RP 577

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC MADELEINE, COMTE DE GASPE-NORD

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

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

R.P.-577

GOUVERNEMENT DU QUÉBEC

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES

L'honorable PAUL-E. ALLARD, ministre

DIRECTION GÉNÉRALE DES MINES

SERVICE DES GÎTES MINÉRAUX

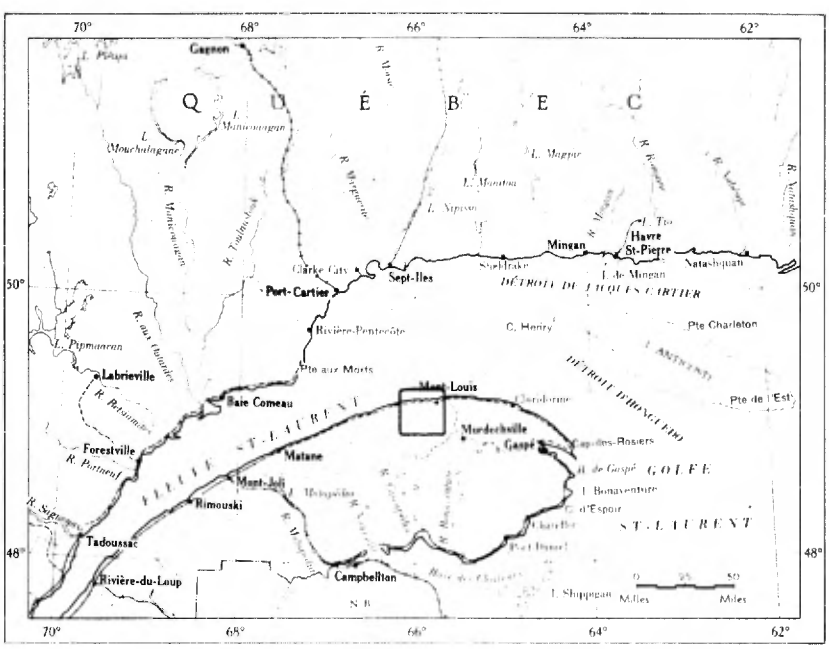
GÉOLOGIE
de la
RÉGION DU LAC MADELEINE

COMTÉ DE GASPÉ-NORD

RAPPORT PRÉLIMINAIRE

par

H.S. de Romer



QUÉBEC 1969

R.P.-577

R.P.-577

GOUVERNEMENT DU QUÉBEC

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES

L'honorable PAUL-E. ALLARD, ministre

DIRECTION GÉNÉRALE DES MINES

SERVICE DES GÎTES MINÉRAUX

GÉOLOGIE
de la
RÉGION DU LAC MADELEINE

COMTÉ DE GASPÉ-NORD

RAPPORT PRÉLIMINAIRE

par

H.S. de Romer

QUÉBEC

1969

R.P.-577

TABLE DES MATIERES

	Page
INTRODUCTION	1
GEOLOGIE GENERALE	3
Tableau des formations	4
Roches sédimentaires et volcaniques	5
Cambro-ordovicien	5
Calcaires et siltstones interstratifiés, conglomérat calcaire, schistes ardoisiers et argileux calcareux, phyllade	5
Skarn grenatifère et schiste calcareux	7
Schistes calcareux, calcaire cristallin impur, skarn, cornéennes calc-silicatées	7
Cornéennes pélitiques et grenatifères irrégulièrement stratifiées	8
Silurien inférieur à supérieur	9
Formation de Val-Brillant	9
Formation de Sayabec	11
Silurien supérieur au Dévonien inférieur	13
Formation de Saint-Léon	13
Roches sédimentaires	13
Roches pyroclastiques	15
Puissance et âge	17
Dévonien inférieur	17
Formation de Cap Bon-Ami	17
Formation de Grande Grève	19
Formation d'York River	22
Roches intrusives	23
Porphyre quartzofeldspathique	23
Felsites	24
Gabbro	24
Diabase	25
Altération	25
Altération dans le Saint-Léon	26
Altération dans le Cap Bon-Ami	27
Origine de l'Altération	28
Pleistocène et Récent	28
TECTONIQUE	29
Structures sédimentaires	29
Plis	30
Fractures	31
GEOLOGIE ECONOMIQUE	26
Minéralisation dans la bande cambro-ordovicienne	36
Minéralisation dans les roches siluro-dévoniennes	36
GEOCHIMIE	39
REFERENCES	40

Géologie

de la

REGION DU LAC MADELEINE

Comté de Gaspé-Nord

Rapport préliminaire

par

H.S. de Römer*

INTRODUCTION

La région du lac Madeleine, cartographiée à l'échelle de 1,000 pieds au pouce au cours de 1966 et 1967, se trouve dans le parc national de la Gaspésie, à environ 35 milles au sud-est de Sainte-Anne-des-Monts. D'une superficie d'environ 30 milles carrés, elle comprend des parties des cantons de Deville, Lesseps et Deslandes. Ses limites sont les latitudes 48°47' et 48°54' et les longitudes 65°50' et 65°55'.

On se déplace dans la moitié sud de la région en empruntant la route du parc et un réseau de chemins forestiers raboteux. La moitié nord n'est accessible qu'à pied, à l'exception du chemin Bélanger, partiellement passable et d'un court prolongement du chemin Lepage.

---

*Traduit de l'anglais

Au point de vue physiographique, la majeure partie de la région est une terre haute fortement boisée et découpée au stade de maturité. Les montagnes s'y élèvent jusqu'à une altitude de 2,500 pieds et sont séparées par de larges vallées. Le relief est d'environ 1,000 pieds au maximum. Dans l'angle extrême nord-ouest; le terrain, couvert de terreau et de débris, s'élève abruptement jusqu'à 2,850 pieds et forme les pentes sud-est des monts McGerrigle.

La ligne principale de partage des eaux suit un arc qui, à partir de la hauteur des terres à l'ouest du lac Crochet, passe par le lac Martin et les montagnes au nord-est du lac Madeleine. Au nord de cette ligne, le drainage se fait vers le Saint-Laurent par l'intermédiaire de la sinueuse rivière Madeleine et de ses tributaires principaux: la Petite rivière Madeleine et le ruisseau Barter. Du côté sud, la région fait partie du bassin d'écoulement de la baie des Chaleurs; le ruisseau Lesseps, la Petite rivière Cascapédia-Est et le ruisseau du lac Long conduisent les eaux jusqu'à la rivière Petite Cascapédia. Le ruisseau du lac Long coule dans une fosse qui est probablement le lieu d'une zone importante de failles; cette fosse, orientée NNW, est large d'un demi-mille et ininterrompue sur toute sa longueur.

La région n'est pratiquement pas habitée, on n'y trouve que le camp du ministère du Tourisme, de la Chasse et de la Pêche au lac Madeleine. La Consolidated Bathurst Copper Company Ltd fait de la coupe de bois dans la moitié sud.

A l'exception de quelques aires éparses, le long du ruisseau Lesseps et de la route du parc, il n'y a presque pas d'affleurements dans la moitié sud; les meilleurs se trouvent près du lac Madeleine et le long du segment ouest de la rivière du même nom. Dans la partie centre-nord, des crêtes rectilignes, dont la course va vers le nord-est et qui sont faciles à distinguer sur les photographies aériennes, ont une relation directe avec la lithologie sous-jacente.

La région du lac Madeleine fait partie du territoire cartographié par Jones (1931, 1933). Elle est contiguë à la limite est de la région cartographiée par J.-L. Robert (1967) et à environ 8 milles au sud-ouest de la limite occidentale de celle cartographiée par McGerrigle (1959).

GEOLOGIE GENERALE

La région du lac Madeleine se trouve à l'intérieur du segment gaspésien des Appalaches. Elle chevauche la limite entre un complexe cambro-ordovicien, au nord, et des formations siluro-dévoniennes, au sud.

L'angle nord-ouest est occupé par des roches du complexe de Québec consistant en calcaires et siltstones interstratifiés, en conglomérats calcaires et en quartzites impurs. Ces roches sont adjacentes à un assemblage de schistes et de cornéennes à plissement compliqué qui font partie de l'auréole de métamorphisme de contact bordant la partie sud des monts McGerrigle. Le reste de la région comprend des roches siluriennes et dévoniennes, sous forme d'une bande ayant près de 8 milles de largeur et qui consiste en siltstones, en calcaires et en grès à pendage modéré, accompagnés çà et là par des couches de felsite et de dépôts pyroclastiques. Ces roches sont séparées de celles du complexe de Québec par une zone conglomératique très faillée. Les unités stratigraphiques, surtout celles qui sont cartographiées sur la base de corrélations lithologiques et structurales, semblent former une séquence concordante. Dans l'ordre ascendant, ce sont les formations de Val-Brillant, de Sayabec, de Saint-Léon, de Cap Bon-Ami, de Grande Grève et d'York River.

Les roches ignées comprennent des dykes de porphyre quartzofeldspathique orientés vers le nord, des couches concordantes de felsite et des dépôts pyroclastiques, ainsi que quelques masses occasionnelles de gabbro et de diabase qui suivent les diaclases de direction nord-sud ou forment d'épaisses couches concordantes.

Nous avons repéré deux zones d'altération, éloignées l'une de l'autre et probablement sans rapport génétique. L'une est définitivement associée à la masse ignée des monts McGerrigle (Tabletop) et l'autre appartiendrait à une intrusion plus jeune, qui pourrait se trouver sous la séquence siluro-dévonienne au sud-ouest du lac Barter.

La rareté des affleurements rend la tectonique du complexe de Québec pratiquement inconnue. Les roches siluro-dévoniennes sont plissées en un synclinal (le synclinal de Lesseps) d'orientation nord-est de faible plongée et en un anticlinal complémentaire, au sud.

Des fractures de direction est et nord-est, clairement reconnaissables sur les photographies aériennes, caractérisent la région. Des diaclases et des failles, orientées nord et nord-ouest et apparemment radiales par rapport au massif igné des monts McGerrigle, se superposent à ces fractures.

TABLEAU DES FORMATIONS

PLEISTOCENE ET RECENT		Dépôts d'alluvions, matériaux de moraines, humus
D I S C O R D A N C E		
DEVONIEN	ROCHES IGNEES	Dykes et filons-couches de gabbro et de diabase Dykes de porphyre quartzofeldspathique Felsite
DEVONIEN INFERIEUR	Formation d'YORK RIVER (1,500'-)	Wacke et arkose quartzofeldspathiques Grès argileux
	Formation de GRANDE GREVE (1,500'-2,000')	Calcaire cherteux et silteux ou argileux Calcaire silteux ou argileux; un peu d'arénite quartzique, de conglomérat et de lumachelle; roches pyroclastiques, un peu de felsite
	Formation de CAP BON-AMI (400'-500')	Calcaire argileux et riche en carbone, gris foncé ou noir; un peu de calcaire argileux ou silteux. Skarn grenatifère et quelques cornéennes; roches pyroclastiques et un peu de felsite
SILURIEN SUPERIEUR au DEVONIEN INFERIEUR	Formation de SAINT-LEON (1,500'-2,500')	Siltstone calcareux, calcaire silteux, un peu de schistes argileux rouges. Cornéennes (siltstone altéré); roches pyroclastiques et felsite; cornéennes (roches pyroclastiques et felsites altérées); calcaire silteux en lamines; calcaire-siltstone; conglomérat calcaire
SILURIEN INFERIEUR à SILURIEN SUPERIEUR	Formation de SAYABEC (600'-900')	Calcaire corallien et fossilifère Pseudoconglomérat calcaire Calcaire dolomitisé
	Formation de VAL-BRILLANT (250'-300')	Grès quartzique; un peu de grès conglomératique
	D I S C O R D A N C E	
CAMBRO-ORDOVICIEN	COMPLEXE de QUEBEC	Calcaires et siltstones interstratifiés, conglomérat calcaire, schistes ardoisiers et argileux calcareux, phyllade. Skarn grenatifère; un peu de schiste calcareux. Schiste calcareux, calcaire cristallin impur, skarn; un peu de cornéennes calc-silicatées. Cornéennes pélitiques et grenatifères irrégulièrement stratifiées.

ROCHES SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES

Cambro-Ordovicien

Nous avons adopté l'appellation "Complexe de Québec" utilisée pour la première fois par Ollerenshaw dans la région de Cuoq-Langis (1967, p.11), pour l'assemblage de roches sédimentaires et métamorphiques en contact avec les formations siluro-dévoniennes. Les travaux futurs plus au nord conduiront sûrement à une division de cet assemblage en unités stratigraphiques moins considérables, telles que super-groupes et groupes.

Le complexe de Québec est divisé en quatre bandes, mal définies, de direction ENE. Cette division n'est que provisoire puisque les quelques affleurements épars rencontrés dans l'angle nord-ouest ne peuvent véritablement pas être considérés comme représentatifs de la lithologie complexe à étudier. Du sud au nord, nous avons reconnu: a) une bande, large de 1,000 à 1,500 pieds, de calcaires et siltstones interstratifiés, de conglomérat calcaire, de phyllades et de schistes argileux et ardoisiers calcareux; b) une bande, large d'environ 1,000 pieds, comprenant des skarns grenatifères et un peu de schiste calcareux; c) une bande, large d'environ 3,000 pieds, comprenant des schistes calcareux, du calcaire cristallin impur, du skarn et un peu de cornéennes calc-silicatées; d) une bande, d'environ 500 pieds de largeur de cornéennes pélitiques grenatifères irrégulièrement stratifiées; à quelque 3,000 pieds au nord de la limite de la région, elle est en contact intrusif avec du granite rougeâtre, à grain moyen et localement contaminé, appartenant aux monts McGerrigle. Les terrains bas de la partie du centre nord n'ont fourni aucun renseignement géologique à cause d'un épais manteau de matériel humique.

Calcaires et siltstones interstratifiés, conglomérat calcaire, schistes ardoisiers et schistes argileux calcareux, phyllade

Sur la berge nord de la rivière Madeleine, près de la limite ouest de la région, se trouve un affleurement que nous croyons appartenir au complexe de Québec. Il consiste en lits de calcaire de ¼ à ½ pouce d'épaisseur, s'altérant couleur gorge de pigeon, interstratifiés de siltstone calcareux, laminé et brun pâle, en lits d'à peu près 1 pouce d'épaisseur. L'affleurement a un aspect ondulé dû à l'érosion plus rapide des lits de calcaire. Le litage, extrêmement régulier, est orienté vers le nord-est et

a un pendage prononcé au sud-est. Certains des lits de siltstone montrent une stratification entrecroisée, faible mais discernable, indiquant que la partie supérieure des lits est vers le sud. A un endroit, il y a un petit pli serré d'origine tectonique. Une faille de direction est, au pendage prononcé vers le sud, se voit nettement sur cet affleurement. Elle appartient à la faille qui, plus au sud, sépare les roches du complexe de Québec de la formation de Sayabec.

On rencontre des roches pareillement interstratifiées dans une petite vallée de direction nord à environ 1,000 pieds à l'ouest de l'affleurement sus-mentionné. On y trouve de gros blocs anguleux et légèrement déplacés, qui sont faits de bandes régulières gris pâle et gris foncé montrant les effets d'un commencement de durcissement et qui peuvent être pris à tort pour des cornéennes stratifiées.

Plus en amont le long de la rivière et un peu au nord d'un chemin forestier orienté est-ouest, le conglomérat calcaire est à découvert. La roche consiste en fragments émoussés à anguleux de calcaire gris pâle, dans une matrice calcareuse et phylladique de couleur plus foncée constituée de matériel finement broyé. On y remarque des indices d'écoulement, beaucoup de veines de calcite et une structure bréchique.

On rencontre des affleurements de conglomérat calcaire de même nature bréchique sur une distance d'environ 1,000 pieds le long de la berge sud de la rivière, au nord du lac Barter. Certains montrent des zones de schiste ardoisier et de schiste argileux calcareux gris foncé, renfermant des fragments de calcaire et de siltstone calcareux de la grosseur de cailloux et de galets. On y voit aussi des ardoises phyladiques dans lesquelles sont logés des blocs faits de cailloux de calcaire oolitique. A l'exception d'un léger parallélisme des zones à phénoclastes, il y a peu d'indices de litage. Des veines de calcite recristallisée recoupent les fragments de façon irrégulière ou suivent les minces entre-deux des lits déformés. A côté de ces affleurements, on trouve des fragments anguleux et détachés d'un calcaire très fossilifère (surtout des brachiopodes); ces fragments donnent l'impression d'être en place.

Il semble assez bien établi dans les rapports géologiques que le contact nord des roches cambro-ordoviciennes avec les roches siluro-dévoniennes représente une discordance angulaire. On peut conclure, de la description fragmentaire qui vient d'être donnée, que les affleurements du complexe de Québec sis les plus au sud sont des lits bréchiques et déformés de calcaire-siltstone et de conglomérat calcaire. On peut dire aussi que la limite sud du complexe, du moins pour la région du

lac Madeleine, est le lieu d'une faille ou zone de cisaillement d'importance régionale. Ceci ne dément pas les indices relevés dans des régions à l'est et à l'ouest à l'effet que le contact serait discordant.

Skarn grenatifère et schiste calcareux

A en juger par quelques affleurements, pour la plupart juste à l'ouest de la région et par quelques débris anguleux, une zone de skarn grenatifère et de schiste calcareux en quantité moindre constitue la périphérie de l'auréole d'altération proprement dite bordant le massif des monts McGerrigle au sud. La texture et la couleur des roches varient considérablement. Quelques-unes des variétés vert rougeâtre montrent des lamelles ou bandes régulières de minéraux ferromagnésiens et de matériel grossier riche en grenats. Une étude plus attentive révèle que les fines lamelles sont arquées par de minuscules porphyroblastes ou agrégats de minéraux, indice d'une ségrégation et d'une reconstitution métamorphiques du matériel original. Par endroits, la ségrégation prend la forme de noeuds arrondis, d'un quart de pouce, constitués de calcosilicates à grain fin, entourés de filets sinueux de matériel chloritique plus foncé. Ailleurs dans le même affleurement, un stade plus avancé de reconstitution a formé des lentilles discontinues gris pâle, longues d'une fraction de pouce, qui alternent de façon irrégulière avec des pochettes ou couches riches en grenat ou en chlorite. Ce type de métamorphisme ayant presque complètement oblitéré le litage ou la schistosité originels, la roche peut, par endroits, se décrire comme une cornéenne irrégulièrement stratifiée.

Des plans qui nous le croyons, représentent un litage ou une schistosité anciens sont orientés vers l'est et ont un pendage à pic au sud.

La texture et l'assemblage minéralogique des roches qui constituent cette zone portent à croire que celles-ci sont surtout dérivées de calcaires et de dolomies, dans lesquels toute substance calcareuse a été entièrement éliminée ou reconstituée.

Schistes calcareux, calcaire cristallin impur, skarn, cornéennes calc-silicatées

La bande de roches au nord des skarns grenatifères comprend essentiellement des métasédiments calcareux impurs finement stratifiés. Ils consistent, généralement en lits calcareux

recristallisés, de 1/16 à 1/4 de pouce d'épaisseur, qui alternent avec de minces couches de siltstone s'altérant en brun et avec des délits de schiste argileux gris foncé ou verdâtres. Les débris anguleux recueillis dans cette bande montrent que les lits calcareux contiennent de petites aiguilles non-orientées d'amphibolite, logées dans une matrice de carbonate recristallisé. Par endroits, le matériel calcareux recristallisé s'est glissé dans les infimes fractures qui recoupent les lits argileux et silteux. Là où les effets du métamorphisme sont plus prononcés, de minces couches discontinues de matériel cornéen, de 1/32 à 1/16 de pouce d'épaisseur, alternent avec des couches comprenant uniquement des prismes d'amphibolite verdâtre d'une longueur pouvant atteindre 3/16 de pouce. A un endroit, la roche est un calcaire impur gris brunâtre dans lequel le litage se manifeste par des filaments brisés, mais facilement discernables, de matériel durci et noir. Là où on peut les observer, ces vestiges de la stratification originale ont une direction est et un pendage vertical ou prononcé vers le sud.

La roche et l'assemblage minéralogique brièvement décrits ci-dessus indiquent que les roches originales étaient probablement une série de calcaires et de schistes argileux interstratifiés comprenant, ici et là, des horizons riches en quartz.

Cornéennes pélitiques et grenatifères irrégulièrement stratifiées

Cette bande est délimitée sur la base de ce que nous croyons être des débris anguleux d'origine locale. La roche, dure et d'un grain très fin, consiste en une série de lentilles allongées et interdigitées de silex vert et gris pâle. Quelques-unes des lentilles contiennent des noeuds ovoïdes d'un quart de pouce de diamètre, ou couches d'agrégats de grenat qui s'altèrent en brun. Par endroits, le silex gris pâle montre une coloration pourpre embuée qui donne à la roche l'aspect d'une mylonite.

Si on en juge par les affleurements à quelque trois quarts de mille à l'ouest de la région, des pendages anormaux semblent caractériser cette bande. Quoique le degré d'altération de la roche soit trop poussé pour que le litage puisse être identifié avec certitude, il est probable que celui-ci a une direction générale E-W.

Une série d'affleurements bien à découvert le long du bras nord de la rivière Madeleine, à quelque quatre milles au nord du lac Madeleine, sont d'un grand intérêt en ce qui concerne

l'origine des cornéennes stratifiées. Il est probable que les ardoises calcareuses, phyllades et quartzites qui forment ces affleurements sont en continuité de direction avec les argilites et, plus au sud-ouest, avec les cornéennes décrites ci-dessus. En d'autres mots, les cornéennes non schisteuses, qui bordent le massif granitique des monts McGerrigle au sud constituent le faciès de contact des roches-mères calcareuses et siliceuses, mais essentiellement riches en alumine, qui ont été régionalement métamorphisées.

Quelques cheminements de reconnaissance, sur le flanc sud-est du massif McGerrigle au nord de la région, permirent d'observer que la trace du contact à la surface entre les roches granitiques et cambro-ordoviciennes est très sinueuse et que le matériel granitique pénètre dans les roches métasédimentaires adjacentes sous forme de gros renflements et d'apophyses en forme de languettes.

La bande d'altération en bordure du massif a une largeur variant entre un et deux milles. Elle comprend deux zones, de direction nord à nord-est, qui recoupent la direction régionale des formations. La zone intérieure, en contact avec le granite, comprend des cornéennes pélitiques, des schistes calcareux et des skarns. Ces roches peuvent être suivies à l'extérieur de la région jusqu'à l'argilite et l'argilite calcareuse de la zone extérieure. Encore plus au nord-est, en dehors de l'auréole de contact proprement dite, ces roches passent graduellement à un assemblage de schistes argileux et ardoisiers calcareux, à des schistes ardoisiers verts, rouges et noirs et à des phyllades, en somme à un assemblage semblable à celui qu'on peut voir à l'ouest du bras nord de la rivière Madeleine.

SILURIEN INFERIEUR A SUPERIEUR

Formation de Val-Brillant

Dans la partie nord de la Gaspésie, la formation de Val-Brillant conserve une uniformité remarquable de structure et de composition. Elle s'étend en direction est, d'une façon presque continue, de l'ouest du lac Matapédia jusqu'à la vallée de la Darthmouth dans la région de la rivière Madeleine, c'est-à-dire sur plus de 180 milles (Lajoie, 1962, p. 4 ; McGerrigle, 1959, pp. 28-30).

Dans la région sous étude, la formation a une largeur de 250 à 800 pieds. On peut la suivre par affleurements,

débris et topographie à partir d'un point au nord du lac Barter jusqu'à la limite nord de la région et au-delà. Grâce à sa dureté, elle forme deux crêtes allongées et étroites dont la continuité est interrompue ici et là, par des failles transversales de direction nord-ouest.

La roche typique de la formation de Val-Brillant est un grès quartzique de grain moyen, de composition passablement uniforme et de couleur blanche à pourpre en surface d'intempérisme. A la base de la formation, des lits de dix pouces de grès quartzique cimenté avec de la silice, alternent avec des couches de grès conglomératique de trois à cinq pouces d'épaisseur. Vers le sommet de la formation, la roche a par endroits une apparence saccharoïde; elle est composée de grains de quartz bien triés et émoussés reposant dans une matrice en grande partie calcareuse. Près du contact avec la formation sus-jacente de Sayabec, elle renferme une proportion de plus en plus grande de substance calcareuse. La roche a une couleur pourpre due à des traces d'hématite; par endroits, elle est semée de petits cubes de pyrite et de taches de limonite.

Le litage est bien défini. La direction est NNE à ENE et le pendage de 10° à 30° au sud-est.

Quoique le contact avec les roches sous-jacentes ne soit nulle part à découvert, nous sommes raisonnablement assuré que la base de l'arête nord correspond à la base de la formation. Rien n'indique que la formation d'Awantjish soit présente dans la région. Des débris anguleux épars et des considérations structurales portent à croire que la formation repose en discordance sur des quartzites et des calcaires et schistes argileux interstratifiés du complexe de Québec. Le contact supérieur avec la formation sus-jacente de Sayabec est en majeure partie graduel et sûrement concordant.

La puissance de la formation de Val-Brillant, dans la région, est estimée entre 250 et 300 pieds; elle se compare à celle des régions plus à l'ouest (Béland, 1960, p. 3; Lajoie, 1962, p. 2; Ollerenshaw, 1967, p. 10). Quelques cheminements effectués en dehors de nos limites ont permis de remarquer que la section s'amincit vers l'est (150 à 180 pieds). McGerrigle (1959, p. 29) rapporte une épaisseur approximative de 10 à 75 pieds dans la région de la rivière Madeleine.

Des déterminations paléontologiques d'âges faites dans d'autres régions placent la formation de Val-Brillant au Llandovérien-supérieur - Wenlackien-inférieur (Burk, 1964, p.440; Boucot, 1965, p. 2297).

Formation de Sayabec

Comme dans d'autres parties nord de la Gaspésie, la formation de Sayabec repose en concordance sur la formation de Val-Brillant et est elle même surmontée également en concordance, par la formation de Saint-Léon. Dans la partie ouest, elle occupe un terrain bas sur une largeur de 800 pieds le long de la vallée de la rivière Madeleine et tourne ensuite à l'ENE pour former deux crêtes parallèles faciles à suivre sur les photographies aériennes.

En général, le roche est un calcaire fossilifère (récifal), souvent conglomératique variant de chamois à gris. Quoique nous n'ayons pu observer en un seul et même endroit une section complète de la formation, celle-ci semble cependant consister à la base en calcaires dolomitisés et riches en quartz, en pseudoconglomérats calcareux et calcaires récifaux au-dessus de ces lits et, finalement, en calcaires silteux et conglomérats calcareux fossilifères.

La zone de base consiste en calcaire quartzifère de couleur crème à chamois. Dans la partie ouest, ce calcaire est silicifié et dolomitisé sur de grandes étendues. Dans quelques affleurements à découvert sur la berge sud de la rivière Madeleine, à 800 pieds hors de la limite ouest, les roches se présentent en lits épais et bien classés consistant en grains arrondis de quartz cimentés par une matrice calcareuse. Des roches similaires s'observent dans une zone de failles de direction est-ouest, à la limite ouest. Les roches basales de Sayabec qu'on y rencontre ont été altérées, par une silicification et dolomitisation intenses, en quartzites calciques de couleur chamois dans lesquels on peut encore reconnaître des vestiges partiellement remplacés de coraux et d'algues.

De bons découverts de la partie centrale de la formation de Sayabec, se voient au camp Barter et à l'est de celui-ci, sur les deux berges de la rivière Madeleine. Les roches sont dans le prolongement est de la zone de faille mentionnée plus haut et consistent en dolomie à grain variant de moyen à grossier, envahie par des filons-couches et dykes acides: elle s'altère couleur chamois. A l'endroit où le chemin Lepage franchit la rivière Madeleine, un filon-couche acide, orienté vers l'est et d'une puissance de 40 pieds, est flanqué de 20 à 40 pieds de roches calciques silicifiées et dérangées qui contiennent ici et là, des restes indistincts de coraux et d'algues. Les abondantes structures de coulée dans la zone de contact du filon-couche en plus de l'aspect chaotique de la roche portent à croire que celle-ci a été remobilisée et injectée. Une aire de 90 pieds de largeur

de couches dolomitiques presque horizontales, épaisses de 6 pouces, voisine ce filon-couche juste au sud. La roche renferme des lentilles et pochettes éparses de calcaire blanc recristallisé. A un endroit, une enclave de marbre, de forme irrégulière et renflée vers le haut, d'approximativement 25 pieds de longueur par 5 à 10 pieds de largeur, montre des couches concentriques peu marquées mais visibles attribuables à la croissance d'algues. De telles pochettes récifales sont d'ordinaire partiellement ou entièrement entourées de couches de matériel basaltique qui, de toute évidence, a été injecté à l'état très fluide.

Il semble y avoir suffisamment d'indices pour faire croire que des solutions riches en fer et en magnésium se seraient introduites et qu'il y aurait eu un remplacement sélectif du calcaire de Sayabec. Les parties récifales ne furent pas affectées par les solutions, probablement à cause de leur état massif et de leur degré de compacité; elles furent tout simplement recristallisées en un marbre à grain moyen.

Juste au-dessus de la dolomie se trouve une série de lits de pseudoconglomérat calcaire qui forment des structures typiques du calcaire des biohermes.

A quelques centaines de pieds à l'est du camp Barter, les lits sont constitués de débris organiques finement pulvérisés, peut-être autochtones, caractéristiques des talus de récifs. Nous avons rencontré ici et là d'excellents spécimens d'halysitides, d'environ un pied de diamètre, ainsi que de stromatolites. Les contacts entre les lits qui ont entre un et deux pouces d'épaisseur, sont en grande partie graduels et ondulés. Sur la rivière Madeleine, au sud de la zone principale de failles, les lits ont une direction est et un pendage constant de 15° à 20° au sud. Un trait saisissant des calcaires fragmentaires de la formation de Sayabec, particulièrement à cet endroit, est l'abondance de fractures rectilignes de direction nord à nord-ouest de 1/16 à 1/8 de pouce, généralement remplies de matériel ankéritique ou dolomitique de la couleur de la limonite.

Dans la partie nord-centre, la formation comprend surtout des pseudoconglomérats calcaires et des calcaires fragmentaires qui consistent presque uniquement en stromatolites et tiges de crinoïdes recristallisés.

Quoique le contact réel entre la formation de Sayabec et la formation sus-jacente de Saint-Léon soit caché, il est presque certain qu'il est concordant. De fait, entre les deux formations, il semble exister une zone de contact de 100 à 150 pieds d'épaisseur de calcaires légèrement silteux et plus uniformément lités.

La formation de Sayabec se trouve sur le flanc nord du synclinal de Lesseps. Les lits ont un pendage constant de 10° à 30° vers le sud-est, sauf là où ils sont dérangés par des failles transversales.

Nous estimons que, dans la région, la puissance de la formation est entre 600 et 900 pieds. Les puissances mentionnées dans les rapports varient considérablement mais, de façon générale, elles diminuent vers l'est. Ainsi, dans la région de Matapédia-Témiscouata, la puissance de la formation est de 1,000 à 2,000 pieds (Stearn et Hubert, 1966, p.33) alors que, dans la région de la rivière Madeleine, elle n'est que de 200 pieds (McGerrigle, 1959, p.29).

L'âge de la formation de Sayabec semble s'étendre du Wenlock au Ludlow inférieur (Naylor et Boucot, 1965, p.159; Ollerenshaw, 1967, p. 135).

SILURIEN SUPERIEUR AU DEVONIEN INFERIEUR

Formation de Saint-Léon

Deux bandes de roches de la formation de Saint-Léon, de direction nord-est, sont visibles dans la région. La bande nord, d'une largeur approximative de 3,000 à 4,500 pieds, se trouve sur le flanc nord du synclinal de Lesseps; l'autre, de deux à trois milles, forme le centre d'un anticlinal complémentaire plongeant vers le nord, à quelque trois milles au sud-est. Mis à part quelques affleurements le long du ruisseau Lesseps et de la route du Parc, la bande sud est pratiquement invisible.

La formation comprend surtout des calcaires et des siltstones interdigités avec des roches de composition intermédiaire et interstratifiés avec des zones de matériaux pyroclastiques. Toutes les roches sédimentaires du Saint-Léon sont caractérisées par une stratification continue et uniforme, marquée soit par un laminage délicat soit par une alternance des lits de siltstone et de calcaire.

Roches sédimentaires

(Partie inférieure de la formation)

En général, la partie inférieure de la formation consiste en calcaires gris foncé délicatement feuilletés, en séquences de calcaire-siltstone et en pseudoconglomérats calcaires. On y trouve aussi plusieurs zones de roches pyroclastiques de

composition allant d'acide à intermédiaire. Mesurant de 500 à 800 pieds d'épaisseur, cette partie de la formation représente un faciès de passage à la formation sous-jacente de Sayabec.

Quelques-uns des meilleurs affleurements des calcaires feuilletés se trouvent le long de la rivière Madeleine, à l'ouest du lac Barter, où ils reposent en concordance sur des roches de la formation de Sayabec. Les lits ont une direction est et un faible pendage vers le sud. Quelques-uns des lits les plus massifs renferment beaucoup de tiges de crinoïdes. Quelques affleurements du même type de calcaire se rencontrent à l'est de la région, à environ 2,000 pieds au sud-ouest du croisement du chemin Bélanger avec la ligne de démarcation des cantons de Deslandes et de Lesseps. La lithologie de ces affleurements et le fait qu'ils sont logés près de la partie axiale d'un anticlinal portent à croire qu'ils appartiennent aussi à la partie basale de la formation de Saint-Léon.

Stratigraphiquement au-dessus des lits de calcaire, se trouve une séquence remarquablement litée de calcaires et de siltstones interstratifiés. Des affleurements et débris de cette séquence sont particulièrement bien visibles dans un deblai du chemin Lepage à l'ouest de la région. Constitués de lits légèrement ondulés d'un à deux pouces de calcaire gris à bleu, alternant avec des lits silteux et feuilletés de 1/8 à 1/2 pouce, les affleurements ont, ici et là, une apparence ondulée due à l'érosion plus prononcée des lits de calcaire. La séquence renferme une lentille, d'environ 100 pieds de longueur, de lits très fossilifères contenant surtout des fragments de crinoïdes et de favositides. On trouve des débris presque en place d'une séquence identique à une distance de 2,000 à 3,000 pieds au NE et au NNE du lac Barter.

Juste au-dessus de la séquence de calcaire et siltstone se trouve du pseudoconglomérat calcaire. A certains endroits, comme par exemple près d'un sentier à 2,500 pieds au NNW du Petit lac Madeleine, la roche est une suite de lentilles discontinues de calcaire, de deux à trois pouces de longueur et d'un pouce d'épaisseur, entourées d'un matériel silteux et calcareux. Dans une série d'affleurements qui constituent une coupe de plusieurs dizaines de pieds d'épaisseur, juste au nord de l'angle NE de la région, les lentilles passent latéralement et verticalement à une succession de lits côtelés de calcaire et siltstone.

(Partie supérieure de la formation)

La partie supérieure de la succession de Saint-Léon, d'une puissance estimée de 1,000 à 1,700 pieds dans la

bande nord, doit être présumément plus épaisse dans la bande sud. Elle comprend, dans un ordre décroissant, des siltstones calcareux gris à verdâtres, du calcaire silteux gris foncé, des roches pyroclastiques et quelques felsites, des schistes argileux rouges et silteux. En approchant de la formation sus-jacente de Cap Bon-Ami, les calcaires silteux deviennent graduellement plus noirs et plus argileux.

Les siltstones calcareux sont particulièrement bien visibles près de l'endroit où la route du Parc franchit le ruisseau Lesseps. Ils sont uniformément feuilletés et bruns en surface d'intempérisme. On trouve fréquemment des paillettes de muscovite sur les plans de séparation et l'on remarque que la roche se brise en grosses dalles plates. Les structures sédimentaires comprennent des stratifications entrecroisées à petite échelle et des litages contournés qui portent à croire à des glissements pénécontemporains. Les lamelles de courant, dont l'attitude a été déterminée à plusieurs endroits, indiquent que la source probable de sédiments était au sud-est. La roche est fossilifère ici et là, et l'on y trouve des monograptides et des crinoïdes très bien conservés. D'excellents découverts de la partie supérieure du Saint-Léon se rencontrent aussi le long du segment de la route parallèle au ruisseau Lesseps. Le calcaire gris et silteux a été tordu et déformé par des glissements au point que la direction et le pendage des lits sont extrêmement irréguliers.

Un affleurement de calcaire argileux et silteux, rencontré à 3,000 pieds au nord-ouest de l'extrémité nord du lac Madeleine, nous semble appartenir au Saint-Léon. Le litage, qui a une direction NE et un pendage de 30° au SE, ainsi que la relation du litage au clivage indiquent que l'affleurement se trouve sur le flanc nord du synclinal de Lesseps.

Roches pyroclastiques - Mises à part quelques couches de felsite dont la composition pourrait être rhyodacitique, la majeure partie des matériaux volcaniques de la région consistent en dépôts pyroclastiques. Quelques-uns de ces dépôts sont interstratifiés avec les séquences calcaire-siltstone et les pseudoconglomérats calcaires de la base du Saint-Léon. Le centre et la partie supérieure de la formation renferment toutefois les masses les plus importantes de roches pyroclastiques.

Les meilleurs affleurements, qui appartiennent à la partie basale du Saint-Léon, se trouvent le long de la rivière Madeleine, à l'ouest du lac Barter, ainsi qu'au nord et au sud du

chemin Lepage, juste à l'ouest de la région. La roche qui est gris verdâtre et dure en surface fraîche, a une surface d'intempérisme très poreuse et prend une couleur caractéristique blanche ou crème, sans doute le résultat de la kaolinisation.

Quoique non différenciés sur la carte, la composition et la texture révèlent deux types principaux de matériaux pyroclastiques. Le premier, qu'on rencontre souvent, est un tuf constitué de petits cristaux noirs rectangulaires ou de fragments anguleux de cristaux enrobés dans une matrice aphanitique et vitreuse. Ces particules, non orientées, d'un à trois seizièmes de pouce de diamètre, sont invariablement entourées d'une mince pellicule blanche d'altération, trait commun aux roches qui subirent l'altération autométamorphique. Habituellement, ce tuf renferme de petites masses brillantes, apparemment non altérées, qui sont soit des cristaux de quartz, soit des esquilles de verre. La roche, de façon générale, montre un laminage strié ou un rubanement de coulée; par endroits, elle ressemble à de l'ignimbrite.

L'autre type principal de matériel pyroclastique est un tuf pisolitique vert, s'altérant en blanc, entièrement constitué de boulettes, de 3/16 de pouces, feuilletées d'une façon concentrique. Quelques-unes de ces boulettes sont altérées en argile ou enduites d'une pellicule d'argile.

Des tufs de mêmes types que ceux que nous venons de décrire constituent le matériel volcanique à l'ouest du Petit lac Madeleine et au sud-est du lac Barter. Bien lités par endroits, ils sont interstratifiés avec des calcaires silteux et des siltstones calcareux.

Une autre bande de roches pyroclastiques, de direction est, se rencontre au sud du chemin Bélanger, au nord-ouest du lac Crochet. Cette bande qui se situe à l'intérieur d'une auréole d'altération, sera décrite dans la section qui traite de l'altération.

Les dépôts pyroclastiques décrits ci-dessus, et d'une épaisseur allant de 20 à 250 pieds, font partie intégrante de la formation de Saint-Léon. Les affleurements n'ont cependant pas de continuité suffisante pour permettre de déterminer s'il existe des variations latérales ou verticales de faciès à l'intérieur de ces dépôts. Le manque d'affleurements explique peut-être aussi pourquoi ces dépôts ne se rencontrent pas sur le flanc sud du synclinal de Lesseps.

bande nord, doit être présumément plus épaisse dans la bande sud. Elle comprend, dans un ordre décroissant, des siltstones calcareux gris à verdâtres, du calcaire silteux gris foncé, des roches pyroclastiques et quelques felsites, des schistes argileux rouges et silteux. En approchant de la formation sus-jacente de Cap Bon-Ami, les calcaires silteux deviennent graduellement plus noirs et plus argileux.

Les siltstones calcareux sont particulièrement bien visibles près de l'endroit où la route du Parc franchit le ruisseau Lesseps. Ils sont uniformément feuilletés et bruns en surface d'intempérisme. On trouve fréquemment des paillettes de muscovite sur les plans de séparation et l'on remarque que la roche se brise en grosses dalles plates. Les structures sédimentaires comprennent des stratifications entrecroisées à petite échelle et des litages contournés qui portent à croire à des glissements pénécontemporains. Les lamelles de courant, dont l'attitude a été déterminée à plusieurs endroits, indiquent que la source probable de sédiments était au sud-est. La roche est fossilifère ici et là, et l'on y trouve des monograptides et des crinoïdes très bien conservés. D'excellents découverts de la partie supérieure du Saint-Léon se rencontrent aussi le long du segment de la route parallèle au ruisseau Lesseps. Le calcaire gris et silteux a été tordu et déformé par des glissements au point que la direction et le pendage des lits sont extrêmement irréguliers.

Un affleurement de calcaire argileux et silteux, rencontré à 3,000 pieds au nord-ouest de l'extrémité nord du lac Madeleine, nous semble appartenir au Saint-Léon. Le litage, qui a une direction NE et un pendage de 30° au SE, ainsi que la relation du litage au clivage indiquent que l'affleurement se trouve sur le flanc nord du synclinal de Lesseps.

Roches pyroclastiques - Mises à part quelques couches de felsite dont la composition pourrait être rhyodacitique, la majeure partie des matériaux volcaniques de la région consistent en dépôts pyroclastiques. Quelques-uns de ces dépôts sont interstratifiés avec les séquences calcaire-siltstone et les pseudoconglomérats calcaires de la base du Saint-Léon. Le centre et la partie supérieure de la formation renferment toutefois les masses les plus importantes de roches pyroclastiques.

Les meilleurs affleurements, qui appartiennent à la partie basale du Saint-Léon, se trouvent le long de la rivière Madeleine, à l'ouest du lac Barter, ainsi qu'au nord et au sud du

chemin Lepage, juste à l'ouest de la région. La roche qui est gris verdâtre et dure en surface fraîche, à une surface d'intempérisme très poreuse et prend une couleur caractéristique blanche ou crème, sans doute le résultat de la kaolinisation.

Quoique non différenciés sur la carte, la composition et la texture révèlent deux types principaux de matériaux pyroclastiques. Le premier, qu'on rencontre souvent, est un tuf constitué de petits cristaux noirs rectangulaires ou de fragments anguleux de cristaux enrobés dans une matrice aphanitique et vitreuse. Ces particules, non orientées, d'un à trois seizièmes de pouce de diamètre, sont invariablement entourées d'une mince pellicule blanche d'altération, trait commun aux roches qui subirent l'altération autométamorphique. Habituellement, ce tuf renferme de petites masses brillantes, apparemment non altérées, qui sont soit des cristaux de quartz, soit des esquilles de verre. La roche, de façon générale, montre un laminage strié ou un rubanement de coulée; par endroits, elle ressemble à de l'ignimbrite.

L'autre type principal de matériel pyroclastique est un tuf pisolitique vert, s'altérant en blanc, entièrement constitué de boulettes, de 3/16 de pouces, feuilletées d'une façon concentrique. Quelques-unes de ces boulettes sont altérées en argile ou enduites d'une pellicule d'argile.

Des tufs de mêmes types que ceux que nous venons de décrire constituent le matériel volcanique à l'ouest du Petit lac Madeleine et au sud-est du lac Barter. Bien lités par endroits, ils sont interstratifiés avec des calcaires silteux et des siltstones calcareux.

Une autre bande de roches pyroclastiques, de direction est, se rencontre au sud du chemin Bélanger, au nord-ouest du lac Crochet. Cette bande qui se situe à l'intérieur d'une auréole d'altération, sera décrite dans la section qui traite de l'altération.

Les dépôts pyroclastiques décrits ci-dessus, et d'une épaisseur allant de 20 à 250 pieds, font partie intégrante de la formation de Saint-Léon. Les affleurements n'ont cependant pas de continuité suffisante pour permettre de déterminer s'il existe des variations latérales ou verticales de faciès à l'intérieur de ces dépôts. Le manque d'affleurements explique peut-être aussi pourquoi ces dépôts ne se rencontrent pas sur le flanc sud du synclinal de Lesseps.

Puissance et âge - La puissance totale de la formation de Saint-Léon varie entre 1,500 et 2,500 pieds sur le flanc nord du synclinal de Lesseps mais elle peut être plus considérable dans le grand pli anticlinal au sud. Robert (1967, p. 7) estime que la puissance maximale est de 4,050 pieds dans l'aire du ruisseau Lesseps, juste à l'ouest de la région, et McGerrigle (1959, pp.28-29) rapporte une puissance approximative de 1,000 pieds pour des roches ressemblant au Saint-Léon dans l'aire sise à quelque 10 milles au nord-est de la région.

L'âge de la formation de Saint-Léon reste douteux. La faune graptolitique de la région du ruisseau Lesseps a été récemment revue et elle indique que la formation pourrait s'étendre du Llandow supérieur au post-Ludlow (Boucot, 1965, p. 2297; Berry, 1965, p. 2304). En d'autres termes, une partie du Saint-Léon pourrait rejoindre le Dévonien inférieur.

DEVONIEN INFERIEUR

Formation de Cap Bon-Ami

Légèrement ployée le long d'axes synclinaux et anticlinaux de direction nord, la formation de Cap Bon-Ami forme trois bandes limitées par la formation sous-jacente de Saint-Léon et celle sus-jacente et concordante de Grande Grève. Suite aux déplacements causés par les failles et aux faibles pendages, les bandes peuvent s'étendre en surface sur une largeur de 2,000 à 2,500 pieds, comme on peut le voir au nord du lac Crochet et au ruisseau Lesseps.

La formation consiste essentiellement en roches sédimentaires, interlitées ici et là avec des matériaux volcaniques. Etant moins résistante que les formations adjacentes de Grande Grève et de Saint-Léon, elle occupe des aires marécageuses et des vallées et, de ce fait, affleure très peu.

A l'exception d'étroits faciès argileux ou silteux qui bordent le Grande Grève ou le Saint-Léon, le Cap Bon-Ami typique est un calcaire argileux tendre, riche en carbone et assez massif. La roche est gris foncé à noire en surface fraîche et grisâtre ou brunâtre en surface d'intempérisme. Le litage n'est pas évident, sauf là où la roche est altérée; ceci est, sans doute, le résultat d'une ségrégation métamorphique et d'une

recristallisation. Là où elle a été dérangée, la roche est fréquemment graphitique ou bréchique et veinée de calcite.

Au nord-ouest du lac Madeleine, la partie centrale de la coupe de Cap Bon-Ami renferme une couche de roches volcaniques acides et hétérogènes de 300 pieds d'épaisseur. A quelques endroits, la roche de couleur grise, rose ou verdâtre, à grain fin, est massive et riche en quartz et feldspar, ce qui semble révéler une composition dacitique ou rhyodacitique. Cependant, il arrive fréquemment que la roche poreuse contienne de petites structures sphéroïdales et concentriques et montre un laminage discontinu. De petits agrégats vitreux sont logés dans une matrice aphanitique fluidale et ils sont souvent entourés d'une mince bordure d'altération blanche. Nous avons remarqué à un endroit des diaclases en colonnes, faibles mais distinctes.

Quoiqu'on n'ait pas relevé de contact avec les roches sédimentaires, l'attitude de la stratification indique que la couche de roches volcaniques est concordante. Les variations de texture et de structure qu'on y observe peuvent être dues en grande partie à un classement par gravité des matériaux fragmentaires; elles peuvent aussi représenter différentes parties d'un épais dépôt de cendres. On ne pourra déterminer de façon satisfaisante si la roche est d'origine extrusive ou pyroclastique avant d'en avoir fait un examen pétrographique détaillé.

A part les roches volcaniques fragmentaires que nous venons de décrire, la formation de Cap Bon-Ami comprend plusieurs horizons minces de tuf lithique ou à cristaux. Ce tuf se trouve dans la partie supérieure de la formation.

Nous n'avons pu observer les contacts précis, aussi bien supérieur qu'inférieur, du Cap Bon-Ami dans la région. Cependant, le fait qu'on trouve des roches du Grande Grève et du Saint-Léon dans les zones de contacts porte à croire que ceux-ci sont concordants et graduels.

Les largeurs observées en surface et le pendage régional indiquent que la formation atteint 400 à 500 pieds d'épaisseur. Cette estimation s'accorde avec l'ordre des puissances relevées à l'ouest (Robert, 1967, p. 7). La formation s'épaissit apparemment dans la région de la rivière Madeleine, à l'est, où McGerrigle (1959, p. 33) rapporte une puissance estimée à environ 2,000 pieds.

Des études paléontologiques récentes semblent confirmer l'opinion que le Cap Bon-Ami appartient au Dévonien inférieur et que, plus précisément, il est l'équivalent du Gedinnien (Boucot et autres, 1967, p. 11).

Formation de Grande Grève

La formation de Grande Grève occupe, dans la plus grande partie de sa longueur, une bande axiale d'un et demi à deux milles de largeur de direction nord-est, dans le synclinal de Lesseps. Des cheminements faits à l'extérieur des limites de la région révèlent qu'une autre bande du Grande Grève, située sur le flanc sud d'un anticlinal, passe dans l'angle sud-est, La formation recouvre constamment les roches du Cap Bon-Ami et est elle-même surmontée par la formation d'York River.

La formation de Grande Grève est caractérisée par une lithologie interdigitée qui, quoique ceci ne puisse être indiqué sur la carte, comprend des calcaires argileux ou silteux accompagnés d'un peu d'arénite quartzique et de conglomérat ou de lumachelle à la base et, successivement, de calcaires cherteux dans la partie supérieure. Elle comprend aussi plusieurs couches discontinues de felsite et de roches pyroclastiques, lesquelles ne sont à découvert que sur le flanc nord du synclinal de Lesseps, et sont concentrées à la base de la formation.

Le calcaire de la base est généralement une roche au laminage allant de mince à grossier, gris foncé à bleuâtre en surface fraîche. Par suite de la lixiviation du carbonate, la surface exposée à l'altération météorique est d'ordinaire brune, poreuse et rugueuse au toucher. Cette altération se fait sentir profondément dans la roche et laisse des plaques ou lentilles irrégulières de matériel inaltéré. Un trait remarquable qui distingue les calcaires de Grande Grève des roches du Cap Bon-Ami et du Saint-Léon est l'ondulation irrégulière des plans de stratification. La roche consiste souvent en lits de calcaire, d'un demi à six pouces d'épaisseur, qui se boudinent et alternent avec des couches silteuses ou argileuses plus minces.

Les roches de base de Grande Grève, du flanc nord du synclinal de Lesseps sont assez différentes du point de vue lithologique de celles qui se trouvent sur le flanc sud. Dans le premier cas, la partie inférieure du Grande Grève est une arénite quartzique grise; elle a entre 50 et 100 pieds d'épaisseur et se situe stratigraphiquement entre 100 et 200 pieds au-dessus de la base de la formation. L'arénite est à découvert à 6,000 pieds à l'ouest du lac Crochet et ses débris peuvent être suivis en direction est presque jusqu'au lac Madeleine. La roche, bien classée et pure, consiste en grains fins à moyens de quartz subanguleux fortement tassés avec très peu de matrice. Elle est poivrée par endroits de petites taches de limonite.

Une zone de tuf lithique, d'une épaisseur possible de 100 pieds, recouvre l'arénite quartzique. L'existence de cette zone est révélée par de nombreux guidons à 2,000 pieds au WNW du lac Crochet et à 2,500 pieds au NW du lac Madeleine. La roche, grise et d'apparence fraîche, est délicatement feuilletée et montre, par endroits, une stratification entrecroisée. Elle forme des lentilles, de ½ à 1 pouce d'épaisseur, qui s'interdigitent avec des poches irrégulières de brèche. Par endroits, des fragments en forme d'aiguilles et des agrégats de quartz aux arêtes émoussées sont légèrement orientés et confèrent à la roche une stratification primaire indistincte.

D'autres horizons de tuf, minces et concordants, sont à découvert à l'ouest du lac Madeleine, à environ 500 pieds au-dessus de la base de la formation. A un endroit, à environ 1,000 pieds à l'ouest du lac, le tuf lithique est associé à du tuf pisolitique grossièrement stratifié consistant en boulettes de cendre dans une matrice siliceuse de coulée.

La zone de roches pyroclastiques du NW du lac Madeleine paraît considérable sur la carte, mais ceci est un effet de la topographie. De fait, cette zone concordante a une épaisseur inférieure à 100 pieds et un pendage entre 20 et 30 degrés au SE.

Les lits de base du Grande Grève sur le flanc sud du synclinal de Lesseps forment une bande d'environ 500 pieds de largeur qui s'étend du ruisseau Lesseps jusqu'à l'extrémité du lac Madeleine. On rencontre des affleurements sur la route qui conduit au camp Parent, à 3,000 pieds au SW du lac Long, au camp Gagnon et à la fourche des routes au SE du camp du lac Madeleine.

La roche est gris foncé en surface fraîche; sa surface d'intempérisme a une couleur caractéristique brun limonitique et est généralement poreuse par suite de la lixiviation du carbonate. Elle consiste surtout en fragments anguleux de fossiles, logés dans une matrice silteuse ou argileuse à grain fin. Elle renferme fréquemment des fragments anguleux de schiste argileux noir dont la grosseur va de microscopique à un pouce. Sur la route du camp Parent, des lentilles de deux pouces, composées de débris rocheux pulvérisés, sont encastrées dans une matrice siliceuse; des particules de charbon ont été relevées ici et là. L'affleurement à proximité du camp Gagnon montre un litage ondulé et déformé. Par endroits, la roche a l'apparence d'une lumachelle typique.

La continuité de cet horizon repère et sa position stratigraphique fixe indiquent que la roche fragmentaire décrite

ci-dessus n'est pas une brèche de faille. De plus, l'angularité et la variété de ses éléments, de même que son association avec des lits affaissés porte à croire qu'il s'agit d'une brèche sédimentaire résultant, peut-être de stades répétés d'affaissement et de glissement. Des "lits clés", lithologiquement similaires et stratigraphiquement équivalents, ont été rapportés par Robert (1966a, p. 8) dans la région du mont Hog's Back, à quelque 10 milles à l'ouest de la région sous étude.

Une grande partie du milieu et du haut de la formation de Grande Grève consiste en calcaires siliceux durs, gris foncé à bleuâtres. Quelques-uns des meilleurs affleurements se trouvent le long du chemin forestier nord-sud et dans les montagnes à l'est du lac Madeleine. La roche, délicatement litée montre des lamines s'incurvant autour d'interlits silteux qui s'épaississent et s'amincissent légèrement.

Dans la zone axiale du synclinal de Lesseps, la roche est massive, fortement clivée et en couches épaisses. Par endroits, la stratification dans le calcaire siliceux est marquée par des dépressions lenticulaires précédemment occupées par du carbonate.

Dans la partie au sommet de la coupe, les calcaires siliceux passent à un calcaire silteux ou argileux de moindre dureté. Sur une distance stratigraphique approximative de 300 à 500 pieds, les entre-deux silteux deviennent progressivement plus évidents et engendrent une roche irrégulièrement stratifiée, avec une alternance de lits silteux et de lits calcaires gris foncé. Encore plus haut dans la coupe, des pochettes de matériel clastique, reliées les unes aux autres, sont logées dans de la roche du type Grande Grève. Ce matériel, qui s'altère au brun, comprend surtout du feldspath et du quartz finement grenus. Cette succession de roches représente le faciès de transition entre les formations de Grande Grève et d'York River, faciès que certains géologues appellent série ou faciès d'York Lake.

Des affleurements typiques du faciès de transition sont bien visibles au sud du camp Parent et sur les pentes de la montagne à l'ouest du lac Madeleine. A ce dernier endroit, on relève de nombreuses empreintes de charge et autres marques de base. De telles structures consistent habituellement en protrusions bulbeuses de matériel silteux ou arénacé envahissant le calcaire argileux sous-jacent de type Grande Grève.

Il est généralement reconnu que le contact Grande Grève - York River est caractérisé par des zones alternantes des deux lithologies. Suivant d'autres géologues en ceci, nous mettons arbitrairement la limite supérieure du Grande Grève à la première apparition de la lithologie typique du York River.

On estime la puissance de la formation de Grande Grève entre 1,000 et 2,000 pieds, chiffres en accord avec ceux obtenus à l'est et à l'ouest de la région. L'âge accepté par tous serait le Dévonien inférieur.

Formation d'York River

La formation d'York River n'affleure qu'en partie dans la région; seuls les 1,500 pieds inférieurs de la coupe y ont été préservés. Elle constitue le centre du synclinal de Lesseps à l'ouest du lac Long et forme une butte-témoin à l'ouest du lac Madeleine. Tel que mentionné plus haut, le contact du York River avec le Grande Grève sous-jacent est concordant et graduel.

Quelques-uns des meilleurs affleurements se trouvent au SSW du camp Parent et à 4,500 pieds à l'ouest du camp du lac Madeleine. A ce dernier endroit, la roche gris verdâtre est une wacke quartzofeldspathique ou un grès argileux. Les lits sont épais et les grains moyens. La surface d'intempérisme est caractéristiquement poivrée de petits grains de feldspath blanchâtre et de taches de limonite.

La roche renferme une abondance d'enclaves appartenant au Cap Bon-Ami. Noires, argileuses et en forme de disques, ces enclaves rappellent des structures sédimentaires de boudinage. De ¼ à 2 pouces de longueur, elles sont, par endroits, complètement isolées et enrobées dans une matrice non classée, constituée d'un assemblage minéral en majeure partie instable. Là où les enclaves sont latéralement continues, les lits montrent d'excellentes marques de base (sole marks); les structures de charge et de courant consistent en siltstone et grès remplissant des dépressions dans le mudstone sous-jacent.

Dans des affleurements et débris près du camp Parent et le long de la route parallèle au ruisseau Lesseps à l'ouest de la région, le grès, qui a un aspect plutôt frais, consiste en grains subanguleux de quartz et en grains rectangulaires de feldspath faiblement cimentés. Il renferme ici et là des fragments de tuf (?) acide.

Des cheminements de reconnaissance au-delà des limites de la région ont révélé la présence d'une bande de roches d'York River de 1½ mille de largeur au centre d'un synclinal d'orientation nord à quelque trois milles au sud de la route du parc. La base de la coupe consiste en coulées volcaniques et en tufs de composition intermédiaire, le tout d'une épaisseur de

1,000 à 2,000 pieds. Ces roches sont surmontées par des grès ou arkoses feldspathiques grises à grain fin accompagnées d'interlits conglomératiques à la base. Par endroits, la roche, tachée d'hématite, renferme d'abondantes structures ressemblant à des tubes qui sont attribuées à des organismes fouisseurs.

Sur une base de lithologie générale, on peut faire une corrélation entre la formation d'York River dans la région et des roches similaires rapportées à l'ouest (Robert, 1966b, 1967) et à l'est (McGerrigle, 1959). L'âge de la formation est généralement accepté comme étant Dévonien inférieur.

ROCHES INTRUSIVES

Quelques types de roches intrusives affleurent dans la région. Différenciés en termes de texture, de composition et d'âge, ils peuvent commodément se décrire sous les titres de porphyre quartzofeldspathique, de felsite, de gabbro et de diabase. Le premier et le dernier types se rencontrent sous forme de dykes, les deux autres sous forme de dykes et de filons-couches.

Porphyre quartzofeldspathique

Le porphyre quartzofeldspathique ou granite porphyrique est une roche de couleur allant de grise à rose. Entre 10 et 25 p. 100 du volume de la roche consiste en phénocristaux idiomorphes de quartz et feldspath logés dans une pâte rose de quartz, feldspath, biotite et amphiboles à grain variant de fin à moyen.

Le quartz, typiquement vitreux et incolore, se présente sous forme de doubles pyramides hexagonales trapues. Les phénocristaux de feldspath, de blancs à gris, ont 1/8 à 3/4 de pouce de longueur; ils sont idiomorphes et visiblement zonés. La biotite et les amphiboles se rencontrent séparément ou ensemble et forment des cristaux distincts au sein de la pâte quartzofeldspathique. La roche étant souvent légèrement altérée, il est probable que sa composition varie d'alcaline à calco-alcaline.

Presque tous les dykes de porphyre sont situés dans une aire relativement petite au SW du lac Barter. Les quelques affleurements qu'on y rencontre tendent à faire croire que les dykes se localisent le long de fractures à pendage prononcé et orientées nord-sud. Quoiqu'un bon nombre de dykes aient une puissance de 10 à 50 pieds, la distribution des débris indique que certains peuvent atteindre 300 à 400 pieds de largeur. Leur association avec des roches minéralisées et altérées font penser

que les masses porphyriques à l'aspect frais représentent des apophyses d'une masse granitique encore enfouie qui a envahi la séquence siluro-dévonienne.

Les contacts bréchiques avec des roches de fond déjà altérées indiquent que la mise en place des dykes dans d'anciennes fractures se fit après l'étape principale d'altération de ces roches de fond. Des cheminements sur le versant sud-est des monts McGerrigle révélèrent que de nombreux dykes d'une lithologie et d'une texture identiques se trouvent dans des fractures qui recoupent le massif ou en rayonnent. Des relations occasionnelles de recoupement et une légère altération aux contacts avec la roche de fond indiquent que certaines des roches, dans les dépôts pyroclastiques, sont sûrement intrusives.

Felsites

Des couches de roche évidemment stratifiée, de couleur allant de grise à beige, sont interstratifiées avec le Saint-Léon basal entre les points sis à 2,000 et 3,000 pieds à l'ouest du lac Barter. Les contacts Supérieur et inférieur sont marqués par de légères zones d'altération dans le calcaire silteux adjacent. Les échantillons mégascopiques de la roche indiquent que celle-ci consiste en phénocristaux vitreux sub-arrondis et fortement tassés qui atteignent jusqu'à un millimètre de grosseur. Ces phénocristaux sont entourés de minces couches concentriques de matériel d'un blanc mât. Emballés dans une pâte cryptocristalline, ils confèrent à la roche une structure perlitique qui, par endroits, rappelle des roches sédimentaires pisolitiques. Une autre roche de lithologie similaire recoupe le Grande Grève aux abords immédiats du camp Parent.

A part quelques exceptions, les amas de felsite sont généralement concordants et ont évidemment subi le même type d'altération métamorphique que les roches sédimentaires encaissantes. Cette considération porte à croire qu'ils sont antérieurs aux intrusions quartzofeldspathiques et qu'ils font partie intégrante des formations siluriennes et dévoniennes.

Quant à savoir si ces roches sont d'origine volcanique ou si elles représentent des couches intrusives, il faudra faire une étude plus poussée. De toutes façons, le terme felsite est d'usage commode pour ces roches sur le terrain.

Gabbro

Nous avons relevé dans la région des affleurements épars de gabbro. La roche est gris-vert, finement à moyennement

grenue et généralement porphyrique; les phénocristaux consistent en feldspaths blancs, mâts et équidimensionnels. Le gabbro rencontré près et au sud de la route du parc est considérablement altéré en une roche cireuse allant de grisâtre à bleuâtre dans laquelle les feldspaths ont presque complètement été changés en agrégats d'épidote, de calcite et, par endroits, de zéolite.

Diabase

Une partie d'un filon-couche de diabase d'une puissance possible de 100 à 200 pieds se trouve à découvert à 2,000 pieds au NNW du lac Madeleine. Orienté N45°E, il a un léger pendage au SE. Ce filon est probablement concordant avec les felsites et roches encaissantes pyroclastiques de la formation de Cap Bon-Ami. La roche est relativement fraîche et consiste en nombreuses baguettes fines de feldspath zoné qui sont emballées dans une pâte à grains moyens constituée de pyroxènes hypidiomorphes. Sa texture est typiquement ophitique ou intergranulaire.

ALTERATION

Les effets de l'altération de contact dans les roches cambro-ordoviciennes au SE du massif des monts McGerrigle ont été décrits plus haut.

Une vaste zone d'altération, importante au point de vue économique, se trouve au NW du lac Crochet. La bande de 3,000 pieds de largeur de roches altérées du Saint-Léon et du Cap Bon-Ami représente le prolongement est d'une zone beaucoup plus large dans les régions du mont Vallières-de-Saint-Réal et du ruisseau Lesseps (Robert, 1966b, 1967). Ces roches altérées, grâce à leur dureté, forment une crête de direction est qui surgit brusquement des roches sédimentaires inaltérées au nord. La limite est de cette crête, entre 500 et 800 pieds à l'ouest du chemin Bélanger, est marquée par un escarpement, à pendage vers l'est, indice d'une importante faille de direction nord-sud.

La partie nord de la zone la plus large, comprend des cornéennes (ou de la porcelanite) dures et massives dérivées de roches sédimentaires et volcaniques de la formation de Saint-Léon. La partie sud comprend surtout du skarn grenatifère et quelques cornéennes, roches qui sont les équivalentes métamorphiques du calcaire argileux, riche en carbone de la formation de Cap Bon-Ami. Nous décrivons ci-après les effets d'altération dans les roches de ces deux formations.

ALTERATION DANS LE SAINT-LEON

Près du chemin Bélanger, en bordure nord de la zone d'altération, le Saint-Léon consiste en siltstone calcareux ou en calcaire silteux gris foncé quelque peu durci, dans lesquels les lamines caractéristiques fines et régulières sont encore parfaitement préservées. Plus au sud, les lamines font place à une alternance de traînées et de bandes irrégulières de matériel non calcareux blanchâtre et vert pâle. Là où la ségrégation métamorphique est plus avancée, les bandes se dissolvent en une agglomération de perles blanches intimement liées dont le diamètre va de microscopique à 1/8 de pouce. Par endroits, la roche est dure, mouchetée et entièrement composée de ces petits noeuds ovoïdes emballés dans une matrice aphanitique gris pâle ou verdâtre. La plus grande partie des roches du Saint-Léon sont des cornéennes cryptocristallines compactes de couleur blanche à beige et de fracturation conchoïdale. Par endroits, la texture uniforme et le lustre blanc terne de ces roches d'aspect cherteux rappellent de la porcelanite.

Les affleurements ne sont pas assez nombreux pour permettre de savoir si l'altération dans le Saint-Léon suit un modèle quelconque. Bien que le degré de métamorphisme soit généralement moins prononcé en bordure qu'au centre de la zone d'altération, on note que des poches de matériel relativement inchangé côtoient des roches entièrement reconstituées. L'altération étant du type de métamorphisme de contact, le degré de reconstitution de ces roches est déterminé non seulement par la proximité de celles-ci à la masse intrusive que nous croyons enfouie en profondeur, mais aussi par leur composition originale.

Il est difficile de savoir si la roche altérée du Saint-Léon est dérivée des siltstones ou des dépôts pyroclastiques qui, en dehors de la zone d'altération, forment une partie considérable de la formation. Ces deux types de roche ayant été silicifiés et transformés en cornéennes gris pâle à beiges, les échantillons mégascopiques ne sont pas d'un grand secours. Les reliquats de grains de quartz et de feldspath partiellement recristallisés dans certaines cornéennes rappellent une vague texture felsophyrique, indice d'une parenté volcanique. La kaolinisation considérable observée sur la surface d'intempérisme de ces cornéennes est une autre indication de cette provenance.

Nous concluons de cette description, que les effets d'altération les plus frappants de tout le Saint-Léon consistent en une perte de carbone et de chaux et en l'addition de silice.

ALTERATION DANS LE CAP BON-AMI

La limite sud de la zone d'altération recoupe en diagonale la formation de Cap Bon-Ami au nord-ouest du lac Crochet. D'excellents affleurements de calcaire argileux noir et tendre se rencontrent dans un déblai d'exploration de route, juste au sud de la zone d'altération, près de la limite ouest de la région. La roche, en contact avec un dyke de porphyre quartzo-feldspathique, est quelque peu durcie et légèrement lixiviée mais elle conserve toutes les caractéristiques essentielles de la lithologie du Cap Bon-Ami. En suivant les débris rocheux en direction est dans la zone d'altération, la stratification devient de plus en plus évidente dans le calcaire normalement massif. La roche s'altère en une couleur crémeuse et passe à une cornéenne dure, noire et non calcareuse. Elle montre des rubanements irréguliers ou, plus souvent, des traînés de matériel tirant sur le pourpre, ressemblant à du silex et passant imperceptiblement à une cornéenne crypto-cristalline gris foncé. Si l'on considère que ces débris se trouvent à proximité de la limite sud de la zone d'altération, il est possible qu'ils soient des équivalents altérés de la partie inférieure du Grande Grève.

Ce que nous croyons être un équivalent typique du calcaire impur de la formation de Cap Bon-Ami se rencontre un peu plus à l'intérieur de la zone d'altération. La roche gris-vert a une surface d'intempérisme poreuse et brun jaunâtre; elle réagit aisément à l'acide chlorhydrique dilué. Elle renferme des noeuds à formes irrégulières de calcite recristallisée grossière et des petits grenats verdâtres à rougeâtres à contours cristallins parfaitement développés. La couleur des grenats porte à croire qu'ils appartiennent à la série grossulaire andradite. L'étude des lames minces révélera peut-être la présence d'idocrase. La calcite a été lixiviée par endroits, ce qui a produit une roche drusique profondément altérée en un matériel terreux de couleur beige. L'assemblage minéralogique et l'aspect général de la roche sont ceux d'un skarn grenatifère typique. Là où la roche originale était plus argileuse, il s'est formé une roche d'une couleur plus pâle, grenatifère par endroits, mais plus massive et beaucoup plus dure qui ne réagit pas à l'acide et, de toute évidence, a été silicifiée et lixiviée. En présence d'une quantité suffisante de silice, les calcaires purs de Cap Bon-Ami furent aisément altérés en cornéennes calc-silicatées par suite de leur fort contenu en alumine.

ORIGINE DE L'ALTERATION

Nous croyons que ni les roches volcaniques, ni les dykes de porphyre quartzofeldspathique ne sont à l'origine des effets d'altération. Les dépôts volcaniques sont eux-mêmes lixiviés et silicifiés et les dykes n'ont que légèrement transformé les roches de contact à l'extérieur de la zone d'altération. De plus, d'apparence fraîche, ces dykes envahissent et fracturent des roches déjà altérées et nous croyons qu'ils ont été mis en place ultérieurement à l'altération sous forme d'apophyses émanant d'une intrusion en profondeur. Tel que déjà mentionné, ils sont logés dans des fractures qui non seulement rayonnent, de la partie sud-est du massif des monts McGerrigle, mais encore recoupent les roches de ce secteur.

Il se peut que l'altération des roches silurodévoniennes reflète la proximité d'une coupole du massif igné des monts McGerrigle. Dans ce cas, les roches non altérées dans la vallée de la rivière Madeleine représenteraient une espèce de lambeau de toit. Cette hypothèse nécessite un âge dévonien pour l'intrusion granitique des monts McGerrigle, mais une détermination au potassium/argon dans la partie centre-ouest du massif (le "granite de Jacques-Cartier"), indique cependant un âge silurien (Lowdon, Stockwell et autres, 1963, p. 81). Il y a toutefois lieu d'observer qu'une seule détermination, pour une étendue de 40 milles carrés, est insuffisante pour établir une date certaine.

En attendant d'autres données, nous offrons l'hypothèse que le massif des monts McGerrigle serait un stock comprenant plusieurs intrusions d'âges distincts. L'addition tardive de matériel magmatique, d'âge comparable à celui du porphyre à Gaspé Copper, peut avoir été une des causes de l'altération. Cette activité ignée renouvelée au cours du Dévonien aurait réactivé ou réouvert les fractures radiales dans lesquelles les porphyres quartzofeldspathiques furent injectés.

PLEISTOCENE ET RECENT

Le profil en U de la vallée des lacs Barter et Long et les stries glaciaires sur les roches rencontrées dans cette vallée indiquent un élargissement dû à l'action de la glace. Il se peut que celle-ci, en se déplaçant en direction sud, ait creusé

les dépressions allongées présentement occupées par de petits lacs. C'est ce que semble indiquer la présence de dépôts de moraine particulièrement épais et variés qui auraient bloqué l'écoulement normal des eaux vers le sud.

La majeure partie de l'aire à l'est et à l'ouest des lacs Vert et Long est recouverte de cailloux et de blocs arrondis. De toute évidence, ces débris, proviennent des monts McGerrigle et de son auréole d'altération, à quelque cinq milles plus au nord.

L'épaisseur du mort-terrain est de 10 à 20 pieds dans les endroits élevés et atteint de 40 à 60 pieds sur les flancs des vallées.

A l'exception de quelques dépôts morainiques parfois épais et d'alluvions récentes, les fragments rencontrés dans le mort-terrain représentent le bedrock sous-jacent, ainsi qu'on peut s'en rendre compte à la base d'arbres déracinés. La majeure partie du sol est résiduel et de la nature d'un podzol, sauf le long des vallées et dans les aires marécageuses.

TECTONIQUE

Malgré la rareté de ses affleurements, nous avons pu constater que la tectonique de la région n'est pas très complexe. Les roches cambro-ordoviciennes ont été plissées de toutes façons, mais les roches siluro-dévoniennes ne forment que deux larges plis, de faible plongée, orientés vers le nord-est. Ces deux unités structurales comptent un ensemble de fractures importantes, émanant du massif igné de McGerrigle, qui recoupent et déplacent d'anciennes fractures ou zones de failles aux directions E-W et NE-SW.

L'aire occupée par les roches cambro-ordoviciennes offre très peu de données lithologiques et, de ce fait, structurales. La majeure partie de la description suivante s'appliquera donc à l'aire de roches siluro-dévoniennes, grâce à l'abondance de renseignements obtenus de celles-ci.

STRUCTURES SEDIMENTAIRES

Les roches siluro-dévoniennes montrent une variété de traits qu'on peut décrire comme structures sédimentaires. En plus des types ordinaires, ces structures comprennent des empreintes de base (sole markings), telles que des saillies de matériel

silteux remplissant des dépressions dans le calcaire argileux sous-jacent. Des empreintes de courant, telles que stratifications entrecroisée et cupules, sont visibles à quelques endroits.

D'autres structures sédimentaires sont attribuables à une déformation des sédiments lorsqu'ils étaient encore dans un état de semi-consolidation. Nous avons trouvé de bons exemples de litage convolute dans les calcaires et les siltstones calcareux du Saint-Léon. Ce litage montre des plis dysharmoniques limités en dessus et en dessous par des lits feuilletés non déformés. Le long du ruisseau Lesseps, les couches contournées sont considérées comme des structures primaires de glissement dues à un déplacement sous l'eau. Du boudinage sédimentaire se rencontre fréquemment dans les roches du Saint-Léon inférieur.

A quelques endroits, hors de la région, les roches cambro-ordoviciennes montrent des structures sédimentaires primaires très bien conservées. Celles-ci comprennent des marques de courant, en particulier des cupules, de même que des structures associées avec le sommet des lits. Toutes ces structures, qui sont typiques de la lithologie des flysch, seront très utiles pour l'étude paléogéographique de l'aire occupée par ces roches.

PLIS

Si l'on en juge par les débris rocheux et quelques affleurements mal découverts, les roches cambro-ordoviciennes à l'extérieur de l'auréole d'altération sont légèrement plissées et ont un clivage ardoisier évident. Plusieurs affleurements le long de la route Murdochville - Anse Pleureuse, à 20 milles au nord-est de la région, montrent un type de plissement parallèle. Nous avons vu un clivage seulement, du type ancien, et aucune indication ne permet de croire qu'un plissement ultérieur se soit produit. Ceci est surprenant quand on considère l'âge des roches et les déformations auxquelles elles ont été soumises. Nous croyons qu'il s'agit d'un cas isolé et pensons que les travaux à venir dévoileront, tel que le proposait McGerrigle (1959, p.24), l'existence de plis isoclinaux ou similaires déversés et poussés vers le nord.

Au point de vue structural, l'aire de roches siluro-dévoniennes est caractérisée par un large synclinal ouvert de direction à peu près nord-est et un anticlinal complémentaire à environ trois milles au sud. Le synclinal est le prolongement du synclinal de Lesseps cartographié par Robert (1966b, 1967), à l'ouest de la région. Il se fusionne au synclinal de Bonnécamp, à l'est de la région (McGerrigle, 1959).

L'inclinaison des lits est variable: de quasi horizontale dans la partie axiale des plis, elle atteint 50° sur les flancs; la moyenne est de 30°. Les pendages prononcés sont reliés en grande partie à de légers mouvements le long de failles transversales. Le plan axial des plis est vertical ou presque.

L'aire occupée par une suite de petits lacs dans la partie centrale est d'un intérêt particulier en ce qui concerne l'expression du synclinal de Lesseps en surface. Au nord du camp Parent, le pli abandonne sa plongée au SW pour une direction nord, ainsi que l'indique l'attitude de la stratification, à l'ouest et au sud-ouest du lac Barter. Du côté est de la vallée des lacs Barter et Long, il est orienté quasi est-ouest avant d'obliquer graduellement vers le nord-est et de plonger légèrement dans la même direction. La convergence de la direction des lits, de même que le renversement des plongements dans la partie centrale du pli représentent une structure en forme de sablier; la vallée des lacs Barter et Long recoupe la partie étroite du sablier. Nous sommes presque certain que cette structure est due à un déplacement le long d'une importante faille ou zone de failles de direction NNW.

Vu la rareté des affleurements presque tout ce que nous savons du pli anticlinal complémentaire provient d'observations faites à l'extérieur de la région. Cette large structure de direction NE ramène les roches du Saint-Léon à la surface de même que celles des formations adjacentes de Cap Bon-Ami et de Grande Grève. Il est probable qu'elle représente le prolongement SE de l'anticlinal de Béland rapporté par McGerrigle (1959) dans l'angle extrême SW de la région de la rivière Madeleine.

Des cheminements de reconnaissance ont permis de localiser un synclinal de direction NE à environ trois milles au SE de cet anticlinal. Le centre du synclinal est occupé par des roches sédimentaires et volcaniques de la formation d'York River.

FRACTURES

Dans le sens que nous l'entendons, le terme fracture comprend des traits structuraux allant de clivage cassant à des diaclases et des failles ou zones de failles.

Le clivage cassant est particulièrement en évidence dans les calcaires siliceux de Grande Grève au NE et au SW du lac Madeleine. Il est parallèle au plan axial du synclinal de Lesseps et lui est contemporain. Son intersection avec la stratification bien développée des roches du synclinal définit clairement la direction et l'angle de plongée de ce pli important.

Nous avons aperçu ce que nous croyons être des disjonctions en colonnes dans une couche de felsite ou de roches pyroclastiques à 1,500 pieds au nord-ouest du lac Madeleine. La forme hexagonale des colonnes est encore reconnaissable. En supposant que les disjonctions se soient créées à angle droit du litage et en tenant compte de l'inclinaison subséquente des colonnes, la couche a un pendage de 40° à 50° sud-est.

Une étude systématique des photographies aériennes a révélé que la région est recoupée par des fractures d'importance régionale qui comprennent et des diaclases et des failles. Ces structures sont désignées, sur la carte, par un même symbole, car le manque d'indications sur le terrain ne nous a pas permis de les distinguer les unes des autres. De plus, des structures normalement associées à des failles indiquent qu'il y a eu déplacement le long de quelques diaclases.

Sur la base de l'âge relatif et de la direction, quatre groupes principaux de fractures peuvent se distinguer: des fractures régionales E-W., des failles majeures NW-SE; quelques fractures NE-SW et un essaim de diaclases et de failles radiales au massif igné des monts McGerrigle.

Fractures E-W

La fracture E-W la plus importante est la zone de failles qui sépare le complexe de Québec des roches siluro-dévoniennes à l'ouest du lac Barter. Cette zone, qui comprend plusieurs alignements à peu près parallèles les uns aux autres, se remarque facilement sur les photographies aériennes jusqu'au sud du mont Albert.

Nous avons rencontré une série d'horizons de brèche dans des affleurements le long d'un petit tributaire de la rivière Madeleine, à 1,000 pieds à l'ouest de la région et à plusieurs endroits sur une distance de 1,000 pieds à partir d'un point situé à 2,000 pieds à l'ouest du lac Barter. Les affleurements consistent en fragments anguleux beiges de conglomérat calcaire et de siltstone emballés dans une matrice calco-phylladeuse fortement déformée et veinée. Par endroits, des phénoclastes non orientés de calcaire oolitique, de 2 à 3 pouces de diamètre, sont logés dans une matrice de calcaire et siltstone fragmentés, s'altérant en gris-perle. En général, ces affleurements montrent une similarité lithologique frappante avec les découverts ordoviciens le long du ruisseau Isabelle et le long de la route Murdochville-Grande-Vallée.

Dans une aire à environ 1,000 pieds au NW du lac Barter, les alignements E-W sont déviés vers le nord-est. Cette déflection est due à des déplacements le long d'une importante faille transversale dont la direction coïncide avec la dépression des lacs Barter et Long. Dans la vallée de la rivière Madeleine, au NNW du lac Barter, la végétation dense et le manque de débris d'affleurements rendent le prolongement de cette faille incertain. Les photographies aériennes indiquent cependant qu'elle est parallèle à la direction générale des formations, au sud de la rivière.

Il est probable que la zone de failles, telle qu'observée dans la région, est le prolongement oriental de la faille de Schickshock-Sud, dont parle Ollerenshaw dans la région de Cuoq-Langis. Jones (1933, pp.21-22) ainsi que Ollerenshaw (1967, pp. 179-180) supposent un affaissement du bloc silurien le long d'une faille normale. D'autres personnes familières avec la géologie de Gaspé affirment que le contact entre les roches cambro-ordoviciennes et siluro-dévoniennes est une discordance angulaire (Cumming, 1959, pp.16-18; McGerrigle, 1959, p.24; Béland, 1960, p.2; Burk, 1964, p.455). La différence spectaculaire dans le style tectonique des deux unités, de même que la présence de conglomérat, portent à croire que le contact est discordant. Des alignements évidents associés à des horizons de brèche indiquent toutefois que ce contact est le lieu d'une faille ou zone de failles majeures.

On a décélé sur les photographies aériennes une série d'autres alignements de direction E-W. L'un d'eux, à 5,200 pieds au sud du lac Long, est particulièrement visible. A l'est du lac Madeleine, de gros blocs de calcaire siliceux du Grande Grève, soulevés par le gel, sont limités par un clivage NE et des diaclases E-W.

Le fait que les fractures E-W recoupent les formations en diagonale sans avoir, de façon évidente, déplacé ou dérangé leur direction générale porte à croire que ces fractures, dont quelques-unes semblent être d'importance régionale, pourraient être des diaclases. Il se peut cependant qu'elles soient l'expression de mouvement le long d'anciennes fractures dans les roches antérieures au Siluro-Dévonien.

Fractures NW-SE

La fracture de direction NW-SE, qui longe le ruisseau Lesseps, a été décrite par Robert (1967) comme une faille se prolongeant dans la région sous étude. Les directions et pendages anormaux donnent à penser qu'il y eut déplacement le long

de cette vallée. Quoique la nature exacte de la faille soit inconnue, la disposition des formations qui furent tronquées nous pousse à croire que le bloc est s'est affaissé par rapport au bloc ouest. Les alignements observés sur les photographies aériennes indiquent que la faille se prolonge probablement en direction nord-ouest jusqu'au ruisseau Porc-Epic dans l'angle nord du canton de La Potardière.

Nous présumons de plus l'existence d'une autre fracture, d'attitude inconnue et d'importance probablement locale, qui suivait une vallée de direction NW-SE près du camp Parent.

Fractures NE-SW

Nous présumons en plus qu'il existe quelques fractures d'allure NE-SW parallèles à la direction régionale des formations, nous basant surtout sur la présence d'alignements bien définis sur les photographies aériennes et aussi par la rencontre, sur le terrain, d'une zone graphitique dans le calcaire argileux et riche en carbone de la formation de Cap Bon-Ami au sud du lac Madeleine. Une salbande bien visible s'est développée dans cette zone de quelque 2,000 pieds de longueur.

Fractures radiales

Les fractures les plus évidentes, aussi bien sur les photographies aériennes que sur le terrain, sont les diaclases et les failles qui rayonnent du massif des monts McGerrigle. Dans la partie ouest, les fractures N-S sont occupées par des dykes de porphyre quartzofeldspathique qui recoupent les roches altérées du Saint-Léon et du Cap Bon-Ami. De nombreuses diaclases et failles verticales, dont certaines montrent des déplacements de plusieurs dizaines de pieds, sont bien visibles dans la gorge creusée par la rivière Madeleine à l'est du camp Barter. Elles recoupent les strates des formations de Sayabec et de Saint-Léon à pendage peu prononcé vers le sud-est.

Quelques-unes des fractures radiales se trouvent dans la vallée des lacs Barter et Long. Nous croyons que cette dépression, large d'un demi-mille, représente une des zones de fracture les plus significatives de la région, aussi bien sur le plan structural que sur le plan économique. Les observations ci-dessous nous portent à croire qu'il s'agit d'une zone de dislocation:

a) La zone d'altération de direction E-W se termine abruptement par un escarpement de faille faisant face à l'est, à l'ouest du chemin Bélanger.

b) Au nord et au sud de la zone d'altération, les lits dans la partie axiale du synclinal de Lesseps ont un pendage de 20° à 30° au sud.

c) L'éparpillement des débris de roches du Cap Bon-Ami sur une grande étendue dans la vallée marque une aire en surface plus considérable que celle de la formation elle-même. Ceci donne à penser que les lits du Cap Bon-Ami ont un pendage moins prononcé, la régression pouvant résulter de l'affaissement de la partie nord du bloc.

d) Nous avons déjà mentionné que les changements de direction de l'axe du synclinal de Lesseps à l'est et à l'ouest de la vallée sont un fort indice de faille.

e) Les directions et pendages anormaux dans les roches du Grande Grève, au sud-ouest du lac Vert, de même que sur le côté est de la vallée, indiquent que le flanc oriental du pli est peut-être brisé par des failles de direction nord-sud.

f) Certains indices tendent à faire croire que la zone de fracture des lacs Barter et Long disparaît plus loin vers le sud.

Nous croyons donc, d'après les observations énumérées ci-dessus, que la vallée est limitée par des failles et qu'elle a été le site dans lequel la partie nord d'un bloc se serait affaissée à cause d'un mouvement de rotation autour d'une charnière E-W, quelque part au sud.

Dans la partie nord de la région, les fractures radiales prennent une direction NW. Des alignements bien définis sur les photographies aériennes et des observations sur le terrain indiquent que ces fractures sont des failles transversales typiques. Le déplacement le long de ces failles varie d'un endroit à un autre, mais il n'a pas été assez considérable pour renverser les lits.

Il est presque certain que les fractures radiales représentent les plus jeunes des traits structuraux de la région puisqu'elles tronquent et déplacent les contacts de même que les autres fractures.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

MINERALISATION DANS LA BANDE CAMBRO-ORDOVICIENNE

Un épais manteau de mort-terrain et de végétation recouvre le secteur de roches cambro-ordoviciennes. A un endroit, de petites concentrations de pyrite et pyrrhotine sont distribuées de façon erratique dans des schistes calcareux à pendage vertical. Nous avons relevé une autre petite minéralisation de pyrite et pyrrhotine dans la bande adjacente au nord. Les sulfures forment des veines irrégulières ou de minces couches, parallèles ici et là au rubanement de la roche.

Des cheminements de reconnaissance dans la zone d'altération ont révélé la présence d'une concentration plus importante des mêmes sulfures. La minéralisation se rencontre dans une bande de 2,000 pieds de largeur à environ 4,000 pieds au NE de l'angle NW de la région. A cet endroit, la pyrite et la pyrrhotine forment des filonnets ou des grappes de configuration irrégulière normalement associées à des dépôts du type de remplacement. De plus, un essai avec du dimethylglyoxime a donné une faible réaction positive. Sise à 2,000 pieds à l'est du contact avec la masse ignée des monts McGerrigle, la roche encaissante est une cornéenne grenatifère rubanée et striée de couleur vert pomme qui s'altère au rouille. Les fortes quantités d'amphiboles qu'on y trouve par endroits donnent à penser qu'une partie de la roche encaissante est d'origine volcanique.

MINERALISATION DANS LA BANDE

SILURO-DEVONIENNE

Une minéralisation de sulfures se rencontre à plusieurs endroits dans la bande comprenant les formations de Sayabec, de Saint-Léon et de Cap Bon-Ami. On a relevé une série de veinules de quartz contenant de la galène, de la sphalérite, de la chalcopyrite, de la pyrrhotine et de la pyrite dans un affleurement de 25 par 80 pieds sur la rive nord de la rivière Madeleine à la limite ouest de la région. Les veinules, qui s'enflent et s'amincissent, restent continues; elles sont logées dans des fractures verticales de direction NW qui font partie du groupe de failles et de diaclases radiales mentionnées plus haut. Des

fractures similaires dans la gorge à l'est du camp Barter et dans la zone d'altération au sud sont le lieu de dykes de porphyre quartzofeldspathique et d'une minéralisation de sulfures du type de remplissage de fractures. La roche hôte, qui se prolonge sous la rivière Madeleine, est un quartzite calcareux dans lequel des restes gris et ovales de favositides et d'algues sont encore présents. La roche repose presque à plat; elle est fracturée, piquée et de couleur brune sur la face exposée à l'intempérisme. Les relations observées sur le terrain indiquent qu'elle représente probablement la partie basale et silicifiée de la formation de Sayabec. Un échantillon que nous avons pris et fait analyser aux laboratoires du ministère des Richesses naturelles à donné les résultats suivants: 0.08 p. 100 de cuivre; 2.27 p. 100 de plomb; 4.34 p. 100 de zinc; 7.185 onces d'argent à la tonne.

Un autre type de minéralisation de sulfures similaire se rencontre près de l'intersection du chemin Lepage et de la rivière Madeleine à un endroit décrit par Jones comme étant le camp Barter (1931, p. 251; pp. 34-35). Cette minéralisation, croyons-nous, est associée à une importante zone de dislocation. Sur la berge sud de la rivière, plusieurs filonnets et veinules de quartz sont logés dans des fractures verticales, de direction NW, recoupant la partie basale et dolomitisée de la formation de Sayabec. Ces petits filons contiennent de la galène, de la sphalérite, de la chalcopyrite, de la pyrite et un peu de pyrrhotine. A un endroit, un filonnet comprenant des sulfures dans une gangue de quartz se gonfle pour former une lentille de deux pieds de longueur et de huit pouces de largeur. Sur la berge nord de la rivière, un assemblage minéralogique similaire semble être confiné à deux bandes parallèles de roches du Sayabec fortement silicifiées et dérangées. Entre ces deux bandes, dont la largeur va de 20 à 60 pieds, se trouve un dyke de felsite de 40 pieds de largeur orienté E-W et probablement vertical. Le laminage et le rubanement délicats dans la roche encaissante directement en contact avec le matériel filonien portent à croire que la minéralisation est du type de remplacement et que les fractures NW ont servi de canaux pour les solutions minéralisantes. Une étude préliminaire indique que, subséquemment à la dolomitisation partielle du calcaire de Sayabec, un apport additionnel de Mg, Fe et Si a causé la formation de talc et de calcite, deux minéraux remplaçant les parties marginales de la dolomie. Les sulfures et le quartz semblent avoir été introduits en dernier lieu. Un échantillon que nous avons recueilli dans le matériel pauvrement minéralisé de la veine a donné les résultats suivants: 0.08 p. 100 de cuivre; 0.35 p. 100 de plomb; 0.96 p. 100 de zinc; 1.039 once d'argent à la tonne.

La minéralisation sulfureuse dans la zone d'altération à l'ouest du ruisseau Barter est d'un intérêt économique beaucoup plus considérable. Des déterminations géochimiques rapides

sur le terrain à partir d'échantillons de sédiments de ruisseau ont révélé la présence d'une très forte anomalie en cuivre, localisée dans une petite aire dont le centre se trouve près d'un petit tributaire du ruisseau Barter, à environ 1,500 pieds à l'ouest du chemin Bélanger. Plusieurs échantillons riches en chalcopyrite et pyrite furent subséquemment recueillis dans cette aire. La minéralisation, qui est du type de remplissage de fracture, est logée dans un skarn gris, s'altérant au rouille, qui contient des pochettes de calcite grossièrement recristallisée et de petits octaèdres de grenat allant de rouge au verdâtre. Lixiviée et finement grenue, la roche est presque certainement l'équivalent métamorphique du calcaire argileux et riche en carbone de la formation de Cap Bon-Ami. Elle réagit à l'acide chlorhydrique dilué. Il existe certaines indications à l'effet que la minéralisation est directement reliée à une importante bande de fractures, de direction NNW, formant la limite est de la zone d'altération.

En 1966 et 1967, la compagnie Les Explorations Terra Nova Ltée. effectua des recherches poussées dans ce secteur (claims Sullico-Lepage et Sullipek). L'un des 13 trous forés a plus de 1,500 pieds.

De façon générale, le type d'altération, incluant la minéralisation, décrit ci-dessus, est remarquablement similaire à celui rencontré à Gaspé Copper Mines. Dans ces deux endroits, des sédiments calcareux ont été altérés par action hydrothermale ou par métasomatisme de contact et la minéralisation est strictement confinée aux zones de roches altérées.

Nous croyons que la minéralisation dans la région sous étude appartient aux deux types de remplacement et de remplissage de fracture et qu'elle est le résultat d'au moins deux périodes d'activité. Des solutions minéralisantes pourraient d'abord avoir été introduites au moment de l'altération des roches. Par la suite, l'activité ignée dans la région ayant causé une fracturation prononcée de la roche silicifiée et cassante, la remobilisation des sulfures et l'addition probable de nouveau matériel a fourni une minéralisation du type de remplissage de fractures.

Nous avons vu des particules éparses de pyrite et de pyrrhotine ici et là dans les felsites de la formation de Saint-Léon à l'est du camp Barter. De petites concentrations sans importance de pyrite et pyrrhotine sont aussi normalement associées aux dykes et filons-couches de roches basiques. De plus, des taches de ces mêmes sulfures se rencontrent par endroits dans les roches non altérées des formations de Grande Grève et de Saint-Léon.

GEOCHIMIE

Au cours de la cartographie géologique, nous avons recueilli un total de 500 échantillons de sédiments de ruisseau. Ces échantillons ont été analysés aux laboratoires du ministère des Richesses naturelles pour le cuivre, le zinc, le plomb, le molybdène et l'uranium; les résultats sont indiqués sur la carte géochimique qui accompagne ce rapport. Notons bien que la géologie et les résultats de la géochimie pour la partie ouest apparaissent également sur la carte B-894 qui fut distribuée à l'automne de 1967. Cette carte, qui comprend aussi les données géologiques et géochimiques pour la région du ruisseau Lesseps (Robert, 1967) fournit des histogrammes et des courbes cumulatives pour le cuivre, le zinc, le plomb et l'uranium.

Quelques-uns des échantillons recueillis dans la partie ouest de la région en 1966 furent analysés sur le terrain pour leur contenu en métaux lourds (Smith, 1964) et en cuivre (Canney and Hawkins, 1958) par la méthode d'extraction à froid. Les résultats sont très sûrs puisque, en comparaison, ils correspondent étroitement aux résultats obtenus en laboratoire. Ceci est particulièrement vrai pour le cuivre, comme l'indiquent les groupes de résultats suivants:

Terrain	Laboratoire
0-10 ppm	2-40 ppm
10-30 ppm	40-200 ppm
100-175 ppm	560-10,000 ppm

Les hautes valeurs anormales, groupées dans une aire de 4,500 pieds par 1,500 de largeur, au nord-ouest du lac Crochet, sont le relief de la minéralisation cuprifère observée dans la partie de la zone d'altération décrite précédemment.

De fortes teneurs en uranium, allant jusqu'à 80 ppm, ont été décelées dans différentes parties de la région. Quoique la distribution de ces teneurs soit erratique par endroits, il semble cependant qu'elles soient concentrées à l'intérieur ou près de la zone d'altération. Le fond régional pour l'uranium, dans la partie ouest, est probablement de l'ordre de 8 à 10 ppm. L'origine et la signification économique de ces teneurs anormales ne sont pas encore connues.

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	No de code de l'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U	Mn
1	2053	-	-	-	-	18	16	1320
2	1065	24	90	50	7	33	6	300
3	2054	30	50	20	5	15	28	644
4	1020	6	75	10	0	20	8	517
5	6043	30	90	36	-	38	20	1150
6	6042	36	75	40	-	25	32	1850
7	6041	36	75	16	0	18	32	685
8	6040	20	90	20	0	13	8	480
9	1061	24	100	20	1	10	6	535
10	1062	16	75	30	1	13	14	590
11	6039	36	90	20	-	13	10	190
12	6038	20	140	30	-	18	20	1550
13	6037	-	-	-	-	13	12	465
14	6036	40	140	36	0	18	16	736
15	6035	36	150	40	0	28	8	818
15A	6034	140	150	30	0	28	6	517
16	1063	24	110	30	0	38	10	1120
17	4051	70	125	40	-	45	1	2280
18	2070	10	140	20	0	28	2	668
19	2069	24	125	20	0	28	2	716
20	2068	24	100	16	0	28	4	390
21	2064	16	110	40	0	23	8	1850
22	2065	20	125	16	0	28	8	2020
23	4053	-	-	-	-	35	8	495
24	1050	4	60	10	0	10	3	-
25	4050	30	200	10	0	48	2	2350
26	1051	6	90	6	0	28	2	596
27	1067	40	220	20	0	45	2	1400
28	1066	60	180	50	0	48	2	1380
29	2035	30	140	40	0	25	4	2350
30	1052	6	75	6	0	25	2	200
31	1049	6	110	6	0	30	3	1475
32	2029	50	60	4	-	23	4	614
33	1053	30	90	10	-	21	2	-
34	4063	160	300	30	0	13	8	1800
35	4064	140	600	110	-	28	16	2850
36	4065	150	500	80	-	30	16	596
37	1060	6	50	10	0	3	3	345
38	1054	6	75	6	-	8	4	300
39	1055	10	125	20	-	11	4	418
40	1056	100	500	160	-	54	10	734

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	No de code de l'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U	Mn
41	6026	300	1000	225	0	43	12	2850
42	3004	26	280	44	0.4	-	36	751
43	2051	180	500	60	0	33	10	900
44	3002	100	750	40	0.4	-	32	-
45	2050	210	560	70	0	38	12	1320
46	2049	-	-	-	-	-	8	1850
47	3022	4	180	10	0.4	-	28	1120
48	3023	6	180	16	0.4	-	24	782
49	3024	8	90	14	0.4	-	32	677
50	2032	10	55	10	0.4	-	1	205
51	2028	6	60	6	0	15	4	602
52	2035	140	800	44	0.4	-	8	-
53	2030	6	60	20	0.4	-	16	280
54	2027	2	80	24	0.4	-	6	595
55	2031	36	80	36	0.4	-	-	-
56	2039	92	65	14	0.4	-	48	-
57	1030	6	60	10	0	16	6	450
58	2031	20	60	4	0	15	24	632
59	1029	4	100	6	-	7	-	-
60	1027	6	1100	10	-	21	2	-
61	1028	4	125	36	-	-	-	-
62	1064	20	125	24	0.8	38	-	1920
63	2034	10	60	4	0	17	8	596
64	2033	20	60	6	0	22	16	2850
65	2032	10	140	6	0	20	18	2420
66	1122	70	85	14	0.4	-	3	345
67	1121	1120	240	14	0.4	-	36	-
68	1124	560	60	20	0.4	-	72	695
69	3020	8	70	4	0.4	-	28	320
70	3021	14	180	24	0.4	-	32	677
71	2040	140	110	14	6	-	64	1440
72	2038	72	100	26	0.8	-	32	-
73	2039	92	65	14	0.4	-	48	-
74	2037	60	100	12	2	-	48	-
75	1065	60	1000	70	0.4	-	4	1340
76	1064	100	1250	56	0.4	-	6	-
77	1066	44	400	36	0.4	-	3	500
78	1067	50	280	30	0.4	-	1	485
79	2024	20	75	20	0.4	-	16	97
80	2023	4	85	28	8	-	24	2440
81	1025	4	80	16	0.4	-	6	490

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	No de code de l'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U	Mn
82	1048	14	90	24	0.4	-	6	-
83	2022	4	40	12	0.4	-	32	577
84	2026	6	100	26	0.4	-	2	613
85	2006	3000	650	36	0.8	-	20	1100
86	1114	2200	900	40	0.4	-	20	-
87	1115	2300	460	50	0.4	-	28	-
88	1116	2800	500	56	0.4	-	24	-
89	1118	1200	340	46	5	-	16	-
90	1117	10,000	1000	36	0.4	-	48	-
91	1119	1000	300	36	0.4	-	16	-
92	1120	1600	300	90	0.4	-	16	-
93	3006	40	360	44	0.4	-	6	462
94	1068	50	320	100	0.4	-	16	806
95	3003	50	800	40	0.8	-	10	-
96	1069	20	600	75	2	-	6	328
97	1044	20	60	6	0	50	4	1140
98	1045	6	60	10	0	22	2	542
99	1047	10	60	10	0	-	2	-
100	1031	6	60	6	0	28	2	440
101	2024	6	60	4	-	17	0.5	-
102	2025	6	60	6	0	0	0.5	596
103	2023	6	60	4	0	25	0.5	-
104	2022	4	50	4	-	15	-	-
105	2021	4	60	6	-	-	0.5	-
106	4026	2	60	6	-	20	0	400
107	1032	6	75	6	0	18	2	400
108	1046	6	50	10	0	15	2	318
109	1042	6	90	6	0	28	2	1690
110	1041	6	60	6	0	25	0.5	490
111	1040	2	50	6	0	27	1	1314
112	1043	6	60	6	0	30	2	560
113	4041	-	-	-	-	-	2	-
114	1093	8	20	16	0.4	-	2	75
115	1094	8	35	14	0.4	-	1	85
116	4042	6	70	6	2	10	1	163
117	1095	10	80	44	0.4	-	0	260
118	1092	6	60	18	0.4	-	1	142
119	2007	6	20	2	2	-	56	218
120	2008	4	100	75	3	-	8	594
121	3035	16	180	110	0.4	-	6	95
122	3034	2	85	14	0.4	-	-	315

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	No de code de l'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U	Mn
123	3033	4	200	36	0.4	-	-	300
124	1061	20	220	30	1	-	28	-
125	1060	16	65	40	0.4	-	-	-
126	1059	24	280	40	0.4	-	16	2600
127	1096	4	50	12	0.4	-	16	134
128	1097	6	60	14	0.4	-	80	25
129	1098	6	140	50	0.4	-	-	2345
130	4044	6	65	10	0	20	2	455
131	4043	36	60	16	-	-	8	-
132	2011	4	45	16	0.4	-	18	138
133	1090	6	85	10	0.4	-	8	1240
134	4049	10	70	6	0	20	4	566
135	1086	4	40	16	0.4	-	-	329
136	4048	6	50	10	0	18	1	298
137	4039	4	150	6	0	20	2	438
138	4047	6	50	10	0	20	2	485
139	4046	6	60	6	0	20	3	475
140	4045	4	50	10	0	20	2	465
141	2026	4	60	6	0	21	0.5	450
142	1034	10	90	4	0	20	4	1260
143	1033	30	110	6	0	35	6	1750
144	1015	36	90	10	0	30	4	-
145	1035	6	75	4	0	22	3	295
146	4031	6	65	4	0	10	9	385
147	4030	20	65	4	-	18	2	630
148	4029	4	60	6	-	20	0.5	455
149	4028	4	75	6	-	25	1	455
150	4027	6	60	6	0	30	-	523
151	4032	24	70	4	-	16	12	470
152	4033	30	70	4	-	10	12	-
153	4034	6	65	6	-	10	11	608
154	4035	20	65	10	-	-	10	-
155	1017	6	60	10	0	22	1	370
156	1016	4	75	6	0	13	2	620
157	1036	6	110	6	0	25	3	1236
158	1037	24	75	6	0	50	2	485
159	4037	50	60	6	0	-	8	330
160	1038	6	60	10	0	44	1	650
161	1086	4	40	16	0.4	-	-	329
162	1088	6	75	20	0.4	-	4	-
163	1085	6	35	16	0.4	-	8	140

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	Node code del'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U	Mn
164	1084A	4	65	6	0.4	-	12	
166	1087	6	50	16	0.4	-	12	85
167	1003	6	115	24	0.4	-	12	824
168	1002	8	140	16	0.4	-	6	445
169	1001	24	140	26	0.4	-	6	435
170	1070	4	90	16	0.4	-	8	-
171	1071	6	85	12	0.4	-	3	342
172	1072	6	80	20	0.4	-	2	800
173	1073	8	60	14	0.4	-	1	614
174	1076	10	100	12	0.4	-	8	290
175	1077	6	90	20	0.4	-	10	-
177	1083A	6	25	8	0.4	-	-	34
178	1018	4	75	6	0	18	2	590
179	1019	4	50	10	-	-	14	-
180	1020	6	75	10	0	20	8	517
181	1021	6	60	6	0	15	2	728
182	1022	6	90	10	0	17	2	626
183	1010	10	60	10	0	26	-	644
184	1011	6	75	6	0	20	1	517
185	1012	4	60	6	0	21	1	570
186	1013	-	-	-	-	-	4	-
187	1014	10	60	10	0	-	-	-
188	4036	-	-	-	-	-	4	-
189	1023	10	125	6	-	-	6	1166
190	1024	-	-	-	-	-	-	-
191	1024B	50	50	8	0	25	40	65
192	1025	16	1400	10	-	5	-	-
193	1024A	16	60	6	0	15	6	950
194	2020	16	140	6	0	13	8	1610
195	2019	24	140	6	0	20	16	-
196	3008	6	85	10	0.4	-	2	165
197	3014	6	60	26	0.4	-	4	-
198	3009	6	115	14	0.4	-	10	-
199	3010	2	90	6	0.4	-	1	130
200	3011	4	115	16	0.4	-	4	480
201	3012	4	125	16	0.4	-	2	-
202	1081	6	90	10	0.4	-	4	288
203	1082	8	100	14	0.4	-	6	243
204	1080	6	85	8	0.4	-	4	215
205	3013	10	140	20	0.4	-	-	-
206	1078	6	85	12	0.4	-	6	-

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	Node code del'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U	Mn
207	1075	2	55	16	0.4	-	0	400
208	1074	6	50	12	0.4	-	0.5	395
209	2001	12	60	16	0.4	-	1	591
210	3015	6	70	10	0.4	-	-	295
211	3016	6	65	4	0.4	-	8	262
212	3017	4	85	12	0.4	-	2	65
213	2017	24	140	10	0	17	12	812
214	2018	16	140	10	0	18	11	1490
215	1026	-	-	-	-	-	16	-
216	1026A	180	60	10	0	43	12	305
217	1026B	40	60	10	0	33	12	520
218	2010	-	-	-	-	-	4	-
219	4021	4	75	6	0	-	2	-
220	4022	6	60	6	-	5	1	-
221	2016	-	-	-	-	-	6	620
222	4023	6	60	10	-	-	-	-
223	3018	2	100	24	0.4	-	4	-
224	3019	2	90	10	0.4	-	1	220
225	2019	4	65	16	0.4	-	1	95
226	3001	20	85	16	0.4	-	2	-
227	1034	8	75	22	0.4	-	12	1100
228	1033	10	60	16	0.4	-	10	746
229	1035	10	80	10	0.4	-	4	1280
230	1036	6	70	16	0.4	-	8	510
231	1030	6	80	16	0.4	-	8	-
232	1022	30	65	12	0.4	-	3	410
233	1021	44	250	6	0.4	-	12	370
234	1020	8	110	14	0.4	-	4	445
235	1026	6	65	12	0.4	-	14	450
236	1019	16	100	12	0.4	-	1	345
237	1027	6	70	14	0.4	-	6	352
238	1018	16	70	10	0.4	-	2	340
239	1017	14	90	12	0.4	-	1	380
241	1016	16	100	10	0.4	-	1	280
242	1029	4	60	20	0.4	-	8	854
243	1031	4	70	20	0.4	-	6	662
244	1028	24	60	20	0.4	-	1	460
245	1015	10	90	16	0.4	-	2	440
246	1014	20	85	12	0.4	-	2	465
247	1013	12	100	12	0.4	-		460
248	2021	6	90	14	0.4	-	-	-

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	No de code de l'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U	Mn
249	2020	16	85	16	0.4	-	1	618
250	2018	22	90	16	0.4	-	2	835
251	2017	8	65	24	0.4	-	8	2000
252	2015	6	40	14	0.4	-	12	847
253	2016	4	125	20	0.4	-	-	853
254	2014	6	90	14	0.4	-	12	-
255	2013	6	70	10	0.4	-	8	1040
256	4024	4	60	10	0	8	2	213
257	4020	4	110	6	-	88	2	372
258	4025	6	60	6	-	-	-	250
259	4017	-	-	-	0	-	0	-
260	4018	4	60	4	-	10	-	310
261	4019	4	60	4	-	-	1	-
262	4015	6	60	6	-	15	1	-
263	4016	6	60	6	0	20	2	380
264	4013	4	60	24	-	-	-	-
265	4014	4	75	4	-	13	2	-
266	2013	30	110	10	0	25	12	4280
267	2003	30	80	6	0	-	8	-
268	2004	-	-	-	-	-	-	-
269	2005	20	100	20	-	15	-	-
270	2006	10	90	20	-	4	-	412
271	2007	50	90	10	-	-	12	-
272	2012	40	90	10	0	25	12	4950
273	2011	30	60	20	-	-	-	-
274	2008	40	90	10	-	6	16	-
275	2009	-	-	-	-		6	300
276	4012	4	60	6	-	12	3	-
277	4008	6	60	4	0	15	3	-
278	4009	10	75	6	0	17	2	-
279	4007	16	40	4	0	8	5	-
280	2015	6	110	36	-	-	-	-
281	2014	20	90	20	-	8	-	-
282	4004	6	60	6	0	20	8	432
283	4005	6	110	6	0	11	6	950
284	1011	10	110	14	0.4	-	1	360
285	1012	16	125	16	0.4	-	4	626
286	2005	6	110	32	0.8	-	8	-
287	2012	4	60	8	0.4	-	4	-
287A	4006	6	75	6	0	13	14	746
288	4010	6	75	6	0	12	2	348

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	No de code de l'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U	Mn
289	4002	10	90	4	0	20	14	460
290	3029	2	80	2	0.4	-	12	619
291	3030	2	60	30	0.4	-	-	492
292	4003	10	75	4	0	20	9	523
293	4001	6	60	4	0	20	8	490
294	4011	6	60	6	0	20	2	450
295	1002	6	90	4	0	23	2	348
296	2002	-	-	-	-	-	6	-
297	1006	10	90	10	0	35	1	950
298	3027	14	100	16	0.4	-	2	629
299	3031	16	90	16	0.4	-	2	627
300	3028	4	90	14	0.4	-	10	1100
301	1113	4	40	14	0.4	-	14	847
302	1099	26	80	10	0.4	-	4	2600
303	1041	28	60	14	0.4	-	0.5	460
304	1040	6	100	8	0.4	-	6	-
305	1039	6	100	8	0.4	-	6	794
306	1038	4	90	4	0.4	-	8	-
307	2003	6	110	10	2	-	4	-
308	1037	14	115	14	0.4	-	6	1200
309	1036	6	70	16	0.4	-	8	510
310	1106	4	75	36	0.4	-	6	2350
311	1105	6	90	14	0.4	-	4	847
312	2004	10	90	16	1	-	6	612
313	1104	10	90	8	0.4	-	6	782
314	1103A	14	60	10	0.4	-	10	-
316	1102	8	85	8	0.4	-	16	502
317	1101	10	85	10	0.4	-	2	-
318	1100	16	85	12	0.4	-	3	500
319	1107	28	90	14	0.4	-	1	594
320	1108	6	125	12	0.4	-	2	507
321	1109	14	90	10	0.4	-	4	659
322	1112	16	100	16	0.4	-	4	1240
323	1111	6	85	12	0.4	-	10	425
324	1110	10	115	14	0.4	-	5	600
325	3026	2	170	30	0.4	-	6	5840
326	3025	6	90	14	0.4	-	4	735
327	1001	6	125	2	0	21	3	692
328	1003	6	140	4	0	20	4	542
329	1004	6	100	2	0	24	2	345
330	1005	10	100	6	0	23	2	214

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	Node code del'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U	Mn	
331	1007	6	60	10	0	21	2	375	
332	1008	6	90	10	0	20	2	480	
333	1009	10	90	10	-	24	2	-	
	N.B.	Les traits horizontaux indiquent l'absence							
		de résultat pour l'élément en cause.							

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	Node code del'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U	Mn	

REFERENCES

BELAND, J. (1960) - Région de Rimouski-Matapédia; min. Mines Qué., R.P. 430.

BERRY, W.B.N. (1965) - Comments on Graptolites (Discussion); Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. vol. 49, No 12, p. 2303-2305.

BOUCOT, A.J. (1965) - Silurian Stratigraphy of Gaspé Peninsula, Quebec (Discussion); Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. 49, No. 12, p. 2295-2303.

BOUCOT, A.J., CUMMING, L.M., et JAEGER, H. (1967) - Contributions to the age of the Gaspé Sandstone and Gaspé Limestone; Geol. Surv. Canada, Paper 67-25.

BURK, C.F. (1964) - Silurian Stratigraphy of Gaspé Peninsula, Québec; Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., vol. 48, No. 4 p. 437-464.

CANNEY, F.C. et HAWKINS, D.B. (1958) - Cold acid extraction of copper from soils and sediments - a proposed field method; Econ. Geol. vol. 53, No 7, p. 877-886.

CUMMING, L.M. (1961) - Formations du Silurien et du Dévonien inférieur dans l'est de la péninsule de Gaspé; Québec; Com. Geol. Can., Mémoire 304.

JONES, I.W. (1931) - Région de Lesseps, péninsule de Gaspé; Ser. Mines Qué., Rap. Ann. pour l'année 1930, partie D.

JONES, I.W. (1933) - Région de la carte de Tabletop, Ser. Mines Qué., Rap. Ann. pour l'année 1932, partie D.

LAJOIE, J. (1962) - Région de Chénier-Bédard; min. Rich. nat. Qué., R.P. 493.

LOWDON, J.A., STOCKWELL, C.H., TIPPER, H.W., et WANLESS, P.K. (1963) - Age determinations and Geological Studies; Geol. Surv. Canada, Paper 62-17

McGERRIGLE, H.W. (1959) Région de la rivière Madeleine; min. Mines Qué., R.G. 77.

NAYLOR, R.S. et BOUCOT, A.J. (1965) - Origin and Distribution of Rocks of Ludlow Age (Late Silurian) in the Northern Appalachians; Am. Jour. Sci., vol. 263, p. 153-169.

OLLERENSHAW, N.C. (1967) - Région de Cuoq-Langis; min. Rich. nat. Qué., R.G. 121.

ROBERT, J.L. (1966a) - Région du mont Hog's Back, comté de Gaspé-Nord; min. Rich. nat. Qué., R.P. 540.

ROBERT, J.L. (1966b) - Région du mont Vallières-de-Saint-Réal comté de Gaspé-Nord; min. Rich. nat., Qué., R.P. 549.

ROBERT, J.L. (1967) Région du ruisseau Lesseps comté de Gaspé-Nord; Min. Rich. nat. Qué., R.P. 562.

SMITH, A.Y. (1964) - Field and Laboratory Methods, used by the Geological Survey of Canada in Geochemical Surveys; Geol. Surv. Can., Paper 63-49

STEARN, C.W., et HUBERT, C. (1966) - Silurian Stromatoporoids of the Matapedia-Temiscouata Area, Québec; Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 3, pp. 31-48, 1966.