

# RG 131

REGION DE WOBURN - MEGANTIC-EST - ARMSTRONG, COMTES DE FRONTENAC ET DE BEAUCE

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

L'honorable Paul-E. Allard, ministre

DIRECTION GÉNÉRALE DES MINES

---

Rapport Géologique 131

**Région de**  
**WOBURN—MÉGANTIC-EST—ARMSTRONG**  
Comtés de Frontenac et de Beauce

par  
R.-A. Marleau

QUÉBEC

1968



## TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
INTRODUCTION .....	1
Généralités .....	1
Situation et moyens d'accès .....	1
Ressources .....	2
Travaux antérieurs .....	2
Méthode de travail .....	4
Remerciements .....	4
GEOGRAPHIE PHYSIQUE .....	5
Topographie .....	5
Lacs .....	5
Cours d'eau .....	6
Surfaces d'érosion .....	6
GEOLOGIE GENERALE .....	7
Tableau des formations .....	8
Formation de Rivière Arnold .....	9
Nom et historique de ce nom .....	9
Distribution .....	10
Lithologie .....	10
Tectonique .....	12
Epaisseur .....	13
Age et corrélation .....	13
Formation de Seboomook .....	14
Nom et historique de ce nom .....	14
Distribution .....	15
Lithologie .....	15
Métamorphisme .....	16
Tectonique et épaisseur .....	16
Age et corrélation .....	17
Formation de Compton .....	18
Nom et historique de ce nom .....	18
Distribution .....	19
Lithologie .....	19
Schiste ardoisier .....	19
Grès impur .....	20
Tectonique .....	20
Epaisseur .....	22
Age et corrélation .....	23

	<u>Page</u>
Formation de Frontenac .....	24
Nom et historique de ce nom .....	24
Distribution .....	24
Relations entre le membre volcanique de Frontenac et le membre sédimentaire .....	25
Lithologie .....	26
Membre volcanique .....	26
Membre sédimentaire .....	28
Métamorphisme de contact .....	30
Schiste à cordiérite .....	30
Amphibolite .....	30
Tectonique .....	31
La formation de Frontenac aurait-elle une structure anticlinale? .....	32
Epaisseur .....	34
Age et corrélation .....	35
 LE SYNCLINORIUM DE FRONTENAC .....	 37
 ROCHES IGNEES .....	 38
Métadiorite .....	38
Gabbro .....	38
Serpentinite .....	40
Brèche .....	41
Roche basique non différenciée .....	42
Granite à oligoclase .....	42
Dykes de porphyre quartzo-feldspathique .....	43
 PLEISTOCENE ET RECENT .....	 44
 GEOLOGIE HISTORIQUE .....	 45
 GEOLOGIE APPLIQUEE .....	 47
Or alluvionnaire .....	47
Cuivre .....	47
Fer .....	49
Amiante .....	50
Tungstène .....	50
Quartz .....	51
Sable et gravier .....	51
 BIBLIOGRAPHIE .....	 52
 INDEX ALPHABETIQUE .....	 58

## LISTE DES ILLUSTRATIONS

### Cartes

- No 1612 - Région de Mégantic-Est - Armstrong ..... (en pochette)  
No 1613 - Région de Woburn ..... ""

### Figures

	<u>Page</u>
1 - Profil topographique .....	21
2 - Plis serrés dans des roches du Compton au lac du Portage	21

### Planches

(au centre du volume)

- I - A - Métagrès du Rivière Arnold laissant voir un faible rubanement gneissique. Près du poteau No 428 de la frontière internationale.  
B - Plis ptygmatisés dans le schiste ardoisier du Seboomook. Lot 7, rang VII, canton de Woburn
- II- A - Schiste à cordiérite du Frontenac. Lot 1, rang II, canton de Marston.  
B - Stratification cyclique dans la formation de Compton.
- III-A - Microphotographie du quartzite schisteux du Frontenac.  
B - Roche volcanique coussinée du Frontenac.
- IV- A - Enclaves dans le granite du lac aux Araignées.  
B - Microphotographie de roche de dyke de porphyre quartzo-feldspathique.



REGION DE WOBURN - MEGANTIC-EST - ARMSTRONG

Comtés de Frontenac et de Beauce

par

R.-A. Marleau<sup>\*</sup>

---

INTRODUCTION

Généralités

Nous donnons ici les résultats d'une étude faite en 1956/57 de la géologie d'une superficie d'environ 500 milles carrés dans le sud du Québec, comprenant la chaîne de Lac Mégantic et ses environs. Les nouvelles données que nous avons recueillies démontrent que l'anticlinal de Lac Mégantic dont la présence avait été suggérée antérieurement par certains géologues n'existe pas et que certaines conclusions relativement aux âges et corrélations des formations doivent être modifiées. La plupart des roches semblent appartenir au Dévonien; la formation la plus ancienne est pré-silurienne, probablement ordovicienne.

Situation et moyens d'accès

Les régions de Woburn, de Mégantic-Est et d'Armstrong correspondent à des feuilles aux mêmes appellations (21/E/7; 21/E/10, moitié est; et 21/E/16) de la série topographique nationale, Ottawa. Elles comprennent les cantons de Woburn, de Clinton, de Louise et des parties des cantons de Chesham, Marston, Ditchfield, Spalding, Gayhurst, Risborough et Marlow, dans le comté de Frontenac, de même que des parties des cantons de Marlow, Jersey, Linière et Metgermette-Sud dans le comté de Beauce. Les principaux villages sont ceux de Woburn, Saint-Hubert, Saint-Ludger et Saint-Théophile.

---

\*Traduit de l'anglais

La région\* est limitée à l'est et au sud par l'état du Maine et au nord par la latitude 46°00'.

Le chemin de fer Quebec Central et le Pacifique Canadien desservent le village de Lac-Mégantic, situé à quelques milles à l'ouest de notre territoire, à environ 140 milles au sud-sud-est de Québec et à 160 milles à l'est de Montréal. Le tronçon routier Québec-Woburn, constitué par les routes 23 et 24, traverse la région pour rejoindre la route 27 du Maine. Un réseau de chemins secondaires et privés rend toutes les parties de la région facilement accessibles.

#### Ressources

L'industrie principale du district est la forêt. La plus grande partie du territoire a été exploitée au moins une fois et l'abattage des arbres se fait maintenant par cycles. Les principaux conifères sont le pin et l'épinette. Le thuya et de petits mélèzes se rencontrent ici et là dans les marécages et le long des bordures des lacs. Le bouleau, l'érable, le cerisier sauvage et le peuplier sont les arbres à feuilles caduques les plus répandus. Les aulnes sont très denses le long des cours d'eau. Les bois durs et tendres sont abattus pour l'exportation et pour la consommation locale. On produit aussi du bois de pulpe et l'on fabrique des ustensiles en bois à Mégantic.

Après l'industrie forestière vient l'agriculture. Le pays est modérément habité et la plupart des terres arables sont défrichées. De grandes étendues dont le sous-sol est constitué de sable, de gravier ou de blocs erratiques sont laissées en pâturages. Les produits de l'érable constituent un revenu d'appoint pour les fermes.

Les lacs et cours d'eau contiennent de la truite, du brochet et du doré. Le chevreuil et l'ours sont modérément nombreux près de la frontière internationale. Les animaux à fourrure de valeur n'abondent pas, mais le lièvre et la perdrix sont relativement nombreux.

#### Travaux antérieurs

Dans son rapport de 1849/50, Logan décrit les roches de la chaîne de Lac Mégantic. Il répéta sa description dans son rapport de 1863, où il émet l'opinion que des roches du groupe de Québec et des calcaires de Gaspé formeraient le sous-sol de notre région.

---

\*Les termes "région de la carte" et "région" indiquent les trois superficies combinées.

Hunt (1854), dans un rapport sur certains des calcaires cristallins de l'Amérique du Nord, répéta les conclusions de Logan selon lesquelles les roches siluro-dévonienne s'étendraient de Gaspé jusqu'au lac Memphremagog, puis dans le Massachusetts. Le même auteur (1861, p. 93) a émis l'opinion que les Montagnes Blanches appartenaient probablement, du moins en partie, au Dévonien et contenaient une partie des 7,000 pieds du grès dévonien observé par Logan en Gaspésie. Il se référa au travail de J.P. Lesley, qui démontrait que les Montagnes Blanches constituaient un synclinal et qui, se basant sur plusieurs critères, affirma qu'elles appartenaient au Dévonien.

Sur la carte géologique de 1884, Selwyn et Dawson ne montrent qu'une faible étendue du groupe de Québec dans la chaîne des monts Mégantic, mais ils ne donnent aucune raison pour ce faire.

Les vues d'Ells (1887), quant à la distribution des roches, reflètent en grande partie celles de Selwyn. Ells retint la superficie du groupe de Québec telle que délimitée par Selwyn, mais il l'attribua au Précambrien. De plus, il considéra que certaines des roches appartenaient au Cambrien. Il mit les roches de Ditton (à l'ouest de notre région) en corrélation avec celles de la série de Meguma de la Nouvelle-Ecosse. Pour ce qui est de la tectonique, apparemment influencé par le travail de cartographie de Hitchcock dans le New Hampshire, il crut que la structure principale était un vaste anticlinal.

Dresser (1902/03), au cours d'une étude des roches cuprifères de la région du lac Mégantic, examina certaines roches volcaniques de la région et présuma qu'en leur ensemble elles étaient semblables dans leurs caractéristiques à celles de Sutton et d'Ascot; il affirma de plus qu'elles appartenaient probablement au Précambrien. Le même auteur (1906) décrivit quelques veines de quartz aurifère sur la rive ouest du lac Mégantic.

McGerrigle (1934) dressa la carte d'une superficie adjacente à notre région au sud-ouest. Le but principal de ce travail était d'étudier les gisements d'or alluvionnaire, mais l'auteur cartographia en même temps la géologie de la roche de fond. Il se déclara incapable de distinguer les roches du Cambrien de celles du Cambro-Silurien telles que définies par Ells, et il introduisit les noms de formations de Frontenac et de Compton. Il considérait le Frontenac comme appartenant au Cambrien et le Compton comme étant de l'Ordovicien.

Lord (1938) cartographia une région adjacente au nord-est. Il utilisa le nom de "série de Beauceville" pour la formation équivalant à celle de Compton de McGerrigle. Il partageait à peu près la même opinion concernant la principale structure, et sa déclaration concernant l'âge des roches correspond d'assez près à celle de McGerrigle.

Quelques années plus tard, Faessler (1939) reconnut les roches de Compton et de Frontenac dans la région de Risborough-Marlow; il émit l'hypothèse selon laquelle les roches volcaniques de Frontenac appartiendraient au Précambrien. Il croyait que l'axe du grand anticlinal se trouvait près de la frontière internationale.

Cooke (1943; 1950) parla le premier d'une grande faille hypothétique de chevauchement, appelée faille de Rivière Victoria. Il présuma que la formation de Frontenac appartenait probablement au Caldwell et il inclut la formation de Compton de McGerrigle dans le groupe de St. Francis.

#### Méthode de travail

Nous sommes demeurés en tout 11 mois sur le terrain au cours des étés de 1956 et 1957, période pendant laquelle nous avons dressé notre carte géologique à l'échelle de 2 pouces au mille. Les routes, les lacs et les principaux cours d'eau furent examinés et nous ouvrîmes des cheminements au pas et à la boussole à des intervalles d'un demi-mille, la plupart à travers la direction. Les routes et principales rivières servirent de lignes de base pour nos cheminements. Le long de la frontière internationale, des points de rattachement nous furent fournis par les poteaux frontaliers. La géologie fut compilée sur une carte de base préparée par le ministère des Richesses naturelles du Québec à partir de cartes topographiques fournies par les Levés topographiques d'Ottawa. Le ministère québécois des Terres et Forêts nous a fourni de nombreuses cartes qui nous servirent à la préparation du présent manuscrit et de la carte qui l'accompagne. Nous avons utilisé des photographies aériennes prises par l'Aviation royale du Canada pour localiser les affleurements rocheux et pour la planification du travail sur le terrain. De plus, nous avons étudié environ 300 lames minces.

#### Remerciements

Toute notre gratitude va à A.L. Albee, géologue du service géologique des Etats-Unis, qui organisa pour nous une visite sur le terrain dans le nord-ouest du Maine, et à d'autres géologues des Etats-Unis qui nous visitèrent sur le terrain et nous firent plusieurs suggestions constructives.

Nous avons reçu pendant cette campagne une aide efficace de la part de Jean Arseneault et de Jean Vézina en 1956, de même que de Chubah Ezeani, J.-H. Lessard, Lin Lavoie, Jean Lessard et Bernard Bélisle en 1957.

Nous adressons de plus nos remerciements aux compagnies forestières du district qui permirent d'utiliser leurs chemins.

## GEOGRAPHIE PHYSIQUE

La province physiographique des Appalaches du sud-est du Québec contient trois chaînes de collines s'élevant au-dessus des hautes terres de la Nouvelle-Angleterre (Fenneman, 1917). La chaîne ouest, ou chaîne de Sutton, est le prolongement nord-est des Montagnes Vertes du Vermont. A environ 25 milles à l'est, la chaîne des monts Stoke s'élève au-dessus du plateau. Cette chaîne perd son identité au voisinage du lac Saint-François. La chaîne la plus à l'est, qui fait l'objet de la plus grande partie de la présente étude, était connue à l'origine sous le nom de collines Boundary Line. Dresser (1908) la nomma la chaîne de Lac Mégantic.

### Topographie

La chaîne de Lac Mégantic et les Montagnes Bleues du Maine sont le prolongement des Montagnes Blanches du New Hampshire.

Dans notre région, on peut localement diviser le territoire en trois unités topographiques générales. Près de la limite sud-est et se trouvant surtout dans les régions de Woburn et de Mégantic-Est, il y a une chaîne continue de collines dont les sommets s'élèvent entre 2,500 et 3,880 pieds au-dessus du niveau de la mer. Les montagnes principales sont Gosford (3,880 pieds), Louise (2,500 pieds), Pisgah (3,300 pieds), Flat Top (2,700 pieds) et la colline Moose (2,900 pieds). Ces montagnes sont constituées de métagrès cristallin, la plus ancienne roche de la chaîne.

Une seconde unité topographique, qui occupe le centre de la région, est représentée par deux chaînes discontinues de collines dont les sommets atteignent une altitude variant entre 1,800 et 2,800 pieds. Ces collines sont constituées surtout de roches vertes et de roches gabbroïques. La chaîne de collines la plus à l'est se situe entièrement dans notre territoire et comprend le mont Scotch, le mont Scotch Cap et le Round Top. Un terrain légèrement ondulé d'une altitude variant entre 1,800 et 900 pieds caractérise le reste de la région.

### Lacs

Le lac Mégantic, le plus grand de la région, se déverse dans le Saint-Laurent par la rivière Chaudière. Il a une longueur d'environ 10 milles et une largeur d'environ 1 mille, mais seuls les trois milles sud se trouvent dans notre région. L'absence d'îles et sa direction nord-sud, qui fait angle avec la direction structurale, font croire que son bassin fut creusé par la glace. Le lac aux Joncs constitue le

vestige d'une ancienne extension du lac Mégantic qui se comble présentement de sédiments.

Le lac aux Araignées est un bassin peu profond creusé dans le roc, dont la forme résulte probablement d'une combinaison d'érosion glaciaire et d'érosion de drift glaciaire par un cours d'eau.

Les lacs Clinton et Wilson sont tout simplement des dépressions dans du drift. Les lacs Emilie, Oliva, Bartley, Champagne et du Portage sont bien ajustés à la structure et ils sont peut-être le résultat de barrages constitués de drift glaciaire.

#### Cours d'eau

Tous les cours d'eau de la région se jettent soit dans le lac Mégantic, soit dans la rivière Chaudière. Les principaux sont contrôlés par la structure de la roche de fond. Leurs vallées sont relativement larges, avec un fond constitué de dépôts alluvionnaires, surtout du sable. Les lits des cours d'eau sont d'ordinaire parsemés de blocs erratiques. A la source de plusieurs d'entre eux, des barrages de castors ont été la cause d'inondations assez considérables. Des deltas sont en voie de formation aux embouchures des rivières Arnold et aux Araignées.

#### Surfaces d'érosion

On reconnaît une concordance des sommets entre 3,000 et 4,000 pieds au-dessus de la mer dans la partie sud (Woburn) de la région (voir Fig. 1). Cette surface topographique, mieux développée dans le Maine, est mise en corrélation avec ce que Goldthwait et autres (1951, p. 9) ont appelé les "lawns" (pelouses) dans le nord du New Hampshire. Les "lawns" sont d'anciennes surfaces d'érosion à des altitudes de 4,500 à 5,500 pieds et l'on croit qu'elles constituent les derniers vestiges aplanis d'une pénéplaine plus ancienne encore que les hautes terres de la Nouvelle-Angleterre du Massachusetts et du sud-est du New Hampshire.

Stalker (1948) a étudié la partie sud du Québec et a décrit cinq anciennes surfaces d'érosion dans notre région. Ces surfaces se situent respectivement entre 700 et 900 pieds, 1,200 et 1,500 pieds, 1,400 et 1,800 pieds, 1,800 et 2,200 pieds et 2,800 pieds et plus. Selon nous, les quatre premières constituent une seule surface ondulée qui correspond au bassin hydrographique lac Mégantic-rivière Chaudière. La surface d'érosion de Stalker la plus élevée est peut-être l'équivalent de la surface topographique se situant entre 3,000 et 4,000 pieds. Cette concordance des sommets se développe indépendamment de la tectonique ou du type de roche.

### GEOLOGIE GENERALE

Dans le sud-est du Québec, les roches paléozoïques qui s'étendent entre la chaîne des monts Stoke et la frontière qui sépare le Québec du Maine forment des strates étroitement plissées allant de l'Ordovicien au Dévonien. Quelques superficies relativement étroites sont attribuées au Précambrien ou au Cambrien. En général, les formations ont une direction nord-est et leurs contacts sont relativement rectilignes.

Des géologues des Etats-Unis ont assigné au Silurien et au Dévonien la série d'unités lithologiques semblables du Vermont, dont la direction correspond bien à celle notée dans notre région. Il est possible qu'une partie de la série du New Hampshire soit du même âge. A travers la direction dans le nord-ouest du Maine, où l'on peut établir les relations stratigraphiques, on trouve des roches métasédimentaires ayant à peu près le même âge.

Les roches sédimentaires de la région sont présentement attribuées à cinq unités parallèles cartographiables qui sont, de l'est à l'ouest, le métagrès cristallin de Rivière Arnold, le schiste ardoisier de Seboomook, les roches volcaniques et sédimentaires de Frontenac et le schiste ardoisier de Compton. Les noms "Frontenac" et "Compton" sont retenus, mais ils sont amendés à la lumière des dernières informations. Nous proposons le nouveau nom de formation de "Rivière Arnold". L'appellation "Seboomook" a été d'abord utilisée dans le Maine.

Nous proposons ici une complète modification de la séquence stratigraphique pour les raisons suivantes: premièrement, certaines roches antérieurement attribuées au Précambrien peuvent être suivies jusque dans des roches semblables du Maine assignées au Silurien ou au Dévonien inférieur, avec lesquelles elles sont en bon alignement de direction; en second lieu, la structure de la chaîne de Lac Mégantic est de nature synclinale plutôt qu'anticlinale comme on l'avait supposé antérieurement.

L'âge de la serpentinite intrusive des cantons de Woburn et de Chesham est acadien, et non pré-taconique comme on le suppose généralement pour les roches ultrabasiques des Cantons de l'Est en général.

Les roches les plus anciennes de la chaîne de Lac Mégantic appartiennent à la formation de Rivière Arnold. Ce sont des métagrès très déformés qui, en plusieurs endroits, sont faiblement gneissiques.

Recouvrant les métagrès cisailés, on trouve les schistes ardoisiers et les grès à grain fin de Seboomook. Les roches semblables qui

Tableau des formations

Age	Formation		Lithologie
Pléistocène et Récent			Dépôts fluviatiles, moraines, terrasses de kames
Discordance			
Dévonien(?)	Séquence intrusive		Dykes de porphyre quartzo- feldspatique Gabbro Granite Péridotite Gabbro Diorite
	Formation de Frontenac	Membre sédimentaire	Quartzites schisteux gris, un peu de schistes ardoi- siers gris
		Membre volcanique	Roches vertes, trachyte, tuf, amphibolite
	Groupe de St-Juste	Formation de Compton	Schistes ardoisiers noirs et gris, grès à grain fin
Formation de Seboomook		Schistes ardoisiers gris foncé, un peu de grès à grain fin	
Discordance(?)			
Ordovicien (?)	Formation de Rivière Arnold		Métagrès cristallins variant de gris à gris foncé

affleurent le long de la bordure ouest de la chaîne sont appelées "formation de Compton". Antérieurement, certains géologues les avaient attribuées au Précambrien, au Cambrien ou à l'Ordovicien. On les considère maintenant comme appartenant soit au Silurien supérieur, soit au Dévonien inférieur, soit même aux deux.

Les roches vertes, le quartzite et les schistes ardoisiers de la formation de Frontenac reposent en concordance sur les formations de Seboomook et de Compton. Le Frontenac affleure sur une vaste étendue et les roches vertes sont assez continues pour servir d'horizons repères. Le membre métavolcanique est constitué de plusieurs coulées contenant quelques couches intercalées de roches sédimentaires. L'épaisseur du membre varie de cent à plusieurs centaines de pieds. Certains géologues ont attribué les roches volcaniques au Précambrien, tandis que d'autres les ont assignées au Cambrien ou à l'Ordovicien. Quant à nous, nous considérons qu'elles appartiennent au Dévonien inférieur étant donné qu'elles sont sus-jacentes aux autres formations et qu'elles occupent le centre d'un large synclinal.

Les roches plutoniques sont abondantes dans la partie sud de la région. Des filons-couches et tampons gabbroïques envahissent les roches sédimentaires et les roches vertes. On trouve de la métadiorite et de la serpentinite le long, et tout près, de la limite sud. Un stock de granite à oligoclase recoupe toute la séquence stratigraphique. On rencontre ici et là des filons-couches et dykes de porphyre quartzo-feldspathique d'intérêt économique. Nous croyons que la plupart des roches intrusives sont postérieures au Dévonien inférieur.

Une épaisse couverture de matériel non consolidé du Pléistocène couvre les parties basses de la région et les flancs des collines. Ces dépôts sont d'épaisseurs variables et consistent en till glaciaire, blocs erratiques et terrasses de kames. On rencontre aussi en abondance des dépôts alluvionnaires récents consistant surtout en silt, sable et gravier.

#### Formation de Rivière Arnold

##### Nom et historique de ce nom

Un bref levé de reconnaissance fait par Logan en 1847/48 a conduit Hunt (1850) à déclarer: "une chaîne de collines aux sommets granitiques limite la vallée du côté sud-est jusqu'à la source de la rivière Chaudière et constitue la hauteur des terres". Dans son rapport de 1863, Logan ajoutait: "Le mont Gosford peut fort bien être constitué de granite".

Selwyn et Dawson (1884), de même que Ellis (1887) considéraient qu'une faible partie de la formation de Rivière Arnold était constituée de roches granitiques du "Silurien" (maintenant Ordovicien). De plus, Ellis cartographia la plupart de ces roches comme appartenant au Précambrien et il les décrivit comme étant des "schistes feldspathiques durs d'aspect huronien".

Hitchcock et Huntington (1874) mentionnèrent les premiers la véritable nature de ces roches. Ils décrivirent des roches semblables du nord du Maine comme étant des gneiss et les considéraient comme étant des "roches altérées du Paléozoïque". Le levé de reconnaissance fait par Hurley et Thompson (1950) dans le Maine a jeté plus de lumière sur le caractère de ces gneiss. De plus, dans le Maine, un assemblage de roches associées avec une vaste intrusion de monzonite quartzique fut qualifié de "complexe de sous-bassement" par Boucot (1954).

#### Distribution

La formation de Rivière Arnold se trouve dans la partie sud de notre région, longeant de près la frontière internationale.

Cette formation est particulièrement bien développée dans le nord du Maine où elle couvre plusieurs centaines de milles carrés. On peut en voir d'excellents affleurements entre Woburn et Eustis le long de la route No 27 du Maine, et au lac Spencer.

Dans le Québec, la formation couvre environ 75 milles carrés et constitue deux superficies séparées l'une de l'autre par le granite du lac aux Araignées. Elle est visible dans les cantons de Woburn, Louise et Ditchfield et ses meilleurs affleurements se trouvent près du confluent de la rivière Arnold et du ruisseau Morin.

#### Lithologie

La masse principale de la formation de Rivière Arnold est constituée de métagrès homogène, gris foncé, à grain variant de fin à moyen (Pl. 1-A). On peut identifier à l'oeil nu le quartz, le feldspath et la biotite. Nous avons remarqué en plusieurs endroits des fragments de roche et l'on peut voir partout un grand nombre d'agrégats lenticulaires de quartz, d'un diamètre variant d'un demi à deux pouces. Le litage gneissique est visible près du sommet du mont Louise. La schistosité, qui n'est pas bien développée partout, est concordante avec la schistosité régionale et l'on peut la distinguer sur la plupart des affleurements. On reconnaît un litage à environ 3,000 pieds à l'ouest du poteau de frontière No 444 où des couches de quartzite pur alternent avec du quartzite moins pur. À cet endroit, la

direction des couches est N30°E et le pendage de 75° vers l'ouest. Des couches semblables ont un pendage de 45° vers l'ouest à un mille à l'est du poteau de frontière No 461 et à 3/4 de mille au nord du poteau de frontière No 426.

La zone marginale de la formation, occupant un terrain bas et d'une largeur allant de quelques centaines de pieds à 3/4 de mille, est plus hétérogène que d'ordinaire. A cet endroit, le métagrès massif décrit plus haut est associé avec un métagrès schisteux rougeâtre. La roche passe graduellement vers l'extérieur d'une couleur grise à un brun rougeâtre et enfin à un gris pâle. La roche grise (probablement l'équivalent moins altéré et moins déformé de la roche rougeâtre associée) est à grain fin, massive et en général peu ou pas rubanée. La roche brun rougeâtre est tendre, savonneuse, onctueuse, schisteuse et diaclasée. On peut voir à l'oeil nu le quartz, le feldspath et la muscovite. Au microscope, le matériel brun rougeâtre semble être de la limonite terreuse.

A quelques milliers de pieds au sud de Woburn, près du contact avec le granite du lac aux Araignées, la formation a été convertie en un gneiss gris foncé, à grain moyen, injecté de filonnets de granite. A cet endroit, l'attitude du gneiss n'est pas concordante avec la schistosité régionale.

La bordure ouest de la formation de Rivière Arnold est très cisailée et déformée et, en un endroit, elle a été transformée en une phyllonite séricitique et porphyroblastique gris pâle. On peut voir cette roche friable, tendre et onctueuse à moins de 100 pieds du schiste ardoisier de Seboomook. La localité se trouve à environ 3,000 pieds à l'est du poteau de frontière No 401, du côté du Maine. A cet endroit, la schistosité a un pendage de 75° au nord-ouest et plonge sous le Seboomook. On rencontre également au même endroit une roche siliceuse grise, bréchique (peut-être un conglomérat déformé de quartzite), accompagné de fragments aplitiques; dans le Maine, on a rapporté la présence de pseudo-conglomérats semblables dans des roches cristallines. Hurley et Thompson (1950) ont rapporté que, entre le lac Spencer et Chain of Ponds, Maine, certaines des roches semblaient être du conglomérat ou de la brèche métamorphisés. Dans le quadrilatère Attean, dans le Maine, Albee (communication personnelle) a reconnu du grès et du conglomérat argilacés de même que certaines roches et dykes mafiques dans les roches cristallines.

Il y a dans le canton de Woburn d'autres affleurements de la bordure ouest de la formation de Rivière Arnold, mais ils ne fournissent que peu de renseignements additionnels.

Nous avons étudié 34 lames minces du métagrès cristallin et effectué 9 analyses de diffraction aux rayons-X. En général, la roche

consiste en quartz (30 à 35 p. 100), en agrégats micacés écailleux comprenant du feldspath séricitisé (30 p. 100 et environ 30 p. 100 d'illite), en biotite lixivée (2 à 5 p. 100), en muscovite (2 à 5 p. 100), en oxyde de fer (2 à 5 p. 100), en un peu de chlorite et, dans quelques spécimens, en calcite, épidote, rutile, leucoxène et limonite. Dans la plupart des lames, les grains originaux de quartz sont quelque peu broyés. Leur diamètre varie de 0.06 mm à 1 mm; dans la plupart des cas, ils sont allongés parallèlement à la schistosité; souvent, ils sont jointifs; l'extinction ondulante est nette et le quartz étiré est fréquent; les grains arrondis laissent voir ce qui est peut-être un reliquat d'une texture clastique. Les feldspaths sont séricitisés et peuvent à peine être identifiés, mais nous avons pu trouver des valeurs de  $An_{18-28}$ . On reconnaît des lattes occasionnelles de microcline avec texture micropertitique.

La composition minéralogique, la texture clastique et le litage peu fréquent indiquent une origine sédimentaire pour la formation de Rivière Arnold. La roche est un métagrès, ou, d'après la classification de Krumbain, une grauwaacke métafeldspathique.

La limonite de la zone marginale est probablement le résultat du lessivage de l'oxyde de fer par des solutions circulant le long des plans S si nombreux dans cette zone.

### Tectonique

La foliation, l'élément tectonique le plus répandu de cette formation, est en général parallèle à la foliation régionale. Elle augmente d'à peine apparente à bien développée en direction ouest. Le litage n'est pas généralement évident et il est possible qu'il ait été en bonne partie oblitéré par cisaillement et métamorphisme.

Hurley et Thompson (1950) ont constaté que le litage est plus apparent sur le côté est de la formation, dans le Maine, ce qui indique une déformation moindre que sur le côté ouest. Les mêmes géologues ont délimité un anticlinal local à direction nord-est et ils ont présumé l'existence d'un vaste anticlinal en forme d'arche comme étant la structure principale.

Les relations tectoniques de la formation de Rivière Arnold avec les roches intrusives et les formations sus-jacentes sont les suivantes: A Woburn, à environ 3,500 pieds au nord du poteau de frontière No 426, l'amphibolite (métagabbro?) recoupe le Rivière Arnold et, dans le canton de Holeb, dans le nord du Maine, Albee (communication personnelle) rapporte que la monzonite quartzique recoupe la même formation.

Dans le Québec, la schistosité et, par endroits, le litage du Rivière Arnold s'inclinent sous la formation de Seboomook. La véritable relation entre les deux formations n'est pas claire cependant, car les affleurements sont rares le long du contact. À Little Big Wood Pond, Maine, le calcaire fossilifère de Fox (Boucot, 1953) repose en discordance sur la monzonite quartzique, laquelle recoupe le Rivière Arnold. Le calcaire de Fox passe graduellement vers le haut au schiste ardoisier de Seboomook. On peut en conséquence conclure que la formation de Rivière Arnold est recouverte en discordance par la formation de Seboomook.

#### Épaisseur

Les roches de Rivière Arnold dans le Maine semblent affleurer sur une épaisseur de 20 milles. La formation aurait donc une épaisseur de plusieurs milliers de pieds, bien qu'on connaisse de nombreux petits plis du côté est. (Hurley et Thompson, 1950).

#### Age et corrélation

La formation de Rivière Arnold occupe en partie une superficie qui, d'après Logan, était couverte par le groupe de Québec et le calcaire de Gaspé. Sa corrélation à longue distance avec Gaspé est incorrecte, mais sa référence au groupe de Québec ne peut être réfutée si aisément. Cependant, Hitchcock et Huntingdon (1874) considèrent les roches cristallines d'une région entre les lacs Attean et Spencer, Maine, comme étant des roches paléozoïques altérées recouvertes en discordance par des roches siluro-dévonniennes.

Ells (1887) déclare que presque toute la région de Woburn a comme socle rocheux des schistes feldspathiques durs d'âge précambrien. Il prolonge la superficie du granite dévonien dans la zone maintenant connue comme ayant un sous-sol rocheux appartenant au Rivière Arnold.

Dans leur levé de reconnaissance géologique fait dans le nord du Maine, Hurley et Thompson (1950) suivent les gneiss délimités par Hitchcock vers le sud-ouest jusqu'à Chain of Ponds. Ils expriment la même opinion que Hitchcock et Huntingdon quant à l'âge de ces roches.

Boucot (1953) a cartographié en détail les roches du synclinal de Moose River et les roches associées qu'il appelle "complexe de soubassement". Il déclare (p. 6): "Le complexe de soubassement de la région de Moose River a un aspect lithique et un degré d'altération semblables à ceux des roches précambriennes au centre des Montagnes Vertes du Vermont. D'autre part, le complexe de soubassement est également semblable à la granodiorite de Highlandcroft que Billings (1937, p. 1) a cru être d'âge 'ordovicien supérieur' ".

Albee (communication personnelle) croit que les roches cristallines appartiennent au Cambrien ou à l'Ordovicien. Il ne donne pas toutes les raisons à l'appui de cette affirmation, mais il rapporte que la monzonite quartzique recoupe les roches cristallines. Boucot a démontré que le calcaire fossilifère de Fox recouvrait en discordance la monzonite quartzique.

Une datation au zircon faite par Lyons et autres (1957) a attribué un âge dévonien moyen à la monzonite quartzique "pré-silurienne supérieure" de Boucot. A la page 536, Lyons et autres déclarent: "Le granite près de Jackman, Maine, fut échantillonné à deux reprises parce qu'à l'origine on pensait qu'il appartenait à un groupe de granites pré-siluriens dans le nord-ouest du Maine.

Boucot et Albee (communication personnelle à F.F. Osborne) croient que la date donnée par Lyons et autres est probablement celle du faible métamorphisme du Dévonien moyen. De plus, Albee (communication personnelle) déclare que bien que les échantillons proviennent certainement de l'intérieur du complexe, il est possible qu'ils appartiennent à un dyke plus récent.

Les forts indices géologiques présentés par Boucot et Albee quant à l'âge de la monzonite quartzique ne peuvent être mis en doute et les observations faites sur le terrain dans le Québec concordent avec eux. En conséquence, nous considérons que la formation de Rivière Arnold appartient au pré-Silurien supérieur. Il est possible qu'elle appartienne à l'Ordovicien et qu'elle soit l'équivalent d'une partie quelconque du groupe de Québec.

#### Formation de Seboomook

##### Nom et historique de ce nom

Le terme "formation de Seboomook" sert ici à désigner une bande de schiste ardoisier accompagné de quantités moindres de grès à grain fin, aligné en direction avec la localité type du Seboomook dans le nord-ouest du Maine, jusqu'où d'ailleurs on peut la suivre. Dans le Québec, les meilleurs affleurements sont sur le lot 7 du rang VII, canton de Woburn.

Logan (1863) fut le premier à décrire ces roches au Québec et il les indiqua sur la carte comme étant des roches chlorito-épidotiques du groupe de Québec, avec des schistes ardoisiers et des quartzites. Ellis (1887) décrit les mêmes roches comme étant des schistes verdâtres chloritiques et feldspathiques et il les attribua au Précambrien. A la page 26 J, Ellis déclare: "... sur le chemin de fer ... à une couple de milles à l'ouest du poste de frontière, les dernières roches huroniennes semblent être des

schistes talqueux vert grisâtre, lisses et ondulés". Cet affleurement particulier est le seul le long de la voie ferrée à la localité mentionnée, de sorte qu'on ne peut le manquer. Il se trouve au milieu de la formation de Seboomook et est constitué d'un schiste ardoisier plissoté gris verdâtre.

Perkins (1925) introduisit le nom de Seboomook pour désigner un schiste ardoisier généralement bleuâtre foncé interstratifié, en certains endroits, avec du grès. Il déclara que le meilleur affleurement, qui se trouve au barrage de Seboomook, laisse voir des couches alternées de schiste ardoisier pâle et foncé.

### Distribution

Dans le Québec, la formation de Seboomook est confinée à une bande orientée nord-est d'une longueur de 20 milles et pouvant atteindre 2 milles de largeur. Elle est interrompue par le granite du lac aux Araignées. L'extrémité nord-est de la bande peut être suivie vers l'est jusqu'au lac Seboomook, Maine, localité type située à environ 30 milles au nord de Jackman. Dans le Maine, la formation occupe presque tout le terrain entourant le synclinorium de Moose River.

### Lithologie

Dans la région, la formation consiste surtout en schistes ardoisiers variant de gris à gris foncé, avec des quantités moindres de grès gris à grain fin. Près des roches volcaniques de Frontenac, les roches métasédimentaires de Seboomook varient de brunes à rouge brunâtre, mais à peu de distance elles deviennent gris verdâtre, grises et gris foncé.

En général, le schiste ardoisier a un bon clivage, il est relativement tendre et il se brise en minces plaques. Par endroits, il alterne avec des grès à grain fin en couches d'une fraction de pouce à plusieurs pieds d'épaisseur.

Au sud, à partir du voisinage du poteau de frontière No 460 en allant vers le sud-est, les grès à grain fin sont de plus en plus abondants jusqu'à ce qu'ils deviennent la roche prédominante. De plus, les couches de grès y sont plus épaisses et atteignent plusieurs pieds (Boucot -1954- a rapporté une relation semblable à la base du membre de Cold Stream). Un granoclassement au sud indique que les couches ne sont pas renversées et font face au sud. Le changement de direction des couches alors que le Seboomook oblique vers le sud-est autour de la formation de Rivière Arnold est peu évident par suite de la rareté des affleurements et parce que, entre les poteaux de frontière Nos 460 et 455, les roches sont plissées de façon complexe. Nous avons vu dans quelques affleurements de la zone à plis complexes

un conglomérat intraformationnel constitué de galets de grès dans une matrice argilacée. On peut voir un conglomérat semblable au nord-ouest de Moose Hill, à environ 10 milles au nord-nord-est.

Au microscope, on constate que le schiste ardoisier est constitué essentiellement de grains de quartz (0,04 mm) et de matériel argileux. Une partie du matériel argileux s'est recristallisée en mica et chlorite.

Des analyses de diffraction aux rayons-X de plusieurs échantillons de schiste ardoisier de Seboomook révèlent que les principaux minéraux, par ordre d'abondance, sont le quartz, la chlorite, le plagioclase et l'hydro-muscovite. La teneur en chlorite du schiste ardoisier gris verdâtre est plus forte que celle du schiste ardoisier gris. L'analyse aux rayons-X indique de plus que la composition minéralogique des schistes ardoisiers de Seboomook, de Frontenac et de Compton est à peu près la même. Cependant, on verra plus loin que la fabrique du schiste ardoisier de Frontenac est différente de celle des autres schistes ardoisiers.

#### Métamorphisme

A leur contact avec le granite du lac aux Araignées, les schistes ardoisiers sont transformés en schistes à cordiérite noirs et tachetés. La pâte s'est recristallisée avec développement abondant de quartz, de biotite brun rougeâtre, de muscovite, de séricite et d'un peu de clinozoisite. A l'échelle régionale, la formation est à faible métamorphisme correspondant essentiellement au faciès schistes verts.

En lame mince, les grès en lits épais consistent en 50 à 55 p. 100 de quartz, de 30 à 35 p. 100 de feldspath séricitisé et en une matrice de matériel argilacé (illite?) avec de la chlorite, de la calcite, de la pyrite et quelques porphyroblastes de biotite décolorée et de muscovite. La roche est pauvrement assortie et la schistosité est faible. Les grains de quartz ont un diamètre de 0,04 à 0,8 mm. Certains des grains de feldspath atteignent 1,4 mm de longueur, mais en général, leur diamètre est de 0,25 mm.

Là où les roches vertes de Frontenac sont absentes, le contact entre les formations de Frontenac et de Seboomook ne peut être suivi avec précision, ce qui porte à croire à un passage graduel des roches sédimentaires de Seboomook à celles de Frontenac.

#### Tectonique et épaisseur

Presque toute la formation de Seboomook possède une direction majeure orientée vers le nord-est, comme le sont toutes les autres formations de la région. Au sud cependant, la formation s'incurve autour des roches cristallines de Rivière Arnold.

L'élément tectonique le plus répandu est le clivage (ou la schistosité), lequel est en général parallèle au litage. La direction du clivage est à peu près constante (N20°E) et le pendage est en général de 70° à 90° vers le nord-ouest, bien qu'il y ait de faibles pendages à 45°.

En général, les couches sont très inclinées. Par endroits, elles ont été déformées en petits plis d'entraînement complexes, en plis en chevrons et plis ptygmatisés (Pl. I-B). La relation litage-clivage ne peut servir à la détermination des grandes structures, mais elle peut servir à déterminer des plis locaux. Près de la base de la formation, les pendages et le granoclassement indiquent que le Seboomook est sus-jacent au Rivière Arnold. Etant donné que les roches de la partie supérieure du Seboomook sont tectoniquement parallèles aux roches du Frontenac, auxquelles elles passent graduellement, il est logique de conclure que le Seboomook est sous-jacent à la formation de Frontenac. La structure interne des roches vertes de Frontenac laisse également croire à cette relation, tel que nous le démontrerons plus bas.

Dans notre région, le Seboomook a probablement une épaisseur de quelques milliers de pieds, mais la présence de petits plis compliqués et le manque d'horizons repères rendent les estimations peu fiables.

#### Age et corrélation

On ne peut admettre que la formation de Seboomook du Québec pourrait correspondre au groupe de Québec (Logan, 1849; 1863) ou appartenir au Précambrien (Ells, 1887) car on peut la suivre avec à peu près la même lithologie jusqu'à sa localité type au lac Seboomook, Maine. Boucot (1954) décrit des roches à lithologie semblable à celle des schistes argileux de Seboomook, mais il les insère dans le membre de Cold Stream de la formation Enchanted, donc à la base du groupe de Moose River. Il en conclut que ces roches sont d'âge Oriskany ou plus anciennes. Pavlidas et autres (1964) traitent des fossiles provenant du Seboomook, Maine, et des relations de la formation avec les autres formations de l'endroit. Ils croient que le Seboomook n'a pas le même âge partout mais que, en général, il va du Becraft à l'Oriskany (Dévonien inférieur moyen; Siegenien). C'est cet âge qui est accepté comme probable dans le Québec.

Lors de notre étude de la région de Woburn en 1956, nous n'avions pas déterminé la position des schistes ardoisiers et nous leur avons alors donné le nom de "schiste ardoisier de Woburn" dans un rapport préliminaire (Marleau, 1957). Ce nom est maintenant retiré.

### Formation de Compton

#### Nom et historique de ce nom

Logan (1849; 1863) considérait ces roches et certaines des roches du Frontenac comme correspondant au Dévonien de Gaspé. Ellis (1887) assigna la plus grande partie du Compton au Cambrien et une certaine partie au Cambro-Silurien (Ordovicien).

Le terme "Compton" comme nom de formation fut introduit par McGerrigle (1934) dans la région de Mont Mégantic qui se trouve à l'ouest du tiers sud de notre région. Cet auteur décrit la partie est de la formation comme étant des schistes ardoisiers, des grès impurs, et la partie ouest comme des quartzites en stratifications entrecroisées, interstratifiés avec des schistes ardoisiers. Il inclut également dans le Compton certaines des roches sédimentaires du Frontenac du présent rapport.

Lord (1938) utilisa le terme "série de Beauceville" pour désigner le prolongement nord du Compton et il le divisa en trois bandes: une bande sud-est de schiste ardoisier plissé de couleur noire, une bande centrale de grès impur et de schiste ardoisier calcaireux interstratifié, et enfin une bande nord-ouest de quartzite et schiste ardoisier en couches plus minces et entrecroisées. Faessler (1939) cartographia les roches sédimentaires de la région adjacente de Risborough-Marlow comme étant une seule formation, celle de Compton.

Cooke (1943) prolongea le groupe de St. Francis dans la zone de roches de Compton et il présuma la présence de roches de Caldwell en dedans de la zone occupée par les roches du Frontenac. En 1950, le même auteur divisa le groupe de St. Francis en une partie basale constituée de calcaire impur et de schiste ardoisier calcaireux et une partie supérieure constituée de quartzite et de schiste ardoisier. Il subdivisa de plus l'unité quartzite-schiste ardoisier, en allant de l'ouest à l'est, en quartzite avec un peu de schiste ardoisier et en schiste ardoisier et siltstone avec un peu de grès ou de quartzite. Selon nous, la subdivision est correspondrait à la formation de Compton.

La description faite par Cooke du groupe de St. Francis dans la région de Conticook-Malvina (1957) est brève et claire: "La succession va de la plus ancienne à la plus récente de l'ouest à l'est en passant par les trois subdivisions générales de calcaires impurs, quartzites impurs et schistes ardoisiers..." Les schistes ardoisiers peuvent être suivis jusque dans le Compton et mis en corrélation avec celui-ci. Le groupe de St. Francis est donc synonyme en partie de la formation de Compton.

Dans les régions d'Armstrong et de Saint-Evariste-Est, on peut aussi suivre le schiste ardoisier avec de faibles quantités de grès jusque dans la formation de Compton et le mettre en corrélation avec celle-ci; de plus, on peut suivre ces roches vers le nord-ouest directement dans le groupe de St-Juste. Ainsi, la formation de Compton est également l'équivalent, du moins en partie, du groupe de St-Juste.

A partir de ces considérations, le nom de la formation de Compton est gardé, car c'est une unité cartographiable qui est l'équivalent du St. Francis - St-Juste supérieur.

#### Distribution

Dans le Québec, la formation de Compton a une direction nord-est entre les latitudes 45° et 46°N et elle occupe une superficie d'environ 100 milles de longueur par 8 milles de largeur. Elle est à peu près parallèle à la formation de Seboomook, mais elle est plus continue. Les formations sont visibles sur les flancs nord-ouest et sud-est, respectivement, du synclinal de Frontenac. Vers le nord-est, dans le Maine, les deux formations se fusionnent probablement pour n'en former qu'une, plus large. Vers le sud-ouest, dans le Vermont, le Compton s'étend jusque dans la formation de Gile Mountain. Vers le sud-est, elle passe graduellement aux roches sédimentaires de Frontenac. De plus, tel que mentionné plus haut, le Compton passe aussi graduellement au groupe de St. Francis - St-Juste.

#### Lithologie

La formation de Compton est constituée de schiste ardoisier avec de faibles quantités de grès finement grenu et en couches minces et de calcaire impur également en couches minces. On rencontre fréquemment une stratification cyclique (Pl. II-B), particulièrement près du sommet de la formation, dans une zone d'une largeur d'environ un mille. Les meilleurs affleurements se trouvent dans la partie nord-ouest de la bande. Dans la partie est du canton de Jersey, entre les chemins des rangs 6 et 5 (à l'ouest du territoire sous étude), le schiste ardoisier affleure sur une largeur d'environ trois milles. Le reste de la section a ses meilleurs affleurements dans le canton de Metgermette-Sud, entre les poteaux de frontière Nos 328 et 331, et dans le rang VIII.

Schiste ardoisier - Les schistes ardoisiers sont d'ordinaire gris ou gris foncé; ils ont un bon clivage et sont relativement tendres. A l'oeil nu, on ne peut les distinguer du schiste ardoisier de Seboomook. On rencontre un schiste ardoisier noir moins abondant, avec un éclat brillant, qui passe graduellement à une phyllade.

Les quelques lames minces que nous avons examinées révèlent que la roche consiste en grains de quartz (de 0.06 à 0.1 mm de diamètre), de matériel argilacé et graphitique. En général, la schistosité est bien développée et le matériel graphitique est distribué surtout le long des plans S. Les analyses de diffraction aux rayons-X indiquent que la roche est constituée de quartz, de plagioclase, de mica (illite) et de chlorite.

Grès impur - Le grès impur varie de gris à gris foncé, s'altère en couleur gris-brun, il est à grain fin ou moyen et est d'ordinaire calcareux. Les minéraux identifiables sont le quartz, le feldspath et du mica foncé et pâle. Plusieurs affleurements laissent voir des schistes ardoisiers avec interstratifications de 2 à 5 pieds d'épaisseur de grès équigranulaires. Ailleurs, les schistes ardoisiers alternent avec des grès granoclassés en couches allant d'une fraction de pouce à quelques pouces d'épaisseur (Pl. II-B). Des superficies assez considérables sont caractérisées par cette répétition monotone de matériel arénacé et argileux.

En lame mince, les grès sont constitués de quartz (de 30 à 35 p. 100), de feldspath (de 20 à 25 p. 100), de calcite (de 5 à 10 p. 100) et d'une matrice micacée et chloriteuse. Le mica est une séricite-muscovite. Dans la plupart des lames minces, on reconnaît de la pyrite, de la limonite et un peu de matériel graphitique. Les grains de quartz ont un diamètre d'environ 0.1 mm; leur classement et leur rondeur varient de passables à pauvres. On peut déceler à l'occasion une faible schistosité.

Les grès de Compton sont lithologiquement semblables à ceux du groupe de St-Juste - St. Francis et, de plus, ils ressemblent à certains trouvés dans la formation de Frontenac.

### tectonique

La direction de la formation de Compton est parallèle à celle de la principale structure de la région. Les contacts entre le Compton et le St. Francis et entre le Compton et le Frontenac sont graduels. Ces relations font croire que le Compton est tectoniquement près du sommet du groupe de St. Francis et que tectoniquement il est sous-jacent à la formation de Frontenac. Les traits structuraux mineurs, foliation et linéation, ne diffèrent aucunement de ceux décrits pour la formation de Seboomook.

L'interprétation de la tectonique telle que présentée par Faessler (1939) pour la région de Risborough-Marlow n'est que partiellement correcte. Cet auteur croyait que les hautes terres le long de la frontière internationale constituaient la zone axiale d'un grand anticlinal mais, en fait, cette zone constitue le flanc ouest d'un large synclinal. Il indiqua sur la carte deux plis principaux: un synclinal et un anticlinal. Dans la partie la plus au sud du synclinal, l'axe du pli se trouve près de la

FIGURE 1

PROFILER TOPOGRAPHIQUE ENTRE NOTRE-DAME-DES-BOIS (QUÉBEC) ET LE MONT EAST KENNEBAGO (MAINE)

ÉCHELLE VERTICALE: EXAGÉRATION 8 FOIS

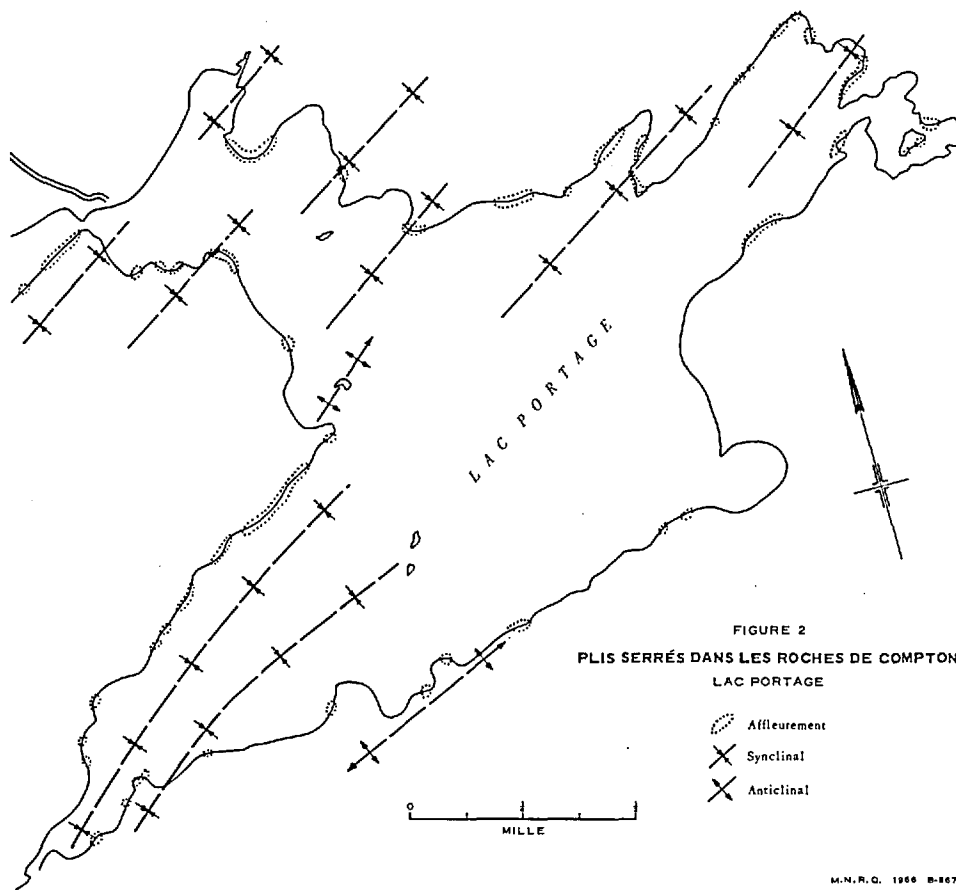
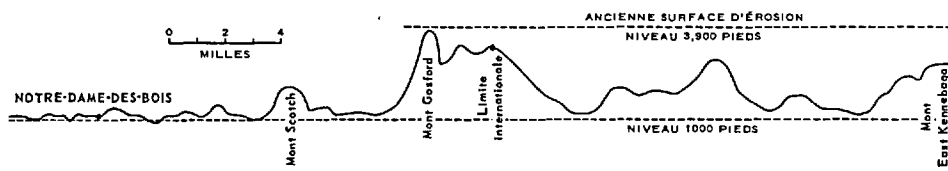





FIGURE 2

PLIS SERRÉS DANS LES ROCHES DE COMPTON  
LAC PORTAGE

-  Affleurement
-  Synclinal
-  Anticinal

position de l'axe du grand synclinal que nous avons relevé au cours de la présente étude mais, vers le nord-est, son axe synclinal recoupe les directions des structures. Le grand anticlinal le plus à l'ouest délimité par Faessler ne peut être reconnu sur le terrain sur toute sa longueur, surtout à cause de l'absence d'affleurements. Cet "anticlinal" semble, dans une large mesure, être la structure hypothétique prolongée par Ellis en 1887.

Dans sa plus grande partie, la formation de Compton est constituée de petits plis serrés, dont on a un bon exemple dans les plissements visibles au lac du Portage (fig. 2). A cet endroit, les plis dans le grès granoclassé sont ouverts, asymétriques et, dans bien des cas, renversés vers le nord-ouest. En général, ils plongent à angle faible vers le nord-est, ou ils sont horizontaux. Du côté sud-est du lac, on peut voir un petit anticlinal à double plongement.

Cooke (1943) a supposé l'existence d'une grande faille de chevauchement dans l'angle sud-est de la région cartographiée de Scotstown et il a déclaré: "...la limite sud-est du groupe de St. Francis est une grande faille jusqu'ici peu connue et, au delà, se trouvent les roches qui ressemblent pétrographiquement aux roches de Caldwell rencontrées près de Thetford-Mines". Sur sa carte, l'affleurement le plus rapproché de la faille est éloigné d'un mille et demi. Plus tard, Cooke (1950) déclara que la faille suivait à peu près la vallée de la rivière Victoria et il l'appela "faille de la rivière Victoria". Son principal argument en faveur de cette faille est basé sur ses déductions concernant les corrélations, particulièrement le fait que les roches de Caldwell se rencontrent dans la chaîne des monts Mégantic; mais nous n'avons pu reconnaître aucune roche du Caldwell au cours de notre travail. A tout événement, l'angle sud-est de la région de Scotstown est pratiquement dépourvu d'affleurements et il est légitime de croire que Cooke présupposa l'existence de cette faille pour simplifier son travail de cartographie. Notons que McGerrigle, qui fit de la cartographie sur le prolongement de la faille, ne l'a pas relevée.

Dennis (1956, p. 28) a émis l'opinion que la faille de la rivière Victoria pourrait être le prolongement de la faille Monroe dont l'existence est elle-même mise en doute (J.B. Thompson, tel que cité par Dennis, 1956, p. 31) (Murthy, 1957, p. 46). À Monroe, New Hampshire et dans les localités avoisinantes, il existe de forts indices de l'existence d'une importante faille de chevauchement (Eric et autres, 1941); par exemple, les cartes régionales indiquent que les formations le long de la faille sont tronquées; dans le Québec cependant nous n'avons trouvé aucun indice à cet effet.

#### Épaisseur

Nous avons présumé que l'épaisseur du Compton était d'environ 8 milles, bien que nous n'ayons pu délimiter ni le sommet ni la base de

la formation à cause de son passage graduel aux formations sus-jacentes et sous-jacentes. Le pendage de la formation est en général de 60° ou plus, et il est vers l'ouest aussi souvent que vers l'est.

L'abondance des petits plis au lac du Portage semble indiquer une répétition des couches, au moins localement. Ainsi, bien qu'aucune estimation d'épaisseur ne puisse être de grande valeur, nous suggérons quelque chose de l'ordre de 3,000 pieds.

#### Age et corrélation

On peut suivre les roches décrites comme appartenant au Compton dans notre région jusqu'à la localité originale, la région de Mont Mégantic, où elles furent décrites par McGerrigle (1934). Les lithologies sont assez uniformes. Les roches du Compton et certaines du Frontenac furent d'abord cartographiées sous le nom de "calcaires de Gaspé" et furent prolongées par Logan (1842) à partir de la péninsule de Gaspé jusque dans l'est du Vermont. Les noms plus récents pour des parties de la série de Gaspé, en partant de l'est de Gaspé jusqu'au sud du Vermont sont comme suit: groupe de Fortin, formation de Témiscouata, groupe de St-Juste, groupe de St. Francis et formation de Waits River-Gile Mountain. Comme déjà démontré, le Compton est un faciès du groupe de St-Juste - St. Francis et il est apparemment au sommet de cette séquence.

Lord (1938) a mis en corrélation une partie du Compton avec la série de Beauceville de MacKay (1921). Cette corrélation est valide en autant qu'une partie du Beauceville, tel que cartographié par MacKay, appartient au groupe de St-Juste. Cependant, des travaux de cartographie faits par le ministère des Richesses naturelles ont démontré que les roches à la localité type du Beauceville étaient plus anciennes que celles du St-Juste, et que leur lithologie était différente.

La corrélation de la formation de Compton avec celle de Seboomook indique qu'elle appartient au Dévonien et que la formation de Compton est probablement équivalente aux formations de Waits River et de Gile Mountain du Vermont (Doll, 1961). La découverte en 1963 (Kelly, man.) en plusieurs endroits près de Saint-Sébastien, d'une flore ressemblant à Psilophyton fournit une date assez sûre pour le Compton. Le matériel est fragmentaire et mal conservé, mais il rappelle définitivement un âge allant du Dévonien inférieur au Dévonien moyen. (De plus, à Saint-Sébastien, le Compton est recoupé par les granites de l'Acadien). Grâce à cette datation, la géologie régionale concorde davantage avec celle du Vermont et du Maine avoisinants et avec celle de la péninsule de Gaspé.

### Formation de Frontenac

#### Nom et historique de ce nom

Les premiers travaux de mise en carte géologique assignèrent les roches maintenant comprises dans la formation de Frontenac au groupe de Québec (Logan, 1849; 1863) et au Précambrien et au Cambrien (Ellis, 1887).

Le terme "formation de Frontenac" fut appliqué par McGerrigle (1934) à des roches volcaniques sous-jacentes à presque tout un secteur du comté de Frontenac compris dans la région de Mont Mégantic. Dans la région adjacente de Mégantic-Ouest, Lord (1938) cartographia l'extension des roches volcaniques de Frontenac avec les roches sédimentaires de Compton comme étant une seule unité appelée "série de Frontenac". Au nord-est, Faessler (1939) suivit à peu près la nomenclature de McGerrigle, bien qu'il n'ait pas fait de distinction entre les roches sédimentaires de Compton et celles de Frontenac.

La distinction entre ces deux types de roches est difficile à faire et le passage entre les deux est graduel. Cependant, les roches vertes de Frontenac (qui constituent de bons horizons repères) et les roches sédimentaires de Frontenac sont stratigraphiquement au-dessus du Compton. Nous suggérons que le terme "série de Frontenac", tel qu'introduit par Lord, soit abandonné et que celui de "formation de Frontenac" soit employé pour inclure et les roches volcaniques et les membres sédimentaires interstratifiés.

#### Distribution

Dans le Québec, la formation de Frontenac forme une bande à direction nord-est d'une longueur d'environ 65 milles. La largeur d'affleurement varie d'environ 9 milles dans la partie la plus au sud-ouest de la région de Mont Mégantic, à 6 milles près du lac Mégantic et à environ 11 milles le long du chemin Kennebec.

Les cartes de données aéromagnétiques de La Patrie (172G), de Woburn (168G) et de Mégantic (152G) indiquent clairement que les roches vertes forment deux bandes distantes d'environ 4 1/2 milles l'une de l'autre, bien qu'il y ait de faibles superficies de roches vertes entre les deux bandes. Les deux semblent se rétrécir et disparaître vers le nord-est. Dans le sud, la bande est se trouve recoupée par le granite du lac aux Araignées.

Les roches vertes se présentent sous forme de lentilles (comme c'est le plus souvent le cas dans la région de Mégantic-Est), ou de couches épaisses (régions de Woburn et de Mont Mégantic). Dans cette dernière région, la carte aéromagnétique indique beaucoup moins de roches volcaniques qu'il en apparaît sur la carte de McGerrigle (1934), peut-être parce que les

régions couvertes de till ont comme roche de fond des roches métasédimentaires plutôt que des roches volcaniques, comme on le croyait d'abord.

Près du mont Sandy Stream (région de Risborough-Marlow), près, et le long de la frontière internationale, Faessler (1939) cartographia une région d'environ 10 milles carrés comme ayant un sous-sol composé de roches volcaniques du Frontenac. La carte aéromagnétique (120G) n'indique pas une aussi vaste superficie de roches basiques et les cheminements révèlent que le long de la frontière, il y a de nombreux filons-couches de gabbro et que le "pic magnétique" à l'extrémité nord-est du lac Emilie est causé par un gros tampon gabbroïque. Les seules roches volcaniques que nous y ayons vues se trouvent à environ 6,500 pieds au nord de l'extrémité nord-est du lac Emilie. La plupart des affleurements indiqués par Faessler sont soit du gabbro, soit du quartzite impur gris verdâtre, à grain fin (Pl. III-A) et nous n'avons pu voir les structures ellipsoïdales qu'il avait décrites. Cependant, Albee (communication verbale, 1957), nous a informé que des concrétions de calcaire dans le schiste ardoisier verdâtre au voisinage du poteau de frontière No 381 auraient possiblement pu être prises pour des coussinets.

Relations entre le membre volcanique  
de Frontenac et le membre sédimentaire

Dans la partie sud (Woburn) de la région, la large bande de roches volcaniques est limitée, d'un côté, par les roches sédimentaires de Frontenac et, de l'autre, par les schistes ardoisiers de Seboomook.

Sur le lot 8, rang IV, canton de Clinton, affleure une section comprenant des roches volcaniques de Frontenac et des roches sédimentaires de Seboomook. Les couches des deux unités ont un pendage de 50° vers le nord-ouest et leur contact peut être localisé à en deçà d'un pouce sur une longueur de 10 pieds. Les roches sédimentaires argilacées ont été cuites au contact. On peut en voir une autre section sur la berge droite de la rivière Bergeron, dans le lot 11, rang I, canton de Clinton. A cet endroit, le contact entre les roches sédimentaires et roches volcaniques de Frontenac n'est obscurci que sur une longueur de quelques pouces. Le litage dans les schistes et la structure d'écoulement dans les roches vertes sont étroitement parallèles et ont un pendage d'environ 70° vers le nord-ouest.

La même relation est visible dans une vieille tranchée creusée dans le lot 1, rang II, canton de Marston. La roche volcanique, maintenant une amphibolite, est en contact avec les roches sédimentaires de Frontenac. Ce contact est visible sur une longueur de 2 pieds en coupe transversale; il est uniforme et il possède à peu près le même pendage que la stratification dans les schistes.

Dans le lot 10, rang VIII, canton de Spalding, le pendage du contact des schistes ardoisiers de Frontenac avec les roches sédimentaires riches en fer est à peu près le même que celui de la structure de fluage dans les roches volcaniques sous-jacentes, c'est-à-dire environ 45° vers le nord-ouest.

Aux endroits, où les roches volcaniques sont en contact avec les roches sédimentaires, comme par exemple le long de la route à 2 1/2 milles franc ouest de Piopolis, les roches sont concordantes et leur contact est généralement uniforme.

Les relations mentionnées ci-dessus indiquent que les roches volcaniques de Frontenac sont concordantes avec les roches sédimentaires sus-jacentes et sous-jacentes. Le meilleur argument en faveur de la validité de cette relation structurale est le fait que la stratification dans les roches sédimentaires est à peu près parallèle à la structure d'écoulement des roches volcaniques.

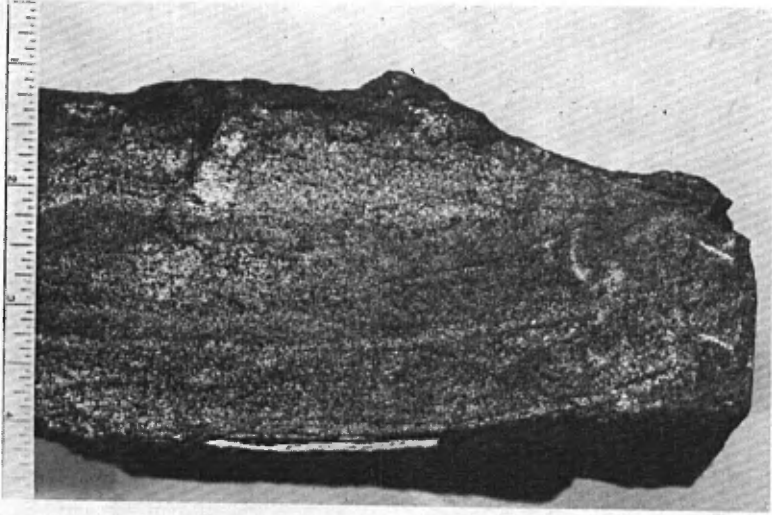
#### Lithologie

Membre volcanique - Dans la région de Woburn, les roches volcaniques consistent surtout en andésites altérées (roches vertes) avec des quantités moindres de trachyte et de tuf. Près du contact avec le granite du lac aux Araignées, les roches volcaniques ont été changées en amphibolites. L'andésite altérée est le type commun rencontré dans la région de Mégantic-Est.

A première vue, les laves semblent être massives, mais, en y regardant de près, on peut déceler dans la plupart des affleurements une structure d'écoulement et une schistosité. Il y a des coussinets et certains d'entre eux peuvent servir à la détermination des sommets et des bases (Pl. III-B). En général, les coussinets ont un diamètre d'environ 2 pieds, bien qu'il en existe de plus gros et de plus petits. On peut voir sur les lots 5 et 6 du rang XI, canton de Risborough, des coussinets d'une épaisseur de 3 pieds et d'une longueur de 8 pieds. A ce même endroit, on note la présence d'amygdales distribuées au hasard. Un affleurement le long de la rivière Clinton contient des amygdales qui sont aplaties parallèlement à la schistosité. Elles sont remplies de quartz et de feldspath. En maints endroits, la structure d'écoulement est révélée par des noeuds couleur vert jaunâtre ressemblant à des coussinets. Nous avons remarqué des noeuds semblables dans les filons-couches gabbroïques. Une lame mince consiste en 30 p. 100 de hornblende, 30 p. 100 de chlorite, 25 p. 100 de calcite, 5 p. 100 de quartz, 5 p. 100 d'épidote et feldspath (séricitisé).

Roche verte - Nous avons étudié plusieurs échantillons provenant des deux horizons de roches vertes. A l'oeil nu, les roches sont vertes et à grain fin. Sur 16 échantillons de roche verte examinés en lame

PLANCHE I



A- Métagrès du Rivière Arnold laissant voir un faible rubanement gneissique. Près du poteau de frontière No 428

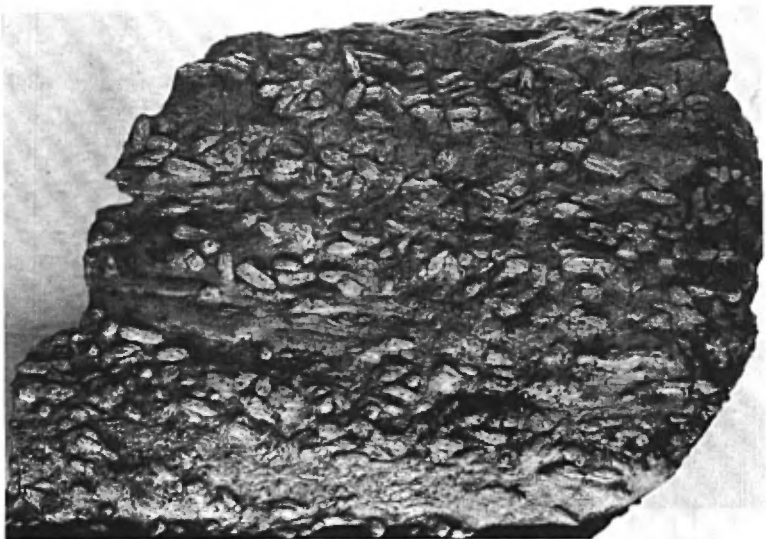


B- Plis pygmatiques dans le schiste ardoisier du Seboomook. Lot 7, rang VII, canton de Woburn.

PLANCHE II



A- Schiste à cordiérite du Frontenac. Les grains sont en relief sur la surface altérée et sont allongés parallèlement à la schistosité. Lot 1, rang II, canton de Marston.



B- Stratification cyclique dans la formation de Compton. Le schiste ardoisier alterne avec le grès. Côté est du lac du Portage.

PLANCHE III

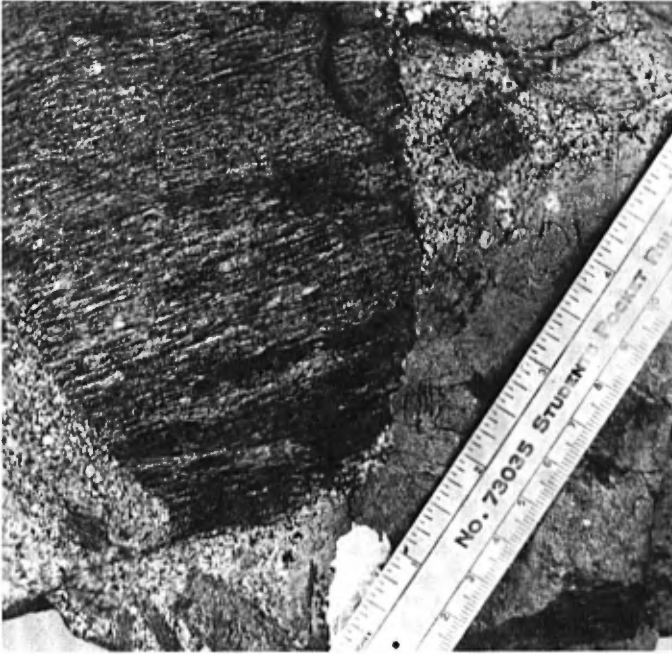


A- Microphotographie (x70) du quartzite schisteux du Frontenac. On peut voir les grains anguleux et sub-anguleux de quartz. Nicols croisés. A un demi-mille à l'est du lac Emilie.

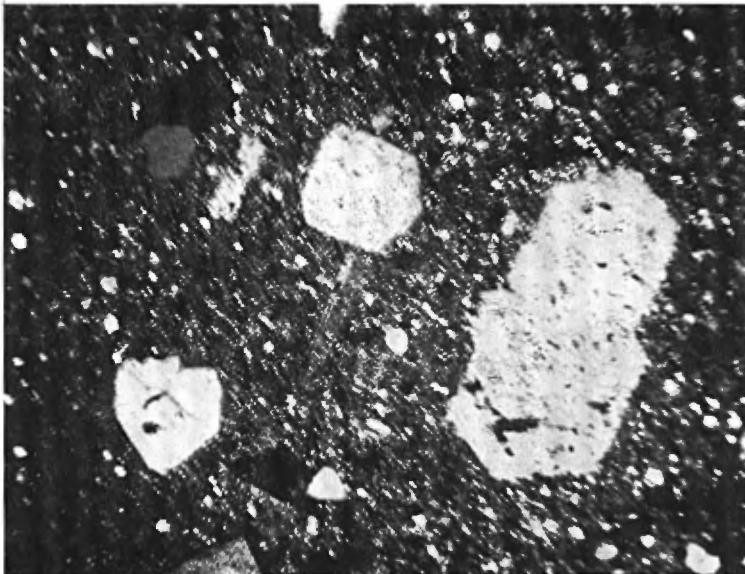


B- Roche volcanique coussinée, formation de Frontenac. Vue vers le nord-est d'une coupe transversale. Les sommets des coulées font face à l'est (vers la droite), Lot 50, rang IX, canton de Ditton.

PLANCHE IV



A- Enclave arrondie et granitisée dans le matériel granitique du granite du lac aux Araignées. A noter le rubanement gneissique dans l'enclave la plus grosse. Lot II, rang I, canton de Marston.



B- Microphotographie (x20) d'une roche de dyke de porphyre quartzofeldspathique. A noter les phénocristaux de quartz et de feldspath. Lumière ordinaire. Sur la rivière Oliva à 2,000 pieds au nord du lac Oliva.

mince, 9 appartiennent au faciès épidote-chlorite et 7 au faciès épidote-chlorite-actinote. Les roches à épidote et chlorite forment certaines des principales crêtes de la région. Elles consistent en 75 à 80 p. 100 de chlorite, de 15 à 20 p. cent d'épidote et en un peu de quartz (0.03 mm), feldspath et calcite. Dans certaines lames minces, on peut voir des phénocristaux de feldspath pouvant atteindre une longueur de 1.3 mm. Les roches à épidote, chlorite et actinote sont constituées de 30 p. cent d'actinote, 30 p. 100 de chlorite, 30 p. 100 d'épidote-feldspath-calcite, et d'un peu de quartz et de leucoxène. Les résultats d'analyses obtenus par diffraction aux rayons-X correspondent étroitement à la composition minéralogique trouvée à l'examen des lames minces.

Roche verte cisailée - Les roches vertes silicifiées et cisailées accusent une grande variation de composition d'un endroit à l'autre. Les minéraux prédominants sont le quartz et la chlorite; il y a également un peu de pyrite et, par endroits, de l'épidote et des sulfures de cuivre. La plus grande partie du quartz est en grains aplatis parallèlement à la schistosité; le reste du quartz est granulé et le diamètre des grains va de 0.04 à 0.1 mm.

Trachyte - La trachyte accompagne la roche verte et elle est intercalée avec les roches sédimentaires de Frontenac. Nous n'en avons vu que quelques affleurements et les coulées sont probablement minces. Il y a deux variétés de trachyte: un type aphanitique foncé et un type à grain fin de couleur gris verdâtre pâle. Au microscope, la roche foncée laisse voir une pâte feutrée consistant en micro-phénocristaux entassés, sub-parallèles, de feldspath et de minuscules cristaux de quartz (environ 30 p. 100). Cette roche, si le quartz est primaire, est une rhyolite. La variété gris verdâtre est constituée de 65 à 70 p. 100 de micro-phénocristaux de feldspath, de 20 à 25 p. 100 de chlorite, d'un peu de quartz, d'épidote et de calcite, de même que de quelques gros phénocristaux de plagioclase. La texture est soit pilotaxitique, soit trachytique.

Tuf - Nous avons trouvé ce qui est peut-être du tuf dans la partie sud-ouest de la région de Woburn parmi les roches vertes, les trachytes et les roches sédimentaires. Sur le terrain, nous l'avons cartographié avec les roches sédimentaires auxquelles il ressemble, et il se peut qu'il en existe d'autres venues. Les affleurements que nous connaissons sont rares et petits et se situent en terrain bas. La roche est grise, à grain fin ou moyen et varie de massive à légèrement schisteuse. La surface altérée est blanchâtre, avec des grains de feldspath bien visibles.

Dans les deux lames minces que nous avons examinées, la roche consiste en 50 à 55 p. 100 de cristaux brisés de feldspath (0.8 mm) encastrés dans une matrice de poussière de quartz (0.01 mm), accompagnée d'un peu de chlorite. Les fragments de feldspath sont orientés au hasard. Aucune

roche sédimentaire de la région ne possède cette texture. Ces roches sont sur le prolongement possible d'une zone cisailée et elles sont peut-être le résultat d'une déformation.

Agglomérat - Dans le lot 10, rang VI, canton de Spalding, à environ un mille au sud-est de l'intersection de la rivière Samson avec les chemins des rangs V et VI, on peut voir un affleurement peu élevé constitué en partie de matériel pyroclastique. Cet agglomérat a une épaisseur d'environ 25 pieds et il est limité par une roche verte massive. Des galets arrondis d'un à six pouces de diamètre, dont quelques-uns sont vésiculaires, sont sertis dans une matrice à grain fin de couleur gris verdâtre.

Membre sédimentaire - Le passage des roches du Seboomook et du Compton aux roches sédimentaires du Frontenac est graduel. C'est ce qu'on peut déduire du fait qu'antérieurement, des géologues tels que McGerrigle (1934) et Faessler (1939) cartographièrent les roches sédimentaires du Frontenac et du Compton comme étant une seule formation. Cependant, il y a plus de lits épais de quartzite impur dans le Frontenac que dans le Compton. Albee (1957, communication verbale), s'est servi du même critère pour séparer les roches du Seboomook de celles du Frontenac dans le Maine, où les roches vertes sont rares. Les roches sédimentaires du Frontenac sont des quartzites impurs à grain fin, avec interstratifications de schistes ardoisiers gris et de quantités moindres de grès et de calcaire.

Quartzite schisteux Cette roche a un grain très fin, une couleur gris foncé et s'altère en gris pâle; par endroits, elle est légèrement calcareuse. En général, elle forme des couches massives d'une épaisseur variant d'un à cinquante pieds; cependant, dans certains affleurements, d'une largeur de 100 à 150 pieds, nous n'avons vu aucune stratification. Bien que la schistosité ne soit pas prononcée et ne puisse pas toujours être visible sur les affleurements, les surfaces de schistosité ont un éclat lustré, présument dû à la présence de matériel micacé. La schistosité est visible dans toutes les lames minces.

Dans environ 25 lames minces, la composition modale moyenne est la suivante: quartz, 75 p. 100, séricite et chlorite, 20 p. 100, un peu de feldspath et, dans quelques spécimens de la muscovite, de la biotite, de la calcite, de l'apatite, de l'épidote, de la pyrite, de la limonite et du matériel graphitique. La variété calcareuse de quartzite consiste en environ 70 p. 100 de quartz, de 10 à 15 p. 100 de calcite, de 15 à 20 p. cent de séricite, en plus de la chlorite et des minéraux accessoires mentionnés ci-dessus. Les grains sont mal arrondis et mal classés. La dimension moyenne des grains de quartz est de 0.05 mm bien que, dans la plupart des lames, un cinquième des grains aient un diamètre de 0.2 mm. La planche III-A représente un quartzite presque pur.

Grès à grain fin - Ils sont moins abondants que le quartzite schisteux et les schistes ardoisiers. Nous avons examiné vingt-cinq spécimens provenant des formations de Frontenac et de Compton.

Les grès ressemblent à ceux du Compton et du Seboomook sauf pour leur couleur, qui est surtout gris brunâtre ou brun rougeâtre plutôt que grise. Les variétés non calcareuses et, moins souvent, les variétés calcareuses sont interstratifiées avec le schiste ardoisier en couches variant de quelques pouces à 10 pieds d'épaisseur. Leur composition minéralogique varie d'un endroit à l'autre. En certaines localités la roche contient 50 p. cent de grains de sable dans une matrice argilacée; ailleurs, la composition est comme suit: 50 p. cent de quartz, 25 p. cent de feldspath et 25 p. cent de matériel argilacé. Les grains de quartz ont en moyenne 0.3 mm de diamètre et ils varient d'anguleux à sub-anguleux. En général, le classement est pauvre. Il y a de la limonite presque partout dans la matrice et elle semble jouer le double rôle de pigment et de ciment. La composition des grès à grain fin est intermédiaire entre le quartzite schisteux et le schiste ardoisier.

Schiste ardoisier - Suivent dans l'ordre d'abondance après les quartzites schisteux, les schistes ardoisiers gris ou gris foncé ou les phyllades en couches variant de quelques pouces à quelques pieds d'épaisseur. De minuscules plissements sur les plans de stratification et de glissement ont été causés par un mouvement différentiel le long de surfaces S très rapprochées.

Au microscope, on remarque fréquemment une micro-stratification, les grains de quartz (0.04 mm) étant en couches séparées par du matériel chloritique et argilacé.

Nous n'avons pas pu déterminer au microscope la composition minéralogique de la roche à cause de la finesse des grains, mais quelques échantillons soumis à l'analyse par diffraction aux rayons-X semblent avoir à peu près la même composition minéralogique que ceux provenant des formations de Compton et de Seboomook.

Calcaire - On peut voir ici et là de minces couches de calcaire gris ou gris foncé, s'altérant en général en une couleur brun rouille. Les meilleurs affleurements se trouvent dans des déblais de routes et le long des rivières. Les calcaires sont sans doute plus abondants que ne le laissent croire les rares affleurements.

La roche consiste en environ 60 p. 100 de carbonate, 30 p. 100 de quartz en plus d'un peu de matériel argileux. En lame mince, on distingue facilement une schistosité bien développée.

### Métamorphisme de contact

Schiste à cordiérite - A la tête du lac Mégantic, du côté ouest, la formation de Frontenac a été métamorphisée par une grosse intrusion granitique. Par endroits, les roches argilacées sont schisteuses et contiennent des porphyroblastes de cordiérite (Pl. II-A). Des géologues avaient antérieurement appelé cette roche schiste à chiastolite. Boucot (1953) et Prilbrick (1940) ont décrit des auréoles semblables de métamorphisme dans le nord du Maine. Le deuxième a fait une étude détaillée de zones de métamorphisme autour de roches granitiques semblables. Il a décrit les auréoles de contact comme étant des schistes à andalousite, mais il a mentionné la présence de cordiérite.

Les porphyroblastes de cordiérite sont en relief et bien visibles sur la surface altérée et forment des grains de couleur grise d'environ un demi-pouce de longueur et un huitième de pouce de largeur avec un grand axe parallèle à la schistosité. Au microscope, on constate que la roche est composée de 45 p. 100 de cordiérite dans une matrice composée de quartz (0.02 mm), de muscovite, de séricite et d'épidote. En plusieurs endroits, les grains de cordiérite sont concentrés en couches dans une matrice recristallisée constituée de muscovite, biotite et chlorite, alors que la bande adjacente dépourvue de cordiérite, est composée principalement de quartz (0.02 mm), avec de la muscovite, de la biotite et des minéraux nébuleux. Dans certains autres spécimens, on peut voir des petits plis parsemés d'un bout à l'autre de porphyroblastes de cordiérite.

Les observations faites par Boucot (1953), confirmées au cours de la présente étude, indiquent que l'abondance des porphyroblastes est en fonction directe de la quantité de matériel argilacé présent.

Amphibolite - Les roches volcaniques ont été altérées en amphibolites près de leur contact avec le granite du lac aux Araignées. Les amphibolites sont gris foncé, à grain fin et massives. A l'œil nu, elles ressemblent aux roches vertes, mais elles sont plus foncées. Elles affleurent sur le mont Scotch Cap et dans le lot 1, rang II, canton de Marston. Au microscope, on constate que la roche est un agrégat de hornblende (60 p. 100), de plagioclase (20 p. 100), de quartz (15 p. 100) et d'un peu d'épidote et d'oxyde de fer. La hornblende est vert foncé et ses cristaux ont une longueur allant de 0.01 à 0.4 mm; elle semble être dérivée du pyroxène. Les cristaux de plagioclase ont une longueur de 0.7 mm et sont orientés au hasard.

Près de l'intrusion granitique, quelques filons-couches de gabbro ont également été transformés en amphibolite. De plus, à 3,000 pieds au nord-est du poteau de frontière No 426, une roche basique qui a envahi le

métagrès cristallin est maintenant une amphibolite. Toutes les amphibolites de la région se ressemblent, soit qu'on les regarde à l'oeil nu, soit qu'on les examine au microscope.

### Tectonique

La schistosité est fréquente dans la formation de Frontenac et en général elle est orientée vers le nord-est, tandis que son pendage est prononcé vers le nord-ouest ou le sud-est. Nous n'avons relevé l'orientation et le pendage des couches que sur les contacts schiste ardoisier-quartzite, lesquels sont rares par suite de la résistance à l'érosion relativement faible du schiste ardoisier. La schistosité est parfois parallèle à la stratification, parfois elle l'intersecte.

Le glissement d'une couche sur une autre a produit des plissements avec miroirs de failles ou une linéation sur les plans de stratification, ou encore, en quelques localités, ce glissement a été prononcé au point de produire un second élément linéaire normal au premier.

Dans le membre sédimentaire de Frontenac, on remarque des plis ouverts et serrés. D'après Lord (1938), "les roches sont étroitement plissées, avec un angle de pendage dépassant d'ordinaire  $75^{\circ}$ . Les plis plongent dans l'une ou l'autre direction, mais rarement à des angles plus prononcés que  $25^{\circ}$ ". Sur la berge nord de la rivière Oliva, on peut voir un petit synclinal ouvert plongeant légèrement vers le nord-est. On peut aisément reconnaître des plis serrés dans un déblai de route du côté du Maine, à 7 milles au sud-est du poste douanier d'Armstrong. Le fait que ces plis sont à peine reconnaissables en coupe transversale nous fait penser que de nombreux plis semblables auraient pu passer inaperçus sur les affleurements plats. Dans la région entourant les lacs Oliva et Bartley et s'étendant vers le sud et l'est, la roche affleure abondamment et les renversements de pendages reflètent la structure plissotée de la formation.

Il se peut que des zones de cisaillement accompagnent fréquemment les plis serrés des roches sédimentaires de Frontenac, mais nous n'en avons observé que quelques-unes. En deux endroits dans la roche verte le long de la rivière Bergeron, la roche a été tellement cisailée qu'elle a été réduite en une masse friable. La zone est, la plus importante, coïncide avec un détournement de la rivière sur une distance de quelques centaines de pieds. Cette importante zone de cisaillement semble s'étendre vers le sud-ouest et réapparaître le long de la vallée de la rivière Clinton (embranchement Arnold Ouest). Ces zones de cisaillement sont parallèles à la direction de la schistosité et aux stratifications.

Aucun des auteurs qui nous ont précédé n'a tenté d'interpréter sur une échelle régionale la structure des roches volcaniques coussinées.

Nous avons donc, en plus d'étudier la tectonique de notre région, examiné les roches vertes des régions de Mégantic-Ouest et de Mont-Mégantic.

Dans cette dernière région, nous avons visité quatre localités pour étudier les roches volcaniques coussinées. L'examen de trois affleurements de la bande ouest nous porte à croire que les sommets font face à l'est, tandis que, au mont Marble, les sommets semblent faire face à l'ouest. Cependant, nous n'avons fait de détermination de sommets qu'en un endroit où les coussinets sont visibles en coupe transversale (Pl. III-B). En regardant la coupe en direction nord-est, on voit que la coulée a un pendage vers l'est de 45°; d'autre part, l'intersection de trois grands coussinets indique que le sommet de la coulée fait face à l'est.

Dans la région de Mégantic-Ouest, Osborne et nous-même avons visité des régions de roches volcaniques coussinées et fait des déterminations de sommets en quatre endroits. Sur la bande ouest, les coussinets indiquent que les sommets font face à l'est tandis que, sur la bande est, les sommets des coulées font face à l'ouest.

Dans la partie sud de notre région, il semble que les sommets des coulées fassent face à l'ouest en deux endroits.

Dans la région de Mégantic-Est (cantons de Risborough et de Spalding), de nombreux coussinets sont visibles mais nous n'avons pu déterminer la position de leurs sommets qu'en trois endroits. Dans la bande ouest, les sommets font face à l'est et dans la bande est, ils font face à l'ouest.

Nous croyons avoir fait suffisamment d'observations pour pouvoir affirmer que les sommets des deux bandes de roche verte se font face, que la structure est un synclinal simple et que les roches vertes ne sont pas déformées en plis d'entraînement.

La formation de Frontenac aurait-elle une structure anticlinale? Logan (1842-63) a cartographié ces roches comme faisant partie du groupe de Québec, ce qui laissait supposer une structure anticlinale, ce groupe étant pré-taccnique. Mais il n'a fait aucune mention de cette structure. Sur la carte géologique de Selwyn et de Dawson (1884), on peut voir la même distribution générale des roches et, cette fois encore, il n'est pas fait mention d'anticlinal dans leur rapport.

Cependant, Ellis (1887) a fait une extrapolation de l'anticlinal dont l'existence a apparemment été présumée par Hitchcock dans le New Hampshire. À la page 25 j de son rapport, il déclare: "On peut facilement reconnaître cet anticlinal dans les cantons adjacents d'Emberton et de Dilton d'où l'on peut le suivre vers le nord-est, au delà de l'embouchure du lac

Mégantic, jusqu'à la route qui remonte la rivière du Loup, où on peut l'observer dans le lot 25, rang du chemin Kennebec, dans le canton de Linière". C'est la première et la seule description complète de cette structure importante.

McGerrigle (1934) cartographia la région de Mont-Mégantic et il présuma (p. 86) que la principale structure de la région était un anticlinal ou un anticlinorium ayant les roches volcaniques de Frontenac le long de sa région axiale et les roches sédimentaires de Compton sur son flanc ouest.

Lord (1938) ne donne pas la position exacte de l'axe du pli, mais il déclare: "Une importante structure anticlinale vers le sud-est est indiquée par une schistosité à pendage vers le nord-ouest". Mais, comme nous l'avons déjà énoncé, la schistosité a un pendage prononcé soit à l'est, soit à l'ouest et, par endroits, elle se rapproche de la verticale, de sorte qu'elle ne nous aide guère à délimiter la structure.

Nous n'avons pu vérifier la position de l'axe de l'anticlinal mentionné par Ellis sur le lot 25 du canton de Linière, rang du chemin Kennebec, à cause de la rareté des affleurements dans la région.

La topographie et certaines lithologies de la chaîne de Lac Mégantic rappellent celles de la chaîne de Sutton et ce fait a probablement influencé certaines interprétations. Dresser (1902-03) a comparé les roches volcaniques de Frontenac à celles de la chaîne des monts Sutton. Cooke (1943), après une brève étude de notre région, a mis en corrélation les roches de Frontenac avec celles de Caldwell. Morin (1954) et Gorman (1957) les ont mises en corrélation avec le Beauceville.

Jusqu'à maintenant, on n'a présenté aucun argument structural valide en faveur de l'existence d'un grand anticlinal. Il est évident qu'on s'est surtout appuyé sur l'âge assigné aux roches du Frontenac. Nous ne considérons pas cet argument valable pour les raisons suivantes: Les géologues antérieurs se sont servis d'une corrélation à longue distance (50 et 100 milles) et de lithologies partiellement semblables pour fixer cet âge. McGerrigle, Faessler et Marleau s'accordent pour affirmer que le contact entre le Compton et le Frontenac est concordant, ce qui permet de croire que les formations sont à peu près du même âge.

Nous avons antérieurement appuyé sur le fait que la carte aéromagnétique, de même que la carte géologique, confirmaient la présence de deux bandes de roches volcaniques. On sait que les roches vertes des deux bandes se ressemblent à l'oeil nu et au microscope et que, présumément elles s'équivalent; de plus, les roches vertes sont interstratifiées avec les roches sédimentaires, mais elles ne sont pas plissotées comme celles-ci. Les déterminations faites à l'aide des coussinets indiquent que la bande ouest fait

face à l'est et a un pendage de 45° dans la même direction. Ainsi, la jonction normale des deux bandes de roches vertes produit une structure synclinale. Ce point de vue a été avancé par Albee (1957, communication personnelle) qui en est arrivé indépendamment à la même conclusion en étudiant les roches sédimentaires de Frontenac qui se prolongent dans le Maine.

La similarité des roches du synclinal de Frontenac avec celles du synclinorium de Moose River est frappante et vient à l'appui de la présence possible d'une structure synclinale dans notre région. Boucot (1953) a démontré que le membre argilacé de Cold Stream passait graduellement vers le haut au membre plus arénacé de Tarratine. Dans la chaîne de Mégantic, les formations argilacées de Compton et de Seboomook passent graduellement vers le haut dans les roches sédimentaires de Frontenac plus arénacées. Si l'on se rappelle que, dans le Maine, le membre de Tarratine a été considéré comme étant plus jeune que le schiste ardoisier de Seboomook, la même relation devrait exister ici et cette séquence confirmerait l'existence de la structure synclinale.

#### Épaisseur

Dans les cantons de Woburn et de Clinton, la largeur d'affleurement des *roches volcaniques* est de deux milles et leur épaisseur serait d'environ 7,000 pieds en admettant un pendage moyen de 45° ouest. Cette masse est probablement constituée de plusieurs coulées car McGerrigle (1934), en décrivant les roches volcaniques de Frontenac de la région adjacente de Mont-Mégantic, a déclaré: "Le meilleur affleurement est à la montagne Marble, dans l'angle sud-est de la région, où plusieurs épanchements, se dressant verticalement, forment un escarpement".

Dans le canton de Spalding, la lentille volcanique la plus longue a une largeur d'affleurement d'environ 3,500 pieds et son épaisseur serait d'environ 2,500 pieds.

La largeur minimum d'affleurement des *roches sédimentaires* de Frontenac est d'environ quatre milles et on la rencontre près du lac Mégantic. Ceci représente les deux flancs du synclinal et deux milles constituent la largeur d'affleurement d'un des flancs. En acceptant un pendage moyen de 45°, l'épaisseur de l'unité serait au maximum de 7,000 pieds. Cependant, on sait que les roches sédimentaires sont étroitement plissées et, en l'absence d'horizons repères, on ne peut déterminer la fréquence de répétition des couches. Boucot (1954, p. 57) a estimé que l'épaisseur du membre de Tarratine au côté sud-est du synclinorium de Moose River était d'environ 4,000 pieds et, au côté nord-ouest, de 2,000 pieds. Les roches sédimentaires de Frontenac et le membre de Tarratine ont des lithologies semblables et il se peut que leurs épaisseurs soient identiques.

### Age et corrélation

La formation de Frontenac est plus ancienne que les roches granitiques assignées à l'orogénèse acadienne et elle est équivalente à la formation fossilifère de Compton d'âge dévonien. Par conséquent, elle appartient au Dévonien inférieur ou au début du Dévonien moyen.

Corrélations antérieures- Logan (1849-63) a fait correspondre le Frontenac avec le groupe de Québec, lequel est constitué de plusieurs assemblages lithologiques.

Dresser (1902-03) a déclaré que les roches volcaniques de Frontenac étaient dans l'ensemble semblables à celles de Sutton et d'Ascot. Il est vrai que les roches volcaniques sont pétrographiquement semblables, mais les roches sédimentaires qui les accompagnent ne le sont pas.

McGerrigle (1934, p. 85) a émis l'opinion que les roches volcaniques de Frontenac correspondaient apparemment aux roches volcaniques de Lisbon-Ammonoosuc du nord du New Hampshire, mais il a remarqué que "... à l'encontre de cette corrélation se trouve le fait que la succession des formations dans les deux étendues est apparemment complètement différente".

Cooke (1943-50), d'une façon, exprima la même opinion que Dresser, car il cartographia la formation de Frontenac comme appartenant au Caldwell lequel, tel que défini par MacKay (1921) et décrit par Tolman (1936), Cooke (1950) et Béland (1953), est constitué d'un membre sédimentaire et d'un membre volcanique. Les roches volcaniques des deux unités sont pétrographiquement semblables, mais les roches gréseuses associées du Caldwell sont à grain plus grossier que celles du Frontenac.

Clark (dans Cooke, 1937) a décrit le St. Francis comme étant constitué d'un membre volcanique et d'un membre sédimentaire sus-jacent. Cooke (1950) cependant, cartographia les roches volcaniques comme faisant partie du groupe de Sherbrooke. Nous croyons qu'en toute probabilité, ces roches volcaniques correspondent au Frontenac plutôt qu'au Caldwell.

Dans la région de Coaticook-Malvina (Cooke, 1957), les roches alignées en direction avec la formation de Frontenac ont été cartographiées comme étant des couches du Sherbrooke. Ce dernier présuma qu'elles étaient sus-jacentes aux roches du St. Francis bien qu'en discordance avec ces dernières. Cependant, cette corrélation est impossible car le Sherbrooke, tel que décrit par Cooke (1950) recèle des fossiles qui indiquent un âge ordovicien supérieur.

Cooke (1957) a décrit le groupe de Sherbrooke comme étant principalement constitué de couches d'argilite variant en épaisseur de trois

pouces à un pied ou plus, avec ici et là des couches composées du "grit" caractéristique du groupe. Mais le "grit" a un grain mesuré en millimètres et devrait être appelé grès; à l'œil nu, il est semblable au quartzite schisteux de Frontenac. Les strates de "Sherbrooke" de la région de Malvina sont lithologiquement semblables à la séquence sédimentaire de Frontenac.

A travers la direction, la formation de Frontenac est logiquement mise en corrélation avec le membre de Tarratine du groupe de Moose River. Boucot (1953), cependant, ne trouva pas de roches volcaniques dans le membre de Tarratine, sauf peut-être une diabase d'une épaisseur d'environ 800 pieds et qui est peut-être une coulée ou un filon-couche. Le membre de Tarratine (Boucot, 1953) consiste surtout en grès interstratifié avec des lits moins considérables de schiste ardoisier. Boucot présuma que le contact inférieur avec le membre de Cold Stream (schiste ardoisier de Seboomook) est graduel. Dans notre région, les roches sédimentaires de Frontenac consistent surtout en quartzite schisteux avec des quantités moindres de schistes ardoisiers, de grès et d'un peu de calcaire, et les contacts avec les formations de Compton et de Seboomook sont graduels.

Le long de la direction, les roches volcaniques de Frontenac sont provisoirement mises en corrélation avec le membre de Standing Pond décrit par Murthy (1957) dans le quadrilatère d'East Barre, Vermont. Les formations de Compton et de Seboomook sont les équivalents de la partie supérieure du groupe de St-Juste - St. Francis et elles sont les équivalents probables de la formation de Gile Mountain. Dans la séquence du Vermont, le membre de Standing Pond se situe entre les formations de Waits River et de Gile Mountain (Doll, 1944; White et Jahns, 1950; Cady, cité par Dennis, 1956; Dennis, 1956; Billings, 1956; Murthy, 1957).

Il semble évident, même si les deux régions en question sont distantes l'une de l'autre de plus de 100 milles le long de la direction, que le membre volcanique de la formation de Frontenac correspond au membre de Standing Pond de la formation de Waits River. Murthy (1957, p. 39) affirme que la corrélation du membre de Standing Pond dans la région d'East Barre avec les amphibolites du membre de Standing Pond de la localité type est plutôt incertaine. Néanmoins, nous sommes d'opinion que le Frontenac est l'équivalent du type Standing Pond.

Le membre de Standing Pond décrit par Murthy consiste en amphibolites associées à des schistes feldspathiques grenatifères, tandis que les roches vertes de Frontenac sont de véritables roches volcaniques, bien qu'on y ait aussi trouvé des amphibolites. Cependant, dans les deux régions, on considère en général que les amphibolites sont des roches volcaniques altérées. Les roches volcaniques de Standing Pond sont d'âge allant du Silurien au Dévonien inférieur.

LE SYNCLINORIUM DE FRONTENAC

L'épaisseur totale des roches sédimentaires de Compton-Frontenac ou de Seboomook-Frontenac est l'indice d'une abondante source de sédiments à grain moyen et à grain fin. Etant donné que la rondeur et le classement sont peu prononcés dans la roche arénacée, l'ensemble de la séquence Compton-Seboomook-Frontenac se compose de sédiments qui furent probablement transportés sur une distance modérée. Bien que la rondeur et le classement soient pauvres, il n'y a pas de matériel conglomératique.

Ces faits démontrent qu'il y eut remplissage rapide d'un bassin s'affaissant rapidement. Un affaissement et une déposition rapides (Krumbein et Sloss, 1953) sont des caractéristiques d'une certaine phase de déposition orthogéosynclinale. L'eugéosynclinal, plus typiquement que le miogéosynclinal, possède des dépôts déversés latéralement dans ses zones à affaissement rapide. D'autre part, l'assemblage volcano-sédimentaire clastique distinctif de la séquence Compton-Seboomook-Frontenac est typique d'une déposition eugéosynclinale (Kay, 1947).

La distribution des conglomérats recouvrant en discordance les roches pré-taconiques en dehors de la chaîne de Lac Mégantic indique des régions sources possibles au nord-ouest et au sud-est. Les sédiments clastiques provenaient probablement de crêtes plissées du groupe de Québec et de la formation de Rivière Arnold qui s'élevaient dans la zone intérieure du géosynclinal appalachien au cours des mouvements successifs taconiques. King (1950, p. 653), en passant en revue les périodes tectoniques du sud-est des États-Unis, douta de l'existence même de l'Appalachia, du moins de la façon envisagée par ses adeptes. Il conclut que les sédiments clastiques provenaient de crêtes plissées qui s'élevaient dans les zones intérieures du géosynclinal.

Dans le sud du Québec, l'orthogéosynclinal avait probablement un soubassement irrégulier constitué de roches du groupe de Québec. Les sédiments s'accumulèrent rapidement, mais avec une distribution irrégulière, laquelle fut par la suite exagérée par le plissement acadien. L'orthogéosynclinal ou synclinorium est limité au nord par des roches du groupe de Québec et au sud par des roches de Rivière Arnold qui ont probablement le même âge.

Le synclinorium de Frontenac proposé ici est apparenté au synclinorium de Gaspé de McGerrigle (1950) et au bassin intracontinental de roches dévoniennes de Gaspé mentionné par Roliff (1952). Les sédiments interdigités du miogéosynclinal et de l'eugéosynclinal sont maintenant intimement plissés et il n'est pas surprenant que les géologues n'aient pu établir de limite définie entre les deux séquences sédimentaires. La séquence St-François-St-Juste est étroitement comprimée en plis isoclinaux et en chevrons dont les flancs ont un pendage prononcé soit vers le nord-ouest, soit vers le sud-est.

La séquence Compton-Seboomcook-Frontenac est également étroitement plissée et, d'ailleurs, elle forme un synclinal à structure complexe.

### ROCHES IGNEES

Des roches intrusives, surtout du granite, couvrent une bonne partie du secteur sud de notre région et l'on en trouve ailleurs des affleurements très épars. En plus du granite, il y a de la diorite, du gabbro, de la serpentinite et des dykes de porphyre quartzo-feldspathique. Les géologues précédents n'avaient pas rapporté la présence de serpentinites.

#### Métadiorite

L'amas principal de métadiorite se trouve près de la frontière internationale, dans l'angle sud-ouest de la région; on en rencontre de petites lentilles aux alentours. Une roche semblable, mais un peu plus quartzreuse, affleure du côté sud du mont Marble, région de Mont-Mégantic; elle est accompagnée de brèche.

La roche est grise, à grain moyen et massive. On peut reconnaître le quartz, la hornblende et le feldspath à l'oeil nu. Le microscope révèle qu'elle consiste en quartz (10 p. 100), feldspath (65-70 p. 100), hornblende (20 p. 100) et en produits d'altération tels qu'épidote, séricite, chlorite, leucoxène et ilménite. Sa texture est panidiomorphe. Les cristaux de feldspath ont une longueur variant de 0.8 à 1.4 mm. Les grains de quartz et de hornblende atteignent environ 0.5 mm. La plupart des cristaux de feldspath sont saussuritisés, mais on a estimé qu'ils étaient de composition  $An_{19-25}$ . On remarque également un peu d'amphibole bleuâtre.

La composition des lentilles satellites de diorite est la suivante: quartz (3-10 p. 100), feldspath (45-50 p. 100), amphibole-ouralite (35-40 p. 100), chlorite (4-5 p. 100). Les feldspaths peuvent atteindre jusqu'à 2.7 mm de longueur, ils sont séricitisés et leur composition est  $An_{17-25}$ .

La diorite recoupe la formation de Frontenac et par conséquent elle est postérieure au Dévonien inférieur. Elle est peut-être apparentée à l'orogénèse acadienne.

#### Gabbro

Des intrusions en forme de filons-couches et constituées surtout de gabbro forment une zone d'une largeur d'environ 2 milles entre les deux bandes de roches vertes du Frontenac. Elles recouperont et les roches

sédimentaires et les roches vertes. En général, elles ont des épaisseurs variant entre 10 et 100 pieds, mais certaines lentilles sont beaucoup plus épaisses. Il existe au moins deux âges de gabbro dans notre région. Le plus ancien est très altéré et est probablement antérieur à l'orogénie du Dévonien moyen. Un dyke gabbroïque en contact avec le granite du lac aux Araignées a été métamorphisé en amphibolite. Un autre type moins altéré semble avoir échappé à la déformation et il fut probablement mis en place à la fin de l'orogénie du Dévonien moyen ou après.

La roche est vert foncé, à grain fin ou moyen et massive. Les bordures refroidies des filons-couches sont aphanitiques. Dans la plupart des 30 lames minces que nous avons étudiées, la roche consiste en feldspath (35-45 p. 100), actinote (45-50 p. 100), chlorite (5-10 p. 100), un peu d'épidote avec du leucoxène et, en quantités moindres, de la muscovite, de la biotite, de la clinozoisite, de la calcite et de l'oxyde de fer. Quelques spécimens contiennent du feldspath (60-65 p. 100), de l'actinote (15-20 p. 100), de l'épidote (5-10 p. 100) et un peu de muscovite, de clinozoisite, de calcite, de leucoxène et d'oxyde de fer. Dans la plupart des lames minces, la texture est secondaire, mais certaines présentent des traces d'une texture granulaire hypidiomorphe. Les plagioclases sont zonés et séricitisés; cependant, nous avons fait plusieurs déterminations dans onze lames minces et la moyenne est de  $An_{7-15}$ . Les cristaux de feldspath ont une longueur variant de 0.8 à 2mm et ceux d'amphibole, de 0.4 à 3 mm.

Ces roches appartiennent au faciès métamorphique albite-épidote-actinote, le même que celui des roches volcaniques de Frontenac. Cependant, nous croyons que le plagioclase original était plus calcique et nous considérons que ces roches sont des métagabbros.

Un dyke de métagabbro, près du granite du lac aux Araignées, a été métamorphisé en amphibolite quartzreuse. En lame mince, la roche se compose de 30 p. 100 de quartz (0.1-0.2 mm), 40 p. 100 de plagioclase séricitisé, 25 p. 100 de hornblende (2.5-3 mm) et d'un peu d'épidote et d'oxyde de fer.

Les meilleurs affleurements de métagabbro porphyroblastique se trouvent le long du chemin commun des rangs VIII et IX, lots 12 et 13, canton de Risborough. En lame mince, le gabbro profondément altéré laisse voir des porphyroblastes aux limites confuses de trémolite-actinote et, par endroits, des grappes de paillettes de muscovite dans une pâte constituée de muscovite, séricite, clinozoisite, chlorite, calcite, leucoxène et des reliquats de quartz et de feldspath.

On rencontre des gabbros relativement frais formant soit des dykes, soit des culots. On peut en voir un tampon près du contact des formations de Rivière Arnold et de Seboomook du côté est de la rivière Arnold,

près de la limite sud de la région. Un dyke semblable recoupe le métagrès cristallin à environ 8 milles au nord-ouest du lac Spencer, Maine. Il y a d'autres dykes dans le canton de Risborough; en un endroit, sur la rivière Noire, près de son intersection avec la rivière Linière, un gabbro frais est associé avec les dykes de porphyre quartzo-feldspathique.

La roche est verte, à grain très fin, massive et d'une fraîcheur surprenante. Sa composition modale varie d'un point à l'autre, mais la plupart des échantillons recueillis contiennent de l'augite. La texture est hypidiomorphe-granulaire. On peut distinguer dans la roche des cristaux idiomorphes de plagioclase et de hornblende.

La composition minéralogique du principal amas dans le canton de Risborough est comme suit: plagioclase, 65 p. 100, microcline, 15 p. 100, augite, 10 p. 100, chlorite, 2-5 p. 100 et un peu de calcite, d'épidote, de leucoxène et d'apatite. Nous avons pu observer dans une lame mince des couches mylonitiques. Les cristaux d'augite ont une longueur de 0.7 à 0.8 mm; les plagioclases ( $An_{18-23}$ ) varient de cristaux minuscules à des cristaux d'un diamètre pouvant atteindre 0.8 mm. Les feldspaths sont orientés au hasard et tous sont sillonnés de fractures remplies de calcite.

La profonde altération du métagabbro et ses relations d'intrusion avec la formation de Frontenac nous portent à présumer que cette roche correspond probablement au gabbro qui affleure sur le ruisseau Enchanted, Maine, et qui, d'après Boucot (1953, p. 43) recoupe le membre de Tarratine. Le gabbro frais correspond au dyke de pyroxène-gabbro qui recoupe la rhyolite du Dévonien inférieur du groupe de Moose River (Boucot, 1953, p. 41).

#### Serpentinite

La serpentinite affleure dans les cantons de Woburn et de Chesham près de la bordure sud de la région. Certains pics magnétiques apparaissant sur la carte aéromagnétique correspondent aux masses ultrabasiques et quelques autres indiquent peut-être des masses enfouies. L'intensité magnétique causée par la masse de serpentinite la plus au sud porte à croire que cette masse plonge vers le sud entre le Rivière Arnold et le Seboomook.

Les serpentinites varient de gris verdâtre à vert foncé et elles s'altèrent en couleur gris pâle. Elles sont massives et à grain très fin. On peut très bien apercevoir en général un réseau de surfaces de glissement. Nous avons vu de l'amiante à fibres transversales en un endroit dans une péridotite fortement serpentinisée. On remarque par endroits de la magnétite et de la chromite.

Dans les nombreuses lames minces que nous avons examinées, la roche est presque entièrement constituée d'antigorite avec quelques

veinules de talc, un peu de calcite, quelques cristaux de magnétite et de la picotite ayant des bordures opaques. Dans la roche la plus serpentinisée, on peut reconnaître un peu de chrysotile.

Cooke (1937, p. 79) croit que la principale mise en place de roches ultrabasiqes dans les Cantons de l'Est du Québec eut lieu à la fin, ou vers la fin du mouvement de plissement taconique. Il déclare: "Cette conclusion s'accorde avec la détermination faite par F.J. Alcock de l'âge des serpentines au mont Albert". McGerrigle (1950, 1953 et 1954) semble avoir découvert des indices à l'effet qu'au moins certaines des serpentinites voisines du mont Albert appartiendraient au post-Silurien moyen ou au pré-Dévonien moyen. Cependant, Lowdon et autres (1963) ont établi l'âge de l'intrusion du mont Albert à 495 millions d'années, c'est-à-dire proche de la limite séparant le Cambrien de l'Ordovicien.

Dans leur rapport sur la zone de serpentinite des Cantons de l'Est, Dresser et Denis (1944, p. 493) déclarent: "La majorité des faits confirment l'âge post-ordovicien de toutes les roches intrusives appartenant à la zone de la serpentine." L'allure tectonique de celles-ci permet de penser que l'âge le plus récent que l'on peut attribuer à ces roches serait dévonien.

Sur la carte géologique du Nord-Ouest du Maine préparée par Hurley et Thompson (1950), on voit les roches ultrabasiqes recouper les strates siluro-dévoniennes.

Dans la partie extrême nord-ouest du New Hampshire, la serpentinite recoupe la formation d'Orfordville (probablement ordovicienne, Billings, 1956; peut-être dévonienne, Billings, 1957, communication personnelle).

Dans notre région, les relations d'intrusion des serpentinites avec les formations de Rivière Arnold, de Seboomook et de Frontenac indiquent qu'elles sont postérieures au Dévonien inférieur.

### Brèche

Quelques petits affleurements le long de la bordure nord de la masse la plus au sud de serpentinite sont constitués de brèche qui semble être directement reliée à la mise en place de cette masse. Les principaux éléments constitutifs de cette brèche sont des fragments variant d'anguleux à sub-anguleux d'un diamètre de 1/4 à 1/2 pouce.

En lame mince, on constate que la roche est composée de fragments arrondis (longs de 6 à 8 mm) consistant en produits d'altération tels que la séricite, la calcite et la dolomite et en de minuscules cristaux

de quartz, de feldspath et de pyrite. La roche contient en plus des grains de quartz fracturés, variant d'anguleux à sub-anguleux (diamètre de 1 à 2 mm); les micro-fractures sont remplies de calcite. On remarque de plus des taches d'un diamètre de 0.4 mm de chlorite, entourées de limonite, des cristaux (0.4 mm) fracturés de feldspath et des grains de dolomite. La matrice est très finement grenue et elle est quartzreuse, feldspathique, séricitique et dolomitique.

#### Roche basique non différenciée

Un petit amas de roche basique affleure dans la partie sud de la région, au poteau de frontière No 455. Nous n'avons pu déterminer ses relations tectoniques. La roche est gris verdâtre, à grain très fin et massive. Au microscope, on constate qu'elle est porphyrique, mais elle est trop altérée pour permettre une détermination positive de ses éléments constitutifs. Des phénocristaux de 0.5 mm de diamètre sont constitués de pyroxène et de feldspath. La matrice est un agrégat nébuleux et écailleux de séricite, de chlorite et de minuscules reliquats de quartz et de feldspath. Il s'agit probablement d'un dyke de gabbro.

McGerrigle (1934) a cartographié des dykes basiques semblables dans la région adjacente de Mont-Mégantic, où ceux-ci recoupent toutes les formations. On a rapporté également des roches semblables dans le New Hampshire (Billings, 1956), et on les a considérées comme étant co-magmatiques avec la série volcano-plutonique de White Mountain. Le dyke mentionné ici recoupe la formation de Seboomook et par conséquent son âge est post-Dévonien inférieur et probablement post-Acadien.

#### Granite à oligoclase

Des roches granitiques affleurent autour du lac aux Araignées et de la partie sud du lac Mégantic; on peut de plus en voir le long de la route No 27, Maine, près de la frontière internationale.

En spécimen macroscopique, la roche est grise, à grain moyen et massive. On reconnaît aisément le quartz, le feldspath et la biotite. La composition modale moyenne de la roche est comme suit: 30 p. 100 de quartz, 45 p. 100 de plagioclase, 15 p. 100 de microcline et 10 p. 100 de biotite. Les minéraux accessoires sont l'aïlanite, le sphène, la pyrite et, moins fréquemment, la muscovite, la chlorite et la hornblende. Les grains de quartz ont un diamètre de 0.8 à 2.6 mm et ceux de feldspath séricitisé ont une longueur de 0.8 à 4 mm. Les grains de plagioclase sont zonés, ce qui nuit à une détermination positive, mais on a estimé leur composition entre  $An_{20}$  et  $An_{28}$ . La biotite est verte et brune. La roche a une texture hypidiomorphe et l'on voit aussi des textures myrmékitiques et microperthitiques.

Une superficie de forme allongée de roche métasédimentaire, longue d'environ un mille et large de plusieurs centaines de pieds, constitue la plus grande enclave dans le granite du lac aux Araignées. Son orientation structurale est parallèle à la structure régionale. Cette enclave fait probablement partie du toit original de l'amas igné.

A son contact avec la roche encaissante, le matériel granitique est constitué de 5 p. 100 de quartz, 80 p. 100 de feldspath séricitisé, 5 p. 100 de biotite brune, avec en plus de l'épidote, de la chlorite, de l'apatite et de la pyrite en quantités moindres. La zone réactionnelle très mince consiste en 45 p. 100 de quartz et 55 p. 100 de biotite. La roche métasédimentaire est constituée de 45 à 55 p. 100 de quartz, de 35 à 40 p. 100 de biotite brune, de 2 à 3 p. 100 de chlorite, de 1 à 2 p. 100 de muscovite, d'un peu de plagioclase et d'épidote frais.

On rencontre des apophyses granitiques, bien que distribuées de façon sporadique, le long d'une zone qui s'étend sur une distance d'au moins 4 milles en direction nord-est. La zone est caractérisée par le développement local de minéraux hydrothermaux de même que par des traces de sulfures. Nous croyons que cette zone est une ancienne structure le long de laquelle le magma et ses produits dérivés se sont introduits. S'il s'agit d'une faille (et la rondeur de certains des xénolithes est peut-être le résultat de mouvement le long d'une faille), son décrochement fut minime.

Le granite du lac aux Araignées recoupe les strates du Dévonien inférieur et est apparemment post-Acadien. Il ressemble au granite de Scotstown et de Saint-Sébastien de Burton (1931) et au granite de Sainte-Cécile mentionné par Lord (1938). On a attribué (Lowdon, 1960) à ce dernier granite un âge de 362 millions d'années (Dévonien supérieur ou partie supérieure du Dévonien moyen). La monzonite quartzique de Kinsman de la série plutonique du New Hampshire (Dévonien supérieur) a une composition modale qui se rapproche beaucoup de celle du granite du lac aux Araignées et il est possible qu'elle en soit un équivalent. On a décrit dans le nord-ouest du Maine plusieurs amas d'aspect lithique semblable. Hurley et Thompson (1950, p. 839) ont supposé que les granites de Lord (1938) étaient semblables aux roches granitiques de la région de Moosehead Lake. Le granite de Katahdin, Maine, décrit par Philbrick (1940) et attribué au post-Acadien par Boucot (1954) est un autre équivalent du granite du lac aux Araignées. Celui-ci est de plus génétiquement apparenté au granite de Jackman (Dévonien supérieur ou Mississipien: Boucot, 1953) et à tous les autres de la même série plutonique indiquée sur la carte géologique du Maine dressée par Keith (1933).

#### Dykes de porphyre quartzo-feldspathique

Plusieurs dykes de porphyre quartzo-feldspathique, d'une épaisseur de 2 à 60 pieds, recourent les roches sédimentaires de Frontenac.

Leurs meilleurs affleurements se trouvent dans le canton de Risborough, rang VII N.O., lot 2; rang IX, lot 10; et sur la rivière du Loup, rang XIV, lot 4.

La roche est jaune verdâtre en surface fraîche et elle s'altère en gris brunâtre. Elle est très difficile à casser, son grain est fin et elle est porphyrique. Dans la plupart des affleurements, on peut voir des veines de quartz et de la pyrite. Au microscope, on constate que la matrice est constituée d'un agrégat de grains de quartz et de feldspath, de même que de séricite, calcite, épidote et autres minéraux deutériques. Les phénocristaux ont un diamètre de 0.6 à 1 mm et sont constitués de quartz et de feldspath (Pl. IV-B). Certains dykes, cependant, ne sont pas porphyriques et une lame mince de ce type consiste en 75 p. 100 de feldspath séricitisé, 20 p. 100 de quartz et d'un peu de minéraux deutériques. La dimension des grains va de 0.02 à 0.05 mm.

Une variété de dyke qui résulte probablement de la dégradation du type à porphyre quartzo-feldspathique est grise, à grain fin et constituée d'un agrégat feutré de lattes de feldspath, de muscovite, de séricite et de calcite. Sa composition modale est comme suit: de 65 à 70 p. 100 de feldspath séricitisé, de 15 à 20 p. 100 de muscovite et séricite, de 10 à 15 p. 100 de calcite, d'un peu de quartz et, de faibles quantités de biotite, chlorite et pyrite.

Si comme le pensent Lord (1938) et Faessler (1939) ces dykes sont génétiquement apparentés aux masses granitiques de la région, ils furent probablement mis en place au cours du Dévonien supérieur.

#### PLEISTOCENE ET RECENT

Nous n'avons porté que peu d'attention à l'histoire géologique du Pléistocène et du Récent de notre région. Cependant, il est évident que la plus grande partie, sinon toute la région, fut soumise à la glaciation. Ici, les effets destructifs de la glaciation sont beaucoup moins apparents que les effets constructifs. Les premiers se révèlent par un aplanissement général des collines, l'arrachement de blocs rocheux, le développement de stries et probablement l'approfondissement des bassins des lacs Mégantic et aux Araignées par affouillement. Les effets constructifs sont représentés par une épaisse couverture de matériel non consolidé sur les parties basses de la région et sur les flancs des collines.

Les nombreuses observations de stries glaciaires indiquent que le mouvement de la glace se faisait en direction S50°E. Sur quelques affleurements, il y a deux groupes de stries glaciaires avec différence de 25° dans leur direction, mais nous n'avons pu distinguer les stries anciennes des récentes. Il y a de nombreuses rainures plus grosses, longues de quelques

pieds et dans la plupart des cas, d'une largeur de moins d'un pouce; elles sont particulièrement bien visibles sur la rive rocheuse du lac du Portage.

Les fractures en croissant, observées ici et là, sont plus accentuées sur le côté nord-ouest à cause de l'effet d'arrachement. Ces fractures, de même que les roches moutonnées, indiquent une direction du mouvement des glaces vers le sud-est.

On rencontre par toute la région des blocs erratiques dont quelques-uns ont un diamètre atteignant 15 pieds. Plusieurs proviennent des roches granitiques des régions adjacentes. Le champ de blocs le plus important se trouve au sud-est du mont Scotch. La plus grande épaisseur de till observée est située le long de la rivière Clinton à environ un mille à l'ouest de son confluent avec la rivière Arnold. La berge de la rivière à cet endroit a une hauteur de 50 à 60 pieds. Le till non stratifié consiste en argile, silt, sable, gravier, cailloutis et blocs. On peut voir dans plusieurs secteurs de la région d'autres dépôts de till non stratifié, particulièrement dans la vallée de la rivière aux Araignées.

Il y a, près de Woburn, sur un flanc de colline à une altitude de 1,325 à 1,400 pieds, des terrasses de kames au sommet aplati, composées de sable, gravier et blocs mal stratifiés. Une terrasse de kame avec structure typique de delta est visible dans le canton de Ditchfield.

#### GEOLOGIE HISTORIQUE

L'histoire géologique de notre région est à la fois simple et complexe: simple parce que les formations sont constituées surtout de sédiments clastiques et de certaines roches volcaniques; complexe parce qu'il n'existe pas de critères tels que du conglomérat, une association minérale typique, une faune, etc., qui serviraient de guides au cours des travaux de recherche. Cependant, son histoire est en grande partie rattachée au temps siluro-dévonien et, sous ce rapport, elle concorde avec celle d'autres segments du synclinorium Gaspé-Connecticut.

Les métagrès du Rivière Arnold sont les roches les plus anciennes de la chaîne de Lac Mégantic. Elles appartiennent au pré-Silurien supérieur et sont peut-être ordoviciennes et les équivalentes en âge aux roches du groupe de Québec qui affleurent des deux côtés de l'axe de Sutton. La formation de Rivière Arnold consiste surtout en grès et le groupe de Québec est constitué principalement de roches volcaniques, de grès et de schistes ardoisiers. Dans la région générale, le Caldwell (Ordovicien) est recouvert par le Cranbourne du Silurien supérieur et le Beauceville (Ordovicien), par le conglomérat siluro-dévonien de St-Luc et par le Famine du Dévonien moyen.

Après l'Ordovicien, il se peut que l'orogénie taconique ait déformé les roches dans le segment des Cantons de l'Est.

On ne connaît aucune roche d'âge silurien dans la région sous étude et seules des roches du Silurien moyen ou supérieur sont connues dans le territoire régional. Le Silurien supérieur (Ludlow inférieur) est possiblement représenté par les groupes de Glenbrooke, de Cranbourne et de St-Luc, par une partie du groupe de Lac Aylmer et peut-être même par une partie des formations de Compton et de Seboomook. Dans le Maine, le calcaire de Fox a été attribué au Silurien supérieur. Les renseignements dont nous disposons sont à l'effet que l'eau de mer a envahi une bonne partie de l'orthogéosynclinal de Gaspé-Connecticut au temps du Silurien supérieur. Dans les Cantons de l'Est comme dans Gaspé, les strates du Silurien et du Dévonien semblent chevaucher plusieurs horizons de roches ordoviciennes.

Il est probable que la région est restée inondée pendant le Dévonien inférieur et que la sédimentation marine fut accompagnée d'activité volcanique. Dans notre région, les formations de Compton et de Seboomook passent graduellement à la formation de Frontenac du Dévonien inférieur sus-jacente, qui consiste en un membre volcanique et un membre sédimentaire. Boucot (1953, p. 50) a déclaré: "Des considérations paléogéographiques indiquent que la mer de l'Oriskany couvrit probablement la plus grande partie du nord-ouest du Maine, de l'est du Québec et du nord-ouest du New Hampshire".

Les roches du Dévonien moyen sont absentes dans la chaîne des monts Mégantic et dans la région de Moose River du nord du Maine. Cependant, on sait qu'il y a des roches de cet âge au nord-ouest dans la vallée de la rivière Chaudière.

La séquence de Compton-Seboomook-Frontenac fut étroitement plissée par la déformation acadienne. Le manque de renseignements dans notre région nous empêche d'établir des dates pour les différents stades de l'orogénie acadienne, bien que des données recueillies ailleurs semblent indiquer que le principal mouvement acadien se serait produit au cours de la dernière partie du Dévonien moyen.

Nous n'avons pas rencontré de roches du Dévonien supérieur dans notre région et aux alentours, sauf des granites, des dykes de porphyre quartzo-feldspathique et des dykes et tampons gabbroïques. Une roche basique non différenciée est peut-être post-acadienne.

## GEOLOGIE APPLIQUEE

(chapitre révisé par l'auteur en mai 1965)

La présente mise en carte géologique a conduit à la découverte de minéralisations peut-être intéressantes, bien que nous n'ayons pas trouvé de gisements d'importance économique immédiate.

### Or alluvionnaire

Au cours de la première partie du vingtième siècle, les vallées de la rivière Arnold et de ses tributaires furent prospectées pour l'or alluvionnaire. La plus grande partie de l'or fut apparemment découverte à environ deux milles au sud de Woburn, à la confluence de la rivière Arnold et du ruisseau Morin. Le lit du cours d'eau ne fut exploité que pendant une courte période et n'a pas été touché depuis.

Vers la fin de 1957, de nouveaux travaux de prospection provoquèrent une ruée le long de la rivière Chaudière et de ses tributaires. De vastes territoires furent jalonnés le long des rivières Linière, du Portage, Oliva et du Loup, mais il ne s'y est fait aucun travail de mise en valeur.

McGerrigle (1935) a fait une étude de la plupart des gisements d'or alluvionnaire des Cantons de l'Est. Il en a conclu qu'ils sont en partie pré-glaciaires et en partie post-glaciaires. Les premiers, d'après lui, sont les plus importants économiquement, tant par leur propre teneur en or que parce qu'ils sont la source immédiate de l'or des gisements post-glaciaires. Ces derniers sont le résultat de l'érosion de dépôts pré-glaciaires qui devinrent exposés à l'action des cours d'eau, ou d'une nouvelle concentration indirecte des dépôts aurifères pré-glaciaires qui avaient été recueillis par le glacier et dispersés dans tout le drift glaciaire. McGerrigle (1935, p. 65) a présumé que chaque dépôt alluvionnaire pré-glaciaire des Cantons de l'Est était situé de telle sorte que sa teneur en or pourrait fort bien provenir de veines locales de quartz.

Dans la région cartographiée, la minéralisation au confluent de la rivière Arnold et du ruisseau Morin se trouve au sud de veines de quartz aurifère connues dans le canton de Risborough, du côté ouest du lac Mégantic (Dresser, 1908), mais les renseignements disponibles n'indiquent pas si l'or alluvionnaire a une origine locale ou non.

### Cuivre

On a découvert il y a environ 20 ans un petit gisement de sulfures de cuivre dans le canton de Marston, lot 1, rang II. Son premier

propriétaire fut le R.P. Choquette de Mégantic. On y creusa plusieurs tranchées et l'on fonda un puits jusqu'à 30 pieds. Une analyse faite il y a déjà longtemps a donné 0.162 once d'argent, 0.42 p. 100 de cuivre, 0.79 p. 100 de zinc et 0.26 p. 100 de plomb. Marston Copper Corporation fora deux trous de sondage au diamant à cet endroit en 1953.

La zone minéralisée se trouve au côté nord-ouest d'une bande de laves (amphibolite) à son contact avec des roches métasédimentaires. Sur les vieilles haldes à rebuts, on peut voir de la pyrite et un peu de chalcopryrite, de galène et de sphalérite.

Dans le lot 10, rang I, canton de Clinton, là où la rivière Bergeron fait une brusque courbe vers le nord, une zone de cisaillement minéralisée dans des roches volcaniques a une direction N15°E et un pendage de 50° vers l'ouest. Cette zone a une largeur d'au moins 75 pieds et elle est faiblement minéralisée sur toute sa largeur. Le côté ouest de la zone est silicifié et l'analyse d'un échantillon pris au hasard à cet endroit a donné 0.72 p. 100 de cuivre et un peu d'argent. A mille pieds à l'ouest, une autre zone de cisaillement dans les roches volcaniques est très faiblement minéralisée. La teneur en cuivre d'un échantillon pris au hasard est de 0.14 p. 100.

Nous avons relevé une zone de cisaillement dans les roches volcaniques là où la rivière Clinton franchit la limite des lots 55 et 56, rang II, canton de Woburn. Les roches volcaniques affleurent de façon discontinue sur une longueur de 250 pieds le long de la berge de la rivière. Elles sont fortement chloritisées et quelque peu silicifiées. Un échantillon pris au hasard de la meilleure zone minéralisée, épaisse de 6 pouces, a donné 0.3 p. 100 de cuivre.

Des roches vertes cisailées contenant de la chalcopryrite affleurent sur la rivière Clinton, dans le lot 53, rang II, canton de Woburn, à environ un mille au sud-ouest de la zone mentionnée ci-dessus.

Nous avons également noté des venues éparses de chalcopryrite dans la partie la plus au sud de notre région, près des roches intrusives ultrabasiques.

Travaux de mise en valeur: Un an après la publication du rapport préliminaire sur la région de Woburn (Marleau, 1957), des organisations privées procédèrent à une étude détaillée, tout particulièrement le groupe Moneta composé de Moneta Porcupine Mines, Dome Mines et de Hastings Mining and Development.

Leur programme d'exploration débuta avec un levé électromagnétique qui décela une anomalie sur le prolongement de l'ancienne mine de cuivre Marston. Des forages au diamant qui suivirent sur cette anomalie

donnèrent des résultats suffisamment encourageants pour entreprendre d'autres levés magnétiques et électromagnétiques par tout le canton de Clinton. Ceci conduisit à la découverte de huit conducteurs électromagnétiques. On y effectua des sondages au diamant qui révélèrent qu'il s'agissait dans tous les cas de sulfures massifs. D'après la compagnie la colonne minéralisée "C" était la plus prometteuse; à une profondeur de 400 pieds, la moyenne était de 2.58 p. 100 de cuivre sur une largeur de 10.1 pieds et une longueur de 250 pieds. Une autre colonne minéralisée délimitée au sud donna 2.56 p. 100 de cuivre à travers 6.8 pieds et sur une longueur de 250 pieds. D'autres forages faits après 1962 n'ajoutèrent pas au potentiel en minerai de la propriété, laquelle est toujours gardée sous option.

On peut voir sur notre carte la position approximative de la plupart des trous de sondage faits dans les cantons de Clinton et de Woburn depuis 1957.

Commentaires: Les secteurs favorables aux dépôts de cuivre semblent être situés le long du contact roches volcaniques-roches sédimentaires s'étendant vers le sud à partir de l'ancien puits de la mine de cuivre Marston; dans les roches volcaniques cisailées le long de la vallée de la rivière Clinton et dans les roches volcaniques cisailées près du granite et des autres intrusions acides. On devrait de plus rechercher des zones minéralisées dans les bas terrains où affleurent des roches volcaniques cisailées et schisteuses, y compris les tufs, comme par exemple dans les cantons de Clinton et de Chesham.

Le contact roches volcaniques-roches sédimentaires devrait être étudié sur tout le long de son parcours. Au cours de nos travaux sur le terrain en 1957, on a trouvé un découvert minéralisé en cuivre dans ce secteur près de Trudell Siding, canton de Ditchfield, à un demi-mille à l'ouest de la limite ouest de la région.

### Fer

Une formation de fer affleure sur le lot 10, rang VIII, canton de Spalding. Cet affleurement a une largeur d'environ 15 pieds et est constitué de jaspé rubané sillonné en tous sens par des filonnets de quartz lesquels sont localement riches en hématite et magnétite. Cette roche est sus-jacente à des roches volcaniques. Il y a de plus à cet endroit des taches de chalcopryrite. En 1961, Fontbrune Nickel Mines Ltd fit un levé dans ce secteur suivi de quelques trous de sondage au diamant peu profonds. Une formation de fer semblable fut traversée par quelques trous forés dans le canton de Clinton. Il est possible que la formation de fer soit présente ici et là le long de la zone volcanique.

### Amiante

On rencontre de l'amiante à fibres transversales dans la partie la plus au sud de notre région, à quelques centaines de pieds à l'est du premier pont sur la route au nord du marécage Arnold. Cette amiante se trouve au côté ouest d'un amas de péridotite serpentinisée d'une longueur d'environ un demi-mille et d'une largeur d'environ 1,000 pieds. Les quelques veines d'amiante vues sur les parois d'un ancien puits sont épaisses d'un seizième à un huitième de pouce. Nous avons relevé d'autres veines minces à environ 100 pieds au nord du puits. Cette intrusion et celle du marécage Arnold furent étudiées en 1958 par Canadian Johns Manville.

### Tungstène

En général, la scheelite, le seul minéral de tungstène identifié ici, se trouve dans des veines individuelles de quartz près de dykes de porphyre, dans des petites veines de quartz remplissant des diaclases dans les dykes, de même que dans la roche de dyke elle-même. Etant donné que le mort-terrain cache presque toute la roche de fond, il est probable que les dykes sont plus nombreux que ne l'indique la carte.

St. Robert Metals Company Limited: La présence de scheelite dans certains dykes de porphyre est connue depuis 1890. La principale venue, à deux milles au nord-est de Saint-Robert (donc en dehors de notre carte), a été décrite par Faessler (1939). A cet endroit, quelques veines de quartz sont minéralisées en pyrite, galène (qu'on dit être riche en argent), stibine, sphalérite et scheelite. La quantité de galène, de stibine et de sphalérite est faible. En 1955-56, on creusa un tunnel d'exploration de 600 pieds et l'on fit 20,000 pieds environ de sondages au diamant sur la propriété. Il s'est fait d'autres travaux de mise en valeur en 1958 et l'on projetait d'autres travaux d'exploration pour 1965.

Risborough Mining Company Ltd: En 1956-57, des forages systématiques sur des dykes de porphyre dans la partie ouest du canton de Risborough conduisirent à la découverte d'autres venues de scheelite, particulièrement dans le lot 2, rang X, canton de Risborough. On peut voir sur notre carte l'emplacement des trous de sondage au diamant faits par cette compagnie.

Piermond Mining Company Ltd: Cette compagnie a procédé en 1957-58, à un levé géologique détaillé et à un levé magnétique sur le terrain dans les lots 6 à 9, rang XIV et dans les lots 4 à 8, rang XV, canton de Risborough, dans l'espoir de découvrir des caractéristiques géologiques semblables à celles de la propriété adjacente de St. Robert Metals.

Quartz

Plusieurs veines de quartz recoupent les roches sédimentaires de la formation de Frontenac. La plupart varient en largeur d'un pouce à un pied. Cependant, en 1958 et 1959, P. Veilleux et J. Dupuis mirent en valeur une lentille de quartz sur le lot 8, rang IX, canton de Risborough. La lentille affleure au flanc d'une colline et est longue d'environ 210 pieds et large de 155 pieds. Jusqu'à date (1965), on a extrait et vendu quelques milliers de tonnes de quartz.

Sable et gravier

Il existe dans la région de nombreux dépôts de sable et de gravier qui sont exploités surtout pour la construction de routes.

## BIBLIOGRAPHIE

- Albee, A.L. (1956) Geology of Northern Vermont and South-Central Quebec. Carte de compilation non publiée.
- Bean, R.J. (1951) The Relation of Gravity Anomalies to the Geology of Central Vermont and New Hampshire. *bull. de la Geol. Soc. America*, Vol. 64, pp. 509-538.
- Béland, J. (1953) Rapport préliminaire sur la région de Saint-Magloire, comtés de Montmagny, de Bellechasse et de Dorchester. *Min. des Mines, Québec, R.P.* 279.
- Béland, J. (1954) Rapport préliminaire sur la région de Rosaire - Saint-Pamphile, comtés de Montmagny et de l'Islet. *Min. des Mines, Québec, R.P.* 294.
- Béland, J. (1955) Région de Sainte-Perpétue. *Min. des Mines, Québec, R.P.* 308.
- Béland, J. (1957) Région de Saint-Magloire et de Rosaire - Saint-Pamphile. *Min. des Mines, Québec, Rap. Géol.* 76.
- Billings, M.P. (1937) Regional Metamorphism of the Littleton - Moosilauke Area, New Hampshire, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 48, pp. 463-566.
- Billings, M.P. (1956) The Geology of New Hampshire, Pt. 11, Bedrock Geology with Geological Map. New Hampshire State Planning and Development Commission.
- Boucot, A.J. et Cummings, P. (1953) Age of the Gaspé Sandstones, Gaspé. *Bull. de la Geol. Soc. America*, p. 31 (Résumé).
- Boucot, A.J. (1953) The Lower Devonian Rocks of West-Central Maine. Thèse de doctorat, Harvard University, p. 135.
- Boucot, A.J. (1954) Age of the Katahdin Granite. *Amer. Journ. Sci.*, Vol. 252, pp. 144-148.
- Burton, F.R. (1930) Environs du lac Aylmer, Cantons de l'Est, Québec. *S. des Mines, Qué., Rap. Ann., Partie D.*
- Burton, F.R. (1931) Granites industriels de Québec: Partie I - Sud du fleuve Saint-Laurent. *S. des Mines, Québec. Rap. Ann., Partie E.*
- Cady, W.M. (1956) Stratigraphic Relations in Northern Vermont and Southern Quebec. *Bull. de la Geol. Soc. America*, Vol. 67, p. 1811 (Résumé).

- Cady, W.M. (1945) Stratigraphy and Structure of West-Central Vermont.  
Bull. de la Geol. Soc. America, Vol. 56, pp. 515-558.
- Cady, W.M. (1957) Communication personnelle à Osborne, 22 mars 1957.  
Synclitorium de Chaudière.
- Com. Géol. du Canada (1953) Carte aéromagnétique d'Armstrong, Québec.  
Geophysics Paper 120, Min. des Mines et Rel. Tech.
- Com. Géol. du Canada (1954) Carte aéromagnétique de Mégantic, Québec.  
Geophysics Paper 152, Min. des Mines et Rel. Tech.
- Com. Géol. du Canada (1954) Carte aéromagnétique de Saint-Evariste, Québec.  
Geophysics Paper 153, Min. des Mines et Rel. Tech.
- Com. Géol. du Canada (1954) Carte aéromagnétique de Woburn, Québec.  
Geophysics Paper 168, Min. des Mines et Rel. Tech.
- Com. Géol. du Canada (1954) Carte aéromagnétique de La Patrie, Québec.  
Geophysics Paper 172, Min. des Mines et Rel. Tech.
- Com. Géol. du Canada (1955) Carte géologique du Canada No 1045 A.
- Chalmers, R. (1897) Surface Geology and Auriferous Deposits of Southeastern  
Quebec. Geol. Surv. Canada. Ann. Rept. 10 Pt. J.
- Chapman, R.W. (1948) Petrology and Structure of the Percy Quadrangle,  
New Hampshire. Bull. de la Geol. Soc. America.  
Vol. 59, pp. 1059-1100.
- Clark, T.H. (1936) Silurian Rocks of Lake Memphremagog. Canadian Field  
Naturalist, Vol. No. 3, pp. 31-33.
- Clark, T.H. et Fairbairn, H.W. (1936) The Bolton Igneous Group of Southern  
Quebec. Trans. Soc. Roy. Canada. Troisième Série,  
Section IV, Vol. XXX.
- Cooke, H.C. (1935) The Mode of Emplacement of the Peridotites and Pyrox-  
enites of the Eastern Townships, Quebec. Trans. Soc.  
Roy. Canada, Section IV, Series III, Vol. XXIX, pp. 1-7.
- Cooke, H.C. (1937) Régions de Thetford, de Disraeli et de la moitié orien-  
tale de Warwick, Québec. Com. Géol. Canada, Mém. 211.
- Cooke, H.C. (1943) Scotstown Québec. Com. Géol. Canada, Carte 913 A.
- Cooke, H.C. (1948) Dudswell, Québec. Com. Géol. Canada, Carte 908 A.
- Cooke, H.C. (1950) Géologie d'une partie du sud-ouest des Cantons de l'Est  
de la province de Québec. Com. Géol. Canada. Mém. 257.

- Cooke, H.C. (1957) Région de Coaticook-Malvina, districts électoraux de Stanstead et de Compton. Min. des Mines. Qué. Rap. Géol. 69.
- Dennis, J.G. (1956) The Geology of the Lyndonville Area, Vermont, Geol. Surv. Vermont, Bull. 8.
- Doll, C.G. (1943) A Paleozoic Revision in Vermont. American Jour. Sci., Vol. 241, pp. 57-64.
- Doll, C.G. (1951) Geology of the Memphremagog Quadrangle and the South-eastern Portion of the Irasburg Quadrangle, Vermont. Geol. Surv. Vermont, Bull. 3.
- Doll, C.G. (1961) Centennial Geologic Map of Vermont, Montpelier, Vermont.
- Dresser, J.A. (1903) Les roches cuprifères des townships de l'Est, Québec. Com. Géol. Canada, Rapt. Somm., pp. 166A-170A.
- Dresser, J.A. (1906) Igneous Rocks of the Eastern Townships of Québec. Bull. de la Geol. Soc. America. Vol. 17, pp. 497-522.
- Dresser, J.A. (1908) Rapport sur une découverte récente d'or près du lac Mégantic, Québec. Com. Géol. Canada. Publ. 1032.
- Dresser, J.A. (1913) Rapport préliminaire sur la serpentine et les roches connexes de la partie méridionale de Québec. Com. Géol. Canada. Mém. 22.
- Dresser, J.A. et Denis, T.-C. (1944) Géologie de Québec, Vol. 11. Géologie descriptive. Min. des Mines, Qué., Rapt. Géol. 20.
- Ells, R.W. (1887) Rapport sur la géologie d'une portion des Cantons de l'Est, se rattachant tout particulièrement aux comtés de Compton, Stanstead, Brome, Richmond et Wolfe. Com. Géol. Canada. Rapt. Ann. 1886.
- Eric, J.H., White, W.S. et Hadley, J.B. (1941) Monroe fault of New Hampshire and Vermont (abstract) Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 52, p.1900.
- Faessler, C. (1939) Région de Risborough-Marlow, comté de Frontenac, Qué., S. des Mines, Québec. Rapt. Géol. No 3.
- Fenneman, N.M. (1917) Physiographic Division of the United States. Ann. Ass. Amer. Geogr. Vol. VI, p. 30.
- Goldthwait, L. et Goldthwaith, R.R. (1951) The Geology of New Hampshire, Part 2, Superficial Geology. New Hampshire State Planning and Development Commission.
- Gorman, W.A. (1954) Région de Ste-Justine, comtés de Montmagny, Bellechasse et Dorchester. Min. des Mines, Québec. R.P. No 297.

- Gorman, W.A. (1955) Région de St-Georges - St-Zacharie, Québec. Min. des Mines, Québec. R.P. No 314.
- Gorman, W.A. (1957) The Geology of the Ste. Justine Map-Area. Thèse de doctorat, McGill University.
- Hitchcock, C.H. et Huntingdon, J.H. (1874) Geology of the Northwest Part of Maine. American Ass. Adv. Sci., Pr., Vol. 22, pp. 205-214.
- Hunt, T.S. (1850) Geology of Canada. Amer. Jour. Sci. and Arts, 2nd Series, Vol. IX, Art. II.
- Hunt, T.S. (1854) On some of the Crystalline Limestones of North America. America Jour. Sci., 2nd Series, Vol. 18, pp. 193-200.
- Hunt, T.S. (1961) On some Points in American Geology. Canadian Nat. and Geol., Vol. VI, No. 2, pp. 81-106.
- Hurley, P.M. et Thompson, J.B. (1950) Airborne Magnetometer and Geological Reconnaissance Survey in Northwestern Maine. Bull. de la Geol. Soc. America. Vol. 61, pp. 835-842.
- Kay, M. (1947) Geosynclinal Nomenclature and the Craton. Bull. de l'American Ass. Petrol. Geol., Vol. 31, pp. 1289-1293.
- Kay, M. (1951) North American Geosynclines. Geol. Soc. America, Mem. 48, p. 143.
- Keith, A. (1933) Carte géologique préliminaire du Maine, Echelle 1: 1,000,000. Maine Geol. Surv.
- Kelly, R. (1963) Ste-Cécile - St-Sébastien Area, Frontenac County. MSS. Min. des R. Nat. Qué.
- King, P.B. (1950) Tectonic Framework of Southeastern United States. Bull. de l'Am. Ass. Petr. Geol. Vol. 38, pp. 635-671.
- Krumbein, W.C. et Sloss, L.L. (1953) Stratigraphy and Sedimentation. Freeman and Company, San Francisco, California.
- Logan, W.E. (1847-48) Rapport de Progrès pour l'année 1847-48. Com. Géol.Can.
- Logan, W.E. (1849-52) Rapport de Progrès pour l'année 1849-50. Com. Géol.Can.
- Logan, W.E. (1863) La Géologie du Canada. Com. Géol. Canada. Rapt. de Prog., des débuts jusqu'à 1863, Chap. XVI, La série de Gaspé.

- Lord, C.S. (1938) Feuille de Mégantic, Moitié ouest, comté de Frontenac, Québec. Com. Géol. Can., Carte 379A.
- Lowdon, J.A. (1960) Age Determinations by the Geological Survey of Canada. Com. Géol. Can., Paper 60-17, 1960.
- Lowdon, J.A., Stockwell, C.H., Tipper, H.W. et Wanless, R.K. (1963) Age Determinations and Geological Studies. Com. Géol. Can. Paper 62-17, 1963.
- Lyons, J.B., Jaffe, H.W., Gottfried, D. et Waring, C.L. (1957) Lead-Alpha Ages of some New Hampshire Granites. American Jour. Sci., Vol. 255, pp. 527-546.
- Mackay, B.R. (1921) Beauceville Map-Area. Com. Géol. Can. Mém. 127.
- Marleau, R.A. (1956) Interpretation of Airborne Magnetic Maps in Relation to the Geology of a Region Northeast of Chaudière River, Québec. Maîtrise ès sciences, Université McGill, Montréal.
- Marleau, R.A. (1957) Région de Woburn, district électoral de Frontenac. Min. des Mines, Québec. R.P. 336.
- Marleau, R.A. (1958) Régions de Mégantic-Est et d'Armstrong, districts électoraux de Frontenac et de Beauce. Min. des Mines, Québec. R.P. 362.
- Marleau, R.A. (1959) Age Relations in the Lake Megantic Range, Southern Quebec. Geol. Assn. Can., Pr., Vol. 11, pp. 129-139.
- McGerrigle, H.W. (1934) Région du Mont Mégantic, sud-est de Québec. Min. des Mines, Québec. Rapt. Ann. Partie D.
- McGerrigle, H.W. (1935) Cr alluvionnaire des Cantons de l'Est, Québec. Min. des Mines, Québec. Rapt. Ann., Partie E.
- McGerrigle, H.W. (1950) La Géologie de l'Est de Gaspé. Min. des Mines, Québec. Rapt. Géol. 35.
- McGerrigle, H.W. (1953) Carte géologique de la péninsule de Gaspé. Min. des Mines, Québec, Carte No 1000.
- McGerrigle, H.W. (1954) Régions de Tourelle et de Courcellette. Min. des Mines, Québec, Rapt. Géol. 62.
- Morin, M. (1954) Conglomérats dans la région nord des Appalaches. Thèse de maîtrise, université Laval. Québec.

- Murthy, V.R. (1957) Bedrock Geology of the East Barre Area, Vermont. Geol. Surv. Vermont. Bull. No. 10.
- Pavlidis, L., Menscher, E., Naylor, R.S., Boucot, A.J. (1964) Outline of the Stratigraphic and Tectonic Features of Northeastern Maine. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 501C, pp. 28-38.
- Perkins, E.H. (1925) The Moose River Sandstone and its Associated Formations. American Jour. Sci., 5th Ser., Vol. 10, pp. 368-376.
- Philbrick, S.S. (1940) Reconnaissance of the Contact Metamorphism of the Katahdin and Squaw Mtn. Intrusives, Maine. American Jour. Sci., Vol. 238, pp. 710-716.
- Min. des Mines, Qué. (1959) Carte géologique de la province de Québec. Carte No 1129.
- Roliff, W.A. (1952) Oil Occurrences of East Central Gaspé. Trans. Soc. Roy., Canada. Sér. III, V. 46.
- Selwyn, A.R.C. (1877-78) Observations sur la stratigraphie du groupe de Québec, Com. Géol. Canada. Rapt. Prog., Partie A.
- Selwyn, A.R.C. et Dawson, G.M. (1884) Esquisse descriptive de la géographie physique et de la géologie du Canada. Pub. 410, pour accompagner la carte No 411.
- Stalker, A.M. (1948) A Study of Erosion Surfaces in the Southern Part of the Eastern Townships of Quebec. Thèse de maîtrise, McGill University, Montréal.
- Thompson, L.D.G. et Garland, G.D. (1957) Gravity Measurements in Quebec (South of latitude 52°00'). Com. Géol. Canada, Observatoire du Canada, Vol. XIX, No 4.
- Tolman, Carl (1936) Région du lac Etchemin, Québec. Com. Géol. Canada, Mém. 199.
- White, W.S. et Jahns, R.H. (1950) Structure of Central and East-Central Vermont. Jour. Geol., Vol. 58, pp. 179-220.
- White, W.S. et Billings, M.P. (1951) Geology of the Woodville Quadrangle, Vermont-New Hampshire. Bull. de la Geol. Soc. America., Vol. 62, pp. 647-696.

INDEX ALPHABETIQUE

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Actinote .....	27,39	Carbonate .....	29
Agglomérat .....	28	Chalcopyrite .....	48,49
Albee, A.L. ..	4,11,12,14,25,28,34,52	Chalmers, R. ....	53
Albite .....	39	Chapman, R.W. ....	53
Alcock, F.J. ....	41	Chiastolite, schiste à .....	30
Allanite .....	42	Chlorite .....	12,16,20,26-30 38-40,42-44,48
Alluvionnaires, dépôts ....	6,9,47	Chlorito-épidotiques, roches .	14
Amiante .....	40,50	Choquette, R.P. ....	48
Amphibole .....	38,39	Chromite .....	40
Amphibolites .....	12,25,26 30,31,36,39,48	Chrysotile .....	41
Amygdales .....	26	Clark, T.H. ....	35,53
Andalousite, schiste à .....	30	Clastiques, sédiments .....	45
Andésites .....	26	Clinozoisite .....	16,39
Antigorite .....	40	Com. Géol. du Canada .....	53
Apatite .....	28,40,43	Conglomérat .....	11,16,37,45
Aplite .....	11	Cooke, H.C... ..	4,18,22,33,35,41,53,54
Ardoisiers, schistes ..	7,9,11,13-20 25,26,28,29,31,34,36,45	Cordiérite .....	16,30
Argent .....	48,50	Cuivre .....	3,27,47,48,49
Argile ....	11,16,20,25,29,30,34,45	Cummings, P. ....	52
Argilite .....	35	Dawson, G.M. ....	3,10,32,57
Arsenault, Jean .....	4	Dennis, J.G. ....	22,36,41,54
Augite .....	40	Diabase .....	36
Aurifère, quartz .....	3,47	Diorite .....	38
Aviation royale Canada ...	4	Doll, C.G. ....	23,36,54
Basique, roche ...	30,42	Dolomite .....	41,42
Bean, R.J. ....	52	Dome Mines .....	48
Béland, J. ....	35,52	Dresser, J.A. ... ..	3,5,33,35,41,47,54
Bélisle, Bernard .....	4	Dupuis, J. ....	51
Billings, M.P. ...	13,36,41,42,52,57	Ells, R.W. ....	3,10,13,14,17 18,22,24,32,33,54
Biotite ....	10,12,16,28,30,39,42-44	Epidote ....	12,26-28,30,38-40,43,44
Blocs erratiques .....	2,6,9,45	Eric, J.H., White, W.S. and	
Boucot, A.J. ....	10,13,14,15,17 30,34,36,40,43,46,52,57	Hadley, J.B. ....	22,54
Burton, F.R. ....	43,52	Ezeani, Chubah .....	4
Cady, W.M. ....	36,52,53	Faessler, C. ....	4,18,20,22 24,25,28,33,44,50,54
Calcaires .....	2,3,13,14,18-20 23,25,28,29,36,46	Failles .....	4,22,31,43
Calcite ..	12,16,20,26-28,39,40-42,44	Fairbairn, H.W. ....	53
Canadian Johns Manville .....	50	Feldspath .....	10-12,16,20 26-29,38-40,42-44
Canadien Pacifique .....	2		

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Feldspathiques, schistes ..	13,14,36	Kames .....	9,45
Fenneman, N.M. ....	5,54	Kay, M. ....	37,55
Fer .....	26,49	Keith, A. ....	43,55
Fontbrune Nickel Mines Ltd. .	49	Kelly, R. ....	23,55
Fossiles .....	35	King, P.B. ....	37,55
		Krumbein, W.C. ....	37,55
Gabbro ..	5,9,25,26,30,38,39,40,42,46	Laves .....	26,48
Galène .....	48,50	Lavoie, Lin .....	4
Garland, G.D. ....	57	"lawns" du New Hampshire ....	6
Glaciation (till, stries, érosion, drift) .....	6,44,45,47	Lesley, J.P. ....	3
Gneiss .....	10,11,13	Lessard, Jean et J.-H. ....	4
Goldthwait, L. et R.R. ....	6,54	Leucoxène .....	12,27,38,39,40
Gorman, W.A. ....	33,54,55	Levés topographiques	
Gottfried, D. ....	56	d'Ottawa .....	4
Granite ....	9,10,13-16,23,24,26 30,35,38,39,42,43,45,46,49	Limonite .....	11,12,20,28,29,42
Granodiorite .....	13	Logan, W.E. ....	2,3,9,13,14 17,18,23,24,32,35,55
Graphite .....	20,28	Lord, C.S. ....	3,18,23,24 31,33,43,44,56
Grauwacke métafeldspathique .	12	Lowdon, J.A. ....	41,43,56
Gravier .....	2,9,45,51	Lyons, J.B.....	14,56
Grenat .....	36	Mackay, B.R. ....	23,35,56
Grès .....	3,7,11,14-16 18-20,22,28,29,35,36,45	Magnétite .....	40,41,49
"grit" .....	36	Marleau, R.A. ....	17,33,48,56
Hastings Mining and Development .....	48	Marston Copper Corp. ....	48,49
Hématite .....	49	McGerrigle, H.W. ....	3,18,22,23 24,28,33,34,35,37,41,42,47,56
Hitchcock, C.H. ....	3,10,13,32,55	Menscher, E. ....	57
Hornblende .....	26,30,38-40,42	Métasédimentaires, roches ....	7,15 25,43,48
Hunt, T.S. ....	3,9,55	Métadiorite .....	9,38
Huntingdon, J.H. ....	10,13,55	Métagabbros .....	39,40
Hurley, P.M. ...	10,11,12,13,41,43,55	Métagrès .....	5,7,10,11,12,31,40,45
Hydro-muscovite .....	16	Mica .....	12,16,20,28
Illite .....	12,16,20	Microcline .....	12,40,42
Ilménite .....	38	Microperthite .....	12,42
Intrusives, roches .....	9,12,41,48	Ministère des Mines, Qué. ....	57
Jaffe, H.W. ....	56	Moneta Porcupine Mines .....	48
Jahns, R.H. ....	36,57	Monzonite quartzique ...	10,12-14,43
Jaspe .....	49	Morin, M. ....	33,56
		Murthy, V.R. ....	22,36,57

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Muscovite	11,12,16,20,28,30,39,42-44	Scheelite .....	50
Myrmékite .....	42	Schiste .....	14,15,16,25,30
Naylor, R.S. ....	57	Sédimentaires, roches .....	7,9,16,18 19,24-28,31,33-37,39,43,46,49,51
Oligoclase .....	9,42	Selwyn, A.R.C. ....	3,10,32,57
Or, .....	3,47	Séricite 12,16,20,28,30,38,39,41-44	
Osborne, F.F. ....	14,32	Serpentinite .....	7,9,38,40,41,50
Ouralite .....	38	Silice .....	11,48
Oxyde de fer .....	12,30,39	Silt .....	9,45
Paléozoïques, roches .....	7,13	Siltstone .....	18
Pavlidis, L. ....	17,57	Siluro-dévonniennes, roches	3,13,37,41
Péridotite .....	40,50	Sloss, L.L. ....	37,55
Perkins, E.H. ....	15,57	Sphalérite .....	48,50
Philbrick, S.S. ....	30,43,57	Sphène .....	42
Phyllades .....	19,29	Stalker, A.M. ....	6,57
Phyllonite .....	11	Stibine .....	50
Picotite .....	41	Stockwell, C.H. ....	56
Piermond Mining Company Ltd..	50	Sulfures .....	43,49
Plagioclase 16,20,27,30,39,40,42,43		Talc .....	15,41
Plis .. 13,15,17,20,22,23,30-34,37,38		Terres et Forêts, ministère des .....	4
Plomb .....	48	Thompson, L.D.G. ....	57
Plutoniques, roches .....	9	Thompson, J.B. ....	10,11,12 13,22,41,43,55
Porphyre .....	9,38,40,43,44,46,50	Till .....	9,25,45
Porphyroblastes .....	16,30,39	Tipper, H.W. ....	56
Pyrite .....	16,20,27,28,42-44,48,50	Tolman, Carl .....	35,57
Pyroxène .....	30,40,42	Trachyte .....	26,27
Quartz .....	10-12,16,20,26-30 38-40,42-44,47,49-51	Trémolite .....	39
Quartzite 9,10,14,18,25,28,29,31,36		Tuf .....	26,27,49
Québec Central (ch. de fer)	2	Tungstène .....	50
Rhyolite .....	27,40	Ultrabasiqes, roches .....	41,48
Risborough Mining Company Ltd. ....	50	Veilleux, P. ....	51
Richesses naturelles du Québec, ministère des .....	4,23	Vézina, Jean .....	4
Roches vertes .....	5,9,16,17 24-28,30-34,36,38-40,48	Volcaniques, roches .....	3,4,7,9,15 24-26,30-36,39,45,46,48,49
Roliff, W.A. ....	37,57	Wanless, R.K. ....	56
Rutile .....	12	Waring, C.L. ....	56
Sable .....	2,6,9,29,45,51	White, W.S. ....	36,57
St. Robert Metals Co. Ltd. ..	50	Zinc .....	48
		Zircon .....	14

---