements sur plusieurs structures mineures des roches métamorphiques, ce qui nous a permis de mieux comprendre les grandes structures.

Parmi les phénomènes étudiés, mentionnons les zones de brèche, les structures de fluage, les structures en pointe de flèche, les structures ptygmaticques et celles de boudinage.

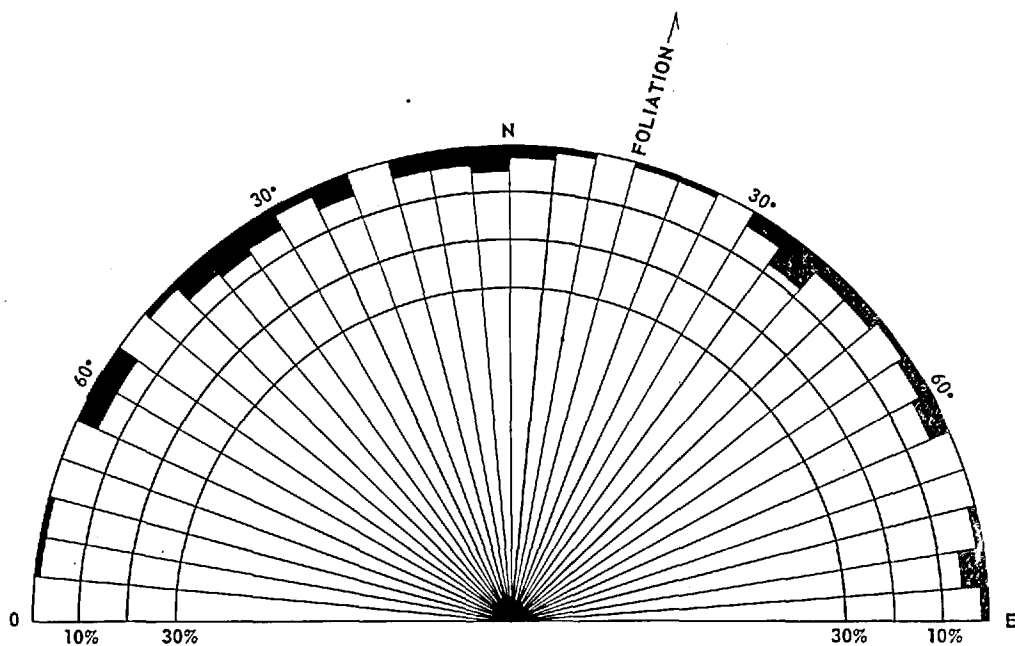


Figure 9

DIAGRAMME DE LA FRÉQUENCE DES DIACLASES DANS LES ROCHES GRANITQUES.

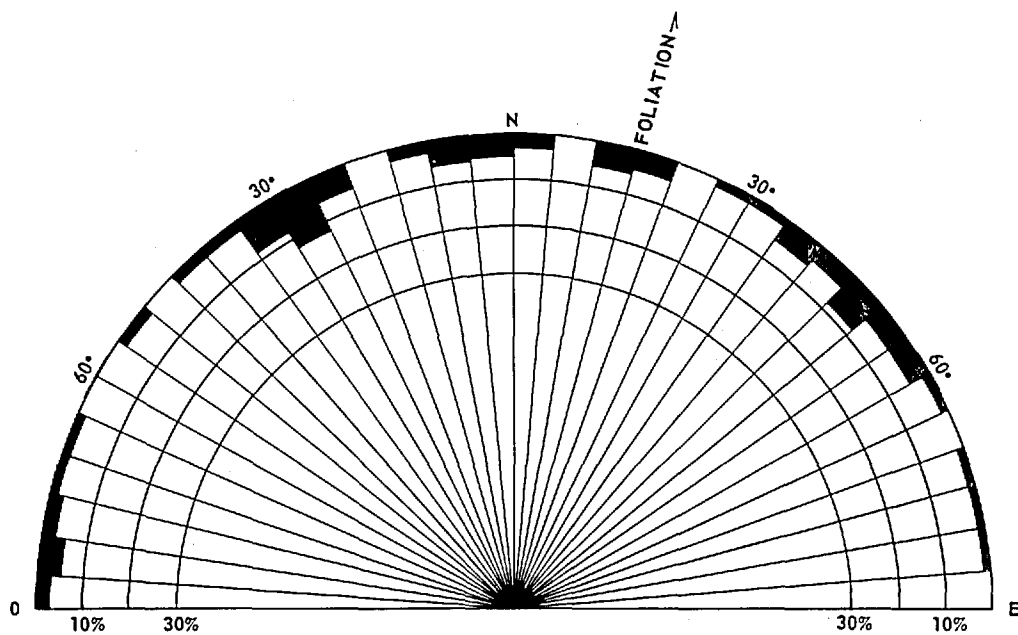


Figure 10

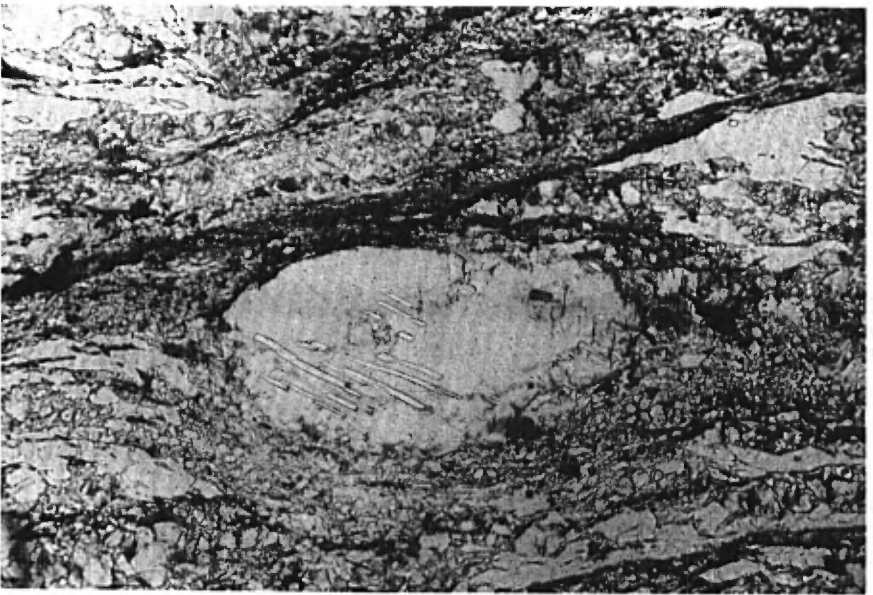
DIAGRAMME DE LA FRÉQUENCE DES DIACLASES DANS LES ANCIENNES ROCHES SUPRACORTICALES.



Planche XI



A- Amphibolite bréchique dans le gneiss granitique, près de la côte dans le centre de la région.



B- Microphotographie d'une mylonite, montrant les feuillets de biotite et de chlorite bien développés contournant le plagioclase. Nicol simple, X34.

### Brèches et mylonites

Des brèches intrusives, constituées de fragments d'amphibolite ou plus rarement de roches sédimentaires enclavées dans du granite, se rencontrent à plusieurs endroits dans la région (pl. XIA). Elles sont particulièrement abondantes le long de la côte près des masses granitiques. L'intensité de la bréchification décroît vers le nord-est et les brèches, graduellement, font place à du granite plus ou moins homogène. Ce fait semble démontrer que la bréchification allait en décroissant à mesure de l'avance de la déformation plastique. Là où le rapport entre le métasome et le paléosome devenait assez élevé, le matériel broyé était transporté par fluage pour donner du plissement agmatitique.

Il est probable que presque toutes les brèches de la région sont d'origine intrusive. Nous présumons que le broyage s'effectua lorsque le matériel granitique perça les roches sédimentaires et volcaniques déjà consolidées. Etant plus friables, les fragments de roche volcanique sont plus abondants que ceux des roches sédimentaires. L'étroite association des brèches et des terrains granitiques fait ressortir leur origine intrusive.

Un type de brèche ou de mylonite différent du précédent a affecté les roches granitiques et gneissiques de la région. Par endroits, ces roches sont caractérisées par le feuilletage poussé de la biotite et des chlorites. D'après De Sitter (1956, p. 85) le feuilletage serait dû au mouvement de cisaillement facilité par les feuillets de mica qu'il recourbe autour des cristaux de quartz et de feldspath. La planche XIB fait voir un bon exemple de feuilletage bien formé avec de la biotite et de la chlorite qui s'incurvent autour des cristaux de feldspath et de quartz.

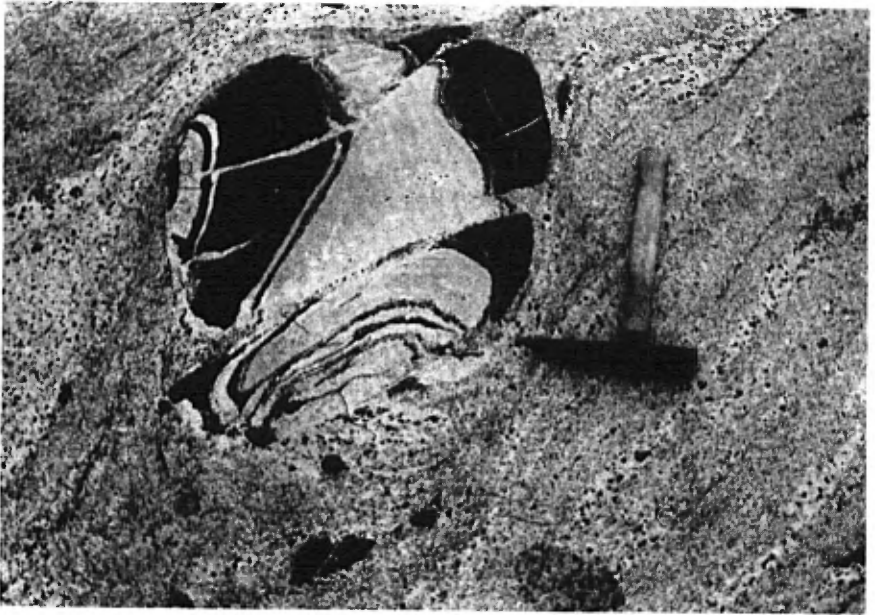
### Structures fluidales primaires

Nous qualifions de primaires les structures fluidales des roches granitiques parce qu'elles se sont formées par le mouvement du matériel à l'état liquide. (Pl. XVB). Nous avons identifié deux types de mouvement fluidal: l'écoulement lamellaire et l'écoulement turbulent. Le premier a donné un gneiss rubané constitué de bandes parallèles de matériaux leucocratiques et mélanocratiques. (Pl. XIII A). Lorsque le mouvement lamellaire fut dérangé par des obstacles internes ou externes, il devint turbulent. Dans les granites migmatitiques, de nombreuses enclaves de fragments (allant de petits à gros) ont en pivotant créé du mouvement turbulent en bordure. La planche XIIB illustre quelques phénomènes intéressants produits par le mouvement rotatoire d'un bloc d'amphibolite pris dans le granite gneissique à biotite et oligoclase au cours de sa mise en place. La photographie montre un bloc arrondi d'amphibolite d'environ deux pieds de diamètre qui a tourné

Planche XII



A- Gneiss granitique rubané formé par du fluage en couches. Echelle: 1'' = 10'.



B- Enclave d'amphibolite dans le granite gneissique à biotite et oligoclase, montrant la rotation durant le fluage turbulent.

sous l'action de la turbulence du matériel granitique enveloppant. Des parties de l'amphibolite ont pivoté indépendamment, de sorte que la foliation dans la partie supérieure de la masse est concordante à celle de la section inférieure.

Nous avons observé des structures linéaire et planaire dans les roches granitiques et dans les anciennes roches supracorticales. Ces structures se trouvent ensemble presque partout dans les plans de la foliation et constituent des lignes fluidales.

#### Foliation

La foliation des roches granitiques et des roches apparentées de la région a une direction générale N20°W - N20°E. Elle est définie par:

- 1) l'alignement des cristaux tabulaires ou prismatiques de biotite et de feldspaths;
- 2) les enclaves dans les roches granitiques, qui s'allongent suivant les surfaces "S";
- 3) les roches quartziques mobilisées, qui se sont introduites le long des surfaces "S" des gneiss et des schistes.

Dans le granite le plus homogène, les plans d'écoulement sont indiqués par des couches discontinues de xénolithes, des minéraux mafiques orientés.

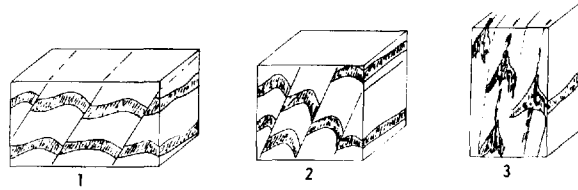
#### Linéation

Nous pouvons voir la linéation des minéraux orientés, en particulier de la hornblende et de la biotite, sur le plan de la foliation. La direction de la linéation dans la région varie de S20°W à S20°E et les grains allongés plongent généralement vers le sud entre 30° à 40°. Par endroits, nous avons vu deux types de linéation: la plus ancienne est parallèle aux axes des premiers plis de fluage et la seconde est parallèle aux axes des plis de cisaillement.

#### Structures en pointe de flèche

Nous avons appelé structures en pointe de flèche des plis aux angles très prononcés qui se forment par le plissement isoclinal de couches basiques dans les roches granitiques, et par le déplacement par cisaillement des plis individuels. Ce terme, employé pour la première fois par Kranck (1953) décrivait certaines structures des gneiss de l'île de Baffin. D'après son interprétation, cette structure en pointe de flèche naît lorsque les nappes de chevauchement, formées durant une déformation assez rigide, sont écrasées et déformées par fluage causé par la compression.

Quand des couches basiques plus compétentes accompagnent les nappes de chevauchement, elles donnent le patron très caractéristique en pointe de flèche. Dans une publication plus récente, Kranck (1957) a illustré le processus de formation de cette structure (fig. No 11).



1. La roche granit que crémulée intercalée de couches basiques compétentes est brisée en nappes de chevauchement par l'effort de compression.
2. A mesure que le chevauchement progresse, les nappes deviennent plus minces et les couches compétentes sont fragmentées. La crémulation tend à se déverser.
3. Le mouvement continu le long des plans de clivage parallèles au plan axial forme la structure en pointe de flèche.

Figure 11

BLOCS-DIAGRAMMES ILLUSTRANT LA FORMATION DE STRUCTURE EN POINTE DE FLÈCHE (D'APRES KRANCK, 1957, FIG. 9)

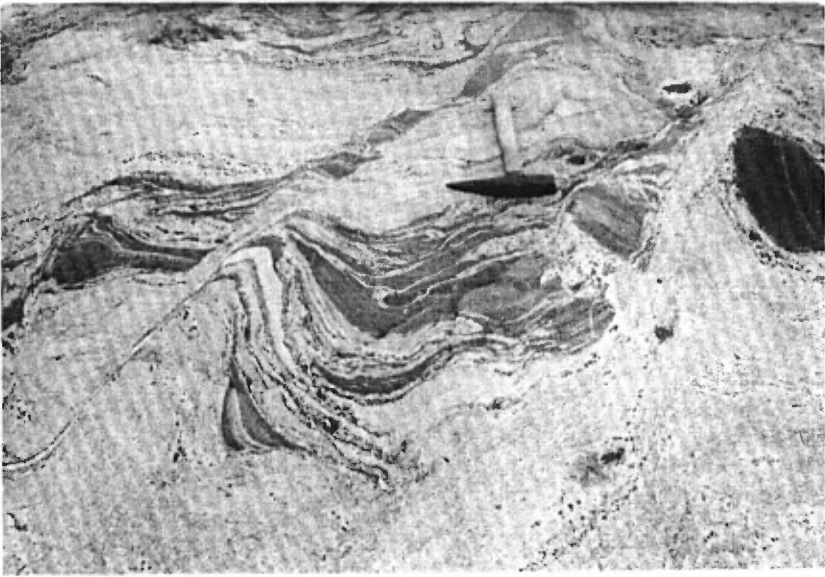
M.H.N.Q. 1964 G-834

Nous avons observé des structures semblables dans le secteur étudié en détail. Cependant, les structures en pointe de flèche de la région sont beaucoup moins nettes à cause des effets de la déformation plastique et de l'assimilation. La plupart des structures ne sont plus que des reliquats ou des traînées en V de matériel basique (Pl. XIIB).

#### Structures ptymatitiques

Plusieurs veines de pegmatite et d'aplite et moins souvent des bandes d'amphibolite montrent des plis ptymatitiques dans les granites migmatitiques et les roches apparentées de la région. Notre étude en détail dans le gneiss granitique a démontré que les plans axiaux des plis ptymatitiques sont souvent parallèles à la foliation du gneiss (Carte No 1554, en pochette). Les minéraux mafiques des matériaux ptymatitiques s'orientent parallèlement aux veines ou aux bandes dans lesquelles ils se trouvent. Dans l'ensemble, les plis ptymatitiques s'épaississent à la crête et s'aminçissent sur les flancs; ils se sont formés par du mouvement le long de plans de cisaillement.

Planche XIII



A- Formation de nappes de chevauchement entre des zones de cisaillement dans la migmatite, passant graduellement à une structure en pointe de flèche. Carte détaillée.



B- Reliquats flous des structures en pointe de flèche dans le secteur étudié en détail.

### Structures de boudinage

Dans notre région, les boudins d'amphibolite se présentent dans les roches granitiques et les roches apparentées. La plupart se sont formés par étirement le long de la foliation des roches granitiques. Les espaces entre les segments sont remplis par du matériel pegmatitique ou aplitique. Par endroits, les boudins se sont plus ou moins transformés en matériel granitique et s'entourent souvent de traînées de leurs minéraux constitutifs recristallisés.

### Roches protérozoïques sédimentaires et volcaniques

La structure des roches protérozoïques de la chaîne des îles côtières est relativement simple, par rapport à celle du complexe archéen de la partie continentale.

Les roches des îles, en couches sédimentaires et volcaniques bien stratifiées, ont une direction N50° - 60°W, parallèle à la côte et s'inclinent faiblement vers le sud-ouest en direction de la baie d'Hudson avec un angle moyen de cinq degrés.

### Plis

Du haut des airs, la chaîne des îles côtières offre l'aspect d'un bloc légèrement penché avec un escarpement abrupt à regard sur la passe d'Hopewell et une légère pente à l'ouest vers la baie d'Hudson.

En se basant sur les séquences stratigraphiques dans les îles, nous pouvons déterminer cependant un léger plissement. En suivant la roche ferrugineuse, comme horizon jalon, vers le nord-ouest depuis l'île Bartlett, nous constatons qu'elle affleure à des altitudes de plus en plus élevées jusqu'à l'île Drayton. Après avoir atteint le plus haut point, elle commence à redescendre en direction nord-ouest. (fig. No 5). Ceci donne la forme d'un anticlinal ouvert d'une amplitude d'environ 50 pieds.

### Failles

On trouve plusieurs failles dans les îles. La plupart sont petites avec un rejet horizontal et une séparation stratigraphique maximales de 10 pieds. Elles ont généralement une direction ouest-sud-ouest, en diagonale avec la direction du litage, et leur pendage nord ou sud est de 60° à 80°.

Les grandes failles de Kongut et de Bartlett se prolongent vers l'ouest de la terre ferme jusqu'aux îles, où les décrochements des lits ont au moins deux milles et demi. Nous avons calculé un rejet vertical de 250 pieds en présumant que ces failles sont verticales.

#### Diaclases

Les diaclases sont abondantes dans les roches des îles. Les diaclases polygonales du basalte qui coiffe les îles sont très spectaculaires. Les colonnes bien distinctes et verticales atteignent une longueur de 50 pieds et un diamètre de quatre pieds.

Dans les roches sédimentaires, spécialement le grès quartzique et le quartzite, les diaclases verticales et longitudinales sont bien développées (Pl. No XIVB). Elles sont espacées de quelques pouces à un pied. Plus rarement, nous avons observé des diaclases diagonales par rapport au litage.

#### Contact entre les roches de l'Archéen et du Protérozoïque

Le complexe archéen à structure compliquée de la partie en terre ferme de la région est séparé des roches sédimentaires relativement peu dérangées des îles côtières par la passe de Hopewell. Le contact entre ces deux groupes n'étant pas visible, il nous est impossible de définir leur relation. Cependant, nous croyons que les roches protérozoïques reposent ou reposaient en discordance sur le sous-sol rocheux archéen.

D'après les traits de la topographie actuelle, trois possibilités s'offrent pour expliquer les relations entre le complexe archéen et les roches protérozoïques:

- 1) érosion différentielle des roches protérozoïques, pendant une période de bas niveau de la mer, avec production d'une crête en forme de cuesta qui plus tard fut submergée en partie pour former la passe de Hopewell.
- 2) mouvement le long d'une faille parallèle à la côte qui provoqua le basculage d'un bloc de roches protérozoïques. Ce mouvement serait relié au plissement des roches sédimentaires des îles Belcher (Kranck, 1955, pp. 18 et 67).
- 3) mouvement le long d'une faille à la base du groupe de Hopewell Sud faisant glisser la couverture de roches protérozoïques comme un ensemble sur le socle archéen. Ce mouvement se rattacherait au soulèvement des masses granitiques adjacentes.



Planche XIV



A- Schiste ardoisier finement feuilleté montrant les plis d'entraînement et une faille de chevauchement à droite. Une coulée de basalte coiffe le schiste.



B- Diaclases verticales et longitudinales dans le grès quartzique. Ripple-marks au premier plan.

Sur l'île Knox, juste en dehors de notre carte et au sud-ouest d'Inussuaq, du quartzite protérozoïque repose en discordance sur le socle archéen silicifié et altéré. Kranck qui décrit ce contact (1951, p.67) fit remarquer que la roche sous-jacente était très silicifiée et contenait beaucoup de carbonate jaune. Nous avons noté plusieurs étendues de brèche composée de fragments anguleux de chert et de roche carbonatée allant jusqu'à un pied de diamètre dans les granites et les gneiss migmatitiques le long de la côte près de l'anse au Marsouin et aux environs de Pointe Normand.

Ces observations nous indiquent la présence possible d'une faille entre l'Archéen et le Protérozoïque. Cependant, si elle existe, nous n'avons pu, avec les indices recueillis sur le terrain, déterminer les mouvements relatifs qui s'y seraient produits.

#### METAMORPHISME

##### Aperçu général

Nous divisons les roches métamorphosées de la région de la façon suivante:

- 1) La bande de roches protérozoïques faiblement métamorphosées des îles côtières, comprenant du schiste ardoisier, du quartzite, du grès quartzique, du chert calcaireux, de la roche ferrique et carbonatée, du basalte et de la diabase.
- 2) L'assemblage de roches soumises à un degré de métamorphisme plus élevé dans le complexe archéen, assemblage qui renferme divers schistes et gneiss envahis par des grandes masses de granite et de roches apparentées.

Le métamorphisme régional des roches archéennes est sensiblement contemporain à la mise en place des plutons granitiques et c'est pendant cette période qu'il a vraisemblablement atteint son apogée. Cependant, la déformation et le métamorphisme des roches supracorticales a bien pu commencer avant et les anciennes intrusions basiques et ultrabasiques ont probablement contribué au premier métamorphisme.

On peut classer les roches de la région d'après les faciès métamorphiques en utilisant le système proposé par Eskola (1920) et révisé par Turner et Verhoogen (1960). Cette classification est basée sur les assemblages minéralogiques. Les roches sédimentaires protérozoïques et les roches archéennes sont respectivement du faciès schiste vert et du faciès amphibolite-almandin. Les roches archéennes ont des assemblages des sous-faciès staurotide-almandin et sillimanite-almandin-orthose.

Les assemblages minéralogiques des roches de la région sont donnés dans le tableau suivant:

Tableau No 19

Assemblages minéralogiques

Faciès métamorphiques	Schiste vert	Almandin-amphibolite		
Sous-faciès	Quartz-albite- épidote-biotite	staurotide- almandin	sillimanite-almandin-orthose	
Groupes de roches	sédimentaires protérozoïques	granitiques	roches ferriques	supracorticales
Hypersthène			O	X
Cummingtonite			O	
Magnétite			O	
Almandin			O	O
Hornblende			O	O
Biotite	O	O	O	O
Muscovite	O	X		X
Orthose	X	O		O
Microcline		O		
Plagioclase	X	O		O
Chlorite	O	X	X	X
Epidote		X	X	X
Carbonate	O			
Quartz	O	O	O	O

O: minéraux stables et abondants

X: minéraux présents, mais instables

Roches sédimentaires protérozoïques

Les roches sédimentaires des îles côtières appartiennent au sous-faciès quartz-albite-épidote-biotite du faciès schiste vert. Les roches pélitiques se composent de biotite, muscovite, chlorite et quartz. Cet assemblage ressemble étroitement à l'association minéralogique préposée par Turner et Verhoogen (1960, p. 537). Le carbonate est stable dans le chert calcaireux ou le jaspe. Le grès quartzique et le quartzite se composent essentiellement de quartz avec de petites quantités de biotite et de chlorite.

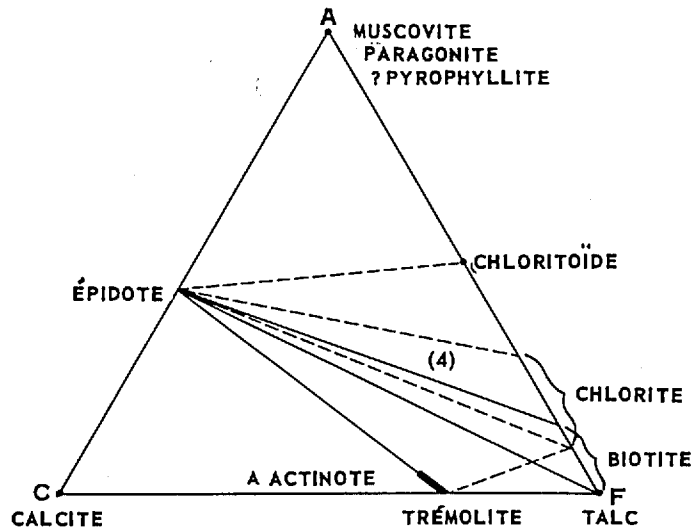
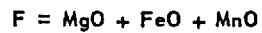
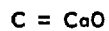
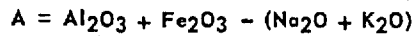


Diagramme ACF pour les roches contenant un excès de  $\text{SiO}_2$

Les lignes pointillées correspondent aux assemblage déficients  $\text{K}_2\text{O}$

(4) indique le champ de l'assemblage minéralogique:  
biotite-muscovite-chlorite-quartz (-albite-épidote)

(d'après Turner et Verhoogen, 1960, p. 538, fig. 85)



M.R.N.Q. 1964 B-834

Figure 12

FACIÈS SCHISTE VERT; SOUS-FACIÈS QUARTZ-ALBITE-ÉPIDOTE-BIOTITE.

Dans la plupart des roches, la biotite est brun foncé et montre des signes de recristallisation. Dans le schiste ardoisier noir, on peut voir des paillettes idiomorphes allongées de biotite dont quelques-unes pénètrent dans les fragments détritiques de siltstone. Dans le quartzite riche en biotite, près du contact avec les roches ferro-carbonatées, la biotite s'est développée autour du quartz pour donner des formes ployées, ramifiées et festonnées. Cette biotite a pu se former par la réaction suivante: muscovite + chlorite → biotite + chlorite.

La muscovite est stable dans les roches pélitiques. La chlorite se présente dans les roches pélitiques et le grès quartzique. Dans ce dernier, elle forme une pellicule sur les grains de quartz et les cimente partiellement entre eux. Le plagioclase et l'orthose ne constituent que des fragments détritiques.

Excepté le chert calcaireux qu'on trouve assez rarement, toutes les roches des îles côtières contiennent des assemblages minéralogiques du sous-faciès quartz-albite-épidote-biotite, tel que montré dans un diagramme ACF (fig. No 12).

#### Roches granitiques

Indépendamment de leur origine, toutes les roches granitiques du complexe archéen ont atteint, par métamorphisme régional, le sous-faciès staurotide-almandin du faciès amphibolite-almandin. Les compositions chimiques de cinq roches granitiques sont données dans le diagramme ACF de ce sous-faciès (fig. No 13). Elles se groupent dans le champ de l'assemblage minéralogique quartz-microcline-plagioclase-biotite (muscovite-épidote), proposé par Turner et Verhoogen (1960, p. 546).

Les minéraux stables des roches granitiques comprennent le quartz, l'orthose, le microcline, le plagioclase et la biotite. On ne trouve pas de staurotide; cette absence peut s'expliquer par le fait que ces roches ont été affectées par le métasomatisme de la potasse. Turner et Verhoogen (1960, p. 545) maintiennent que "la staurotide s'associe aux micas et non avec le feldspath potassique. Dans les roches fortement potassiques, les micas et le feldspath potassique peuvent se trouver ensemble .... la staurotide ..... est présente dans les roches riches en  $Al_2O_3$  et FeO et déficiente en  $K_2O$ ".

Le plagioclase des roches granitiques varie de  $An_{26-30}$ . La biotite, seul minéral mafique stable des roches granitiques, est de la variété brun foncé (tableau No 24). Plusieurs lames minces de ces roches montrent que la biotite remplace la hornblende. Avec l'apport de  $K_2O$ , la hornblende s'altère en biotite (voir détails dans le chapitre intitulé "Phénomènes de remplacement"). Les petites quantités de muscovite, de

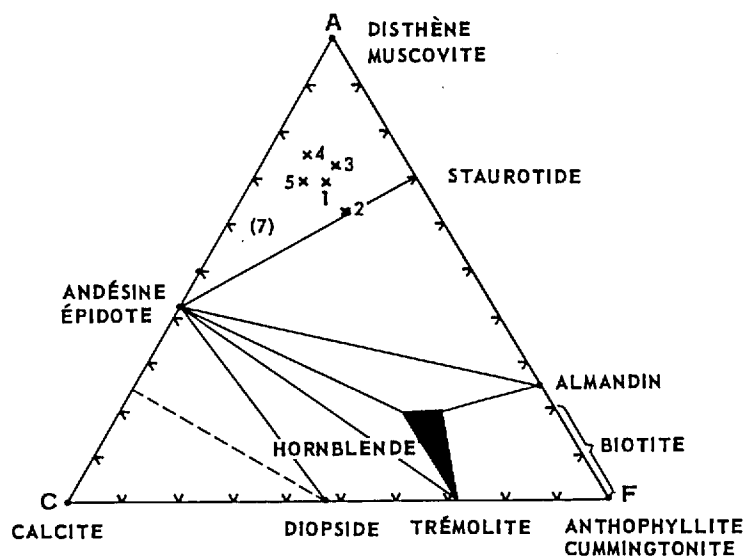
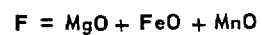
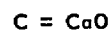
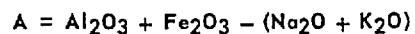


Diagramme ACF pour les roches contenant un excès de  $\text{SiO}_2$

(7) indique le champ de l'assemblage minéralogique:  
quartz-microcline-plagioclase-biotite (-muscovite-épidote)

(d'après Turner et Verhoogen, 1960, p. 546, fig. 89)



1. Granite à microcline
2. Granite migmatitique vert
3. Granodiorite migmatitique verte
4. Granite migmatitique gneissique à biotite et oligoclase
5. Gneiss granitique migmatitique

Figure 13

FACIÈS ALMANDIN-AMPHIBOLITE: SOUS-FACIÈS STAUROTIDE-ALMANDIN.

chlorite et d'épidote trouvées dans les roches, ne dépassent pas deux pour cent du volume. Elles semblent dérivées de l'altération des minéraux mafiques. Cette altération et la saussuritisation intense du plagioclase ont pu être causées soit par la rétomorphose dans la région éloignée de la zone des grandes déformations, soit par l'altération deutérique provoquée par l'eau émanant du magma granitique.

#### Roches supracorticales anciennes

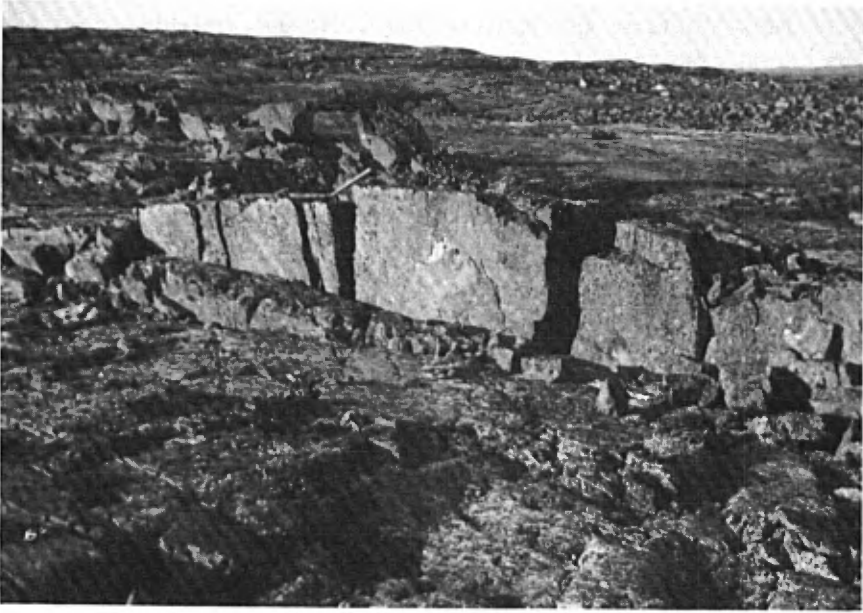
Les anciennes roches supracorticales de la région se sont entièrement recristallisées pendant le métamorphisme régional. Les minéraux stables de ces roches sont ceux du sous-faciès sillimanite-almandin-orthose du faciès amphibolite-almandin, sans égard à leur composition originale.

Nous illustrons, dans un diagramme ACF du sous-faciès sillimanite-almandin-orthose, les compositions chimiques des anciennes roches supracorticales excepté celles de la roche ferrugineuse et du quartzite (fig. No 14). Les 5 points sont dans le champ quartz-orthose-plagioclase-almandin-biotite et dans le champ hornblende-plagioclase-almandin (-quartz) proposés par Turner et Verhoogen (1960, p. 549). Les minéraux stables des roches supracorticales, biotite, hornblende, almandin, plagioclase, orthose et quartz, sont compris dans les champs proposés des minéraux stables. La grandeur du champ de stabilité peut être attribuée à la présence de dérivés des roches basiques et pélitiques dans les anciennes roches supracorticales.

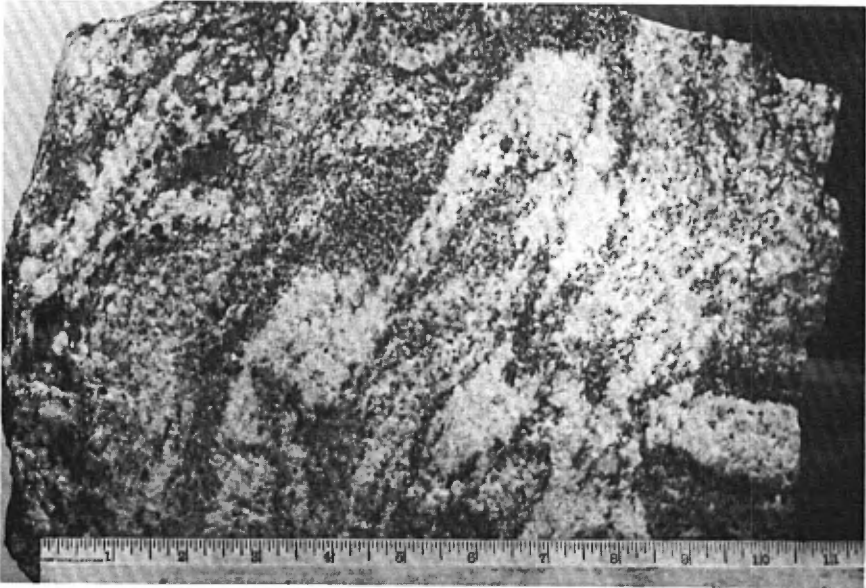
Le point "1" de la figure No 14 représente le gneiss à hornblende et biotite qui marque la transition entre les roches supracorticales et les roches granitiques. Ce point se rapproche plus de l'angle "A" du triangle parce que le gneiss à hornblende et biotite ressemble davantage aux roches granitiques. Les propriétés optiques de la hornblende et de la biotite du gneiss à hornblende et biotite se rapprochent beaucoup de celles de ces minéraux du schiste à hornblende. La composition du plagioclase diffère cependant dans les deux types de roche: elle est en moyenne de  $An_{38}$  dans le schiste à hornblende et de  $An_{31}$  dans le gneiss à hornblende et biotite. Cette différence s'explique du fait que le plagioclase originel du gneiss a été partiellement remplacé par du plagioclase sodique dérivé de l'intrusion granitique tardive.

Nous n'avons pas vu de sillimanite dans les anciennes roches supracorticales, ce qui est peut-être dû soit à une déficience en  $Al_2O_3$ , soit à des conditions défavorables de température et de pression. Dans les dérivés des roches pélitiques, toute l'alumine a pu servir à la formation du grenat et de la biotite, sans qu'il en resta suffisamment pour former de la sillimanite. Il semble cependant plus probable que la pression et la température n'aient pas atteint les points critiques pour lui permettre de se cristalliser. Le résultat des analyses chimiques montre que la biotite et le grenat des roches pélitiques ont des rapports

Planche XV



A- Blocs de schiste à hornblende soulevés par le gel et entourés de diaclases serrées à quelques milles au nord de l'anse au Marsouin.



B- Structure de fluage dans le gneiss granitique migmatitique de la zone détaillée.



Mg/Fe très bas. Turner (1948, p. 85) souligne que "des biotites riches en magnésie peuvent exister en équilibre avec .... des assemblages qui renferment de la sillimanite". Le travail expérimental de Yoder (1952) démontre aussi que les rapports Mg/Fe des minéraux ferromagnésiens ont une influence sur la température et la pression des courbes d'équilibre. Plus le rapport Mg/Fe est élevé, plus l'équilibre de la température est élevé. Les indices pétrographiques nous confirment que la sillimanite devient stable dans l'extrémité supérieure du champ de pression - température du faciès amphibolite (Ramberg, 1952, p. 151).

La biotite des anciennes roches supracorticales est en majeure partie brun foncé et, dans la plupart des cas, s'associe à la hornblende vert foncé.

Dans presque toutes les roches, la composition du plagioclase est  $An_{38}$ , excepté celle du plagioclase du gneiss à hornblende et biotite ( $An_{31}$ ) qui se trouve dans la zone de transition entre les anciennes roches supracorticales et les roches granitiques.

L'hypersthène, observée dans les amphibolites, constitue moins d'un pour cent du volume; elle est instable et n'apparaît qu'en reliquats partiellement remplacés par la hornblende ou altérés en antigorite.

De petites quantités (rarement plus de deux pour cent, en volume) de chlorite, d'épidote et de muscovite se trouvent dans les anciennes roches supracorticales; ce sont pour la plupart des minéraux d'altération.

La couche de quartzite comprise dans les anciennes roches supracorticales ne contient aucun assemblage qui puisse servir à déterminer le degré du métamorphisme atteint. Il doit cependant être élevé, comme l'indique la recristallisation intense.

Les roches ferriques des roches supracorticales contiennent un assemblage minéralogique stable semblable à celui du groupe décrit par Turner et Verhoogen (1960, p. 550) "cunningtonite-hornblende-almandin (-plagioclase)". Cet assemblage est dérivé des roches magnésiennes. Le champ de l'assemblage minéralogique (6) se situe dans l'angle "F" du diagramme ACF (fig. No 14).

Les minéraux stables de l'assemblage des roches ferriques sont: l'hypersthène, la cunningtonite, la magnétite, l'almandin, la hornblende, la biotite et le quartz; l'hédengergite se voit ici et là. La biotite de la roche ferrique est la sidérophyllite, une variété riche en fer. L'hypersthène, comprenant le ferro-hypersthène, varie de vert pâle à brun foncé; la cunningtonite varie de jaune pâle à brun pâle et la hornblende est vert foncé (tableau No 5). De petites quantités d'épidote, de chlorite et de talc constituent les minéraux d'altération.

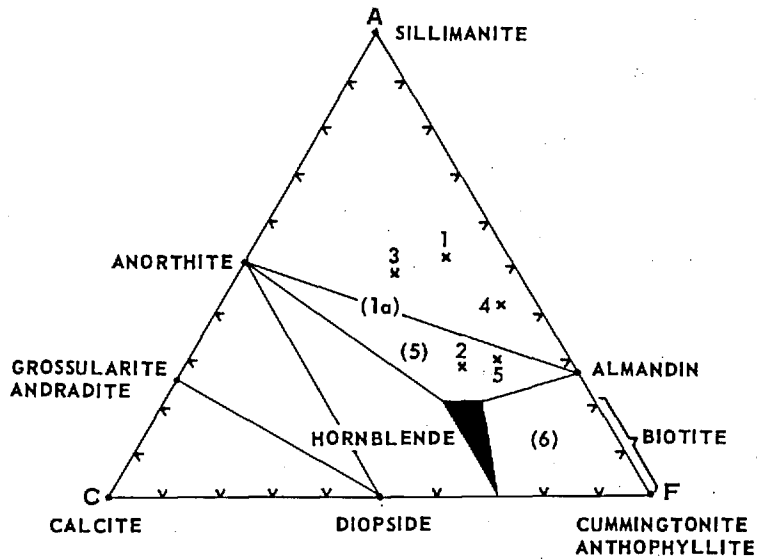
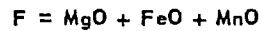
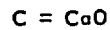
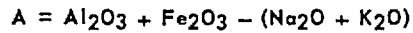


Diagramme ACF pour les roches contenant un excès de  $\text{SiO}_2$  et  $\text{K}_2\text{O}$

- (1a) indique le champ de l'assemblage minéralogique:  
quartz-orthose-plagioclase-almandin-biotite
- (5) indique le champ de l'assemblage minéralogique:  
hornblende-plagioclase-almandin (-quartz)
- (6) indique le champ de l'assemblage minéralogique:  
cummingtonite (ou gédrite)-hornblende-almandin-plagioclase

(d'après Turner et Verhoogen, 1960, p. 549, fig. 91)



- 1. Gneiss à hornblende et biotite
- 2. Schiste à hornblende
- 3. Amphibolite
- 4. Schiste à biotite et grenat
- 5. Schiste à gctinote

Figure 14

FACIÈS AMPHIBOLITE-ALMANDIN:  
SOUS-FACIÈS SILLIMANITE-ALMANDIN-ORTHOSE.

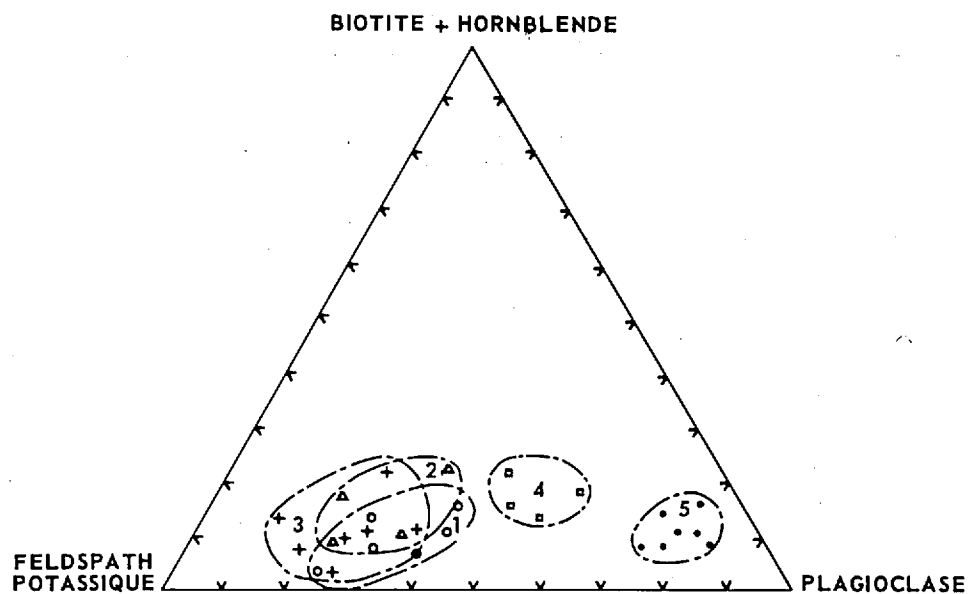
### Métasomatisme

Goldschmidt (1922, p. 106) définit le métasomatisme comme "un procédé d'altération qui apporte de l'extérieur des substances nouvelles dans la roche". Au cours de l'enrichissement, une réaction chimique se produit entre les substances anciennes et les nouvelles. Quelques-uns des minéraux originaux sont remplacés par d'autres de composition chimique différente. Ceci produit des changements de mode et de composition chimique de la roche ainsi que des changements de composition des minéraux individuels.

### Variations de l'analyse modale

Les roches granitiques de la région passent graduellement du granite homogène au granite migmatitique et finalement à des roches encaissantes relativement moins altérées. Des pourcentages modaux pour tous les types de roches granitiques sont donnés dans le diagramme triangulaire pour le plagioclase, le feldspath potassique et la biotite, plus la hornblende (fig. No 15). Le granite à microcline et les granites migmatitiques sont proches de l'angle du feldspath potassique, tandis que la roche la moins altérée (le gneiss granitique) est près de l'angle du plagioclase; la granodiorite migmatitique est entre les deux. Ceci nous indique que, indépendamment de leur origine, les roches granitiques se sont enrichies en feldspath potassique au cours du métamorphisme. Par l'étude de lames minces, nous pouvons voir que la proportion de microcline frais augmente en approchant du granite intrusif. Le granite à microcline contient environ 27 pour cent de microcline, la granodiorite environ 10 pour cent et le gneiss granitique environ 5 pour cent.

Nous avons étudié les changements progressifs de la composition minéralogique du granite migmatitique dans des lames minces obtenues d'échantillons pris le long d'une ligne perpendiculaire au contact entre la migmatite et les roches supracorticales. Le point de départ se situait dans la roche supracorticale à un mille à l'est de l'anse au Marsouin et la ligne s'étendait à 3,000 pieds, vers l'ouest, principalement à travers des roches migmatitiques.



1. Granite rose à microcline
2. Granite migmatitique vert tacheté rose
3. Granite migmatitique gneissique à biotite et oligoclase
4. Granodiorite migmatitique verte
5. Gneiss granitique migmatitique

Figure 15

GRAPHIQUES DES NORMES DES FELDSPATHS POTASSIQUES,  
DU PLAGIOCLASE, DE LA BIOTITE ET DE LA HORNBLÈNDE  
DANS DIVERSES ROCHES GRANITIKUES.

Tableau No 20

Changement horizontal de la composition minéralogique

	T 12	T 13	T 14	T 15	T 16
	%	%	%	%	%
Quartz	15	24	30	37	40
Plagioclase	30	21	15	8	5
Orthose	19	17	14	12	10
Microcline	10	18	26	32	36
Hornblende	12	9	4	tr.	tr.
Biotite	14	10	9	8	6*
Myrmékite	-	1	2	3	3

Biotite					
X	jaune	jaune	jaune	jaune pâle	jaune pâle
Y	brun foncé	brun foncé	brun foncé	brun verdâtre	brun verdâtre
Z	brun foncé	brun foncé	brun foncé	brun verdâtre	brun verdâtre

Hornblende					
X	vert pâle	vert jaunâtre	vert pâle	vert pâle	vert pâle
Y	vert	vert olive	vert	vert	vert
Z	vert foncé	vert foncé	vert	vert	vert

Plagioclase					
An	30-31 (moy. 31)	29-31 (moy. 30)	27-30 (moy. 28)	26-28 (moy. 27)	25-27 (moy. 26)

\* en majeure partie altérée en chlorite

- T 12. Gneiss à hornblende et biotite à un mille à l'est de l'anse au Marsouin au contact entre la roche supracorticale et la migmatite.
- T 13. Granite migmatitique à biotite et oligoclase, à 350 pieds à l'ouest de T 12.
- T 14. Granite migmatitique à biotite et oligoclase, à 950 pieds à l'ouest de T 12.
- T 15. Granite migmatitique à biotite et oligoclase, à 1,800 pieds à l'ouest de T 12.
- T 16. Granite migmatitique à biotite et oligoclase, à 2,950 pieds à l'ouest de T 12.

Tableau No 21

Changement vertical de la composition minéralogique

	T (1) 30	T (2) 28	T (3) 27
	%	%	%
Quartz	8	29	37
Plagioclase	32	28	10
Orthose	9	8	8
Microcline	-	15	35
Hornblende	49	4	tr.
Biotite	2	16	1
Myrmékite	-	tr.	3

Biotite			
X	jaune	jaune	jaune
Y	brun rougeâtre	brun foncé	brun foncé
Z	brun rougeâtre	brun foncé	brun foncé

Hornblende			
X	jaune verdâtre	jaune	-
Y	vert olive	vert pâle	-
Z	vert foncé	vert	-

Plagioclase			
An	53-38 (moy. 37)	32-37 (moy. 35)	29-31 (moy. 30)

T (1) 30. Gabbro amphibolitique au sommet de la colline à un mille et demi au nord de l'île Hotchkiss.

T (2) 28. Roche hybride au centre de la colline

T (3) 27. Granite à microcline à la base de la colline.

En s'éloignant des roches supracorticales, les quantités de quartz et de microcline augmentent progressivement tandis que le plagioclase et les minéraux mafiques diminuent proportionnellement (fig. No 16 et tableau No 20). La teneur en quartz augmente de 15 à 40 pour cent et celle du microcline de 10 à 36 pour cent. La quantité de plagioclase passe de 30 à 5 pour cent et celle des minéraux mafiques (hornblende et biotite) de 26 à 6 pour cent.

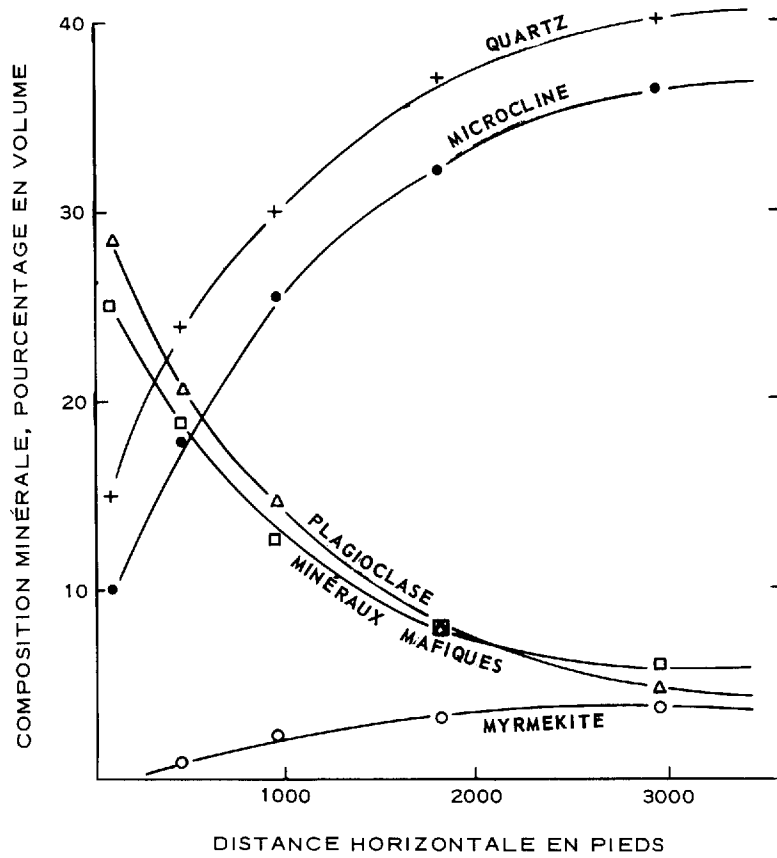


Figure 16

COURBES GÉNÉRALISÉES MONTRANT LES CHANGEMENTS DE COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DANS LE GRANITE MIGMATITIQUE EN PARTANT DES ROCHES ENVAHIES LES MOINS ALTÉRÉES VERS LA MASSE GRANITIQUE.

Nous avons observé des variations en sens vertical dans la composition modale sur 100 pieds de hauteur, le long du flanc d'une colline à un mille et demi au nord de l'île Hothkiss. En allant de la base vers le sommet de la colline, le granite à microcline passe graduellement à une roche hybride puis finalement à un gabbro amphibolitique recoupé par de nombreux dykes et veines de pegmatite et d'aplite. L'analyse modale des trois lames minces provenant des roches prises de haut en bas de la colline donnent une augmentation de 8 à 37 pour cent du quartz, de 0 à 35 pour cent du microcline, et une diminution de 32 à 10 pour cent du plagioclase et de 51 à 1 pour cent des minéraux mafiques (tableau No 21).

Il semble y avoir, dans toute la région, un changement progressif de la composition minéralogique à mesure qu'on approche de la masse granitique. Nous pouvons voir que la plus forte proportion de quartz et de microcline correspond à une diminution du plagioclase et des minéraux mafiques.

#### Variations de la composition des roches

Avant de parler des changements de composition des roches au cours du métamorphisme, nous exposerons brièvement les méthodes employées pour obtenir et utiliser les données d'analyse sur lesquelles nous nous basons.

La composition chimique, les normes CIPW des roches granitiques et des anciennes roches supracorticales, ainsi que les analyses modales sont données dans les tableaux Nos 22 et 23. Nous avons calculé les compositions chimiques à partir des analyses modales moyennes et des analyses de minéraux. Les résultats de trois analyses de roche granitique se comparent avec les données obtenues.

Les différences entre les normes des compositions obtenues par analyse et celles que nous avons calculées ne sont pas grandes; la différence maximum dans le groupe salique est de quatre pour cent et dans le groupe fémique de trois pour cent en volume (tableau No 22). Elles sont en majeure partie dues à l'hétérogénéité de la composition de la roche. Pour cette raison, l'analyse chimique, obtenue à partir des analyses modales moyennes de plusieurs lames minces d'échantillons représentatifs donne un résultat raisonnablement fiable.

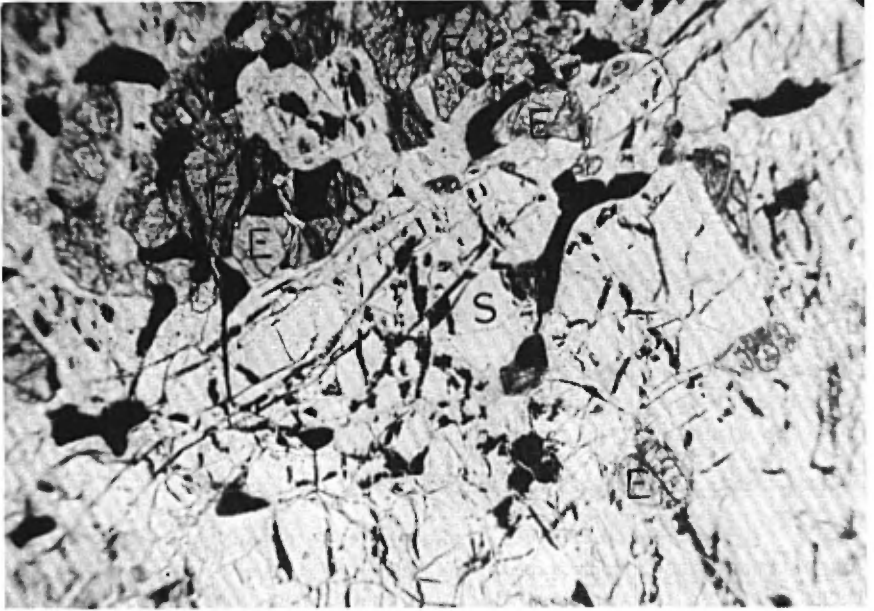
En ce qui concerne l'altération de la roche, il est intéressant de noter les différences considérables entre les pourcentages de certains minéraux, dans les normes et les modes. Ces différences, petites pour le quartz, deviennent très marquées pour les feldspaths et les minéraux mafiques. Il nous est permis de croire qu'elles sont dues à l'altération ultérieure qui changea la composition des feldspaths et des minéraux mafiques originaux. Le plagioclase a pu soit être remplacé partiellement par le feldspath potassique, soit avoir été entremêlé avec du feldspath sodique. De même façon, les minéraux mafiques se sont transformés en produits d'altération secondaire. L'ampleur de la variation entre les normes et les modes d'un minéral indique peut-être, dans une certaine mesure, le degré et l'histoire de l'altération de la roche\*.

---

\* Communication verbale du Dr E.H. Kranck



Planche XVI



A- Microphotographie d'une harzburgite serpentinisée montrant les grains isolés de forstérite (F) et d'enstatite (E) et des réseaux d'inclusions de magnétite dans la serpentine (S). Nicol simple, X28.



B- Microphotographie de serpentinite montrant l'agencement du chrysotile et son pseudomorphisme de l'olivine. Nicols croisés X35.

Tableau No 22

Compositions chimique, normative et modale des roches granitiques

	1	(1)	2	(2)	3	4	(4)	5
SiO <sub>2</sub>	74.52	70.06	72.08	70.84	73.54	70.40	67.41	71.96
TiO <sub>2</sub>		0.62		0.33			0.49	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.45	13.43	15.75	15.85	12.96	14.56	15.45	15.67
FeO	0.90	1.29	0.81	0.58	0.99	1.48	1.54	0.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.73	2.26	0.66	1.12	0.76	3.05	3.56	1.68
MnO		0.03		0.03			0.03	
CaO	1.23	1.42	1.96	2.88	1.30	2.08	2.82	2.99
MgO	0.88	0.85	0.41	0.52	1.04	1.61	1.09	0.77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.36		0.14			0.08	
S		0.03		0.02			0.03	
H <sub>2</sub> O	0.08	0.66		0.36	0.11	0.25	0.98	0.02
K <sub>2</sub> O	6.12	6.10	6.10	1.96	6.02	3.42	2.06	1.20
Na <sub>2</sub> O	2.16	2.72	1.28	4.80	1.65	2.74	4.42	4.40
BaO		0.22		0.06			0.07	
SrO		0.05		0.07			0.07	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.00		0.00			0.00	
NiO		0.00		0.00			0.00	
ZnO		0.00		0.00			0.00	
CO <sub>2</sub>		0.14		0.76			0.16	
Total	100.07	100.24	99.05	100.32	88.37	99.59	100.26	99.58
Normes (groupe salique)								
Q	35.64	28.02	35.36	29.34	33.48	34.62	26.82	33.78
Or	35.03	36.14	36.03	11.12	39.48	20.02	12.23	7.23
Ab	17.81	23.06	12.00	40.35	14.15	23.06	37.20	37.73
An	6.11	3.61	10.73	13.34	6.39	10.23	12.79	14.73
C	0.53	0.10	2.45	0.51	0.61	2.55	1.22	1.63
Total	95.12	90.93	96.57	94.66	94.11	90.48	90.26	95.10
(groupe fémique)								
Mt	1.16	2.20	0.93	0.93	1.16	4.41	3.36	2.55
Hy	3.25	2.10	2.06	1.36	3.96	5.04	2.70	2.40
Il		1.22		0.61			0.91	
Ap		1.01		0.34				
Pr		0.12					0.12	
Cc		0.30					0.40	
Hm		0.72		0.48			1.20	
Total	4.41	7.67	2.99	3.72	5.12	9.45	8.69	4.95
Mode (groupe salique)								
Quartz	32.5		29.0		34.5	31.0		30.0
Plagioclase	22.5		18.0		19.5	33.5		52.5
Feldspath K	37.5		44.0		37.0	21.0		7.0
Myrmékite	1.0		2.0					
Total	93.5		93.0		91.0	85.5		89.5
(groupe fémique)								
Biotite	5.0		5.5		3.0	11.0		6.0
Hornblende	0.5		0.5		3.0	0.5		2.5
Chlorite	0.5				2.0	2.0		1.0
Autres					0.5	0.5		0.5
Total	6.0		6.0		8.5	14.0		10.0

Note. Les numéros entre parenthèses indiquent les compositions obtenues par analyse chimique complète de la roche et les numéros ordinaires les compositions calculées à partir de la moyenne modale.

Tableau No 23

Compositions chimique et normative CIPW des anciennes roches supracorticales

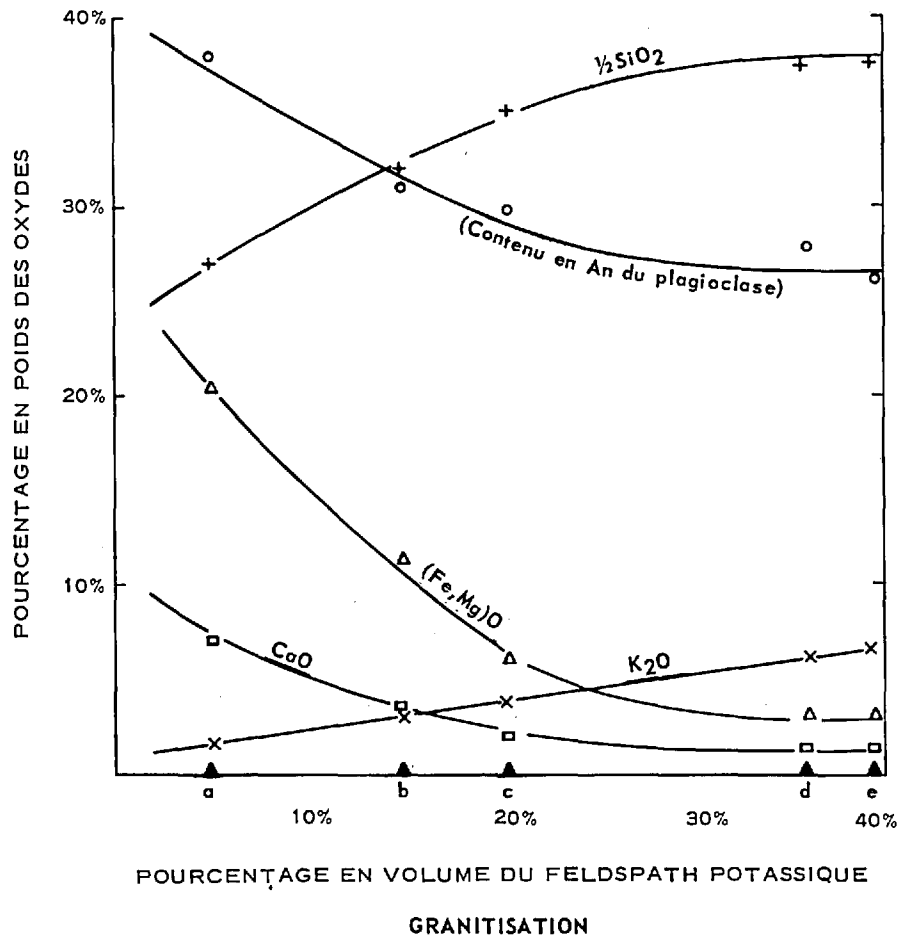
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	63.95	56.39	48.60	57.22	55.63
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.60	0.97	0.80	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.98	9.38	14.75	15.56	12.13
FeO	5.30	7.82	9.84	11.49	1.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.87	3.26	4.41	1.90	0.98
MnO	0.05		0.22	0.35	0.17
CaO	2.76	7.84	9.84	1.25	9.76
MgO	3.03	11.20	6.92	7.34	17.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.14	0.13	0.15	0.24
H <sub>2</sub> O	0.40	0.29	0.40	2.17	1.02
K <sub>2</sub> O	3.40	1.83	1.51	1.92	1.62
Na <sub>2</sub> O	2.41	1.49	2.13	0.20	0.70
Total	99.72	100.24	99.72	100.35	100.94
Normes					
Q	23.90	7.86		26.76	2.94
Or	20.01	10.58	8.90	11.12	9.45
Ab	20.40	12.60	17.81	1.57	5.76
An	13.62	13.62	26.40	6.12	25.02
C	0.13			11.02	
Mt	5.57	4.46	6.49	2.78	1.39
Hy	13.38	28.94	13.84	37.77	36.31
Il	1.06	1.06	1.82	1.52	
Ol			5.56		
Di			19.65		
Total	98.07	79.12	100.47	98.66	80.87

Note. Les compositions chimiques sont calculées à partir de la moyenne modale des roches. Voir les modes au tableau No 9.

1. Gneiss à hornblende et biotite
2. Schiste à hornblende
3. Amphibolite
4. Schiste à biotite et grenat
5. Schiste à actinote

Les analyses complètes par voie humide ont été faites par les laboratoires du ministère des Richesses naturelles à Québec.

1. Granite à microcline
2. Granite migmatitique à biotite et oligoclase
3. Granite migmatitique vert
4. Granodiorite migmatitique verte
5. Gneiss granitique et migmatitique



- a- schiste de composition moyenne
- b- gneiss à hornblende et biotite
- c- granodiorite migmatitique verte
- d- granite migmatitique vert
- e- granite à microcline

Figure 17

COURBES MONTRANT LES VARIATIONS DES TENEURS EN ÉLÉMENTS PRINCIPAUX DE DIVERS TYPES DE ROCHE, TRACÉES PAR ORDRE DE GRANITISATION CROISSANTE.

Nous avons mis en plan, dans la figure No 17, les compositions chimiques des roches allant du granite homogène à la roche encaissante la moins altérée. Dans cette figure, nous avons tracé un diagramme du pourcentage en volume du feldspath potassique, représenté dans les différentes roches en fonction du pourcentage en poids de plusieurs oxydes. La relation entre ces deux valeurs illustre le changement graduel de composition entre le granite et la roche envahie la moins altérée. A mesure que progresse la granitisation, les quantités de  $\text{SiO}_2$  et de  $\text{K}_2\text{O}$  augmentent, tandis que les teneurs en  $\text{CaO}$  et  $(\text{Fe},\text{Mg})\text{O}$  décroissent. Ceci nous permet donc de conclure que, pendant l'intrusion granitique, de la potasse et de la silice se sont ajoutées à la roche encaissante. En même temps, le fer, la magnésie et la chaux furent éliminés.

#### Variations de la composition minéralogique

Le métamorphisme régional des roches n'a pas seulement causé des changements de composition de l'ensemble, mais aussi dans les minéraux qui le constituent.

La teneur en chaux du plagioclase des divers type de roche baissait à mesure que progressait la granitisation (fig. No 17). La moyenne de composition du plagioclase est de  $\text{An}_{38}$  dans les anciennes roches supracorticales, de  $\text{An}_{28}$  dans les granites migmatitiques et de  $\text{An}_{28}$  dans le granite à microcline. Le gneiss à hornblende et biotite, roche de transition entre les roches supracorticales et les roches migmatitiques, contient un plagioclase de composition intermédiaire,  $\text{An}_{31}$  (tableau No 24).

Nous avons étudié le changement graduel de composition du plagioclase en approchant de la masse granitique sur une distance de 3,000 pieds dans le centre de la région et dans une section verticale depuis le pied jusqu'au sommet d'une colline de gabbro granitifié, dans la partie sud-est. La calcicité du plagioclase, dans ces secteurs, décroît en approchant de la masse granitique. Le changement horizontal est de  $\text{An}_{31}$  à  $\text{An}_{28}$  et le changement vertical, de  $\text{An}_{37}$  à  $\text{An}_{30}$  (tableaux Nos 20 et 21).

Les changements de la composition minéralogique ont aussi affecté les biotites et les hornblendes pendant le métamorphisme. Dans toute la région, nous avons noté des variations de couleur de la biotite et de la hornblende en approchant du granite intrusif. La biotite passe de brun foncé à vert olive et la hornblende de brune à vert foncé. Les indices de réfraction de la biotite et de la hornblende ont fluctué avec la composition de l'ensemble de la roche. Pour la biotite, ils passent de  $N_z = 1.630$  à  $N_z = 1.640$  en partant des anciennes roches supracorticales jusqu'aux roches granitiques. La variation des indices de réfraction est plus marquée dans la zone de transition entre les roches gabbroïques (moyenne de la biotite,  $N_z = 1.655$ ) et les roches granitiques (moyenne de la biotite,  $N_z = 1.630$ ). Les indices de réfraction de la hornblende augmentent aussi de  $N_z = 1.657$  à  $N_z = 1.687$ ,

en allant vers le contact avec le granite (tableaux Nos 24 et 25). Engel et Engel (1958) ont observé des phénomènes semblables pour conclure que la biotite passait de brun verdâtre à brun, brun rougeâtre et finalement rouge tandis que le plagioclase devenait de plus en plus calcique.

Les changements dans les propriétés optiques de la biotite et de la hornblende peuvent être dus à des variations du rapport fer - magnésium causées par le métamorphisme. Les roches granitiques ont des rapports Mg/Fe plus élevés que les roches les moins altérées. Par conséquent, les minéraux des roches granitiques montrent un pléochroïsme plus fort et des indices de réfraction plus élevés. Parlant de la biotite, Jean Hall (1941) conclut que "Fe", Fe''' et Ti, lorsque substitués à Mg en plus grandes proportions sont susceptibles d'élever les indices de réfraction.

Tableau No 24

Propriétés optiques des biotites

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
N <sub>x</sub>	1.583	1.590	1.595	1.590	1.590	1.611	1.611	1.621	1.603	1.621
N <sub>y</sub>	1.631	1.630	1.615	1.630	1.630	1.655	1.657	1.641	1.645	1.641
N <sub>z</sub>	1.631	1.630	1.615	1.630	1.630	1.655	1.657	1.641	1.645	1.641
N <sub>z</sub> -N <sub>x</sub>	0.048	0.040	0.020	0.040	0.040	0.044	0.046	0.020	0.042	0.020
X	jaune	jaune pâle	jaune	jaune pâle	jaune	jaune	jaune	jaune foncé	jaune foncé	jaune foncé
Y	brun foncé	brun foncé	brun rougeâtre	brun rougeâtre	brun foncé	brun foncé	brun foncé	brun foncé	vert olive	vert olive
Z	brun foncé	brun foncé	brun rougeâtre	brun rougeâtre	brun foncé	brun foncé	brun foncé	brun foncé	vert olive	vert olive

Composition moyenne du plagioclase

An	38	38	38	38	31	30	28	27	26	26
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

- |                                   |   |
|-----------------------------------|---|
| 1. Amphibolites                   | 6. Granodiorite migmatitique verte              |
| 2. Schiste à hornblende           | 7. Granite migmatitique vert                    |
| 3. Schiste à actinote             | 8. Gneiss migmatitique granitique               |
| 4. Schiste à biotite et grenat    | 9. Granite migmatitique à biotite et oligoclase |
| 5. Gneiss à hornblende et biotite | 10. Granite à microcline.                       |

Tableau No 25

Propriétés optiques des hornblendes

	1	2	3	4	5
$N_x$	1.640	1.620	1.665	1.664	1.657
$N_y$	1.651	1.631	1.680	1.679	1.671
$N_z$	1.657	1.643	1.687	1.687	1.677
$N_z - N_x$	0.017	0.023	0.022	0.023	0.020
$2V_x$	80	80	68	68	72
$Z \wedge c$	21	10	16	16	12
X	vert jaunâtre	jaune très pâle	brun pâle	brun pâle	vert jaunâtre
Y	jaune	jaune verdâtre pâle	vert	vert	jaune
Z	brun	vert pâle	vert foncé	vert foncé	brun

1. Amphibolite
2. Schiste à actinote
3. Schiste à hornblende
4. Gneiss à hornblende et biotite
5. Gabbro amphibolitique

L'angle optique est une des propriétés qui manifestent des variations reconnaissables dans la hornblende. Nous avons mesuré les angles optiques des hornblendes dans les anciennes roches supracorticales. Les résultats démontrent que l'angle  $2V$  décroît en approchant du contact avec le granite. La moyenne des angles  $2V$  de la hornblende dans le centre des roches supracorticales est de  $80^\circ$ , tandis qu'elle est de  $68^\circ$  dans le schiste à hornblende et le gneiss à hornblende et biotite des formations de la zone de transition entre les roches supracorticales et les roches granitiques. (tableau No 25). Ogura (1958) a fait des études semblables sur la granitisation de quelques roches basiques du district de Gosaisho-Takanuki, Japon. Il conclut (p. 188) que l'angle  $2V$  de la hornblende diminue graduellement et que les indices de réfraction s'accroissent dans la progression des amphibolites vers les roches granitisées.

Phénomènes de remplacement

Le terme "remplacement" comme nous l'employons, signifie le processus par lequel des substances minérales introduites dans la roche envahie au cours du métamorphisme se sont déposées aux dépens des minéraux pré-existants. Le remplacement total ne laisse aucune trace des substances originales. Le métasomatisme de la potasse des roches granitiques de la région a donné le remplacement du plagioclase par le microcline et de la hornblende par la biotite. La myrmékite s'est aussi formée par ce procédé.

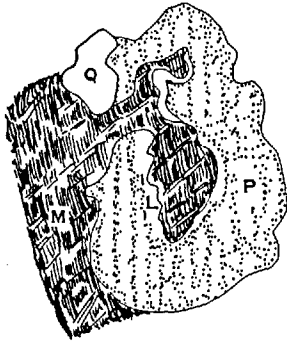


Figure 18

LE PLAGIOCLASE (P) EST PARTIELLEMENT REMPLACÉ PAR LE MICROCLINE (M). LE DESSIN MONTRE UN FILON DE MICROCLINE ET UNE ZONE LESSIVÉE (L) LE LONG DU CONTACT AVEC LE MICROCLINE.

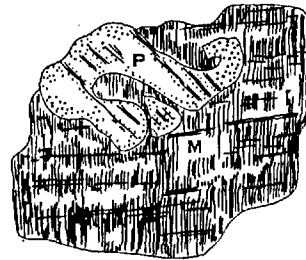


Figure 19

LE PLAGIOCLASE (P) EST PARTIELLEMENT REMPLACÉ PAR LE MICROCLINE (M). UN RELIQUAT DE PLAGIOCLASE EST ISOLÉE DANS LE MICROCLINE.

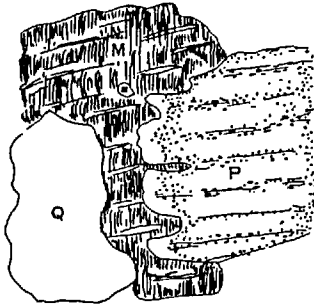


Figure 20

LE PLAGIOCLASE (P) EST PARTIELLEMENT REMPLACÉ PAR LE MICROCLINE. DES LANGUES DE MICROCLINE PÉNÈTRENT DANS LE PLAGIOCLASE LE LONG DU CONTACT IRRÉGULIER DE CORROSION.

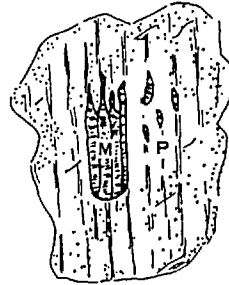


Figure 21

LE PLAGIOCLASE (P) EST REMPLACÉ PAR LE MICROCLINE (M). LE REMPLACEMENT ÉTAIT CONTRÔLÉ PAR LES PLANS DE MACLE.

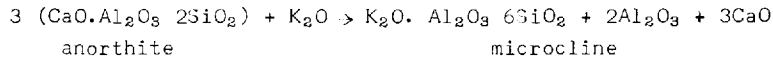


Microcline. Le microcline des roches du territoire est entièrement frais comme nous pouvons le voir au microscope, tandis que le plagioclase est embué par de l'altération partielle en séricite ou en saussurite. Ceci semble indiquer que le microcline serait plus récent que le plagioclase et, par conséquent, n'aurait pas été affecté par l'altération première. Au contact entre le microcline et le plagioclase, nous pouvons voir clairement les phénomènes de remplacement de ce dernier par le microcline.

Les phénomènes typiques de remplacement que nous avons pu voir au microscope sont:

- 1) Des veinules et des bâtonnets de microcline qui pénètrent dans le plagioclase (figs. Nos 18 et 20).
- 2) Des bâtonnets de microcline dans le plagioclase réduisent ce dernier à des îlots épars (fig. No 19).
- 3) Des baies de corrosion dans le plagioclase ne laissant que des reliquats de plagioclase dans le microcline et produisant la texture de type "îles et côtes" (fig. No 20).
- 4) Le microcline remplace le plagioclase le long d'une certaine zone. Nous avons observé un plagioclase en voie de remplacement le long d'un plan de macle (fig. No 21).
- 5) Une zone lessivée de plagioclase le long du contact avec le microcline (fig. No 18).

A cause de l'introduction de  $K_2O$ , le plagioclase s'est partiellement transformé en microcline. Dans la figure No 16, les analyses modales du plagioclase et du microcline montrent une relation inverse. Les phénomènes résultant du remplacement du plagioclase par le microcline ont été étudiés par plusieurs géologues dont Drescher-Kaden (1948), Edelman (1949) et Härme (1958 et 1959). Tous en viennent à la conclusion que le métasomatisme de la potasse a causé la conversion du plagioclase en microcline. Härme (1958, p. 56) affirme que "l'addition de la teneur en potassium dans le processus s'accomplit de telle façon que le plagioclase devient plus albitique et le potassium se substitue au calcium dans l'anorthite.". Il illustre les phénomènes de remplacement par l'équation chimique suivante:



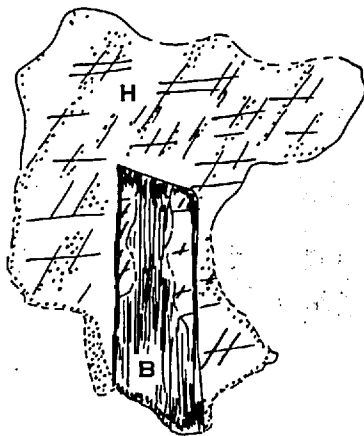


Figure 22

DIAGRAMME SCHÉMATIQUE MONTRANT LA HORNBLLENDE REMPLACÉE PAR LA BIOTITE IDIOMORPHE. QUELQUES RELIQUATS DE HORNBLLENDE APPARAISSENT DANS LA BIOTITE.

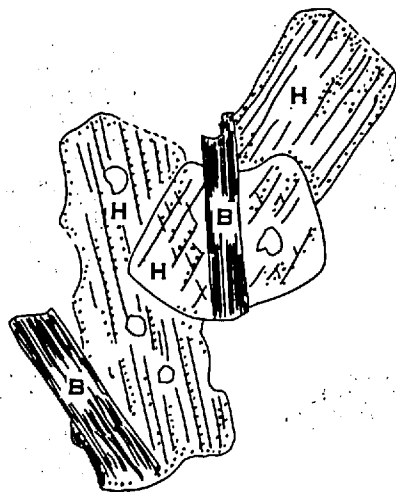


Figure 23

LA BIOTITE IDIOMORPHE A REMPLACÉ LA HORNBLLENDE. LE GRAIN DE BIOTITE DU BAS SEMBLE AVOIR REMPLACÉ LA HORNBLLENDE LE LONG D'UN FRONT IRRÉGULIER.

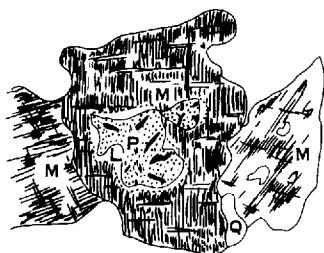


Figure 24

MYRMÉKITE PRÉ-MICROCLINE.  
A NOTER LA ZONE LESSIVÉE (L) DE PLAGIOCLASE (P) AU CONTACT AVEC LE MICROCLINE (M), LA BAIE DE CORROSION DANS LE PLAGIOCLASE ET LES RELIQUATS DE MYRMÉKITE DANS LE MICROCLINE.



Figure 25

MYRMÉKITE PRÉ-MICROCLINE.  
UNE VEINULE DE MICROCLINE (M) PÉNÈTRE DANS LA MYRMÉKITE, LES INCLUSIONS EN BÂTONNETS DE QUARTZ SONT CONCENTRÉES DANS LA BORDURE DE LA MYRMÉKITE ET RAYONNENT VERS LE CENTRE.

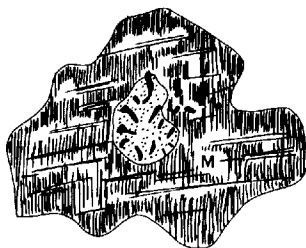


Figure 26

MYRMÉKITE PRÉ-MICROCLINE.  
A NOTER LES INCLUSIONS DE QUARTZ MYRMÉKITIQUE DANS LE MICROCLINE (M) PRÈS DE LA BORDURE.



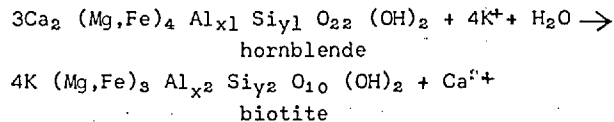
Figure 27

MYRMÉKITE PRÉ-MICROCLINE.  
A NOTER QUE LA MYRMÉKITE SE CONCENTRE DANS LA ZONE DE CONTACT ENTRE LE PLAGIOCLASE (P) ET LE MICROCLINE (M) ET LES RELIQUATS DE PLAGIOCLASE DANS LE MICROCLINE.

Biotite.- Dans plusieurs lames minces on remarque que la biotite a remplacé la hornblende. Des cristaux idiomorphes de biotite qui pénètrent dans la hornblende xénomorphe s'observent souvent au microscope (figs. Nos 22 et 23). Parfois, les reliquats de hornblende s'insèrent dans la biotite (fig. No 22).

La biotite est le minéral mafique prédominant des roches granitiques et la hornblende celui des anciennes roches supracorticales. Cependant, le gneiss à hornblende et biotite, qui constitue la formation du passage graduel entre les roches supracorticales et les roches granitiques; renferme des quantités égales de hornblende et de biotite. Postel (1938) a déjà observé un cas analogue de gneiss à hornblende de la formation de Wissahickon qui a été converti en schiste à hornblende et biotite par les solutions granitiques.

Il est probable que la transformation de la hornblende en biotite s'est opérée par l'introduction de potassium pendant le métasomatisme; la réaction peut se faire avec le rejet de la chaux. Une équation donnée par Ramberg (1952, p. 94) se lit comme suit:



Myrmékite.- Nous observons beaucoup de myrmékite dans les granites et les roches apparentées de la région. Nous en avons identifié deux types dans plusieurs lames minces: l'une est antérieure et l'autre postérieure au microcline.

La myrmékite antérieure est constituée de grains de quartz en forme de bâtonnets et de plagioclase corrodé entourés de microcline tardif. Les caractères que nous avons pu voir dans ces figures sont:

- 1) Une zone de plagioclase lessivé au contact avec le microcline (fig. No 24).
- 2) Des baies de corrosion dans le plagioclase et des reliquats de myrmékite dans le microcline (fig. No 24).
- 3) Des inclusions de quartz myrmékitique dans le microcline situé près des grains de myrmékite (fig. No 26).
- 4) Une veinule de microcline qui pénètre dans la myrmékite (fig. No 25).

- 5) Des bâtonnets de quartz concentrés en bordure de la myrmékite et disposés en rayons dirigés vers le centre (fig. No 25)
- 6) La myrmékite concentrée à la zone de contact du plagioclase et du microcline (fig. No 27)

La myrmékite postérieure au microcline est elle aussi abondante dans les roches granitiques. Elle consiste en albite et en quartz vermiculaire ou en bâtonnets. Drescher-Kaden (1948, p. 104) a noté que ce type de myrmékite s'introduit le long des plans d'instabilité (zones de faiblesse) du microcline. La myrmékite postérieure au microcline est illustrée dans les figures Nos 28 et 29. Les traits caractéristiques que nous pouvons voir dans ces figures sont:

- 1) Des veinules de myrmékite dans le microcline (figs. Nos 28 et 29).
- 2) Des reliquats de microcline dans la myrmékite, qui montrent une texture de type "îles et mer" (fig. No 28).
- 3) Du quartz myrmékitique qui croît dans le microcline (fig. No 28).

Les relations texturales de la myrmékite dans les roches granitiques nous font croire qu'elle serait apparentée au microcline. Les analyses modales de myrmékite établissent que la myrmékite et le microcline sont en quantités égales dans la roche (fig. No 16).

Plusieurs pétrologues comme Drescher-Kaden (1948), Simonen (1948), Edelman (1949) et Hørme (1958) croient maintenant que la myrmékite se forme par remplacement métasomatique, en étroite relation avec la formation du microcline.

#### PETROGENESE

##### Roches granitiques

Les roches granitiques du territoire sont d'origine métasomatique, sauf le granite à microcline qui possède toutes les propriétés chimiques et structurales caractéristiques d'une roche intrusive. Ce granite a la composition d'un "granite idéal", ce qui rappelle, comme le mentionne Eskola (1950), une origine intrusive. De plus, son aspect structural, son homogénéité, sa nature massive, son grain grossier et l'absence de xénolites sont tous des caractéristiques d'une roche intrusive.

Le granite et la granodiorite migmatitiques verts du nord-ouest et du sud-est passent graduellement et en partie au gabbro amphibolitique. Dans ce cas, les granites migmatitiques renferment nombre de xénolites, de petites lentilles et des flots de roches gabbroïques. Ceci nous indique que



Figure 28

MYRMÉKITE POST-MICROCLINE.  
UN FILON DE MYRMÉKITE DANS LE MICROCLINE (M).  
LES RELIQUATS DE MICROCLINE DONNENT UNE TEXTURE  
EN ÎLOTS. A REMARQUER LES INCLUSIONS EN BÂTONNETS  
DE QUARTZ QUI TRAVERSENT LE CONTACT ENTRE LE MI-  
CROCLINE ET LA MYRMÉKITE.



Figure 29

MYRMÉKITE POST-MICROCLINE.  
UN FILON TYPIQUE DE MYRMÉKITE DANS LE MICROCLINE (M).  
A NOTER LES ÎLETS DE MICROCLINE DANS LA MYRMÉKITE.

les roches granitiques vertes sont partiellement dérivées d'une roche gabbroïque qui fut ensuite remplacée par du matériel granitique.

Par contre, les granites de la partie centrale diffèrent par leur apparence structurale; ils sont caractérisés par une structure fluidale et sont en apparence plus granitiques que les roches granitiques vertes. Ceci indique peut-être que la roche envahie du centre de la région était plus perméable et acide que les roches gabbroïques de base plus fragiles. Cette observation et les structures rubanées que nous avons observées dans la partie centrale, nous portent à croire que ces roches ont pu être des sédiments.

Les granites migmatitiques du centre de la région sont si fortement métasomatisés que nous ne pouvons pas reconnaître la composition originale de la roche. Cependant, des parties sont moins remplacées que d'autres. La composition du gneiss granitique le moins métasomatisé nous fournit la meilleure évaluation approximative que nous puissions obtenir des roches originales, à partir desquelles les granites migmatitiques se seraient formés.

Dans le tableau No 26, nous comparons la composition chimique du gneiss granitique le moins métasomatisé avec celles de quatre autres roches.

Tableau No 26

Composition chimique du gneiss granitique; composition moyenne des grauwackes de Taliaferro; du gneiss à quartz et biotite de Engel et Engel; des schistes ardoisiers et des grès moyens de Clarke.

	GG	GW	QB	SH	SS
SiO <sub>2</sub>	71.96	69.69	70.90	58.10	78.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.67	13.53	12.17	15.40	4.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.68	0.74	1.31	4.02	1.07
FeO	0.89	3.10	4.12	2.45	0.30
MgO	0.77	2.00	2.32	2.44	1.16
CaO	2.99	1.95	1.55	3.11	5.50
Na <sub>2</sub> O	4.40	4.21	3.74	1.30	0.45
K <sub>2</sub> O	1.20	1.71	2.87	3.24	1.31
H <sub>2</sub> O+	0.02	2.08	0.21		
				5.00	1.63
H <sub>2</sub> O-		0.26	0.05		
TiO <sub>2</sub>	-	0.40	0.32	0.65	0.25
MnO	-	0.01	0.04		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.10	-	0.17	0.08
CO <sub>2</sub>	-	0.23	-	2.63	5.03
SO <sub>3</sub>	-	0.00	-	0.64	0.07
Total	99.58	100.01	99.60	99.15	99.95

GG - Gneiss granitique de la région d'Innussuaq - Pointe Normand, calculé à partir de la moyenne des modes.

GW - Moyenne de trois grauwackes (Taliaferro, 1943, dans Engel et Engel, 1953a, p. 1039)

QB - Moyenne des gneiss à quartz et biotite de la série de Grenville (Engel et Engel, 1953a, p. 1039)

SH - Moyenne des schistes ardoisiers (Clarke, 1924, p. 34)

SS - Moyenne des grès (Clarke, 1924, p. 34)

La teneur en  $\text{SiO}_2$  du gneiss granitique est considérablement plus élevée que celle du schiste ardoisier moyen et moindre que celle du grès moyen. La teneur en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  est plus forte que celle du grès moyen et près de celle du schiste ardoisier moyen. Par ces deux oxydes,  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , le gneiss granitique se comparerait bien à un schiste sablonneux. Cependant, le rapport plus élevé que la normale entre  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  ne s'explique pas d'après les hypothèses de compositions originales de grès, de schiste ardoisier ou d'un mélange. La forte proportion de soude comparée à celle de la potasse ressemble plus à celle des grauwackes (Tableau No 26).

Engel et Engel (1953b, p. 1078) ont noté le rapport élevé  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  dans les gneiss de la série de Grenville des Adirondacks. Ils ont émis l'hypothèse que la roche mère était une grauwacke ou qu'il y eut addition de soude au cours d'un processus post-diagénique.

La composition du gneiss granitique de la région ressemble beaucoup à celle du gneiss à quartz et biotite de la série de Grenville décrit par Engel et Engel (1953b). Le gneiss granitique contient un peu de  $\text{SiO}_2$  et de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , un peu moins de  $(\text{Fe},\text{Mg})\text{O}$  et son rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  est plus élevé que celui du gneiss à quartz et biotite décrit par Engel (Tableau No 26).

#### Anciennes roches supracorticales

Les anciennes roches supracorticales de la région comprennent le gneiss à hornblende et biotite, le schiste à hornblende, le quartzite, l'amphibolite, le schiste à biotite et grenat, le schiste à actinote et la roche ferrique à magnétite. Ces roches sont bien litées et souvent plissées ensemble en synclinaux. Cette relation nous porte à croire qu'elles se sont pour la plupart déposées sous forme de sédiments, ou encore qu'elles représentent peut-être des filons-couches et des coulées de laves.

#### Gneiss à hornblende et biotite et schiste à hornblende

Le gneiss à hornblende et biotite ainsi que le schiste à hornblende s'associent étroitement et par l'espace et par l'apparence, ils ne peuvent donc être cartographiés séparément dans aucune partie de la région. Par endroits, le schiste à hornblende s'interstratifie avec le gneiss à hornblende et biotite (Pl. III, B). Près des roches granitiques, le schiste à hornblende passe graduellement au gneiss à hornblende et biotite.

Les caractères minéralogiques de ces deux types de roche se ressemblent beaucoup. Les propriétés optiques de la hornblende et de la biotite sont identiques. Cependant, le plagioclase du gneiss à hornblende et biotite est moins calcique que celui du schiste à hornblende. Nous pouvons attribuer ce phénomène au remplacement du plagioclase du gneiss à hornblende et biotite par le matériel sodique du granite adjacent.



Leur étroite association et leur ressemblance minéralogique nous incitent à penser que le gneiss à hornblende et biotite et le schiste à hornblende ont une parenté génétique.

Les analyses chimiques montrent des différences entre le gneiss à hornblende et biotite et les schistes à hornblende. Le gneiss a été affecté par le métasomatisme granitique et, par conséquent, s'est enrichi en  $K_2O$ , et  $SiO_2$ , tandis que la teneur en  $CaO$  et  $(Fe,Mg)O$  décroissait. C'est pourquoi la composition chimique du schiste à hornblende nous aide à démontrer la parenté de ces deux roches.

Le schiste à hornblende se compose principalement de hornblende (62 pour cent), de quartz (15 pour cent) et de plagioclase (11 pour cent) avec une petite quantité de biotite.

Dans le tableau No 27, nous comparons la composition du schiste à hornblende avec celles de deux autres roches.

La composition du schiste à hornblende est semblable à celle de l'andésite à augite de Clarke (1924) et à celle du basalte moyen de Daly (1933). La structure, la composition minéralogique et la composition chimique nous amènent à conclure que la roche est d'origine volcanique, peut-être une andésite à augite.

Tableau No 27

Composition chimique du schiste à hornblende, de l'andésite à augite de Clarke et du basalte moyen de Daly.

	HS	AA	B
$SiO_2$	56.39	50.59	49.06
$TiO_2$	0.60	0.80	1.36
$Al_2O_3$	9.38	11.49	15.70
$FeO$	7.82	7.64	6.37
$Fe_2O_3$	3.26	1.83	5.38
$MnO$		0.17	0.31
$CaO$	7.84	8.79	8.95
$MgO$	11.20	11.27	6.17
$P_2O_5$	0.14	0.48	0.45
$H_2O$	0.29	1.97	1.62
$K_2O$	1.83	2.33	1.52
$Na_2O$	1.49	2.27	3.11

HS - Composition chimique du schiste à hornblende, calculée à partir de la moyenne des analyses modales.

AA - Andésite à augite (Clarke, 1924, p. 458).

B - Basalte moyen (Daly, 1933, p. 17)

Amphibolite

L'amphibolite du territoire est massive, équi-granulaire et à grain moyen. Elle a une apparence sel et poivre en surface altérée. La hornblende et le plagioclase se distribuent uniformément dans la roche. Les lames minces nous révèlent environ un pour cent de reliquats d'hypersthène, dont les grains sont partiellement remplacés par la hornblende et l'antigorite.

Le caractère massif de l'amphibolite et des reliquats d'hypersthène nous rappellent une origine ignée. De plus, l'amphibolite s'insère parmi les paragneiss et les paraschistes; elle est concordante avec eux. Ce mode de gisement indiquerait que l'amphibolite était probablement un filon-couche.

La composition chimique de l'amphibolite ressemble étroitement à celle d'une diabase (Teall, 1885) et celle d'un dyke d'amphibolite rapportée par Clarke (1924). Teall a étudié du schiste à hornblende soumis au métamorphisme dynamique et une diabase massive voisine non-affectée, dans le Sutherlandshire, Ecosse. Il a montré qu'il n'y a pas de différence appréciable de composition entre les deux roches. Nous comparons les données fournies par Teall et Clarke avec la composition de l'amphibolite de la région dans le tableau suivant:

Tableau No 28

Composition chimique de l'amphibolite comparée à celles d'une diabase et d'un schiste à hornblende de Teall et d'un dyke d'amphibolite de Clarke.

	Diabase (Teall, 1885)	Schiste à hornblende (Teall, 1885)	Dykes d'amphibolite (Clarke, 1924)	Amphibolite
SiO <sub>2</sub>	47.45	49.78	49.57	48.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.83	13.13	14.23	14.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.47	4.35	3.95	4.41
FeO	14.71	11.71	8.01	9.84
MgO	5.00	5.40	6.14	6.92
CaO	8.87	8.92	10.19	9.84
Na <sub>2</sub> O	2.97	2.39	3.06	2.13
K <sub>2</sub> O	0.99	1.05	0.95	1.51
H <sub>2</sub> O	1.00	1.14	1.47	0.40
TiO <sub>2</sub>	1.47	2.22	-	-
CO <sub>2</sub>	0.36	0.10	-	0.22
MnO	-	0.27	0.21	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				
Total	100.12	100.46	97.78	98.75

### Schiste à biotite et grenat

Le schiste à biotite et grenat se présente en couches intercalées dans les anciennes roches supracorticales. Il possède une structure schisteuse bien développée.

La quantité de grenat dans la roche varie de moins d'un pour cent à 18 pour cent et la proportion de la biotite est de 30 à 44 pour cent. Le plagioclase est fortement altéré en saussurite.

La composition chimique du schiste est caractérisée par des excès de potasse sur la soude, de magnésie sur la chaux, d'alumine sur la chaux et les alcalins combinés.

La structure, la minéralogie et la composition chimique nous portent à croire que le schiste à biotite et grenat était à l'origine une roche sédimentaire pélitique. Sa composition ressemble à celle de la moyenne des schistes argileux de Clarke (1924), sauf que la teneur en fer total et en magnésie dans le schiste à biotite et grenat est plus forte (tableau No 29).

### Schiste à actinote

Le schiste à actinote qui affleure en couches dans les anciennes roches supracorticales est la roche la plus fortement déformée de la région et elle a subi beaucoup de broyage.

Elle consiste principalement en actinote, biotite, muscovite, quartz, feldspath potassique, plagioclase et chlorite. Les feldspaths sont très altérés en saussurite.

D'après sa composition chimique, le schiste à actinote ressemble à un schiste argileux impur, riche en carbonate (tableau No 29). Il renferme des excès de magnésie par rapport à la chaux, et de potasse par rapport à la soude. De plus, des bandes phlogopitiques, généralement de quelques pieds de largeur et jusqu'à dix pieds de longueur, s'associent au schiste à actinote. Des lentilles microscopiques de dolomie se trouvent parmi les couches phlogopitiques. Ces bandes phlogopitiques contenant de la dolomie représentent des lits de carbonate altérés dans les sédiments originaux.

La structure, la minéralogie et la composition chimique du schiste à actinote sont celles d'un schiste dolomitique originel.

Tableau No 29

Composition chimique du schiste à biotite et grenat et du schiste à actinote, comparée à celle de la moyenne des schistes argileux de Clarke.

	SH	BG	A
SiO <sub>2</sub>	58.10	57.22	55.63
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.80	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.40	15.56	12.13
FeO	2.45	11.49	1.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.02	1.90	0.98
MnO	tr	0.35	0.17
CaO	3.11	1.25	9.76
MgO	2.44	7.34	17.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.15	0.24
H <sub>2</sub> O	5.00	2.17	1.02
K <sub>2</sub> O	3.24	1.92	1.62
Na <sub>2</sub> O	1.30	0.20	0.70
Total		100.35	100.94

SH - Moyenne des schistes argileux (Clarke, 1924, p. 34)

BG - Composition chimique du schiste à biotite et grenat calculée à partir de la moyenne modale.

A - Composition chimique du schiste à actinote calculée à partir de la moyenne modale, en utilisant la composition chimique de l'actinote.

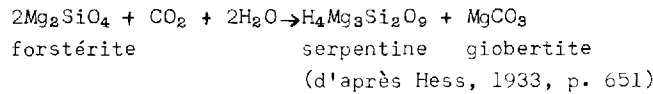
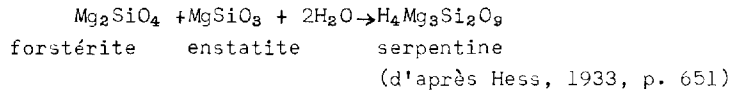
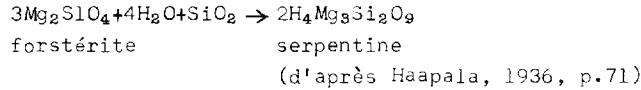
#### Anciennes roches intrusives

##### Serpentinite et péridotite serpentinisée

Une masse de serpentinite affleure au contact du gabbro amphibolitique à deux milles et demi au sud du centre du lac Gagocdoar. Le contact entre la serpentinite et le gabbro est net et le gabbro est silicifié. Ces phénomènes nous montrent que la serpentinite est une roche intrusive. Quelques masses de péridotite serpentinisée, incluant de la dunité et de la harzburgite, se présentent aussi dans la région.

Au microscope, on constate que l'olivine, qui est sillonnée de veines bien visibles de chrysotile, est remplacée par la serpentine le long des fractures ou des bordures. Les lames minces laissent aussi voir de petits reliquats arrondis et corrodés isolés dans la serpentine. La structure réticulée de la serpentine dans une roche complètement serpentinisée est un critère du remplacement pseudomorphique des mosaïques d'olivine.

Ces textures de remplacement des roches serpentinisées indiquent que la serpentine est au moins partiellement dérivée de l'altération de l'olivine pré-existante ou, peut-être, d'autres silicates magnésiens. Les équations générales des réactions donnant de la serpentine sont:



La conversion des silicates de magnésium en serpentine demande l'addition d'eau d'une source encore incertaine.

Hess (1955, p. 403) fournit une hypothèse pour expliquer la formation de serpentine à la surface actuelle.

" ... de l'eau et autres constituants volatiles s'échappent lentement du manteau de la terre et cette eau, au moment de franchir l'isotherme approprié, soit 500°, réagirait avec l'olivine présente pour former de la serpentine ... Il en résulterait une augmentation considérable de volume et la surface de la terre au-dessus de cette région se soulèverait ... Si à la suite d'un renversement de convection dans le manteau ou peut-être de l'intrusion de basalte les isothermes venaient à s'élever, il se produirait une déserpentinisation à la base de la zone et une serpentinitisation sans nécessairement produire d'effets sur la topographie de surface. Mais une fois que le sommet de la zone de serpentinitisation aurait atteint la discontinuité de Mohorovičić, toute déserpentinisation de la base provoquerait un effondrement de la topographie sus-jacente. Il s'agit donc ici d'un mécanisme possible pouvant expliquer les mouvements épigénétiques soit vers le haut, soit vers le bas.

Marmo (1958) explique la serpentinitisation dans la région de Kangari, Finlande, par l'absorption, par le magma, de l'eau contenue dans les roches envahies avec lesquelles il était en contact.

Les hypothèses énoncées par Hess et Marmo nous offrent des causes possibles de la formation des roches serpentinisées dans notre région. Cependant, l'intensité variable de la serpentinitisation s'explique mieux par la théorie de Marmo que par celle de l'épéirogénie de Hess. Les roches les plus fortement serpentinisées se trouvent dans le centre de la région où les roches de fond dominantes sont des sédiments qui ont pu fournir l'eau au magma ultrabasique intrusif.

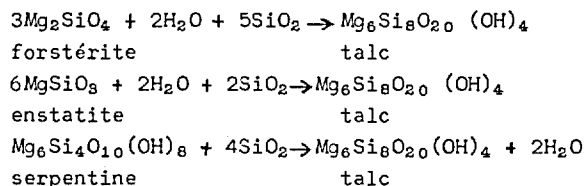
#### Roche à stéatite

Les roches à stéatite de la région sont si fortement stéatisées que nous pouvons difficilement nous prononcer sur leur origine. La roche à stéatite provient de la décarbonatation ou de la silicification des roches dolomitiques sédimentaires ou de la carbonatation et de la stéatitisation des roches ultrabasiques ignées.

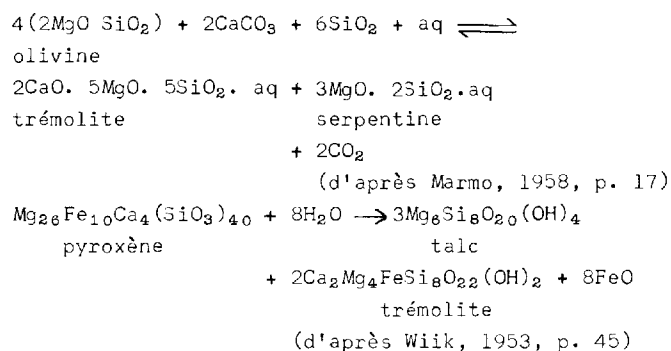
Des dykes de dunite serpentinisée dans le centre de la région ont subi une stéatitisation importante le long de leur bordure. Ceci nous indique que ce phénomène s'est produit de la même façon que dans la serpentine. Leurs modes de gisement sont eux aussi semblables. De plus, la composition des roches à stéatite de la région est telle que nous leur attribuons une origine ignée.

La presque totalité des roches à stéatite renferment de 30 à 40 pour cent de chlorite. Les propriétés optiques de la chlorite ressemblent à celles de la pennine. Si nous considérons la teneur en alumine de ce minéral, qui peut atteindre de 10 à 15 pour cent du poids, la roche à stéatite riche en chlorite serait donc riche aussi en alumine. Ce fait indique que la roche à stéatite proviendrait plus d'une périclase que d'une dolomie.

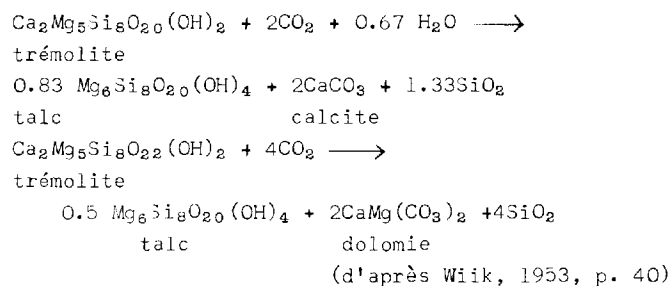
Les réactions chimiques, qui produisent de la stéatite pure sans carbonate et trémolite et avec des quantités minimales de serpentine, s'établissent comme suit:



La roche à stéatite et trémolite de la région contient des grandes aiguilles de trémolite qui, d'après l'étude au microscope, sont plus récentes que le talc et la chlorite de la roche. La pyrite, en gros cristaux et en veines, se voit souvent dans la roche à stéatite. Les réactions chimiques possibles pouvant donner de la roche à stéatite et trémolite sont:



Dans la roche à stéatite et carbonate, le carbonate (dolomie et calcite) se présente d'ordinaire en gousses, en taches ou en veines. Ceci démontre que le bioxyde de carbone peut s'être introduit aux endroits favorables, le long de fractures ou dans des cavités. Lorsque la roche a été soumise à la carbonatation, la trémolite a pu s'altérer en talc et carbonate.



#### Roches ferriques

Deux zones parallèles de roche ferrique rubanée à magnétite s'insèrent en concordance dans les anciennes roches supracorticales du complexe archéen. Elles consistent principalement en magnétite, silicates de fer et quartz. Les assemblages minéralogiques et les traits structuraux nous font croire que ces roches seraient des dérivés fortement métamorphisés de sédiments originaux comme les oxydes de fer avec de la silice ou du carbonate de fer avec de la silice.

Au moins deux couches de roche ferrique contenant de la sidérose en oolithes se trouvent dans les roches protérozoïques des îles côtières. Elles reposent juste au-dessous d'une mince couche de chert et passent graduellement vers le bas à des quartzites. Cette roche carbonatée est sans nul doute d'origine sédimentaire. Les minéraux carbonatés primaires se sont probablement déposés dans de l'eau peu profonde et agitée dans un milieu réducteur.

### GEOLOGIE ECONOMIQUE

Deux bandes parallèles de roche à magnétite se trouvent le long du flanc ouest du bassin synclinal au centre du territoire. Elles sont concordantes avec les roches supracorticales archéennes. Chacune de ces bandes mesure 2,000 pieds de longueur et affleure sur une largeur moyenne de 25 pieds. La roche ferrique est à grain moyen ou grossier et possède une structure litée que définissent des lits de magnétite et de quartz en alternance avec des lits riches en silicates de fer. Les lits ont une épaisseur de 0.5 mm à 5 mm. La roche ferrique se compose d'environ 20 à 40 pour cent de magnétite, de 30 à 50 pour cent de silicates de fer (y compris les amphiboles, le pyroxène et le grenat) et de 20 à 40 pour cent de quartz. Le tableau No 30 donne une analyse chimique de la roche ferrique.

En plus des deux bandes de roche à magnétite, quelques îlots d'un diamètre maximum de 20 pieds de roche à magnétite, se trouvent dans le gneiss et le schiste à hornblende du prolongement nord du bassin synclinal.

Une couche de roche carbonatée ferrique affleure sur les îles Hopewell. Sur l'île Drayton, une deuxième couche semblable à la première repose dans une section stratigraphique inférieure qui n'apparaît pas sur les autres îles. Les couches sont presque horizontales et s'intercalent avec les autres roches sédimentaires. La formation a de six pouces à deux pieds d'épaisseur avec moyenne d'un pied. Elle s'altère partiellement en limonite et est très fracturée. La roche carbonatée ferrique se compose de 70 à 80 pour cent de sidérose, 20 pour cent environ de quartz et de chlorite et d'une petite quantité de minéraux accessoires. Le tableau No 30 contient l'analyse chimique d'un échantillon typique.

La roche à stéatite est abondante dans le complexe archéen. Elle se présente en poches, lentilles ou dykes de quelques pieds à 100 pieds au maximum de largeur et de longueur. La teneur en talc varie avec la sorte de roche à stéatite: environ 40 pour cent dans la roche à carbonate et trémolite et de 50 à 60 pour cent dans la roche à stéatite pure. Les Esquimaux l'utilisent beaucoup pour leurs sculptures bien connues. En 1959, la compagnie Hudson's Bay a acheté de ces sculptures pour une valeur de \$65,000, aux 250 aborigènes du district.

Des veines accompagnées de chalcopryrite et de galène recouperont le granite migmatitique à deux endroits près de la côte: l'une aux environs de l'anse au Marsouin et l'autre à environ cinq milles au sud-est de la passe Hopewell. Elles ont une épaisseur moyenne respective d'un pied et de deux pieds et une longueur de 100 et 200 pieds. La chalcopryrite et la galène constituent moins d'un pour cent du matériel de ces veines. Les sulfures sont concentrés aux contacts avec la roche encaissante.



Tableau No 30

Analyses chimiques de la roche ferrique\*

	Roche à magnétite	Roche carbonatée
SiO <sub>2</sub>	31.75	4.83
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	0.14
FeO	32.16	36.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.25	13.21
CaO	1.55	1.60
MgO	3.16	4.95
MnO	0.13	4.34
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.11
S	0.02	0.15
H <sub>2</sub> O	0.56	1.80
CO <sub>2</sub>	0.00	32.02
K <sub>2</sub> O	0.03	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.16	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00
NiO	0.01	0.00
ZnO	0.01	0.01
SrO		0.01
BaO		0.01
Total	100.28	99.90

\* Analyses faites aux laboratoires du ministère des Mines, Québec.

La pyrite en veinules ou disséminée se trouve à trois endroits le long du contact entre le schiste ardoisier et le basalte dans les parties sud et centre de l'île Léonard. Les grains disséminés ont jusqu'à 1/5 de pouce de diamètre et les veinules jusqu'à 1/10 de pouce d'épaisseur. La pyrite s'associe surtout au schiste ardoisier, mais se répand aussi dans le basalte sur une épaisseur d'un pied. Par endroits, la minéralisation dans les deux roches s'étend sur une longueur de 20 pieds le long du contact. Dans la zone disséminée, la teneur moyenne en pyrite est inférieure à un pour cent.

De l'asbeste se trouve dans la serpentinite, associée au gabbro amphibolitique à deux milles et demi au sud du lac Gagocdoar et juste à l'ouest de la faille Dusieurac. L'asbeste est une variété de chrysotile à fibre transversale et flexible. Elle apparaît en veinules très éparses allant jusqu'à 1/5 de pouce d'épaisseur. L'affleurement de serpentinite mesure environ 300 pieds par 100 pieds. La masse est si fortement altérée que son étendue et sa teneur en asbeste sont difficiles à déterminer. En avril 1961, Canadian Johns-Manville Company, Limited, jalonna le terrain.

BIBLIOGRAPHIE

- Bell, R. Exploration de la Côte Orientale de la baie d'Hudson  
Commission géologique du Canada, 1877 - partie C
- Bergeron, R. (1957) Proterozoic Rocks of the Northern Part of the  
Labrador Geosyncline, the Cape Smith Belt, and the  
Richmond Gulf Area: in "the Proterozoic in Canada",  
Pub. Spéc. de la Soc. Roy. Can. No 2, pp. 101-111.
- Clarke, F.W. (1924) Data of Geochemistry: U.S. Geol. Surv., Bull. 770
- Daly, R.A. (1933) Igneous Rocks and the Depths of the Earth:  
McGraw Hill Book Co., Inc., New York.
- De Sitter, L.U. (1956) Structural Geology: McGraw Hill Book Co., Inc.,  
New York.
- Drescher-Kaden, F.K. (1948) Die Feldspath-Quartz-Reaktionsgefüge der Granite  
und Gneise: Springer-Verlag, Berlin.
- Edelman, N. (1949) Microcline Porphyroblasts with Myrmekite Rims:  
Comm. géol. Finlande, Bull. No 144, pp. 73-80
- Edelman, N. (1960) The Gullkrona Region, Southwest Finland:  
comm. géol. Finlande, Bull No 187.
- Engel, A.E.J. et Engel, C.G. (1953a) Grenville Series in the Northwest Adirondack  
Mountains, New York; Pt. 1, General Features of  
the Grenville Series; Bull. de la Geol. Soc. Am.  
Vol. 64, pp. 1013-1047
- Engel, A.E.J. et Engel, C.G. (1953b) Grenville Series in the Northwest Adirondack  
Mountains, New York; Pt. II, Origin and Metamor-  
phism of the Major Paragneisses; Bull. de la Geol.  
Soc. Am. Vol. 64, pp. 1049-1098.
- Engel, A.E.J. et Engel, C.G. (1958) Progressive Metamorphism and Granitization of the  
Major Paragneiss, Northwest Adirondack Mountains,  
New York: Bull. de la Geol. Soc. Amer. Vol. 69,  
pp. 1369 - 1414.
- Eskola, P. (1920) The Mineral Facies of Rocks: Norsk geol. tideskr.,  
Vol. 6, pp. 143-194.

- Eskola, P. (1950) The Nature of Metamorphism in the Processes of granitization: Rapp. du 18e Cong. Int. de Géol. G de Br., Ptie III pp. 5-13.
- Goldschmidt, V.M. (1922) On the Metasomatic Processes in Silicate Rocks: Econ. Geol., Vol. 17, pp. 105-123.
- Haapala, P. (1936) On Serpentine Rocks in Northern Karelia: Comm. géol. Finlande, Bull. No 114.
- Hall, A.J. (1941) The Relation between Chemical Composition and Refractive Index in the Biotites: Am. Min., Vol. 26, pp. 34-41.
- Härme, M. (1958) Examples of the Granitization of Plutonic Rocks; Com. Géol. Finlande, Bull. No 180 , pp. 45-64.
- Härme, M. (1959) Examples of the Granitization of Gneisses: Comm. géol. de Finlande, Bull. No 184, pp. 41-58.
- Hess, H.H. (1933) The Problem of Serpentinization and the Origin of Certain Chrysotile Asbestos, Talc and Soapstone Deposits: Econ. Geol., Vol. 28, p. 634.
- Hess, H.H. (1955) Serpentine Orogeny and Epeirogeny: Geol. Soc, Am., Special Paper 62, pp. 391-407.
- Jackson, G.D. (1960) Belcher Islands, Northwest Territories: Geol. Com. Géol. Can., Paper 60-20.
- Kranck, E.H. (1951) On the Geology of the East Coast of Hudson Bay and James Bay: Acta Geographica, Helsinki, 11, No 2.
- Kranck, E.H. (1953) Interpretation of Gneiss Structures with Special Reference to Baffin Island: Travaux de la Geol. Assoc. Can., pp. 59-68.
- Kranck, E.H. (1957) On Folding movements in the Zone of the Basement: Geol. Rundschau 46, pp. 261-282.
- Leith, C.K. (1910) An Algonkian Basin in Hudson Bay- A Comparison with the Lake Superior Basin: Econ. Geol., Vol. 5, pp. 227-246.

- Low, A.P. (1909) Une exploration de la Côte Orientale de la baie d'Hudson du cap Wolstenholme à l'extrémité méridionale de la baie James. Ministère des Mines, Canada. Division de la Commission géologique No 1069.
- Marmo, V. (1958) Serpentinities of Central Sierra Leone: Comm. géol. Finlande, Bull. No 180
- Ogura, Y. (1958) On the Granitization of Some Basic Rocks of the Gosaisho-Takazuki District: Japanese Jour. Geol. and Geog., Vol. 29, No 4, pp. 171-198.
- Postel, A.W. (1938) Alteration of Hornblende Gneiss by Granitic Solutions in the Philadelphia Area: Travaux de la Penn. Acad. Sci.
- Ramberg, H. (1952) The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks: Univ. Chicago Press.
- Simonen, A. (1948) On the Petrology of the Aulanko Area in Southwestern Finland: Comm. géol. Finlande, Bull. No 143, pp. 1-66.
- Teall, J.J.H. (1885) The Metamorphosis of Dolerite into Hornblende-schist: Geol. Soc. London, Quart. Jour., Vol. XII, pp. 133-145.
- Turner, F.J. (1948) Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks: Geol. Soc. Amer., Mem. 30.
- Turner, F.J., et Verhoogen, J. (1960) Igneous and Metamorphic Petrology: McGraw-Hill Book Co., Inc., New York.
- Wiik, H.B. (1953) Composition and Origin of Soapstone: Comm. géol. Finlande, Bull. No 165.
- Yoder, H.S. (1952) The  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  System and the Related Metamorphic Facies: Amer. Journ. Sci., (Bowen Vol.), pp. 569-627).
- Young, G.A. (1921) Iron-bearing Rocks of Belcher Islands, Hudson Bay; Comm. Géol. Can., Summ. Rept. 1921, Pt. E.

INDEX ALPHABETIQUE

<u>Page</u>	<u>Page</u>
Actinote .. 16,29,30,31,34,39,104,107 ..... 108,117,120,121	Chalcopyrite ..... 56,125
Albite 35,37,46,48,50,52,54,56,88,90 ..... 114	Chert (calcaireux) 14,59,62,65-68 ..... 87,88,90,124
Allanite ..... 17,50,51,55,56	Chlorite .. 23,26,30,31,36-43,48-55 ... 57,59,61,63,65-67,79,88,90,92 ..... 94,120,123,125
Almandin ..... 26,32,87,88,90,92,94	Chloritofide ..... 65
Alumine ..... 92,120,123	Chrysotile ..... 39,41,121,126
Amphibolites 16,22,23,25,26,29,34-36 38,39,41,43,51,52,79,81,82,84,87,88 ..... 92,94,99,101,104,107,108,114 ..... 117,119,121,125,126	Clarke, F.W. .... 116,118,119 ..... 120,121,127
Anderson, M. .... 2	Coates, W. .... 2
Andésite ..... 118	Cumingtonite ..... 26,88,94
Anorthite ..... 4,110	Daly, R.A. .... 118,127
Antigorite 23,26,36-39,41,59,61,94,119	De Sitter, L.U. .... 79,127
Apatite ..... 17,23,30,31,35-38 ..... 46-55,57,59,65	Diabase .. 8,14,54,57,59,61,63, 87 ..... 119
Aplite .. 14,34,48,52,55,56,82,84,101	Diaclases .. 7,8,57,59,61,65,76,85
Ardoise ..... 8,14,57,59,61-63,65,67 ..... 87,90,116,117,126	Dolomie .. 42,66,67,68,120,123,124
Argile ..... 7,12,63,65-67,120,121	Drescher-Kaden, F.K. .. 110,114,127
Asbeste ..... 126	Dunite ..... 34,38,39,41,121,123
Augite ..... 35-38,57,61,62,118	Dykes .... 14,34,38,39,52,54,55 ..... 56,75,101,119,123,125
Austin Air Lines ..... 2	Eakins, P.R. .... 5
Aviation Royale Canadienne .... 3	Edelman, N. .... 74,110,114,127
Basalte .... 7, 8,14,57,59,61,62,68 ..... 85,87,118,126	Elson, J.A. .... 5
Bell, R. .... 2,127	Engel, A.E.J. .... 107,116,117,127
Bergeron, R. .... 68,127	Engel, C.G. .... 107,116,117,127
Biotite .. 16,17,19,21-23,29-33,36-38 46-56,63,65,67,79,81,88,90,92,94,96 98,99,104,106-108,113,116-118,120,121	Enstatite ..... 41,122,123
Bioxyde de carbone ..... 66,124	Epidote 21,23,26,29-31,46-57,61,88 ..... 90,92,94
Calcaire ..... 52,59,65,68	Eskola, P. .... 87,114,127
Calcédoine ..... 65,66	Faïlles ... 8,56,75,76,84,85,87,126
Calcite ..... 42,59,61,62,65,66 ..... 74,106,107,124	Federov (méthode) ..... 4
Canadian Johns-Manville Company Limited ..... 126	Feldspath .. 16,17,21,23,30,31,35-38 46-55,63,65,67,81,90,96,101,106,120
Carbonate ..... 42,65,66,67,87,88 ..... 120,124,125	Fer ..... 29,47,66,67,68,94 ..... 106,107,120,124,125
	Ferriques, roches .. 14,16,26,27,29 ..... 42,59,62,65-68 ..... 84,87,88,94,117,124-126

<u>Page</u>	<u>Page</u>		
Ferrohypersthène .....	26	Hudson's Bay Company (Limited) .....	2,125
Ferromagnésiens, minéraux ....	16,94	Hypersthène .....	23,26,88,94,119
Forstérite .....	122,123	Ilménite .....	61
Fry, E. ....	5	Jackson, G.D. ....	68,69,128
Gabbro .....	34,35,36,41,43,48,49,99	Jaspe .....	59,66,68,88
.....	101,106,108,114,116,121,126	Jyong Hwan Lee .....	5
Galène .....	56,125	Kranck, E.H. ....	1,3,4,8,81,82
Gill J.E. ....	5	.....	85,87,101,129
Glaciation .....	7,11,12	Laboratoires du min. des	
Gneiss ..	7,12,14,16,17,19,21,22,26	Richesses naturelles ....	104,126
34,36,43,45,46,50-56,73-76,79,81,82		Labrador (minéral) .....	61
.....	87,92,94,96,98,104	Lamprophyre (diabasique) ....	14,56
.....	106-108,113,117,118,125	Laves .....	117
Goldschmidt, V.M. ....	96,128	Leith, C.K. ....	68,128
Granite ...	7,12,14,16,17,22,23,34,35	Limonite .....	66,125
37-39,41-56,73,74,76,79,81,82,84,87		Low, A.P. ....	2,129
.....	96,98,99,101,104		
.....	106-108,113,114,116,117,125	Magnétite ..	26,29,36,37,39,41,42,50
Granitiques, roches ..	7,12,14,16,17	....	61,63,65-67,88,94,117,124,125
23,34,36,39,42,45,46,52,53,75,79,81		Marcotte, A. ....	5
.....	84,90,92,94,96,101	Marmo, V. ....	122,123,124,129
.....	103,106-108,113-117	McGill Carnegie Arctic Institute ..	1,5
Granodiorite .....	34,43,48-51	McGill, université ....	1,4,5
.....	96,104,107,114	Mica .....	52,90
Gravier .....	12	Microcline ..	14,19,34,37,45-48,50-52
Grenat .....	16,26,31,32,33,92	.....	54,56,76,88,90,96,98,99
.....	104,107,117,120,121,125	.....	101,106-108,110,113,114
Grès (quartzique) ..	14,59,61,62,63	Migmatite ..	14,16,23,39,43,45,46,48
.....	65,87,88,90	.....	55,76,79,82,87,96,98
Grès (calcareux) .....	66	.....	104,106,107,114,116,125
Grit (quartzique) .....	29	Mines de Québec, ministère des ..	1
Haapala, P. ....	128	Montréal, université de .....	5
Hall, A.J. ....	107,128	Muscovite ....	23,29-31,46-56,63,88
Harme, M. ....	110,114,128	.....	90,94,120
Harzburgite .....	34,39,121	Mylonites .....	79
Hédenbergite .....	26,94	Myrmékite ...	17,46-50,52-55,98,99
Hématite .....	66	.....	108,113,114
Hess, H.H. ....	122,123,128	Nordair Limited .....	2
Hisingérite .....	41,47,52,53	Ogura, Y. ....	108,129
Hornblende ..	16,17,19,21-23,25,26,34-		
39,42,46-57,74,75,81,88,90,92,94,96			
..98,99,104,106-108,113,117-119,125			

<u>Page</u>	<u>Page</u>
Oligoclase ..... 46,51-54,79,98 ..... 104,107	Saussurite ... 17,19,21,23,30,31,35 ..... 36,38,48-51,57,61,92,110,120
Olivine ..... 37,38,39,41 ..... 121,122,124	Schistes ... 7,8,11,12,14,16,17,21-23 .....26,29,31,34,36,38,39,42,45,51,57 ..... 59,61-67,74,75,81,87,88,90,92 ..... 104,107,108,113,116-121,126
Orthose ..... 46,48,50,52,87,88,90 ..... 92,98,99	Séricite ..... 19,21,23,46-57,65,110
Ouralite ..... 35,36,38,57	Serpentine, Serpentinite ..... 34,38 ..... 39,41,121-126
Pegmatite .. 14,34,48,52-56,82,84,101	Serpophite ..... 39,41
Pennine ..... 41,43,46,47,48,50 ..... 52,54,61,123	Sidérophyllite ..... 26,94
Péricline ..... 35,48,50	Sidérose ..... 66,67,124,125
Péridotite ..... 121,123	Silice ..... 29,65,106,121,124
Perron, W. .... 5	Sillimanite ..... 87,88,92,94
Phlogopite ..... 39,41,42,43,120	Silt ..... 12,62,63
Phyllite ..... 29	Siltstone ..... 63,90
Picrolite ..... 41	Simonen, A. .... 114,129
Pigeonnite ..... 61	Skarn, minéraux de ..... 26,29
Plagioclase ... 4,17,19,21-23,30,31 34-38,48-55,57,59,61,63,65,88,90,92 ..... 94,96,98,99,101,106- ..... 108,110,113,114,117-120	Sphène ... 17,21,23,30,31,35-38,46-51 ..... 53,55,57
Plis .. 16,23,26,29-31,62,63,73-75,81 ..... 82,84	Spinelle ..... 37,38,41
Postel, A.W. .... 113,129	Staurotide ..... 87,88,90
Potasse ..... 106,108,110,117,120	Stéatite .. 34,36,41-43,123-125
Pyrite ..... 43,62,123,126	Talc ..... 26,29,34,38,39,42,43 ..... 94,123,125
Pyrobitume ..... 62	Teall, J.J.H. .... 119,129
Pyroxène .... 26,29,35,59,61,124,125	Till ..... 12
Pyroxénite ..... 34,36,37,38,43	Transports, ministère fédéral des. 2
Quartz .. 14,16,17,19,21,23,26,29-31 35-38,46-59,61-63,65-67,76,85,88,90 ..... 92,94,98,99,101 ..... 113,114,116-118,120,124,125	Tremolite ..... 39,42,43,123-125
Quartzite ... 12,14,16,29,59,62,63,66 ..... 67,68,75,87,90,94,117,124	Turner, F.J. .... 87,88,90,92,94,129
Ramberg, H. .... 94,113,129	Verhoogen, J. ... 87,88,90,92,94,129
Ripple-marks ..... 62,63,67	Wiik, H.B. .... 42,124,129
Sable ..... 7,8,12,62	Yoder, H.S. .... 94,129
	Young, G.A. .... 2,67,68,129
	Zéolites ..... 23, 61
	Zircon ..... 17,21,23,30,31,47-53,57

TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
INTRODUCTION .....	1
Aperçu général .....	1
Situation et moyens d'accès .....	2
Travaux antérieurs .....	2
Méthodes de cartographie .....	3
Méthode d'analyses pétrographiques et chimiques .....	3
Remerciements .....	4
GEOMORPHOLOGIE .....	5
Topographie .....	5
Rivages et plages soulevées .....	8
Hydrographie .....	8
Végétation .....	8
Action du gel .....	11
Glaciation .....	11
Till .....	12
Dépôts fluvio-glaciaires .....	12
GEOLOGIE DU ROC .....	12
Aperçu général .....	12
Complexe archéen .....	16
Dérivés métamorphiques des anciennes roches supracorticales ..	16
Aperçu général .....	16
Gneiss à hornblende et biotite .....	17
Schiste à hornblende .....	21
Amphibolite .....	22
Roche ferrique .....	26
Quartzite .....	29
Schiste à actinote .....	29
Schiste à biotite et grenat .....	31
Anciennes roches intrusives .....	34
Aperçu général .....	34
Gabbro amphibolitique .....	34
Pyroxénite .....	36
Dunite serpentinisée .....	38
Harzburgite serpentinisée .....	39
Serpentinite .....	41
Roche à stéatite .....	41
Granite et migmatites .....	45
Aperçu général .....	45
Granite rose à microcline .....	45
Granite migmatitique vert, tacheté de rose .....	48
Granodiorite migmatitique verte .....	49
Granite gris migmatitique, gneissique, à biotite et oligoclase ..	51
Gneiss granitique migmatitique .....	52
Roches intrusives tardives et roches apparentées .....	54



	<u>Page</u>
Aperçu général .....	54
Dykes de pegmatite et d'aplite .....	55
Veines de quartz .....	56
Dykes de lamprophyre diabasique .....	56
Roches sédimentaires et volcaniques protérozoïques .....	57
Aperçu général .....	57
Roches volcaniques et roches apparentées .....	57
Aperçu général .....	57
Basalte à diaclases polygonales .....	59
Filon-couche de diabase .....	61
Roches sédimentaires .....	62
Aperçu général .....	62
Schiste ardoisier noir .....	62
Grès quartzique et entrelits de schiste ardoisier .....	63
Grès quartzique .....	65
Chert .....	65
Roche ferrugineuse .....	66
Quartzite .....	67
Corrélation régionale .....	67
TECTONIQUE .....	73
Aperçu général .....	73
Complexe archéen .....	73
Plis .....	73
Failles .....	75
Diaclases .....	76
Structures secondaires .....	76
Aperçu général .....	76
Brèches et mylonites .....	79
Structures fluidales primaires .....	79
Foliation .....	81
Linéation .....	81
Structures en pointe de flèche .....	81
Structures ptygmatisées .....	82
Boudinage .....	84
Roches protérozoïques sédimentaires et volcaniques .....	84
Plis .....	84
Failles .....	84
Diaclases .....	85
Contact entre les roches de l'Archéen et du Protérozoïque .....	85
METAMORPHISME .....	87
Aperçu général .....	87
Roches sédimentaires protérozoïques .....	88
Roches granitiques .....	90
Roches supracorticales anciennes .....	92

	<u>Page</u>
Métasomatisme .....	96
Variations de l'analyse modale .....	96
Variations de la composition des roches .....	101
Variations de la composition minéralogique .....	106
Phénomènes de remplacement .....	108
Microcline .....	110
Biotite .....	113
Myrmékite .....	113
PÉTROGÉNÈSE .....	114
Roches granitiques .....	114
Anciennes roches supracorticales .....	117
Gneiss à hornblende et biotite et schiste à hornblende .....	117
Amphibolite .....	119
Schiste à grenat et biotite .....	120
Schiste à actinote .....	120
Anciennes roches intrusives .....	121
Serpentinite et péridotite serpentinisée .....	121
Roche à stéatite .....	123
Roches ferriques .....	124
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE .....	125
BIBLIOGRAPHIE .....	127
INDEX ALPHABÉTIQUE .....	130

Tableaux

1 - Tableau des formations .....	15
2 - Analyse chimique de la biotite du gneiss à hornblende et biotite	19
3 - Analyse chimique de la hornblende du schiste à hornblende .....	22
4 - Analyse chimique de la hornblende de l'amphibolite .....	25
5 - Propriétés optiques des minéraux de la roche ferrique .....	27
6 - Analyse chimique de l'actinote du schiste à actinote .....	30
7 - Analyse chimique de la biotite du schiste à biotite et grenat .	32
8 - Analyse chimique du grenat du schiste à biotite et grenat .....	33
9 - Analyses modales des anciennes roches supracorticales .....	33
10 - Analyses modales du gabbro amphibolitique .....	36
11 - Analyses modales de la pyroxénite .....	38
12 - Analyses modales du granite rose à microcline .....	47
13 - Analyses modales du granite migmatitique vert, tacheté de rose	49
14 - Analyses modales de la granodiorite migmatitique verte .....	51
15 - Analyses modales du granite gris, migmatitique, gneissique, à biotite et oligoclase .....	53
16 - Analyses modales du gneiss granitique migmatitique .....	55
17 - Séquence stratigraphique des formations protérozoïques des îles Hopewell .....	59

	<u>Page</u>
18 - Corrélation des roches protérozoïques: groupes de Belcher et de Hopewell-Sud .....	69
19 - Assemblages minéralogiques .....	88
20 - Changement horizontal de la composition minéralogique .....	98
21 - Changement vertical de la composition minéralogique .....	99
22 - Compositions chimique, normative et modale des roches granitiques	103
23 - Compositions chimique et normative CIPW des anciennes roches supracorticales .....	104
24 - Propriétés optiques des biotites .....	107
25 - Propriétés optiques des hornblendes .....	108
26 - Composition chimique du gneiss granitique comparée à celle d'autres roches .....	116
27 - Composition chimique du schiste à hornblende comparée à celle d'autres roches .....	118
28 - Composition chimique de l'amphibolite comparée à celle d'autres roches .....	119
29 - Composition chimique du schiste à biotite et grenat et du schiste à actinote comparée à la composition moyenne d'un schiste argileux	121
30 - Analyses chimiques de la roche ferrique .....	126

### CARTE ET ILLUSTRATIONS

#### Carte

No 1554 - Région d'Inussuaq - Pointe Normand, Nouveau-Québec (Comprenant les détails des structures géologiques d'un secteur situé près de la côte à environ quatre milles au sud de l'anse au Marsouin)  
(en pochette)

#### Figures

1 - Esquisse de la physiographie de la région d'Inussuaq - Pointe Normand .....	6
2 - Banquette sur l'île Drayton .....	11
3 - Carte schématique de la géologie glaciaire de la région d'Inussuaq Pointe Normand .....	13
4 - Variations graduelles de la composition dans une colline de gabbro	35
5 - Corrélation stratigraphique des formations protérozoïques des îles Hopewell .....	60
6 - Projections avec contours des pôles de la foliation des roches supracorticales anciennes .....	70
7 - Section schématique transverse à la côte .....	71
8 - Bloc-diagramme du complexe synclinal et des migmatites adjacentes du centre de la région .....	72

	<u>Page</u>
9 - Diagramme de la fréquence des diaclases dans les roches granitiques .....	77
10 - Diagramme de la fréquence des diaclases dans les roches supracorticales anciennes .....	77
11 - Bloc-diagramme illustrant la formation de structures en pointe de flèche .....	82
12 - Diagramme ACF des roches du faciès schiste vert; sous-faciès quartz-albite-épidote-biotite .....	89
13 - Diagramme ACF des roches du faciès amphibolite; sous-faciès staurotide-almandin .....	91
14 - Diagramme ACF des roches du faciès almandin-amphibolite; sous-faciès sillimanite-almandin-orthose .....	95
15 - Graphique des normes des feldspaths potassiques, du plagioclase, de la biotite et de la hornblende .....	97
16 - Courbes montrant les changements de composition minéralogique dans le granite migmatitique .....	100
17 - Courbes montrant les variations des teneurs en éléments principaux de divers types de roche .....	105
18 - Diagramme schématique montrant le remplacement du plagioclase par le microcline .....	109
19 - Diagramme schématique montrant le plagioclase remplacé par le microcline .....	109
20 - Diagramme schématique montrant le plagioclase remplacé par le microcline .....	109
21 - Diagramme schématique montrant le plagioclase remplacé par le microcline .....	109
22 - Diagramme schématique montrant la hornblende remplacée par la biotite .....	111
23 - Diagramme schématique montrant la hornblende remplacée par la biotite .....	111
24 - Diagramme schématique de la myrmékite pré-microcline .....	112
25 - Diagramme schématique de la myrmékite pré-microcline .....	112
26 - Diagramme schématique de la myrmékite pré-microcline .....	112
27 - Diagramme schématique de la myrmékite pré-microcline .....	112
28 - Diagramme schématique de la myrmékite post-microcline .....	115
29 - Diagramme schématique de la myrmékite post-microcline .....	115

Planches

1-A - Plaine côtière et îles riveraines.	
B - Basalte à diaclases polygonales et talus sur l'île Frazier.	9
11-A - Banquette et falaise sur la rive de l'île Drayton	
B - Roche striée	10

	<u>Page</u>
111-A - Gneiss à hornblende et biotite (échantillon macroscopique)	11
B - Gneiss à hornblende et biotite avec lentilles intercalées de schiste à hornblende (échantillon macroscopique)	18
IV-A - Microphotographie d'un gneiss à hornblende et biotite	
B - Microphotographie d'un schiste à hornblende	20
V-A - Amphibolite massive (échantillon macroscopique)	
B - Microphotographie d'une amphibolite	24
VI-A - Microphotographie d'une roche à magnétite	
B - Microphotographie d'un quartzite qui affleure près des roches ferriques	28
VII-A - Enclave de gabbro amphibolitique dans un granite migmatitique	
B - Microphotographie d'une roche à stéatite et trémolite	40
VIII-A - Enclaves de roche à stéatite montrant des zones de réaction à trémolite.	
B - Enclave de roche ultrabasique montrant des zones réactionnelles d'actinote	44
IX-A - Enclaves de roche volcanique dans un granite migmatitique.	
B - Roches sédimentaires et volcaniques bien litées du Protérozoïque, île Harrison.	58
X-A - Grès quartzique et schiste ardoisier interstratifiés, île Bartlett.	
B - Ripple-marks dans un grès quartzique, île Drayton	64
XI-A - Amphibolite bréchique dans un gneiss granitique.	
B - Microphotographie d'une mylonite montrant les feuilletés de biotite et de chlorite contournant le plagioclase	78
XII-A - Gneiss granitique rubané formé par du fluage en couches	
B - Enclave d'amphibolite dans un granite montrant les effets du fluage turbulent.	80
XIII-A - Nappes de chevauchement entre des zones de cisaillement dans la migmatite; elles passent graduellement à la structure en pointe de flèche.	
B - Reliques floues des structures en pointe de flèche.	83
XIV-A - Schiste ardoisier feuilleté montrant des plis d'entraînement et une faille de chevauchement.	
B - Diaclases verticales et longitudinales dans le grès quartzique	86
XV-A - Blocs de schiste à hornblende soulevés par le gel	
B - Structure de fluage dans le gneiss granitique migmatitique	93
XVI-A - Microphotographie d'une harzburgite serpentinisée.	
B - Microphotographie d'une serpentinite.	102

