

RG 118

REGION DU MONT LOGAN, COMTES DE MATANE ET DE GASPE-NORD

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES
DU QUÉBEC

RENÉ LÉVESQUE, ministre

P.-E. AUGER, sous-ministre

SERVICE DES LEVÉS GÉOLOGIQUES
H. W. McGERRIGLE, chef

RAPPORT GÉOLOGIQUE 118

RÉGION DU MONT LOGAN
Comtés de Matane et de Gaspé-Nord

par

C. R. Mattinson

QUÉBEC
1964

ERRATUM

P. 15, 3e par., lignes 3, 11 et 12, lire "ligne de crête" au lieu de "hauteur des terres".

AVANT-PROPOS

Ce rapport fait connaître les résultats de la première de deux études détaillées concernant la géologie de la moitié ouest de la chaîne de montagnes des Shickshocks. Chacune de ces études conduisit à une thèse de doctorat.

Les travaux sur le terrain pour la préparation de ce rapport furent faits en 1955 et 1956. Les études en laboratoire et au bureau se firent à l'université McGill et à l'université de Glasgow; la thèse fut présentée à McGill en 1958. Le second rapport (sous presse) fut préparé par N.C. Ollerenshaw. Ce géologue fit ses études sur le terrain durant la période de 1960-1962; il étudia l'extrémité ouest des Shickshocks ainsi qu'une bonne partie du territoire environnant. Les travaux en laboratoire et au bureau se firent à l'université de Toronto où la thèse fut présentée en 1963.

Chacun des deux rapports mentionnés ci-dessus constitue une version condensée des thèses inédites de l'auteur et de N.C. Ollerenshaw.

TABLE DES MATIERES

	Page
INTRODUCTION	1
Aperçu général	1
Situation géographique et étendue de la région	2
Moyens d'accès	2
Climat	3
Population et ressources	4
Méthodes sur le terrain et personnel	4
Remerciements	6
Travaux antérieurs	7
PHYSIOGRAPHIE	8
Topographie	8
Coulées boueuses et retraite des pentes	13
Hydrographie	13
Evolution physiographique	17
Géologie glaciaire	19
GEOLOGIE GENERALE	24
Tableau des formations	26
Cambro-ordovicien	25
Roches sédimentaires au nord des Shickshocks	25
Schistes argileux	26
Veines	27
Métamorphisme	27
Grès	27
Veines	31
Métamorphisme	31
Corrélation, âge et origine	32
Groupe de Shickshock	34
Répartition et subdivisions	34
Zone du ruisseau Bivé	35
Métamorphisme	38
Roches métavolcaniques associées	38
Zone du lac Bardey	39
Zone du lac Vignon	41
Métamorphisme	42
Roches métavolcaniques associées	43
Zone du ruisseau Bascon	43
Zone du ruisseau Weir	45
Zone altérée de la limite sud	48
Roches métavolcaniques	50
Shickshocks septentrionales	50
Shickshocks centrales et méridionales	52
Aspect mégascopique et répartition	52
Aspect microscopique	54

	<u>Page</u>
Composition minéralogique	55
Composition chimique	59
Veines	60
Métamorphisme	60
Traits structuraux	61
Corrélation et âge	63
Tectonique	67
Métamorphisme régional	70
Ordovicien moyen	73
Silurien	74
Répartition et caractère général	74
Coupe et puissance	76
Paléontologie et âge	79
Tectonique	81
Dévonien	83
Formation de Cap Bon Ami	83
Répartition et caractère général	83
Paléontologie et âge	84
Tectonique	84
Formation de Grande Grève	84
Pléistocène et Récent	85
Eléments chimiques mineurs des sédiments des cours d'eau ...	85
Méthodes d'échantillonnage	85
Résultats	86
Cuivre, plomb et zinc	87
Chrome, bore et zirconium	89
Autres métaux	90
Roches intrusives	90
Dykes et filons-couches basiques dévoniens et postérieurs ..	90
Serpentinite	92
GEOLOGIE APPLIQUEE	93
Cuivre	93
Plomb et zinc	93
Pyrite	93
Talc	94
Amiante	94
Marne	94
Pétrole et gaz	94
BIBLIOGRAPHIE	95
INDEX ALPHABETIQUE	99

CARTE ET ILLUSTRATIONS

Carte

No 1539 - Carte géologique de la région du mont Logan (en pochette)

Figures

	<u>Page</u>
Fig. 1 - Fréquence cumulative de l'élévation des sommets	18
2 - Isogrades métamorphiques	71
	(en pochette)
3 - Répartition du cuivre dans les sédiments du lit des cours d'eau	"
4 - Répartition du cuivre dans les sédiments des berges des cours d'eau	"
5 - Répartition du plomb dans les sédiments du lit des cours d'eau	"
6 - Répartition du plomb dans les sédiments des berges des cours d'eau	"
7 - Répartition du zinc dans les sédiments du lit des cours d'eau	"
8 - Répartition du zinc dans les sédiments des berges des cours d'eau	"
9 - Répartition du chrome dans les sédiments du lit des cours d'eau	"
10 - Répartition du chrome dans les sédiments des berges des cours d'eau	"
11 - Répartition du zirconium dans les sédiments du lit des cours d'eau	"
12 - Répartition du zirconium dans les sédiments des berges des cours d'eau	"
13 - Répartition du bore dans les sédiments du lit des cours d'eau	"
14 - Répartition du bore dans les sédiments des berges des cours d'eau	"

PLANCHES

	<u>Page</u>
I. A et B - Peuplement d'épinettes rabougries et aires dénudées dans les hautes Shickshocks	5
II. - Escarpement nord des Shickshocks	10
III. A et B - Collines aplanies dont les sommets sont à hauteurs apparemment uniformes; vue à l'WSW à partir du mont Logan. Champs de blocs à l'avant plan	12
IV. A et B - Cicatrices de coulées de boue dans les Shickshocks ..	14
V. - Coulée de boue récente dans le lac Chic	16
VI. A - Cirque dans les monts Shickshocks	20
B - Col dans les Shickshocks	20
VII. - Till dans une berge creusée par la rivière du Cap-Chat-Est, monts Shickshocks	22
VIII. A et B - Photomicrographies de méta-arkoses provenant de points au nord des Shickshocks	30
IX. A - Cristal idiomorphe d'un plagioclase partiellement transformé en titanite	44
IX. B - Pyrite authigénique dans des arkoses de la zone du lac Vignon	44
X. A et B - Texture sub-ophitique dans des roches métavolca- niques des Shickshocks septentrionales	47
XI. - Vestiges de texture d'écoulement dans des roches métavolcaniques des Shickshocks septentrionales	49
XII. A et B - Nodules de quartz et d'épidote, rivière Cascapédia ..	51
XIII. A et B - Mélange diffus de chlorite, amphibole, plagio- clase, épidote et titanite montrant une fabrique désordonnée caractéristique de la décomposition complète des laves des Shickshocks, sans aucune reconstitution métamorphique	53
XIV. A et B - Remplacement de lattes de plagioclase par une amphibole au cours de la décomposition de roches volcaniques primaires	56

REGION DU MONT LOGAN

COMTES DE MATANE ET DE GASPE-NORD

par

C.R. Mattinson

INTRODUCTION

Aperçu général

La région que nous décrirons ici comprend quelque 220 milles carrés du système des monts Appalaches.

Un haut plateau septentrional de schistes argileux et de méta-arkoses du Cambro-Ordovicien passe abruptement, au sud, à la chaîne accidentée des Shickshocks, dont les assises sont le groupe de Shickshock constitué de laves métamorphisées et d'un peu de roches métasédimentaires. Des calcaires et roches clastiques finement grenus datant du Silurien et du Dévonien forment un plateau au sud des montagnes. Des glaciations locales et continentales ont affecté les Shickshocks et un glacier qui se déplaçait vers le nord a recouvert des portions de la partie méridionale des montagnes.

Le métamorphisme régional, dont l'intensité augmente vers le sud, a transformé les laves en schistes à albite, épidote et amphibole, et les roches sédimentaires en schistes verts. Un métamorphisme d'apparence plus prononcé a fait croire à certains géologues que le groupe de Shickshock était d'âge précambrien. En fait, un âge cambro-ordovicien est plus plausible, puisque le groupe semble reposer sur des roches sédimentaires cambro-ordoviciennes et qu'il existe un interlitage au contact.

Le plissement et le métamorphisme tectoniques ont, en grande partie, oblitéré le rubanement fluidal primitif et la stratification du groupe de Shickshock et donné naissance à une foliation toujours présente et généralement parallèle au litage originel. Le plissement acadien (?) a façonné la foliation en un synclinal serré orienté ENE accompagné d'un anticlinal plus ouvert au sud. Une faille importante, le long de laquelle apparaît un petit amas de serpentinite et se révèle, par endroits, une forte action hydrothermale, a abaissé les roches siluriennes et dévonien-nes qui sont maintenant adjacentes aux Shickshocks.

On observe une minéralisation cuprifère éparse dans toute la région, mais aucun gisement de valeur marchande n'a encore été découvert.

Situation géographique et étendue de la région

Nous avons cartographié la région décrite ici au cours des étés de 1955 et 1956. Ce territoire se situe au nord-ouest de la péninsule de Gaspé, à environ 40 milles au sud-est de Matane; il occupe en grande partie le comté de Matane et seuls quelques milles carrés se trouvent, tout à fait au nord-est, dans le comté de Gaspé-Nord. La plus grande partie de la région se trouve dans les cantons de Leclercq, Joffre et Faribault, et des aires plus restreintes appartiennent aux cantons de Cuoq, Dunière, Richard et Courcellette.

Notre carte est limitée à l'ouest et à l'est, respectivement, par les longitudes 66°30' et 67°00', au sud et au nord par les latitudes 48°41' et 48°55'. A l'intérieur de ces limites, la région constitue une bande orientée ENE de 26 milles de longueur et de 5 à 12 milles de largeur. La superficie cartographiée comprend environ 220 milles carrés et couvre des parties de trois quadrilatères de 15 minutes, soit environ les deux tiers et le quart des demies respectives est et ouest de la feuille du mont Logan et environ le cinquième de la demie ouest de celle de Boutet. Pour en faciliter la description, nous appelons toute la région, région du mont Logan du nom du mont, qui forme le plus haut sommet de la partie des Shickshocks que nous étudions dans notre rapport.

Moyens d'accès

La topographie accidentée des monts Shickshocks rend ce pays difficile d'accès et nuit aux déplacements à l'intérieur. Une route privée, entretenue par Hammermill Paper Company, traverse la chaîne, du nord au sud, à proximité de la bordure ouest de la région. Cette route rejoint, par le village de Saint-Jean-de-Cherbourg, la route provinciale côtière No 6, au nord. Juste au-delà de la limite nord-est de la région, une route de camionnage traverse les contreforts septentrionaux des Shickshocks et s'avance sur une courte distance vers le sud. Cette route rejoint

également la route No 6 en passant par le village de Saint-Octave-de-l'Avenir. Un certain nombre d'autres routes, construites pour la plupart par les sociétés forestières, atteignent et longent le haut escarpement qui forme le rebord nord des Shickshocks, mais ne pénètrent pas dans les montagnes. On peut, à pied, utiliser une douzaine de passes le long de ruisseaux qui dévalent cet escarpement nord. Parfois ces passes sont avec les routes de camionnage les plus proches, les seules voies d'accès de la partie nord de la région pour y apporter le matériel et les provisions nécessaires à l'équipe sur le terrain; en général, les déplacements à pied sont la seule façon pratique pour circuler à l'intérieur des Shickshocks.

Le secteur au sud des Shickshocks est accessible par un chemin qui est une bifurcation de celui de Hammermill Paper Company que nous avons déjà noté; ce chemin, orienté vers le nord-est, est parallèle à la limite sud des Shickshocks. A partir de cette voie, un réseau de chemins forestiers sillonne ce pays sur une distance de plusieurs milles vers le sud. D'autres entrepreneurs forestiers ont construit des voies d'accès qui traversent les angles sud-est et sud-ouest et conduisent respectivement à Causapscal et à Matane.

Les possibilités de se rendre dans la région, ou à proximité, par air ou par eau sont à peu près nulles. La rivière du Cap-Chat, le plus important cours d'eau, n'est navigable en petits canots qu'aux périodes des hautes eaux. Les lacs Matane, Joffre et, peut être, Beaulieu et Côté sont les seuls qui pourraient permettre l'amérissage d'hydravions, mais ils sont tous à proximité de chemins praticables. A l'intérieur même, des hélicoptères munis de flotteurs ne seraient probablement pas très efficaces, les points d'atterrissage ouverts, à l'exception de quelques petits lacs, étant rares.

Climat

L'intérieur de la péninsule gaspésienne a un climat quelque peu plus rigoureux que celui qui est typique aux zones maritimes tempérées à latitude équivalente. Ceci s'explique par l'influence des courants froids du golfe Saint-Laurent et d'altitudes comparativement élevées. L'Atlas climatologique du Canada (Thomas, 1953) montre une ligne isotherme à la moyenne annuelle de 35° qui traverse la péninsule. Dans les Shickshocks, la température moyenne annuelle est probablement inférieure de 5°.

La précipitation annuelle est d'environ 21 pouces de pluie et 12 pieds de neige. A la fin de juillet 1955, nous avons observé de la neige qui comblait de profonds ravins ombragés. Les premières chutes de neige dans les montagnes débutent vers le milieu de septembre. McGerrigle (1954a, p. 19) a noté la présence de pergélisol en un endroit et, en se basant sur la température de certains cours d'eau, a soupçonné son existence ailleurs au fond des vallées.

Population et ressources

Les seuls établissements de la région sont les dépôts d'approvisionnement et les camps temporaires de travail construits par les sociétés forestières. Environ la moitié de la région se présente à l'intérieur de la réserve de pêche et de chasse des Shickshocks. Dans la plus grande partie de l'autre moitié, les droits de pêche et de chasse ont été cédés avec les concessions forestières. La concession la plus importante est celle de Hammermill Paper Company of Erie, Pennsylvanie, qui détient les droits de coupe de bois de pulpe sur quelque 65 milles carrés à l'intérieur de notre territoire. La société James Richardson Lumber Company de Cap Chat, comté de Gaspé-nord retient la principale concession à long terme.

McGerrigle (1954a, p. 7) a envisagé les possibilités agricoles de la région de Courcelette à l'est; il laisse penser que la bande de terre au sud des Shickshocks pourrait convenir à l'agriculture. S'il en est ainsi, une bande semblable de basses terres au sud des Shickshocks dans la région du mont Logan serait encore plus propice, puisqu'elle se trouve à plus basse altitude. Les possibilités de culture sont nulles dans les Shickshocks en raison des hautes élévations, des pentes abruptes et de la pauvreté du sol.

Le gros gibier comprend, dans la région, l'ours, l'orignal, le chevreuil et le caribou; ce dernier semble rare et nous n'en avons d'ailleurs pas aperçu. On rencontre, ici et là, le castor, le vison, le ratmusqué, la loutre, la martre, la mouffette et la belette, mais il se fait peu de piégeage.

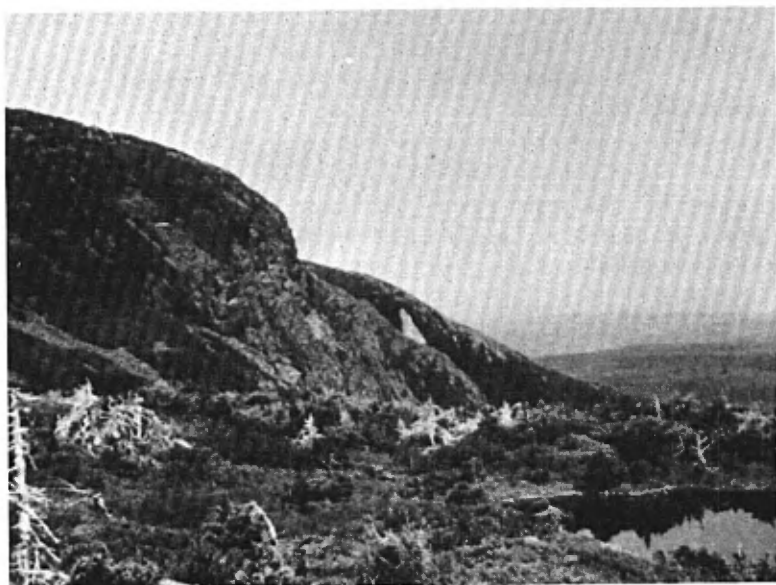
La truite abonde dans les lacs et cours d'eau des plus basses parties de la région. Les lacs des parties les plus élevées des Shickshocks sont dépourvus de poisson; on n'en voit aucun dans les cours d'eau des montagnes en amont de la plus basse des chutes importantes.

Le bois est la principale richesse commerciale de la région. Les principales espèces sont l'épinette et le sapin; le peuplier pousse fréquemment dans les terrains bas; on trouve également le pin le thuya, l'érable et le bouleau. Une maladie ou certains facteurs climatiques ont détruit un fort pourcentage de bouleaux, mais les pertes semblent diminuer. En dehors des Shickshocks, tous les terrains sont boisés; dans les montagnes, certaines aires parmi les plus élevées sont dénudées ou ne laissent croître que de petites épinettes rabougries (Planche I).

Méthodes utilisées sur le terrain et personnel

Nous avons utilisé comme fond une carte topographique préliminaire (22B/15, mont Logan) à l'échelle d'un demi-mille au pouce et aux contours isohypes de 50 pieds, publiée par le ministère des Mines et

PLANCHE I



A



B

Peuplement d'épinettes rabougries et aires dénudées dans les hautes Shickshocks.

Relevés techniques, Ottawa; pour la préparation des cartes géologiques qui accompagnent notre rapport, nous nous sommes servi de cette carte et d'une petite partie de la carte 22B/10, (Boutet).

Les itinéraires se firent, le plus souvent par une équipe de deux hommes qui longea les cours d'eau et la rive des lacs, traversa certaines étendues les séparant et suivit toutes les routes. Le repérage des lieux se fit au moyen d'itinéraires à la boussole et au pas, de photographies aériennes de l'Aviation Royale du Canada (à l'échelle approximative de 3,300 pieds au pouce) et, en particulier dans la chaîne des Shickshocks, d'altimètres anéroïdes.

Le personnel de l'équipe, durant la saison de terrain de 1955, comprenait outre son chef, J. Béland, du ministère des Mines, l'assistant-chef, auteur du présent rapport, et M. Watson et R. Legault, le premier de l'université du Nouveau-Brunswick, le second de l'université de Montréal, aides-étudiants. Les portageurs étaient O. Soucy, P. Roy, C. Sergerie, M. Paquet et le cuisinier J. Paquet, tous de Cap Chat. Au cours de la saison de 1957, nous-même étions chef de l'équipe, G. Ross, de l'université Acadia, était assistant-chef, avec A. Philpotts et J. Beauregard, le premier de l'université McGill, le second de l'université de Montréal, comme aides-étudiants. Les portageurs étaient O. Soucy, C. Sergerie, J. Sergerie, L. Dumont et J. Paquet cuisinier, tous de Cap-Chat.

Remerciements

L'étude, au laboratoire et au bureau, des données recueillies sur le terrain qui ont permis la préparation de notre rapport, fut effectuée à l'université McGill, Montréal, province de Québec et à l'université de Glasgow, en Ecosse. Ces deux institutions ont mis à notre disposition un équipement varié et chacune des équipes de professeurs nous rendit de grands services, en particulier au cours de l'étude des problèmes pétrologiques.

L.M. Cumming, de la Commission géologique du Canada, a gracieusement fait l'identification des fossiles mentionnés dans ce rapport. C.H. Smith et J. Tanner, respectivement de la Commission géologique du Canada et de l'Observatoire du Canada, nous ont fourni des renseignements concernant certains aspects de la géologie et de la géophysique de la région.

L. Lister de Hammermill Paper Company nous a gracieusement fourni une carte de la concession forestière de sa compagnie et nous a permis de circuler sur les routes et de nous servir des camps de la société. Des officiers supérieurs de la société James Richardson Lumber Company nous ont permis d'utiliser les routes sillonnant la concession de cette firme.

Travaux antérieurs

Sir William Logan (1844) traversa la péninsule de Gaspé en empruntant la rivière du Cap-Chat (qui divise notre région en deux), puis il franchit la hauteur des terres jusqu'à la source du ruisseau Miner qu'il descendit, ainsi que la rivière Cascapédia, jusqu'au village de Cascapédia, sur la baie des Chaleurs. Au cours de ce voyage, il fit l'ascension de ce qui est maintenant connu sous le nom de mont Logan, de même que d'autres sommets avoisinants.

L'année suivante, l'assistant de Logan, A. Murray (1847) fit des observations le long des rivières Saint-Anne, Matane et Saint-Jean; en 1858, Richardson (1859) traversa l'extrémité est des Shickshocks depuis les fourches de la rivière Saint-Anne jusqu'au mont La Grange.

La "Géologie du Canada" de Logan (1863) renferme les renseignements recueillis au cours de ces études. Ce volume présente une étude succincte de la lithologie et de la structure des Shickshocks, en tenant compte des opinions géologiques du temps.

Low (1883) et Ellis (1883) explorèrent des portions de l'intérieur de la Gaspésie au sud et à l'est de la région du mont Logan. Les deux ont commenté brièvement les relations des roches de la chaîne des Shickshocks avec les formations environnantes.

Les premières études sur la géologie glaciaire de la partie centre-nord de la Gaspésie furent faites par Chalmers (1904). Les points les plus près de la région du mont Logan qu'il atteignit se situent le long de la rivière Sainte-Anne, à 15 milles à l'est et, le long de la côte, à environ 12 milles au nord. Mailhiot (1911) fit des commentaires sur les roches des Shickshocks le long de la rivière Sainte-Anne et mentionna leur relation avec les roches du "Cambrien" au nord. Coleman (1922), qui fit une étude de la physiographie et de la géologie glaciaire de la péninsule, pénétra à l'intérieur de la région que nous avons cartographiée en remontant la rivière du Cap-Chat. Son rapport mentionne la géologie et la physiographie de quelques-uns des sommets échelonnés de chaque côté de la rivière. Collins et Fernald (1925), et d'autres, consacrèrent quelque temps, au cours des étés de 1921 et 1922, à étudier la géographie des Shickshocks entre la rivière du Cap-Chat et le lac des Îles. Cette équipe ne recueillit pas de données géologiques mais vérifia les noms que Logan avait donnés à certaines montagnes et prépara une carte en lignes isohypses du voisinage (dont les élévations semblent être exagérées de quelque 350 pieds).

Alcock (1925) cartographia les Shickshocks entre le mont Logan et la rivière Matane. Les renseignements géologiques sur sa carte se limitent à des lignes qui représentent les limites des Shickshocks. Le

rapport qui accompagne sa carte donne une brève description des types de roches, leurs structure et âge possible et un résumé de la physiographie. On trouve quelques commentaires au sujet de la région que nous avons cartographiée dans un certain nombre de travaux plus récents qui traitent de la géologie de toute la Gaspésie, par exemple dans Alcock (1941), Dresser et Denis (1944) et McGerrigle (1952, 1954b). Ce dernier fit des itinéraires de reconnaissance le long de certains cours d'eau de la région du mont Logan et les renseignements qu'il obtint ainsi lui servirent à préparer une carte géologique de la Gaspésie publiée en 1953. McGerrigle (1954a) cartographia la région adjacente, à l'est et au nord-est à celle du mont Logan. Bélard (1957) et Ollerenshaw (1963) dressèrent chacun une carte, respectivement au nord-ouest et à l'ouest de la région susnommée.

PHYSIOGRAPHIE

Topographie

On reconnaît trois divisions physiographiques importantes: un haut plateau septentrional, une chaîne de montagnes au centre et une plaine méridionale. Ces trois subdivisions sont nettement liées à la lithologie. Le haut plateau septentrional est formé de pélites ardoisières et de grès légèrement métamorphisés, la plaine méridionale comprend des calcaires, des schistes calcareux et des roches clastiques finement grenues. Quant à la chaîne des Shickshocks, située entre les deux, ses assises sont des roches métavolcaniques et métasédimentaires résistantes. Les trois divisions ont une direction approximative N30°E, en accord avec les grandes orientations structurales de la région.

Le haut plateau septentrional est un pays boisé, ondulé, formé de crêtes orientées ENE à altitude moyenne de 1,800 pieds. A proximité des Shickshocks, le haut plateau s'incline vers le sud donnant ainsi naissance à un sillon de piedmont peu profond, d'un à quatre milles de largeur, entre le haut plateau et la face de la chaîne montagneuse. L'altitude moyenne du sillon est d'environ 1,000 pieds, mais son point le plus bas, représenté par une portion orientée ENE de la rivière du Cap-Chat juste au nord de la région, est inférieur à 300 pieds. Nous n'avons fait aucun travail de cartographie au delà de deux milles au nord des Shickshocks. Ainsi, notre carte montre seulement la partie sud du sillon qui apparaît comme une plaine inclinée vers le nord, sillonnée par de petits cours d'eau transversaux s'écoulant en direction NNW. La topographie de la partie extrême nord-ouest est anormale: à cet endroit, le sillon entaille les roches métavolcaniques qui sont normalement associées à la zone montagneuse. Au nord, de larges collines arrondies coiffent une bande d'un mille de largeur de méta-arkoses résistantes flanquée d'une avant-butte métavolcanique d'une largeur de 1,500 pieds.

A une altitude d'environ 1,600 pieds apparaît une brusque rupture de pente de la paroi sud faiblement inclinée du sillon. Au-dessus de la "brisure", le terrain s'élève abruptement pour constituer un escarpement prononcé qui constitue le mur septentrional de la chaîne des Shickshocks. Cet escarpement a une hauteur de 1,500 à 2,000 pieds dans la demie est de la région, mais il est moins élevé et moins régulier dans la demie ouest, quoiqu'il atteigne généralement plus de 1,000 pieds. La pente est en moyenne de 20 à 40 degrés; des parois verticales de 200 à 300 pieds se présentent ici et là. A nombre d'endroits, le long de la côte, la vue sur l'escarpement à l'allure d'une haute muraille mystérieuse, est imposante (Planche II).

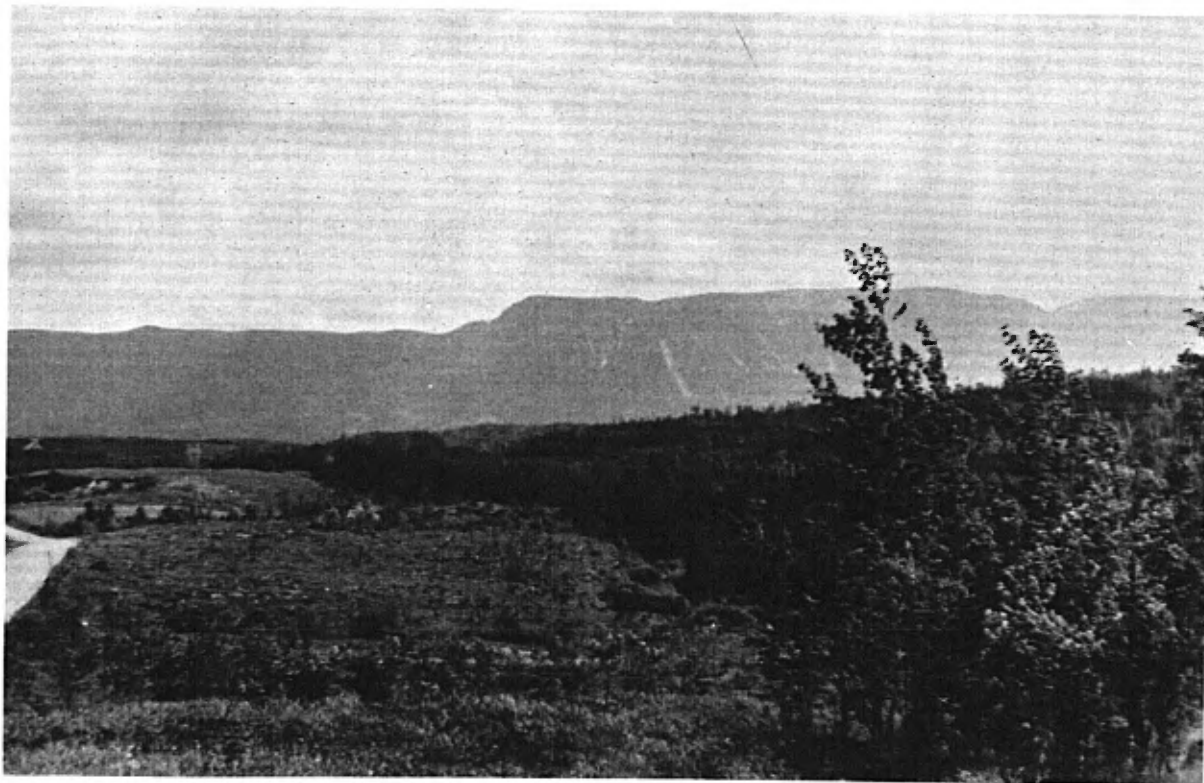
Un autre mur, moins abrupt mais tout de même impressionnant, borde les Shickshocks au sud. Sa hauteur varie de 600 à 1,000 pieds sur une distance latérale d'environ un demi-mille.

Entre les deux murailles, la largeur des Shickshocks est de quatre milles à la limite ouest de la région et de sept milles à la limite est. Deux profondes dépressions en forme de canyons s'orientent N25°W. à travers les montagnes, l'une au centre et l'autre à l'extrémité ouest de la région. Au centre, la vallée de la Cap-Chat a une altitude moyenne d'environ 600 pieds et, à l'ouest, la chaîne des lacs Matane se trouve à près de 750 pieds. Ces deux dépressions, de moins d'un mille de largeur, sont toutes les deux bordées de hautes collines qui forment des escarpements légèrement moins à pic que le "front" des Shickshocks lui-même.

Dans les parties basses des Shickshocks, les principaux traits topographiques sont des crêtes inclinées vers le sud, séparées par de profondes vallées. Le bord des sommets, fréquents renversements de pentes donnent un aspect mamelonné avec la naissance de petites collines arrondies qui marquent les lignes de partage des eaux. Dans les parties les plus élevées des Shickshocks, les terrains à pentes raides sont moins nombreux, la pente des cours d'eau plus douce et l'encaissement de ceux-ci est beaucoup moins prononcé. Ainsi, le profil en long de plusieurs cours d'eau est largement convexe. Les plus hautes montagnes des Shickshocks sont arrondies en plan et leur galbe est conique. De plus, plusieurs d'entre elles ont un sommet légèrement convexe. Certaines montagnes parmi les plus élevées, à proximité de l'escarpement nord, ont de larges sommets onduleux qui sont peut être des vestiges d'une ancienne surface d'érosion.

L'altitude de la chaîne des Shickshocks augmente jusqu'au mont Logan à 3,710 pieds, point dominant d'une série de montagnes élevées, la chaîne Logan, qui s'étire à travers la région sur un mille de largeur et se situe à un mille ou moins au sud de la crête du front des Shickshocks.

Une série de basses collines s'élèvent dans une large plaine au sud des monts Shickshocks. Un profond sillon, dans lequel s'écoulent les ruisseaux: Bonjour, Alphonse et Wilson sépare les Shickshocks de la



Vue vers le sud de l'escarpement nord des monts Shickshocks, prise de la route s'approchant de Saint-Octave-de-l'Avenir.

plaine sur les trois quarts de la distance allant de l'angle extrême sud-ouest jusqu'à la limite est de la région.

Nous avons cartographié environ 35 milles carrés de cette plaine méridionale, tous dans la demie est de la région; à proximité des Shickshocks, elle a une élévation d'environ 1,400 pieds. Le terrain s'élève légèrement vers le sud pour former un groupe de très larges collines arrondies orienté N60°E. à maximale de 1,800 pieds. On retrouve au delà de ces collines une seconde aire plane d'environ un mille et demi de largeur d'une altitude de 1,300 pieds. Encore plus au sud, juste dans l'angle de la région, le terrain recommence à s'élever pour atteindre 1,800 pieds, soit le niveau général du grand plateau intérieur de la péninsule de Gaspé.

Alcock, (1944), avait précédemment caractérisé les Shickshocks comme une ou plusieurs jeunes pénéplaines découpées marquées de vallées profondes et séparées par de grandes étendues de hauts plateaux à surfaces aplanies. En 1944, Alcock rattache les sommets des Shickshocks de 3,000 et 4,200 pieds à une pénéplaine datant de la fin du Crétacé ou du début du Tertiaire, qu'il nomma pénéplaine des Shickshocks. Il donna le nom de pénéplaine de Gaspé à la partie du haut plateau qui entoure les Shickshocks, pensant qu'elle datait probablement de la fin du Tertiaire. McGerrigle (1954a, p. 15), qui étudia la région de Courcellette juste à l'est; reconnut la surface de 3,000 pieds comme l'un des plus importants niveaux de sommets et nota un autre "nivellement ou terrassement" important entre 2,700 et 2,800 pieds.

Admettons nous-même que, vues de l'intérieur des Shickshocks (Planche III), les montagnes aux sommets aplanis donnent fortement l'impression visuelle d'une concordance d'altitude. Cependant, une étude détaillée des cartes topographiques disponibles et des profils topographiques que nous avons préparés semble montrer que ces particularités sont plus apparentes que réelles. La fig. No 1 est un tracé cumulatif de la fréquence des altitudes des sommets (à 50 pieds près). Les longues sections droites aperçues sur ce graphique représentent peut-être, selon nous des surfaces de concordance de sommets qui sont probablement rattachées à des surfaces d'érosion importantes. Le graphique, analysé en fonction de la carte topographique, montre une surface majeure de concordance de sommets (ES1) s'inclinant de 2,900 à 2,300 pieds. Une seconde surface de concordance de sommets (ES2), moins élevée, apparaît entre 2,200 et 1,800 pieds. Nous avons étudié la direction de la pente de ces horizons à l'aide de graphiques de répartition des élévations dans différentes portions de notre région. Les deux surfaces s'inclinent vers le sud et légèrement à l'ouest.

Les nombreux hauts plateaux de plus de 2,900 pieds qui existent encore portent à croire que les surfaces de concordance de sommets ne sont pas des vestiges de véritables pénéplaines. Ce sont, plus probablement, des surfaces qui se sont développées tout en leur demeurant parallèles, à partir de pénéplaines antérieures qui se présentaient à des altitudes

PLANCHE III



A- Collines aplanies dont les sommets sont à hauteurs apparemment uniformes; vue à l'WSW à partir du mont Logan. Champ de blocs à l'avant plan.



B- Collines aplanies dont les sommets sont à hauteurs apparemment uniformes; vue vers NE du mont Logan. Champ de blocs à l'avant plan.

légèrement supérieures. Les surfaces aplanies entre 3,400 et 3,000 pieds, dans la chaîne Logan, sont peut-être des vestiges de la plus élevée des anciennes pénéplaines. Le transport en masse dans la région semble être dominé par le recul des pentes plutôt que par l'érosion verticale. Les restes de la haute pénéplaine se situent entre les sources des cours d'eau qui s'écoulent vers le nord et celles de ceux qui s'écoulent vers le sud. Ils semblent avoir été préservés parce que l'érosion remontante des cours d'eau ne s'est pas poursuivie assez longtemps pour les attaquer vigoureusement. Le principal agent de transport en masse est un type de coulée de boue dont nous allons parler ci-après.

Coulées de boue et retraite des pentes

La latitude et l'élévation des monts Shickshocks permettent une longue période de dégel et de gel chaque printemps et chaque automne. La nature foliée et fracturée de la roche favorise la pénétration de l'eau et une désagrégation gélive; l'altération météorique de nature mécanique est, par conséquent prédominante. Les parties les plus planes de plusieurs collines parmi les plus élevées sont recouvertes de champs de blocs gélifractés (Planche III). Les pentes sont couvertes de quelques pieds de terre et de fragments rocheux qui proviennent en grande partie de la météorisation des roches sous-jacentes.

Au printemps, le manteau des pentes se dégèle et s'imprègne des eaux de fonte; par endroits, il devient si fluide qu'avec son poids il est capable de vaincre le faible coefficient de friction entre le manteau et la roche en place qui est probablement recouverte de glace. Quand cela se produit, les débris rocheux, la boue et la végétation dévalent subitement la pente dans des chenaux qui peuvent atteindre jusqu'à 100 pieds de largeur et 1,500 pieds de longueur, en laissant de grandes bandes, bien visibles, de roche à nu. Ces coulées de boue sont des éléments marquants du paysage (Planches IV et V). On les observe à tous les stades d'évolution, depuis les bandes récentes de roche dénudée jusqu'aux anciennes cicatrices presque entièrement comblées par une nouvelle végétation. Il est intéressant de noter que l'entaille de la coulée conserve à peu près la même profondeur (quelques pieds) sur toute sa longueur. Evidemment cet agent d'érosion façonne les pentes uniformément, et chaque nouveau rebord de coulée se trouve parallèle aux précédents. Une telle retraite parallèle des pentes est généralement considérée comme caractéristique aux climats semi-arides plutôt qu'aux climats humides.

Hydrographie

La ligne qui divise les bassins de la baie des Chaleurs et du Saint-Laurent de la péninsule de Gaspé se trouve beaucoup plus près de la côte nord que de la côte sud et environ trois quarts des eaux de la péninsule s'écoulent dans la baie des Chaleurs. Une partie de la ligne de

PLANCHE IV



A- Cicatrices de coulées de boue sur une montagne au nord de l'embouchure du ruisseau Bascan.



B- Cicatrices de coulées de boue sur l'escarpement nord des Shickshocks.

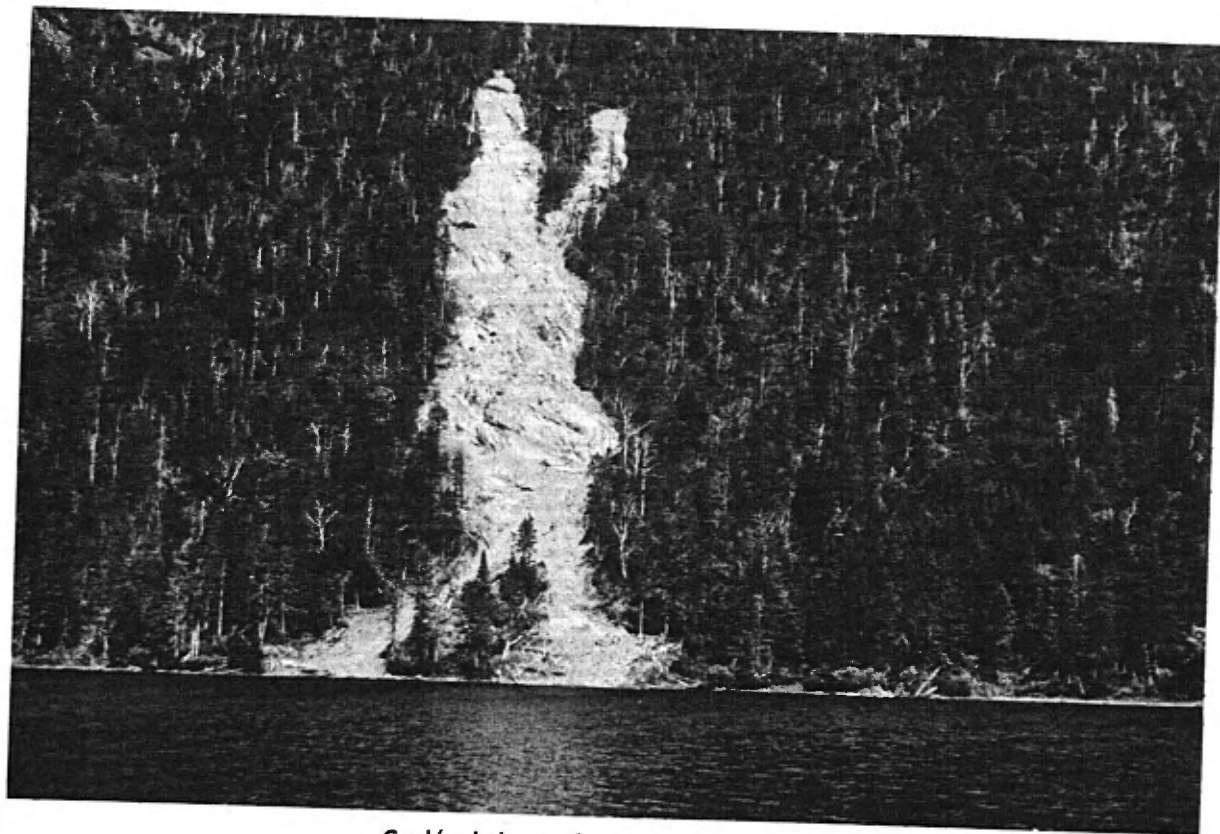
partage des eaux traverse la région du mont Logan; la rivière Cascapédia et le ruisseau Go Ashore recueillent les eaux du quart est de la région, se jettent dans la rivière Cascapédia, laquelle atteint la baie des Chaleurs.

Dans la partie qui s'égoutte vers le Saint-Laurent, les plus importants systèmes d'écoulement sont les rivières du Cap-Chat et Matane. Les eaux de la partie septentrionale de la zone de montagnes dévalent l'escarpement nord en courts ruisseaux torrentueux qui se déversent dans les différents tributaires des rivières du Cap-Chat et Petite rivière Matane. Les cours d'eau qui s'écoulent vers le sud sont généralement plus importants et, comme la hauteur des terres se situe à proximité du rebord septentrional des Shickshocks, ils ont entaillé l'escarpement méridional plus profondément. Le sillon, qui longe l'extrémité sud des Shickshocks dans presque toute la région, est l'agent collecteur des eaux qui se dirigent vers le sud. Les ruisseaux Alphonse et Wilson déversent ces eaux dans la rivière du Cap-Chat, ou par le ruisseau Bonjour dans la rivière Matane. Quelques cours d'eau subséquents s'écoulent en direction N60°E. ou S60°W., en dévalant les pentes qui bordent les tranchées des lacs Joffre ou Matane.

Un réseau de drainage en treillis ou presque a ainsi pris naissance. La rivière du Cap-Chat et la chaîne des lacs Matane, ainsi que la Petite rivière Matane sont parallèles et s'écoulent en direction respective N25°W. et S20°E. Leurs tributaires importants, tel les cours d'eau de deuxième ordre comme la rivière Isabelle et les ruisseaux Beaulieu et Wilson, ont des jonctions perpendiculaires et reçoivent à leur tour des cours d'eau de troisième ordre orientés presque parallèlement aux rivières du Cap-Chat et Matane.

Bailey (1889, p. 401) puis Laverdière et Morin (1941, p. 221) signalent que plusieurs cours d'eau de la Gaspésie prennent naissance au sud de la hauteur des terres, mais coulent vers le nord en direction du Saint-Laurent à travers cette hauteur des terres. Les deux rivières Matane et du Cap-Chat en sont des exemples frappants. Le lac Joffre, situé à environ deux milles au sud des Shickshocks, est la source de la rivière du même nom; en sortant du lac, elle s'écoule d'abord vers le sud, puis vers l'ouest et finalement en direction N25°W. à travers les Shickshocks. La rivière Matane prend sa source au nord des Shickshocks, traverse ces montagnes en direction S20°E, puis s'écoule vers le sud-ouest. Elle décrit une grande courbe dans le sens des aiguilles d'une montre, retraverse la hauteur des terres et se décharge dans le Saint-Laurent à Matane. Les deux rivières Matane et du Cap-Chat sont probablement des cours d'eau surimposés qui ont entaillé leurs canyons à travers les Shickshocks au cours d'une période de soulèvement.

L'étude des contours topographiques porte à croire que l'écoulement le long de la tranchée des lacs Matane était, à l'origine, vers



Coulée de boue récente dans le lac Chic.

le nord. La rivière et la chaîne de lacs occupent une dépression qui conduit, vers le nord-ouest, à la source de la Petite rivière Matane. Nous croyons qu'à l'origine, les eaux du ruisseau Bonjour s'écoulaient à l'extrémité sud de l'actuel lac Matane, qu'elles traversaient les Shickshocks par la gorge des lacs Matane et suivaient la dépression que nous venons de mentionner jusqu'à la Petite rivière Matane et de là jusqu'au Saint-Laurent. Ce renversement du drainage a pu naître devant un barrage glaciaire des anciennes voies d'écoulement ou par des mouvements basculants vers le sud qui affectèrent, croit-on, toute la péninsule. L'étude des cartes topographiques en courbes de niveau et des photographies aériennes de la dépression entre les systèmes hydrographiques actuels de la Matane et de la Petite rivière Matane ne révèle aucune caractéristique qui porte à croire à des barrages morainiques: ainsi donc, la seconde hypothèse semble être l'explication la plus plausible.

La plupart des lacs et étangs de la région sont petits et peu profonds. Le surcreusement de la tranchée de la rivière Matane par l'érosion glaciaire donna naissance au lac Matane, le plus grand. Le lac Beaulieu, probablement un lac de cirque dans les hautes Shickshocks, occupe une dépression semi-circulaire à la source du ruisseau Beaulieu.

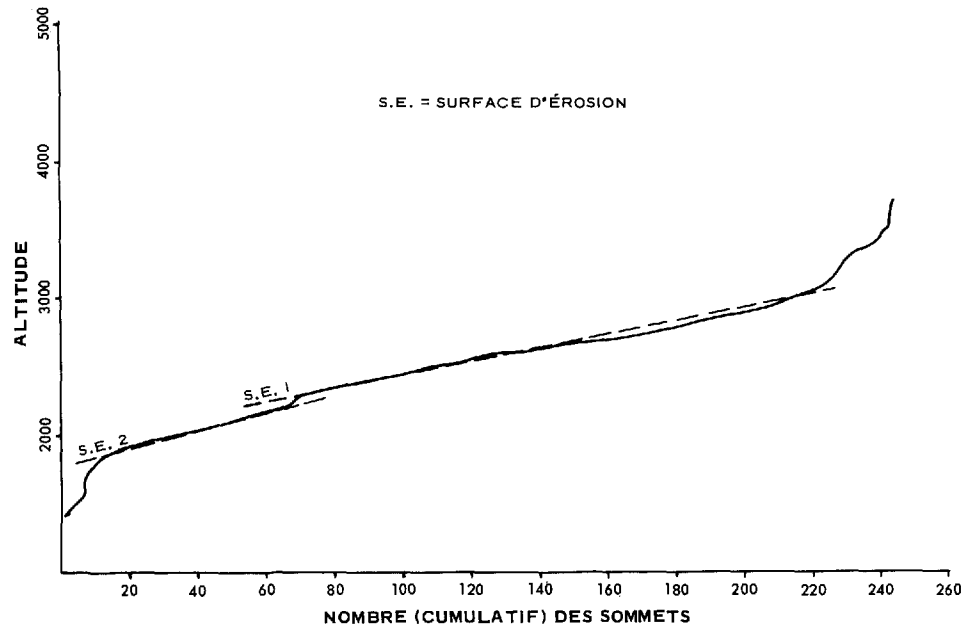
Evolution physiographique

La succession des événements qui contrôlèrent l'évolution de la physiographie de la région sous étude peut se résumer de la façon suivante.

A la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire, la région fut réduite à une pénéplaine, probablement équivalente à celle de Schooley des Appalaches aux Etats-Unis. Les rivières ancestrales Matane et du Cap-Chat devaient déjà exister et écoulaient leurs eaux vers le nord. Un soulèvement accompagné d'un léger mouvement basculaire vers le sud donna naissance à une série de cours d'eau à écoulement dans cette direction à travers ce qui est maintenant les Shickshocks. La formation de l'escarpement nord débuta avec l'érosion des roches plus tendres au nord des Shickshocks et de petits cours d'eau dévalant l'escarpement vers le nord prirent naissance. Les vestiges de la pénéplaine furent préservés le long d'une étroite bande de hautes terres, l'actuelle chaîne Logan, entre la source des rivières qui coulaient vers le nord et celles allant au sud..

La continuation de l'érosion a fini par engendrer une seconde pénéplaine, probablement équivalente à celle d'Harrisburg reconnue ailleurs dans les Appalaches parmi les roches qui bordent les Shickshocks. Les roches les plus résistantes des Shickshocks ne furent pas réduites au niveau de base, mais la seconde pénéplaine y est probablement représentée par la plus basse des deux surfaces de concordance de sommets de la fig. No 1. Un nouveau cycle d'érosion débuta alors; d'autre part la continuation

FIGURE 1



GRAPHIQUE DES TOTAUX CUMULATIFS DES SOMMETS
EN REGARD DES ALTITUDES - MONT SHICKSHOCK

RÉGION DU MONT LOGAN, GASPÉ, P.Q. C.R. MATTINSON

B-614

du mouvement basculant vers le sud renversa probablement la direction du drainage le long de la tranchée des lacs Matane. L'érosion des Shickshocks se poursuivit et la nouvelle pénéplaine subit un découpage rapide par des cours d'eau qui sont actuellement encaissés à quelques centaines de pieds au-dessous du niveau général des hautes terres. Nous parlerons plus bas de la glaciation, dont les effets sur la topographie furent peu marqués.

Géologie glaciaire

McGerrigle (1952) donne un résumé complet des renseignements connus sur la glaciation pléistocène de la péninsule de Gaspé. Il cite l'évolution des hypothèses au cours des 85 années antérieures, allant d'une glaciation locale en Gaspésie jusqu'à la glaciation laurentienne (continentale) complète. Partant des vues théoriques, en plus de ses propres observations et de celles de ses prédécesseurs, McGerrigle considère comme possible une histoire glaciaire en cinq stades qui sont les suivants:

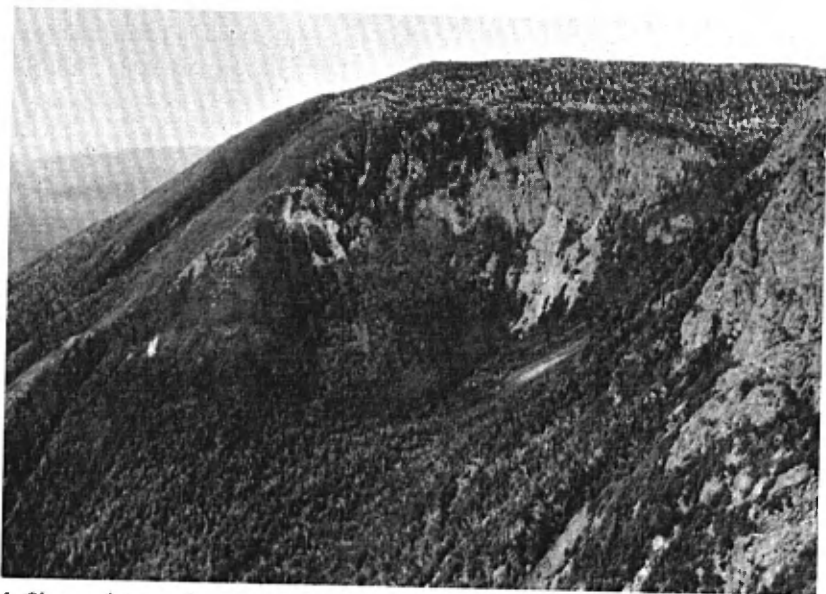
1. Glaciation de cirque ou de vallée
2. Glaciation locale
3. Glaciation continentale laurentienne
4. Glaciation locale
5. Glaciation de cirque ou de vallée

Au cours de notre étude, nous avons noté trois classes de phénomènes glaciaires: des cirques et des formes s'y rapportant, des blocs erratiques et du drift.

La bordure nord des Shickshocks semble avoir été le lieu de la formation de petits glaciers qui se sont déplacés vers le nord et vers le sud. La glace en mouvement vers le nord créa des cirques et des formes qui s'y rattachent en des points le long de l'escarpement nord; celle qui se déplaçait vers le sud burina un certain nombre de dépressions à la tête de certaines vallées qui font face au sud. Des lacs occupent maintenant ces creux (le lac Beaulieu, par exemple). Au lac Côté, le col fut si profondément incisé qu'il permit aux eaux lacustres d'y ouvrir une brèche après que le drainage originel vers le sud eût été bloqué par des dépôts glaciaires.

Les blocs erratiques trouvés dans les Shickshocks comprennent un bloc de calcaire, des blocs de roches clastiques calcareuses finement grenues et des blocs de quartzite. Nous n'avons observé aucun bloc laurentien. Cependant, juste au sud des Shickshocks dans la vallée de Cap-Chat, se trouve un bloc d'anorthosite qui provient probablement d'amas d'anorthosite du nord du Saint-Laurent. Un caillou de granite, juste au sud des Shickshocks et à l'est du lac Joffre, peut provenir soit des Laurentides, soit d'amas de granite situés à l'est. On a observé d'autres blocs

PLANCHE VI



A-Cirque faisant face au nord-ouest, du côté est de la partie en retrait à la source du ruisseau Ouellette. Vue vers le NE du mont Logan. A noter que le seuil des cirques normaux est ici absent.



B- Col peu élevé dans la bordure nord des Shickshocks. Vue vers le nord à travers le lac des Îles.

probablement d'origine laurentienne, au sud de notre région (McGerrigle, 1952).

Le drift est visible le long d'un certain nombre de tranchées de cours d'eau dans les Shickshocks. La plupart de ces dépôts sont des tills non classés et non stratifiés. Certains montrent un arrangement horizontal bien visible des grands axes de blocs aplatis (Planche VII). Holmes (1941, p. 1350), qui étudia la fabrique des tills de l'état de New York, rattache ce phénomène à un dépôt sous-glaciaire de blocs qui furent transportés de telle sorte que les côtés plats demeuraient parallèles aux plans d'écoulement laminaire du glacier. Le till est fréquemment visible sur les rives du lac Matane; on trouve du matériel fluvio-glaciaire bien lité et bien classé du côté nord-ouest du lac.

Au dessus des Shickshocks, quelques aires d'une topographie mamelonnée et de rares tranchées de ruisseaux et de routes révèlent la présence de couvertures morainiques isolées. Nous avons noté une terrasse de kame le long du ruisseau Wilson, à deux milles et demi à l'est de la rivière du Cap-Chat et une autre à un mille et demi au nord-est du lac Joffre.

Le drift dans les Shickshocks est surtout constitué de boue, de blocs et de fragments métavolcaniques. Cependant, certaines berges de drift renferment des fragments clastiques calcareux finement grenus qui semblent identiques aux roches siluriennes visibles au sud des Shickshocks. Ce matériel est particulièrement abondant à proximité de la bordure sud des Shickshocks; il n'a été vu qu'à un endroit, soit plus au nord, sur la rivière du Cap-Chat-Est, à un mille au sud du mont Logan, à 2,500 pieds d'altitude. Ces dépôts, chargés de matériaux en provenance du sud ainsi que des blocs erratiques isolés ayant la même origine, font croire que le glacier s'est déplacé de la plaine méridionale vers le nord pour passer dans les Shickshocks. McGerrigle (1954a, p. 17) nota également des blocs erratiques ayant leur source au sud des Shickshocks entre le mont Albert et le lac Cascapédia. On trouve donc des indices épars d'un mouvement de la glace vers le nord le long d'un front de 40 millés; de plus, tel que le montre le banc de till à un mille au sud du mont Logan, ce glacier se serait avancé d'au moins cinq milles dans les Shickshocks le long d'une pente ascendante d'au moins 1,000 pieds.

Il est difficile de concevoir comment cette glace aurait pu être rattachée au glacier continental. On sait (McGerrigle, 1952, p. 43) que le glacier laurentien, venant du nord ou du nord-ouest, dépassa le mont Albert, mais il n'y a aucune raison de supposer qu'un lobe de ce glacier aurait pu renverser sa course vers le nord pour s'avancer dans la région adjacente du mont Logan. Il en est de même pour toute théorie selon laquelle un lobe de glace continental aurait suivi la vallée du Saint-Laurent, puis tourné court au sud des Shickshocks le long de la vallée de la Matapédia pour finalement se diriger vers le nord dans les Shickshocks. Il semble plus



Till visible sur la paroi d'une tranchée de la rivière du Cap-Chat-Est à trois milles au nord de la limite sud des Shickshocks. A noter la disposition horizontale des blocs aplatis.

plausible de relier les indices d'un mouvement de la glace vers le nord à un centre local de glaciation, sans doute quelque part dans la région du canton de Dunière, au sud des Shickshocks. Les dépôts qui attestent de l'existence de ce centre ne furent découverts que le long des cours d'eau les plus importants, et ceci porte à croire que le glacier s'avancait plutôt dans les Shickshocks le long des voies les plus accessibles. Cependant, la présence de blocs erratiques du Silurien sur la rivière du Cap-Chat-Est à 2,500 pieds d'altitude implique le fait que le sommet de la masse de glace atteignait au moins cette altitude, hauteur suffisante pour recouvrir presque toutes les Shickshocks méridionales. Ce glacier fut probablement actif au cours des derniers stades de l'histoire glaciaire de la région. Si ce glacier s'était manifesté avant cette glaciation de cirque et de vallée, les dépôts sur les berges des cours d'eau, qui prouvent maintenant l'existence de ce stade, auraient été enlevés, et il semble qu'il ait lui même détruit toute moraine terminale qu'auraient vraisemblablement laissée les glaciers des vallées descendant des montagnes.

McGerrigle, dans son étude de 1952, doute qu'une partie quelconque des Shickshocks ait échappé à l'envahissement d'un glacier continental venu du nord. Les glaces laurentiennes ont surmonté et dépassé le sommet du mont Albert (3,775 pieds) à 20 milles à l'est de la région du mont Logan et ils atteignirent au moins 3,700 pieds dans les monts Tabletop à l'extrémité est de la chaîne des Shickshocks. Ces conclusions s'appuient sur la répartition des blocs erratiques qui semblent provenir des terrains laurentiens situés au nord du Saint-Laurent. Nous n'avons vu aucun de ces blocs dans la partie des Shickshocks que couvre notre étude, mais leur présence plus au sud signifie que le glacier laurentien a également traversé la hauteur des terres dans notre région. Des blocs de quartzite, provenant probablement de bandes de quartzite dans l'Ordovicien au nord, ont été découverts à une altitude de 1,300 pieds à deux milles au nord du lac des Iles. (McGerrigle, 1954a, p. 17) a relevé la présence d'un bloc de gneiss à biotite à 1,700 pieds, juste à l'est de notre région, près du lac Côté.

Néanmoins quelques indices montrent que les plus hauts sommets des Shickshocks, dans la région du mont Logan, devaient être des nunataks dominant le glacier continental. Notre recherche infructueuse pour découvrir des blocs erratiques de types laurentien ou ordovicien sur les plus hauts sommets comme les monts Logan et Blanc tend à renforcer l'hypothèse des nunataks; le fait que ces sommets soient dénudés aurait rendu la découverte de ces blocs plus facile, s'ils y existaient. Sur l'épaule est du mont Logan, à environ 3,425 pieds d'altitude, on observe une grande dalle qui repose délicatement sur une aiguille rocheuse de quelques dizaines de pieds de hauteur; deux autres aiguilles apparaissent à 2,700 pieds sur un éperon au nord du mont Logan. Nous n'avons examiné ces accidents qu'à distance à l'aide de binoculaires, mais ils nous semblent être les produits d'un transport en masse normal et leurs dimensions sont assez importantes pour

qu'ils n'aient pu se former au cours de la période post-pléistocène. Il semble probable que, si un glacier continental avait été actif à cet endroit, des accidents aussi délicats auraient été détruits, à condition, bien entendu, qu'ils soient pré-glaciaires. Enfin, nous n'avons observé, sur les plus hauts sommets de la chaîne Logan, aucune strie glaciaire, roche moutonnée, structure amont et aval (stoss and lee), dallage, ou de bloc strié ou à facettes. Cet énoncé s'applique à toutes les parties de la région du mont Logan, mais, encore une fois, alors qu'il serait très facile de ne pas observer ces phénomènes dans les aires moins élevées couvertes de forêts, nous aurions dû en noter au moins quelques-uns dans les zones plus élevées relativement dénudées. Nous acceptons donc l'hypothèse selon laquelle le glacier laurentien aurait traversé les Shickshocks, mais nous sommes porté à croire qu'il n'a pas recouvert plusieurs des sommets les plus élevés.

GEOLOGIE GENERALE

On peut subdiviser la chaîne des Appalaches en une zone intérieure, marquée de plis et de chevauchements, qui s'étend depuis l'Alabama jusqu'à New York, et une zone extérieure, plissée, faillée, métamorphisée, envahie par des roches intrusives, qui se prolonge depuis l'Alabama jusqu'à Terre-Neuve. La zone intérieure a surtout été affectée par l'orogénèse Appalachienne (fin du Paléozoïque). La zone extérieure, dans Terre-Neuve, les Maritimes et le Québec jusqu'à New York au sud, probablement aussi dans la Pennsylvanie et le Maryland, a subi les deux orogénèses taconique (fin de l'Ordovicien) et acadienne (du milieu à la fin du Dévonien). La partie est de la zone extérieure semble avoir été affectée par les plis et les failles Appalachiens, avec soulèvement concomitant de masses précambriennes dans Terre-Neuve, la Nouvelle-Ecosse, l'est du Nouveau-Brunswick et la Nouvelle-Angleterre jusqu'aux Carolines au sud.

La péninsule de Gaspé se situe en entier dans la partie nord de la zone extérieure des Appalaches. La plus grande partie de la Gaspésie est formée de roches sédimentaires d'âges allant du Cambrien au Pennsylvanien qui proviennent, pense-t-on, de sources situées à l'est et au sud-est. Il y eut également d'importantes venues de laves d'âges allant du Cambrien au Dévonien et la mise en place de roches granitiques, granitoïdes et ultrabasiques allant de l'Ordovicien jusqu'au Dévonien.

Les Shickshocks sont essentiellement entaillées dans un prisme de roches métavolcaniques, métasédimentaires et intrusives d'environ 65 milles de longueur et de 6 milles de largeur moyenne. Elles s'élèvent jusqu'à 2,500 pieds au-dessus des terrains environnants et leur profondeur de base est inconnue. Le prisme des Shickshocks est orienté N30°E. et, dans l'ensemble, il présente une forme légèrement arquée à la convexité septentrionale.

La région du mont Logan traverse le centre de la zone des Shickshocks et comporte trois éléments importants aux points de vue structure et lithologie. La plus grande partie de la région se trouve en pays shickshockien fortement déformé. Ici, le litage et la stratification originels ont été oblitérés et les données structurales se limitent à des notations sur la foliation, les fractures et les linéations. La disposition générale de la foliation délimite un synclinal serré situé au nord d'un anticlinal plus ouvert. Les deux structures sont orientées ENE et les plongements, à l'exception d'un endroit, sont aussi à ENE.

Au nord de la zone métavolcanique, des schistes argileux et des grès s'inclinent généralement vers le sud, bien qu'on observe de fréquents pendages prononcés vers le nord. Nous ne connaissons encore qu'imparfaitement les séquences des couches; cependant, nous sommes enclins à croire que les sommets font face au sud, donc que la séquence est plus récente en direction des Shickshocks. Nous croyons que les roches métavolcaniques et métasédimentaires des Shickshocks sont en partie interstratifiées avec la séquence nord et qu'elle recouvre ces roches. Au sud des Shickshocks et séparées d'elles par une faille importante, on remarque des roches clastiques calcaireuses et des calcaires faillés aux pendages généralement vers le sud.

Cambro-Ordovicien

Roches sédimentaires au nord des Shickshocks

Toutes les roches de la région, à l'exception de celles qui occupent les 35 milles carrés de terrains siluriens et dévoniens au sud des Shickshocks, appartiennent au Cambro-ordovicien. La partie de cette séquence constituée de laves et de roches sédimentaires métamorphisées de la chaîne des Shickshocks est de loin la plus importante. Au nord de la chaîne, reposant structuralement sous le groupe de Shickshock, se présentent des roches sédimentaires modérément métamorphisées; nous n'en avons cartographié qu'une mince lisière d'environ 10 milles carrés juste au nord de la chaîne des Shickshocks. On peut les subdiviser en deux types principaux: des grès arkosiques et des schistes argileux foncés. Les grès se trouvent généralement juste au nord des Shickshocks et les schistes argileux à une distance variant de quelques centaines de pieds à un mille plus au nord. Cependant, on rencontre ici et là des schistes argileux tout proches au nord des Shickshocks et parfois un ou deux affleurements seulement de grès sont visibles entre les roches métavolcaniques et la séquence de schistes argileux. Nous savons, à la suite du travail de McGerrigle (1954a) dans la région de Tourelle et Courcellette à l'est et grâce à ses commentaires verbaux, que le terrain sédimentaire (schistes argileux, grès, quartzites, calcaires et conglomérats) s'étend vers le nord jusqu'à la côte. Cependant, à l'intérieur de la région que nous avons cartographiée, les roches autres que des grès arkosiques et des schistes argileux sont en quantité insignifiante.

Tableau des Formations

ERE	Période		Formation	Description
CENOZOÏQUE	Pléistocène			Drift; moraine de fond
PALEOZOÏQUE	Roches ignées	Post-Ordovicien inférieur		Dykes basiques
		Ordovicien? Dévonien?		Serpentinite
		Dévonien	Grande Grève	Calcaire gris
		inférieur	Cap Bon Ami	Calcaires gris; un peu de roches clastiques calcareuses finement grenues
		Silurien moyen (et supérieur)		Roches clastiques finement grenues, calcareuses et dolomitiques; calcaires, un peu de dolomies et de schiste argileux
		Ordovicien moyen		Schiste argileux noir, dur
	Cambro-Ordovicien	Groupe de Shickshock		Schistes à amphibole bleu-vert; méta-arkoses et mica-schistes blancs finement grenus en quantité moindre
		Zone nord	Grès	Arkoses légèrement métamorphisées
			Schistes argileux	Schistes argileux noirs (ardoises), fissiles, légèrement métamorphisés

Schistes argileux

Les schistes argileux ou les ardoises typiques sont finement lités, très fissiles et noirs ou gris; plusieurs s'altèrent en une teinte rougeâtre. Nous avons observé des argilites vert grisâtre, quelquefois vertes et marron à quelques endroits, très près du front des montagnes. Des zones, de quelques pieds ou de quelques dizaines de pieds d'épaisseur, de grès-quartzite blanc, à grain moyen, interrompent la séquence des schistes argileux. Ces roches sont fréquemment calcareuses ou intimement associées à des bancs de calcaire.

Les zones de phyllade sont courantes, particulièrement à proximité du front des montagnes. Elles se caractérisent par une fissilité parallèle à la stratification et légèrement gauchie et ondulée, d'un lustre argenté très marqué, et par d'abondantes veines de quartz laiteux et de nombreuses fractures orientées au hasard. La longueur de ces zones peut atteindre plusieurs centaines de pieds, mais leur largeur n'a habituellement que quelques dizaines de pieds. Elles font la transition avec les ardoises normales bien que le changement soit brusque en certains points. Elles sont probablement le produit d'efforts de cisaillement et marquent la présence de zones de faille.

Veines - Dans plusieurs affleurements on trouve des veines irrégulières, lentiformes de quartz ou de calcite, certaines renfermant les deux minéraux. Les veines de quartz sont de beaucoup les plus abondantes. Leur largeur va jusqu'à deux pouces et leur longueur jusqu'à trois pieds. Elles sont de préférence parallèles à la stratification, bien que de nombreux filonnets et protubérances veineuses recoupent celle-ci.

Métamorphisme - Tous les schistes argileux que nous avons observés manifestent certains effets du métamorphisme qui s'intensifie régionalement en direction du front des montagnes. Presque toutes ces roches sont très fissiles. A mesure qu'on s'approche du front, la fissilité devient plus fine, les schistes argileux plus durs, les surfaces fissiles prennent un aspect brillant rappelant des miroirs de faille et le lustre soyeux engendré par de fines paillettes de mica blanc devient apparent. Les schistes argileux les plus fortement métamorphisés, que l'on rencontre dans les tranchées des cours d'eau juste au nord du front des montagnes, renferment de minuscules grains de quartz broyés et écorchés; ils sont tout remplis de grains de mica et de chlorite orientés parallèlement à leurs surfaces.

En un point imprécis à proximité du front des montagnes, où se développent dans les schistes argileux une quantité appréciable de minéraux lamelliformes orientés, on peut reconnaître une schistosité ou un, clivage de flux. La schistosité est parallèle à la stratification dans tous les affleurements excepté un, où il fut possible d'identifier les deux. Ce dernier révèle une différence de direction de 20° entre la stratification et la schistosité. Cet exemple et quelques autres discordances dans des types différents de roche portent à croire que la schistosité est de type parallèle au plan axial et que les roches qu'elle affecte sont en régime isoclinal.

Grès

Les grès sont composés de particules clastiques mal classées et peu arrondies composées d'une variété de minéraux. La plupart des lits ont un grain variant de moyen à grossier, mais on en trouve qui vont de fins à silteux. De minces zones de schistes argileux s'observent ici et là et nous avons noté quelques minces couches de conglomérat dans la partie est de la région.

Les grès sont surtout de couleur foncée et s'altèrent en gris, gris verdâtre et brun. Ceux de l'étang de la Montagne et de la source du ruisseau Ouellette ont une couleur d'altération météorique violâtre. Des lits de quelques pouces d'épaisseur ressortent nettement dans beaucoup d'affleurements, particulièrement lorsque l'altération est violâtre ou brune. La taille maximale des grains est d'un cm, mais elle est en moyenne d'un mm.

Dans la partie est de la région, une zone de conglomérat d'une puissance de trois à vingt pieds se présente le long de trois cours d'eau adjacents. Ce sont surtout des galets de feldspath, moins souvent de quartz et de feldspath, de quartz, rarement de matériel chloritique vert foncé. La plupart des galets ont une forme oieillée; ils sont deux fois plus longs que larges (maximum, 1" x 1/2") et orientés, leur grand axe étant parallèle à la stratification. Leur apparence, en plus de l'association intime et fréquente de petits filonnets de pegmatite et d'amas de feldspath du genre veineux, portent à croire que les galets sont en fait des yeux formés par sécrétion. Cependant, les pegmatites contiennent du feldspath potassique et les galets sont formés d'albite (An_4 environ). Ainsi, l'association est probablement fortuite; les yeux apparents, sans aucun doute, de vrais galets dont la forme est le résultat d'une déformation postérieure au dépôt.

Il est difficile de reconnaître sur place la nature exacte des grès les plus déformés et les plus métamorphisés. Cependant, leur nature clastique originelle est habituellement apparente au microscope (Planche VIII). Le feldspath, le quartz et les fragments lithiques forment les plus gros grains; la matrice est de chlorite, de mica blanc et d'une variété de grains de minéraux finement grenus. Le ciment y est généralement en faible quantité; son apport est très grand dans les roches les plus finement grenues. Nous donnons ci-après la composition minéralogique moyenne de 35 lames minces de ces roches:

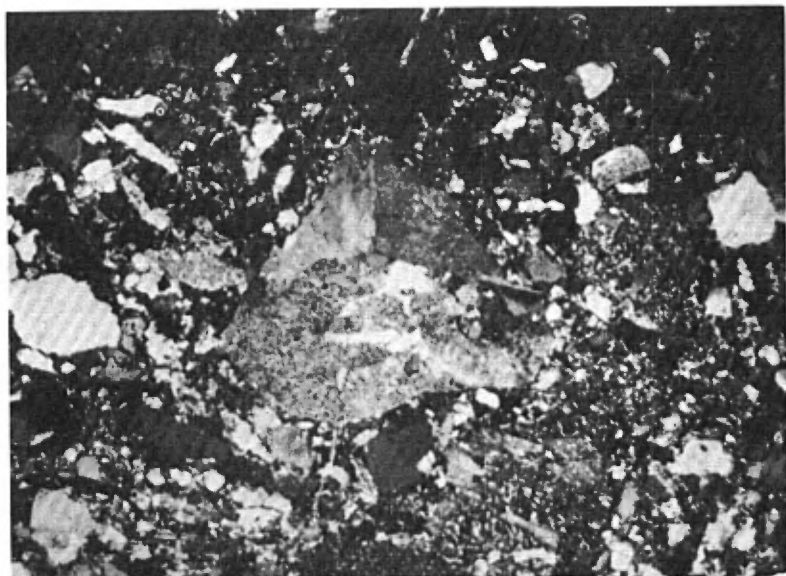
<u>Minéral</u>	<u>Pourcentage</u>
Plagioclase	42
Quartz	24
Muscovite	12
Chlorite	7.4
Aphrosidérite-Diabantite	3.0
Prochlorite	2.4
Penninine	Trace
Non déterminé	2.0
Epidote	4.4
Perthite	2.9
Orthose	2
Oxydes noirs (ilménite et magnétite)	1.8
Microcline	1

<u>Minéral</u>	<u>Pourcentage</u>
Titanite	1
Biotite verte	0.5
Carbonate principalement ou entièrement calcite	0.4
Apatite	un peu
Zircon	un peu
Monazite	un peu
Leucoxène	un peu
Tourmaline	un peu
Biotite brune	un peu
Pyrite	un peu
Oxyde de fer rouge	un peu
Actinote	abondante dans une lame mince

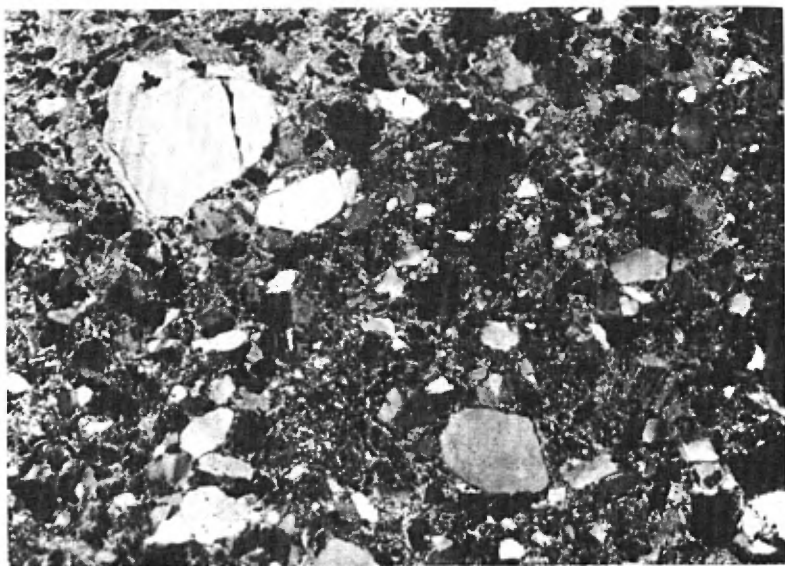
On note des fragments lithiques dans les lames minces des roches le plus modérément cisaillées. Ces fragments sont des intercroissances, en combinaisons variées, de quartz, de plagioclase, d'orthose, de microcline, de perthite et, rarement, d'oxydes noirs et de titanite. Ils ont une texture cristalloblastique et semblent provenir de gneiss granitique. Tous les grains de plagioclase, dont il fut possible d'obtenir une bonne détermination du contenu en anorthite, étaient plus albitiques que An₁₅, et la plupart s'approchaient de An₅. Le plagioclase est généralement peu altéré; le produit d'altération le plus fréquent est le mica blanc; viennent ensuite l'épidote, le carbonate, l'argile, la chlorite et la zoisite. Quelques lames minces contiennent un feldspath fortement altéré et un autre comparativement frais. Une détermination sûre du contenu en anorthite du plagioclase fortement altéré est difficile à obtenir, mais il semble se situer autour de 30 pour cent. Il y a association de chlorite et de mica blanc dans les roches les plus finement grenues. Les principales variétés de chlorite sont la diabantite-aphrosidélite et la prochlorite. Le contenu en magnésium de ces deux chlorites est à peu près le même, mais la prochlorite contient beaucoup moins de fer et plus d'aluminium que la diabantite-aphrosidélite. Les deux variétés ne se présentent pas dans la même lame mince, à moins que l'une d'elles soit filonienne. La plupart des roches renferment de six à sept pour cent d'épidote, principalement sous la forme d'un nuage de grains très fins. Nous croyons que l'épidote est d'origine métamorphique et qu'elle résulte probablement de la réaction hâtive de la calcite, du kaolin et de l'oxyde de fer à l'état libre déposés en même temps que les sédiments originels. Nous avons relevé des affleurements épars de roches qui renferment jusqu'à 25 pour cent d'épidote à proximité des roches métavolcaniques; en ces endroits, une addition de cendre volcanique peut avoir fourni les éléments nécessaires à la formation d'épidote.

Des perthites d'exsolution en taches, en feuillets et en lacets sont visibles dans le tiers des lames minces que nous avons étudiées. L'édifice-hôte normal est le microcline ou l'orthose, mais on trouve quelques

PLANCHE VIII



A- Méta-arkose mal classée, comparativement non déformée, en provenance du nord des Shickshocks. A noter le fragment lithique au centre de la photo (Nicols croisés x 12)



B- Méta-arkose mal classée en provenance du groupe de grès au nord des Shickshocks. A noter la craquelure dans le gros grain de feldspath clastique et l'extinction roulante des grains de quartz. (Nicols croisés x 18)

antiperthites. Une orthose ou une adulaire un peu plus tardive se présente en veines minuscules et, lorsqu'elles recoupent les grains de plagioclase, il y a remplacement du plagioclase par l'orthose le long d'une étroite bande qui borde la veine de chaque côté.

L'ilménite et la magnétite de ces roches sont en grande partie, ou entièrement, d'origine détritique. Leurs grains informes constituent de minces bandes qui représentent des lamines de dépôts riches en minéraux lourds. Presque toutes les roches renferment de la titanite en quantité allant de traces à quatre pour cent. La plus grande partie est en grains extrêmement fins qui s'égrènent en amas cordés parallèles à la schistosité. Les plus gros grains de ce minéral à l'apparence brouillée et foncée se composent fréquemment en partie de leucoxène. L'association ordinaire montre un noyau d'ilménite entouré de titanite, le tout avec des taches irrégulières de leucoxène. D'épaisses baguettes de titanite forment des intercroissances le long des clivages de certains grains de plagioclase et il s'agit rarement d'une pseudomorphose complète du plagioclase en titanite (Planche IX A). Cette titanisation du plagioclase semble être un fait rare dans le métamorphisme.

La biotite verte a des propriétés et une composition intermédiaires entre celles de la chlorite et de la biotite ordinaire. Le quart environ des grès que nous avons étudiés renferme de la biotite verte; toutes ces roches proviennent d'endroits situés à l'ouest de la rivière du Cap-Chat et à moins d'un quart de mille du front des montagnes. La biotite verte est un minéral métamorphique secondaire et l'on considère que son apparition marque une intensité métamorphique plus élevée que celle montrée par les roches à chlorite.

Veines - Des petites veines irrégulières de quartz et de feldspath rose ou blanc recoupent plusieurs grès. La proportion du quartz par rapport au feldspath est variable, mais la tendance se manifeste en une composition filonienne riche en l'un ou l'autre minéral. Les veines minces qu'on observe dans les lames minces sont surtout formées de quartz accompagné d'un peu de chlorite ou de carbonate. On peut voir de minuscules veines de feldspath potassique de types soit de remplacement, soit de remplissage de fractures.

Métamorphisme - Les effets du métamorphisme affectent presque tous les grès. Les seuls indices de cette influence sont l'extinction roulante du quartz et un vague alignement des grands axes des grains qui ne sont pas équidimensionnels. Un broyage de grains clastiques de quartz et feldspath et une orientation, suivant leur plus grande dimension, des minéraux de néoformation en pailettes se manifestent dans les roches fortement cisaillées. La déformation la plus intense se manifeste dans des roches qui, en échantillon mégascopique, montrent de longues lentilles rubanées alternativement pâles

et foncées. Elles proviennent de la ségrégation de quartz et de feldspâth en minces couches qui alternent avec d'autres riches en chlorite, mica et épidote. En général, l'intensité de la déformation augmente en direction des Shickshocks. Cependant, l'augmentation n'est pas uniforme, et il existe des zones isolées de roches qui ne sont que modérément cisailées près des montagnes alors que des roches plus intensément laminées se retrouvent plus loin.

La schistosité des grès apparaît sous forme d'arrangement parallèle des minéraux phylliteux. En échantillon mégascopique, ce phénomène s'observe davantage sur les surfaces de schistosité ou de stratification mais, sous le microscope, il est visible dans toute la roche. Certains grès ne montrent que la schistosité, mais plusieurs laissent voir la schistosité et la stratification. Exception faite de trois endroits, les deux structures sont parallèles.

Les transformations minéralogiques qui donnent naissance au mica blanc, à la chlorite et à la biotite verte ainsi que l'association de ces minéraux avec l'albite identifient ces roches comme des membres du faciès schiste vert. L'albite représentait une grande partie du sédiment originel. Puisqu'elle est chimiquement stable sous les conditions physiques du faciès schiste vert, elle ne subit que des transformations mécaniques tels le broyage, la granulation et l'altération du réseau cristallin.

L'intensité du métamorphisme augmente vers le sud. En termes de zones minéralogiques, la plupart des grès appartiennent à la zone de la chlorite, bien qu'une étroite bande le long de la limite sud de notre région, dans sa partie ouest, se situe dans la sous-zone plus élevée de la biotite verte. Turner (1938, p. 163) présente un schéma de subdivisions ou sous-zones pour la zone de la chlorite basé sur des différences de texture. La plupart des roches concernées appartiendraient à ces deux zones les moins intenses. Ici et là, se retrouvent des roches équivalentes à sa sous-zone ou subdivision de la chlorite-B qui se situe au second rang pour l'intensité.

Corrélation, âge et origine

En se basant sur la similarité de la lithologie et sur un prolongement continu en direction, on peut mettre en corrélation le groupe de schistes argileux de la séquence que nous venons de décrire avec la zone de roches datant "de l'Ordovicien inférieur ou plus ancien" et décrite par McGerrigle (1954a, p. 37) dans la région adjacente de Courcelette.

McGerrigle a placé dans le groupe de Shickshock des grès qui bordent le front de ces montagnes au nord et qui semblent identiques au grès de notre région. Nous différons d'opinion et incluons ces grès avec les autres roches sédimentaires. Il n'y a aucune rupture structurale évidente entre le schiste argileux et les séquences d'arkose et de plus le

contraste entre la lithologie des schistes argileux et celle des arkoses est moins frappant que ce qu'on pourrait remarquer entre les arkoses et une séquence prédominamment métavolcanique.

Nous pouvons établir la limite supérieure d'âge de ces roches grâce à leur position structurale apparente à la partie inférieure du flanc sud d'un grand synclinal. Des strates de l'Ordovicien moyen (Normanskill) occupant le centre du synclinal affleurent à huit milles au nord des Shickshocks dans la région de Tourelle. Le flanc nord du synclinal est bien limité grâce à la présence de roches attribuées au Lévis (Ordovicien inférieur) qui se retrouvent au nord et tectoniquement, sous les couches d'âge Normanskill. Cependant, nous n'avons pas trouvé de fossiles entre les affleurements de Normanskill et les Shickshocks. Ainsi, la présence d'une bande de roches du Lévis qui devrait faire partie du flanc sud du synclinal ne peut être démontrée de façon certaine. En fait, au sud de la zone de Normanskill, les pendages sont en grande partie vers le sud, ce qui semble indiquer que les roches présentes reposent réellement sur le Normanskill. Cependant, McGerrigle note qu'il est possible que la coupe soit déversée.

Note de l'éditeur: La séquence cambro-ordovicienne dont nous nous occupons présentement se situe dans le prolongement en direction du groupe de Rivière Matane d'Ollerenshaw se trouve dans la région juste à l'ouest et que ce géologue place dans le Cambro-ordovicien, avec préférence vers le Cambrien moyen (Ollerenshaw, 1963, MS).

La nature des grès nous fournit quelques indices au sujet de leur origine, bien que nous ne puissions pas déterminer leur source exacte. Dapples, Crumbein et Sloss (1953) affirment que les roches dans lesquelles le rapport entre le contenu en feldspaths alcalins et le contenu total en argile, chlorite, mica et fragments lithiques est supérieur à trois sont des arkoses. Elles proviennent de cratons constitués de roches plutoniques ou de complexes métamorphiques fortement feldspathiques. Le rapport équivalent pour les grauwackes est inférieur à trois quarts et de telles roches proviennent de régions qui normalement ont eu une histoire tectonique complexe: formation d'une dépression, colmatage par des roches sédimentaires et extrusives, métamorphisme et, finalement, soulèvement qui engendra une région source. L'étude de la composition des roches du tableau qui précède montre que leur rapport est de deux et demi, ce qui porte à croire qu'on devrait les considérer comme des types arkosiques. D'après la texture des fragments lithiques qu'elles renferment et la nature des grains, en particulier les perthites bien visibles, nous pouvons supposer que la roche d'origine était un gneiss granitique fortement métamorphisé qui appartenait probablement au faciès granulite. Les affleurements les plus rapprochés de roches de ce type se rencontrent au nord du Saint-Laurent où elles forment le socle de régions très vastes. Cependant, la plupart des descriptions des roches de la Côte-Nord mentionnent des gneiss à plagioclase plus anorthitique que celui des arkoses. De plus, des roches sédimentaires équivalentes, ailleurs dans les Appalaches, se composent de sédiments qui

proviennent de points situés au sud et à l'est. Les arkoses de la région du mont Logan ne montrent aucun indice interne révélant la direction d'où sont provenus les sédiments qui les constituent. Si leur source était au sud-est, elles comprenaient probablement des blocs soulevés du soubassement dans ce qui est actuellement le sud de la péninsule de Gaspé ou dans le golfe Saint-Laurent. Nous croyons que les roches du soubassement étaient semblables à la masse des gneiss laurentiens de la Côte-Nord, mais quelque peu plus alcalines.

Groupe de Shickshock

Répartition et subdivisions

La zone d'affleurement des roches du groupe de Shickshock coïncide de très près avec la chaîne du même nom. Le groupe couvre environ 175 milles dans la région du mont Logan, dont une proportion 85 pour cent est formée de roches métavolcaniques et 15 pour cent de roches métasédimentaires de compositions variées. En dépit de leur grande différence d'origine, il est quelquefois difficile, parfois même impossible de distinguer les roches métasédimentaires des roches métavolcaniques. Cette difficulté s'explique par les effets du métamorphisme qui ont en grande partie oblitéré les structures primaires et imposé aux deux une même apparence schisteuse et foncée. En combinant les résultats des études sur le terrain et de celles des lames minces, nous pouvons distinguer cinq zones distinctes, d'environ 20 milles carrés, parmi lesquelles les roches métasédimentaires sont prépondérantes. Nous croyons que ces zones marquent d'anciens lieux de dépôt de sédiments associés à des accalmies du volcanisme. Ces zones ont des lits fortement inclinés et, comme elles traversent des aires à la topographie tantôt élevée tantôt basse, elles se prolongent jusqu'à des profondeurs de 2,000 pieds ou plus. Ce qui veut dire que, telles qu'elles apparaissent sur la carte géologique, ces zones laissent voir les tranches d'amas tabulaires plutôt que les surfaces planes de dépressions peu profondes. Aux fins de description, nous avons nommé chaque zone d'après un accident topographique local qui l'affecte.

La zone du ruisseau Bivé a une largeur d'un mille et demi; on peut la suivre depuis l'extrémité nord du lac Matane jusqu'à un point situé à environ quatre milles à l'est du mont Blanc. A cet endroit, elle semble suivre la charnière d'un anticlinal avant de disparaître.

A l'est de la rivière du Cap-Chat, l'étroite zone du lac Bardey se prolonge depuis la source du ruisseau Bascon jusqu'au ruisseau Voligny. Au-delà de ce point, il n'y a pas d'affleurements significatifs sur une distance de deux milles et demi; apparaissent alors deux bandes métasédimentaires, qui l'une ou l'autre pourrait bien être le prolongement de la zone du lac Bardey. Celle qui se trouve le plus au nord, la zone du lac Vignon, a environ la même largeur que la zone du lac Bardey, s'aligne à

peu près avec elle mais, en raison d'une déviation des directions structurales entre elles, la première est tectoniquement déplacée vers le nord; de plus, elle renferme des phyllades qui ne se retrouvent pas dans la seconde. Pour ces raisons, nous relierons la zone du lac Bardey à une bande, à l'est, de lithologie semblable qui se présente le long de la même direction structurale. La corrélation n'est pas tout à fait satisfaisante puisque la partie est de la zone du lac Bardey est ainsi deux ou trois fois plus large que sa partie ouest. Cependant, on doit s'attendre, dans un milieu eugéosynclinal de déversement de sédiments et d'épanchements volcaniques intermittants, à de brusques variations de l'épaisseur des accumulations sédimentaires.

L'étroite zone du ruisseau Bascon est parallèle à celle du lac Bardey et se situe à un demi mille plus au sud. On peut la suivre depuis le point de confluence du ruisseau Bascon et de la rivière du Cap-Chat jusqu'à la rivière du Cap-Chat-Est, à environ un mille au sud du mont Logan.

A proximité de la limite sud des Shickshocks, entre les ruisseaux Bicil et Bauvas, des roches sédimentaires et intrusives variées et altérées constituent la zone du ruisseau Weir d'une longueur de 11 milles et d'un mille dans sa plus grande largeur. Sa limite sud coïncide presque partout avec la limite sud des Shickshocks ou en est très près.

En dehors des principales zones métasédimentaires, de petites taches et des affleurements isolés de roches sédimentaires altérées sont dispersés parmi les roches métavolcaniques schisteuses. De petites intercalations de roches métavolcaniques apparaissent de la même façon par endroits dans les zones métasédimentaires.

Dans les pages qui suivent, nous étudierons séparément la pétrographie de chaque zone métasédimentaire et celle des roches métavolcaniques. Un peu plus loin, nous considérerons les relations structurales des Shickshocks entières.

Zone du ruisseau Bivé

Ces roches sont typiquement grises ou noires en surface fraîche. La surface altérée, en raison de la kaolinisation des feldspaths, prend habituellement un ton de brun. La granularité varie d'un grain moyen à une texture aphanitique. A l'exception de très rares affleurements, toutes ces roches montrent une surface prédominante en "S" que nous appelons ici une foliation. Celle-ci provient d'une concordance de l'orientation d'un ou de plusieurs éléments plans, ce qui comporte la fissilité, l'alignement de minéraux feuilletés (schistosité), un rubanement dû à la couleur et un fin litage qu'il est possible d'attribuer à une ségrégation métamorphique. Un rubanement grossier de la coloration, un granoclassement, l'interstratification de couches fines et grossières et l'interlitage de lithologies

différentes révèlent, à quelques endroits, la stratification qui se montre parallèle à la foliation, partout où elle fut observée. C'est ce qui nous permet de croire que le symbole de la schistosité, sur notre carte, représente probablement aussi l'attitude d'une stratification maintenant oblitérée.

De petits filons épars de quartz et de pegmatite, semblables à ceux des grès cambro-ordoviciens, sont généralement parallèles à la foliation, mais un certain nombre de ceux-ci remplissent de courtes diaclasses qui la recoupent.

Au microscope ces roches apparaissent, en grande partie, recristallisées en agrégats lépidoblastiques. Les grains clastiques primaires constituent de 10 à 15 pour cent de la roche. Une orientation dimensionnelle ne se manifeste pas seulement par des grains de minéraux phyllitiques, mais aussi par du quartz et du feldspath qui, une fois recristallisés, prennent des formes lenticulaires. La taille de ces grains varie de 0.02 à 0.1 mm, avec une moyenne plus proche de ce dernier chiffre.

Nous donnons ci-après le contenu minéralogique de 25 lames minces:

<u>Minéral</u>	<u>Pourcentage</u>
Plagioclase	50.1
Quartz	22
Biotite vert-brun	7.4
Epidote	4.7
Chlorite	4.3
Prochlorite	1.5
Diabantite-aphrosidérine	1.5
Non identifié	1.3
Muscovite et séricite	4.2
Orthose	2.5
Biotite	2.2
Titanite	1
Oxydes opaques	1
Apatite	1
Zircon	Trace
Perthite	Trace
Monazite	Trace
Microcline	Trace
Tourmaline	Trace
Grenat	visible dans une lame mince

L'aspect et la composition de nombre de ces minéraux se rapprochent beaucoup de celles des minéraux des grès cambro-ordoviciens au nord des Shickshocks.

La plupart des grains clastiques de plagioclase sont de l'albite, bien que nous ayons trouvé des grains de composition An_{28} et An_{40} dans deux lames minces. Le plagioclase recristallisé s'observe en grains lenticulaires non maclés; normalement, il est très frais et non altéré. Le contenu en anorthite de la plupart des plagioclases est inférieur à 10 pour cent; dans plusieurs, nous l'avons estimé entre 2 et 5 pour cent. Cependant, le plagioclase des roches qui renferment une biotite brune contient de 10 à 16 pour cent d'anorthite.

Presque toute la biotite verte a une coloration plus brunâtre et a davantage l'aspect d'une biotite que celle des échantillons de grès cambro-ordoviciens. Les relations texturales font penser qu'elle se serait formée aux dépens d'une chlorite. Quatre lames minces renferment une biotite normale brune; l'aspect de ce minéral et des plagioclases associés, plus calciques, dénote une augmentation de l'intensité du métamorphisme par rapport à celui révélé par la biotite verte.

L'épidote se présente en petits grains clairs d'un diamètre d'environ 0.05 mm éparpillés entre les grains de quartz et de feldspath recristallisés. Nous supposons que ce minéral s'est formé à partir du calcium rejeté lors de la recristallisation des plagioclases plus calciques que ceux de néoformation. Le plagioclase plus calcique dans les zones biotitiques a probablement conservé le calcium du plagioclase pré-existant ou s'est probablement emparé de calcium provenant de la destruction d'épidote de formation hâtive. L'épidote est remarquablement moins abondante dans ces bandes, sauf près du bord de la zone à son extrémité est où elle apparaît exceptionnellement riche. Un apport de cendre volcanique a probablement fourni les constituants nécessaires à la formation de cette épidote.

Le feldspath potassique de cette zone provient de la recristallisation de feldspaths dans les roches originelles et de la circulation probable de solutions potassiques dans les roches au cours du métamorphisme. Il existe un peu de feldspath potassique dans les intercroissances microgranitiques. Il s'agit de grains d'albite mal formés ou d'aspect oeilé mesurant jusqu'à 4 mm et contenant de fines bulles de quartz et, dans certains cas, une intercroissance ramifiée d'orthose ou de microcline. Ce seraient là peut-être des phénomènes de sécrétion, mais leur texture et leur apparence portent à croire qu'ils se seraient formés par l'action de solutions siliceuses et potassiques sur de gros grains clastiques d'albite.

Métamorphisme - De la façon dont nous concevons la géologie de la région, les grès cambro-ordoviciens au nord des Shickshocks et les roches métasédimentaires de la zone du ruisseau Bivé s'apparentent dans le temps comme dans l'espace. Nous croyons que ces roches ont un lieu d'origine commun, ou semblable, et qu'avant le métamorphisme, elles étaient probablement de même nature. La similitude des particules clastiques et des séries de minéraux lourds de chaque groupe appuie cette affirmation.

La recristallisation étendue et la présence habituelle de biotite brune et vert brunâtre indiquent que les roches de la zone du ruisseau Bivé subirent un métamorphisme plus intense que les grès arkosiques au nord des Shickshocks. D'après la classification de Turner (1938, p. 94), ces roches se situent dans le sous-faciès chlorite-biotite du faciès schiste vert. La chlorite, la muscovite et la biotite ne devraient pas coexister dans ce faciès, parce que l'une ou l'autre des deux premières a dû disparaître complètement lors de la réaction qui donna naissance à la biotite. Dans quelques échantillons, on trouve cependant, un peu de muscovite avec de la chlorite et la biotite ou un peu de chlorite avec la muscovite et la biotite. Le minéral le moins abondant est toujours en quantité très minime et l'on doit probablement attribuer cette non-réaction à sa dispersion en fines paillettes isolées des autres agents de la réaction. A l'extrémité est de la zone, où le métamorphisme est moins intense, de plus grandes quantités de chlorite et de muscovite coexistent avec la biotite verdâtre.

Roches métavolcaniques associées - La présence de quelques intercalations de roches métavolcaniques nous fournit l'occasion de comparer les assemblages minéralogiques qui caractérisent une lave basique métamorphisée, avec celui d'arkoses qui appartiennent à un stade métamorphique équivalent. Les roches métavolcaniques en question sont des schistes à albite, épidote et amphibole. L'amphibole présente un minéral vert bleuâtre à la formule pléochroïque suivante: X - vert jaunâtre allant de pâle à incolore; Y - vert pâle à vert pré moyen; et Z - vert bleuâtre pâle à moyen. D'un minéral individuel à l'autre, même à l'intérieur d'un même grain, on observe une variation considérable du ton de la coloration. Voici des mesures d'indices dans un échantillon provenant d'un point où les amphiboles sont habituellement plus pâles: X = 1.644, Y = 1.656, Z = 1.666. L'angle maximum d'extinction ZAC est d'environ 19°. Ces amphiboles ressemblent beaucoup à l'actinote, mais certains indices (que nous donnons plus bas) portent à croire que ce sont des hornblendes. D'après la plupart des experts, les roches qui les renferment appartiennent au faciès albite-épidote-amphibolite et elles constituent un assemblage de plus forte intensité que les schistes verts à biotite avec lesquels elles sont interstratifiées. Ceci soulève le problème suivant: comment des roches intimement associées peuvent-elles coexister si elles appartiennent à des faciès métamorphiques différents et pourquoi les amphibolites à albite et épidote n'ont-elles pas rétrogradé vers un assemblage moins métamorphisé renfermant de la biotite, de l'actinote riche en fer ou de la chlorite et de la calcite? Nous émettrons deux

hypothèses: la première, qu'il y eut trop peu d'eau dans les roches volcaniques pour leur permettre d'être transformées d'amphibolites en schistes verts plus aqueux. Yoder (1952) a souligné l'importance de l'eau dans le métamorphisme et montré comment des assemblages minéralogiques, qui indiquent des faciès très différents, peuvent coexister sous les mêmes conditions de température et de pression, à condition qu'il existe certaines variations dans le contenu total d'eau de chaque assemblage. Il semble bien que les roches volcaniques de notre région n'ont pas eu à souffrir d'aucun manque d'eau. Leur mise en place fut probablement sous-marine et elles ont certainement été recouvertes de sédiments fortement aqueux. Notre deuxième explication et la plus plausible de cette contradiction des faciès se découvre en considérant la différence des deux types de roche dans l'histoire métamorphique. Les roches sédimentaires atteignirent leur état actuel grâce à une augmentation de l'intensité du métamorphisme. Par contre, les roches volcaniques furent expulsées à la température élevée et à la basse pression caractéristiques au faciès sanidinite; leur métamorphisme comportait le passage à un faciès de plus basse température. On sait très bien que les changements de métamorphisme se produisent plus facilement lorsque le métamorphisme lui-même en est au stade ascendant et que par contre sous l'influence de basses températures, les réactions théoriques peuvent fort bien être retardées ou complètement arrêtées. Nous considérons que les intercalations métavolcaniques d'amphibolite à albite et épidote, sujet de notre discussion, représentent un assemblage instable qui n'est pas descendu complètement au niveau métamorphique approprié aux conditions de température et de pression indiquées par les roches métasédimentaires associées.

Zone du lac Bardev

Les roches de cette zone sont semblables à celles du ruisseau Bivé, quoique généralement plus finement grenues. Le rubanement dû à la coloration est rare; ceci, en plus de la finesse des grains, rend la stratification particulièrement difficile à reconnaître. Elle est parallèle à la schistosité dans le seul affleurement où il nous fut possible de la reconnaître avec certitude.

Les veines de quartz, assez rares, ont généralement une épaisseur inférieure à un pouce et une longueur d'un pied et sont habituellement parallèles à la foliation. On trouve également de petits filons épars de feldspath ou de feldspath et quartz pegmatitiques. Ils sont abondants, ici et là, particulièrement là où la zone est recoupée par le ruisseau Voligny.

Les caractères prédominants de la texture de ces roches sont un héritage des sédiments originels. Des grains détritiques forment plus de la moitié du volume de la roche; ils n'ont pas été fortement laminés ni broyés. Les grains, mal assortis, ont un diamètre maximum de 0.75 mm, avec moyenne de 0.1 mm. La schistosité mégascopique bien développée provient

de la disposition parallèle des minéraux feuilletés de néoformation et de l'alignement des grains clastiques inéquidimensionnels. On note également un certain degré de ségrégation de minéraux. Le mica blanc, là où il constitue plus de 1/5 du volume de la roche, manifeste une tendance à se concentrer en fines couches. Ceci peut en partie être un effet d'une ségrégation métamorphique, mais il s'agit aussi probablement d'un phénomène de dépôt. Certains échantillons montrent de fines couches quartzo-feldspathiques rayées. La composition moyenne de 15 lames minces est la suivante:

<u>Minéraux</u>	<u>Pourcentage</u>
Plagioclase	47.3
Quartz et plagioclase recristallisés en mosaïque	13.0
Epidote	10.2
Mica blanc	7.7
Quartz	6.8
Chlorite	6.3
Prochlorite	1.2
Diabantite-aphrosidélite	4.2
Non identifié	0.9
Biotite brun verdâtre	2.9
Carbonate	2.4
Orthose	1.1
Titanite	0.75
Magnétite	0.5
Ilménite	0.4
Apatite	< 1
Monazite	un peu
Zircon	un peu
Tourmaline	rare
Fragments lithiques	dans 3 lames minces

L'albite forme le 1/6 du plagioclase et, avec le quartz, constitue des mosaïques finement grenues. Elle provient principalement de la recristallisation de fins grains de plagioclase détritique. La plus grande part du plagioclase restant est en grains détritiques plus gros qui varient de An₅ à An₂₀. Des taches de calcite pure furent trouvées dans trois lames minces et plusieurs autres recèlent un peu de ce minéral comme produit d'altération de grains de plagioclase. La biotite verte se présente dans neuf lames minces dont deux offrent une teinte brunâtre assez frappante. L'orthose, visible dans six lames minces, est d'origine secondaire. Elle se voit sous forme de minuscules veines ou de taches de remplacement le long de fines craquelures ou autour de grains de plagioclase.

L'intensité de métamorphisme illustré par ces roches est à peu près équivalente à celle que montrent les roches dans la zone de biotite verte des grès arkosiques cambro-ordoviciens au nord des Shickshocks.

Zone du lac Vignon

La plupart des roches de cette zone ont une apparence semblable à celles du lac Bardey. Elles sont d'un grain variant de moyen à aphanitique, gris foncé en surface fraîche et gris brunâtre en surface altérée. La stratification est visible dans un affleurement au sud-ouest du lac Côté. La foliation est omniprésente, comme celle de la zone du lac Bardey et, nous le supposons, généralement parallèle à la stratification maintenant effacée.

Une mince zone de schistes à mica blanc finement grenu, d'une largeur probablement inférieure à 100 pieds, affleure sans interruption et en direction sur une distance de 3,000 pieds dans le lit d'un petit ruisseau qui s'écoule en direction N80°E. puis dans le cours d'eau qui reçoit les eaux des lacs Chic et Choc. À deux milles et demi à l'ouest de l'extrémité occidentale du lac Gagnon, une mince bande de schistes similaires se prolonge vers l'ouest occidentale sur une distance de 1,000 pieds. Ces roches qui sont gris argent, très fissiles, montrent une schistosité à bourrelets et ondulations. De près elles ressemblent aux phyllades des parties les plus intensément cisailées des schistes argileux du cambro-ordovicien. Nous croyons qu'elles représentent, dans la séquence sédimentaire des couches argileuses le long desquelles le cisaillement se produit, en raison de la faiblesse structurale. On remarque en abondance des filons de quartz, quelquefois accompagnés d'un peu de feldspath. Très irréguliers, ils s'amincissent et s'épaississent de façon remarquable en direction de leur longueur. Ils sont habituellement parallèles à la schistosité; mais ils la recoupent ici et là.

En coupe mince, on remarque que les roches les plus grossières comprennent surtout des grains détritiques de quartz et de feldspath variant de sub-arrondis à sub-anguleux, mal classés et sertis dans une pâte plus finement grenue de quartz, feldspath, épidote, mica et chlorite. Le cisaillement peut sembler nul ou atteindre une intensité suffisante pour broyer tous les quartz et feldspaths. Les roches de cette zone, à l'exception des schistes à mica blanc, ont la composition moyenne suivante, obtenue par l'étude de dix lames minces.

<u>Minéral</u>	<u>Pourcentage</u>
Albite	37
Quartz	15.4
Mosaïques finement grenues de quartz et d'albite, surtout d'albite	14.7
Epidote	13.7
Mica blanc	4.9
Chlorite	8.4
Prochlorite	2
Diabantite-aphrosidélite	2.5
Non identifié	3.9

Biotite verte	1.8
Titanite	0.9
Ilménite	0.4
Orthose	0.3
Magnétite	0.2
Zircon	un peu
Apatite	un peu
Monazite	un peu
Pyrite	un peu
Oxydes de fer rouges (goethite, hématite?)	un peu
Perthite	un peu
Grenat	rare
Calcite	abondante dans une lame mince

Les trois lames minces du schiste à mica blanc donnent la composition minéralogique moyenne suivante:

<u>Minéral</u>	<u>Pourcentage</u>
Quartz	37.5
Albite	31
Mica blanc	22.5
Chlorite	5
Pyrite et magnétite	2
Titanite	1
Epidote	1

La plupart des grains de plagioclase détritiques sont albitiques, mais leur composition est proche de An_{10} . Ils sont modérément altérés en argile et mica blanc secondaire. Des traînées d'albite claire non altérée apparaissent le long de fissures, dans les grains clastiques et en bordure de certains grains. Une lame mince laisse voir des grains clastiques d'orthose; dans cinq lames minces, l'orthose est visible en fines veines et sous forme de petites taches de remplacement en bordure des grains de plagioclase. La pyrite se présente dans les schistes à mica blanc comme dans les roches plus grossières. Les contours nets, idiomorphes de grains de pyrite en contact avec le feldspath, l'épidote et le quartz témoignent de l'origine authigénique d'au moins une certaine partie de la pyrite (Planche IX B).

Métamorphisme - A l'origine, ces roches devaient ressembler beaucoup aux grès cambro-ordoviciens qui se trouvent au nord. Les réactions métamorphiques importantes sont celles qui donnèrent naissance au mica blanc, à la chlorite et à la biotite verte. Nous supposons que le mica blanc et la chlorite se sont formés grâce à la recristallisation de fins fragments détritiques de ces minéraux et peut-être par une néoformation à partir

d'argiles. Nous pensons aussi que la biotite verte a pu se former aux dépens de la chlorite et du mica blanc, bien qu'elle soit toujours une pseudomorphose de la chlorite. Nous considérons que les roches appartiennent au sous-faciès chlorite et muscovite des schistes verts et qu'elles se situent juste au-dessus de l'isograde de la biotite verte. Un affleurement métasédimentaire isolé, à un demi mille au nord de la zone de même que les grès cambro-ordoviciens à un mille plus au nord ne présente pas de biotite verte.

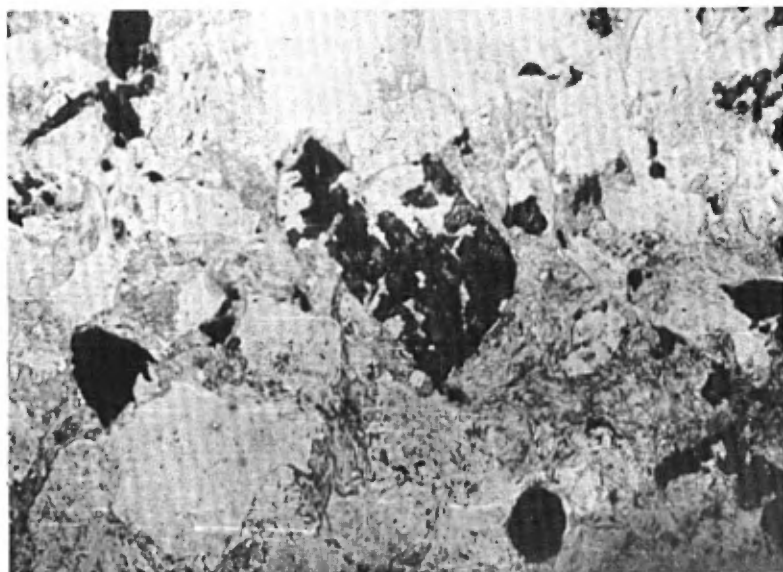
Roches métavolcaniques associées - Des roches métavolcaniques adjacentes à celles du lac Vignon, ou interstratifiées avec elles, se composent principalement d'amphibole vert bleuâtre pâle, d'épidote et d'albite accompagnées de quartz et de chlorite en quantité moindre. L'amphibole est d'un type très pâle de nature fibreuse; l'angle d'extinction maximum ZAC est de 16° . Il s'agit probablement d'une véritable actinote ou d'une hornblende contenant si peu d'aluminium qu'elle équivaut pratiquement à l'actinote. D'après Harker (1939, p. 280), un tel assemblage métamorphique dénote une roche équivalente à la zone de la biotite des roches pélitiques. En autant que les roches métasédimentaires associées aux roches métavolcaniques atteignent à peine l'isograde de la biotite verte, il semble, qu'ici comme dans la zone du ruisseau Bivé, les roches métavolcaniques se situent à un haut degré de métamorphisme instable. Un échantillon fortement cisailé renferme un peu de calcite qui a pu se former lors de la transformation d'un peu d'amphibole en calcite et chlorite. Wiseman (1934, p. 40) a démontré qu'une certaine intensité de l'effort de cisaillement permet un ajustement plus complet lors d'une rétro-morphose.

Zone du ruisseau Bascon

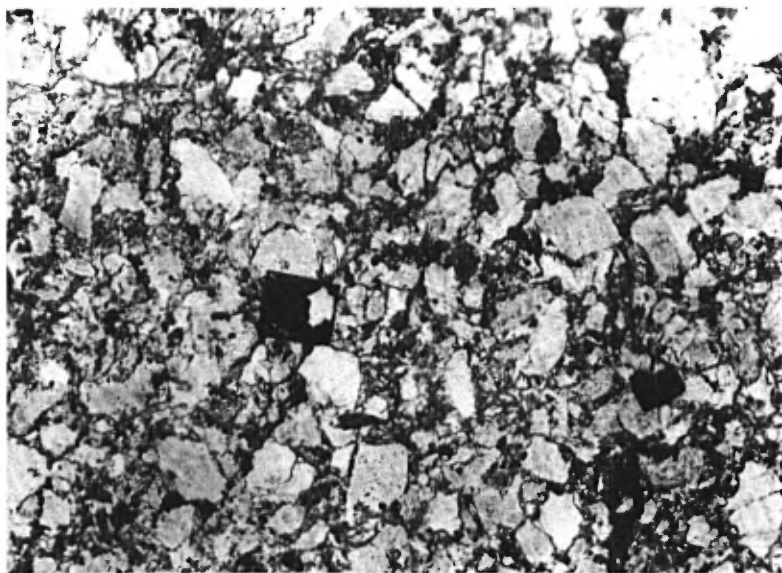
Les roches de cette zone sont surtout des schistes à mica blanc, mais quelques calcaires s'observent par endroits le long du ruisseau Bascon. Les principaux minéraux du schiste sont le mica blanc, le quartz et l'albite; les minéraux moins abondants sont la chlorite, l'épidote, la titanite, la magnétite et la pyrite. Le quartz et le feldspath, dans certains schistes, sont disposés en minuscules couches de ségrégation parallèles à la schistosité. Nombre de ces couches délimitent des plis et rides couchés très complexes aux dimensions d'un à deux cm. Les plans axiaux et les flancs allongés de ces minuscules plis sont parallèles à la schistosité de la roche dans son ensemble.

Des veines de quartz laiteux, plus rarement vitreux, forment jusqu'à 15 ou 20 pour cent de la roche dans la plupart des affleurements de la partie est de la zone. La calcite est également un minéral filonien fréquent; il y a de plus quelques veines de feldspath. La partie ouest de la zone renferme de grandes quantités de matériel filonien calcitique qui imprègne intimement les schistes et calcaires. Les veines de

PLANCHE IX



A- Grain clastique de plagioclase idiomorphe (centre de la photo) partiellement transformé en titanite foncée. (Lumière ordinaire x 48)



B- Pyrite authigénique dans des arkoses de la zone du lac Vignon. (Lumière ordinaire x 16)

quartz sont moins fréquentes là qu'ailleurs, mais elles sont cependant abondantes. Ici et là, beaucoup de matériel pegmatitique et feldspathique a envahi les roches.

Les roches de cette zone présentent des lits de schistes argileux et de calcaires silteux qui se sont recristallisés sous l'action d'intenses efforts de cisaillement. Elles se situent dans la sous-zone à chlorite et muscovite du faciès schiste vert. Nous avons envisagé la possibilité que les schistes à mica aient été formés dans des zones de tuf ou même dans des zones de laves normales le long desquelles les efforts de cisaillement étaient exceptionnellement intenses. Cependant, cette idée n'est guère soutenable car la composition chimique totale des schistes, telle qu'évaluée à partir de la composition minéralogique, est trop différente de ce que la composition globale des roches volcaniques originelles aurait pu être.

A proximité de l'extrémité est de la zone du ruisseau Bascon et le long de sa bordure sud, les micaschistes passent graduellement à des schistes verts plus foncés dont la minéralogie et l'apparence sur le terrain rappellent des tufs métamorphisés. L'examen au microscope révèle qu'ils renferment une amphibole vert bleuâtre, de l'albite, de la prochlorite, une épidote riche en fer, de la calcite et un peu de titanite et de magnétite. Le contenu en minéraux mafiques diminue en direction de la zone de schistes normaux. Nous croyons que ces roches sont un mélange reconstitué de schiste argileux et de tuf. Des efforts très intenses de cisaillement ont affecté les tufs en même temps que les schistes argileux adjacents. Ceci favorisa la dissociation de l'amphibole bleu-vert en un assemblage de calcite, de chlorite et d'autres minéraux stables à des degrés de métamorphisme moins élevés.

Zone du ruisseau Weir

Cette zone se prolonge vers l'ENE depuis le ruisseau Bicil jusqu'au ruisseau Bauvas à onze milles plus loin. Sa largeur maximale est d'un mille environ. Elle semble se terminer en coin à l'est et se butte probablement à l'ouest contre la faille bordant les Shickshocks au sud.

Les roches sont surtout d'origine sédimentaire, mais elles renferment beaucoup de matériel volcanique de même que des filons-couches de diorite sodique et de diorite quartzique sodique. Par endroits, elles ont été diversement carbonatisées, silicifiées, feldspathisées et hématitisées; sur des bandes de plusieurs pieds de largeur, elles ont été envahies par tant de quartz et de feldspath qu'elles ont été transformées en une substance granitique, et l'altération prend l'aspect d'une granitisation. Cette altération s'accompagna de beaucoup de cisaillement et de formation de brèches.

Une coupe assez complète de la zone est visible le long du ruisseau Weir. A cet endroit, les roches métasédimentaires sont des arkoses typiques à quartz et plagioclase sodique accompagnées des minéraux accessoires habituels en petite quantité. Nous avons noté un affleurement de calcaire finement cristallin, gris colombin, qui renfermait un peu de trémolite, de quartz, de muscovite et de biotite.

Dans la partie nord de la zone, sur une largeur de 1,900 pieds le long du ruisseau Weir, seuls des affleurements épars de roches métavolcaniques se présentent. Ailleurs dans la zone, ces roches métavolcaniques sont en intercalations et forment des zones de quelques dizaines de pieds de largeur jusqu'à 150 pieds au maximum. Ces zones sont généralement constituées de roches variant de vert foncé à noires, très schisteuses, composées surtout de plagioclase (An₁₀) et d'amphibole foncée, bien formée, d'un bleu-vert intense. Des filons-couches de diorite sodique, de diorite quartzique sodique et de granodiorite ont envahi les zones métasédimentaires et métavolcaniques.

Il y a beaucoup d'indices de circulation de constituants mobiles à travers tous les types de roches représentés. Le transport a pu s'effectuer soit par des liquides hydrothermaux, soit par le processus de diffusion associé au métamorphisme, soit par une combinaison des deux. On trouve ici et là des veines de quartz et feldspath, mais les principaux indices d'un transport et d'une redéposition d'éléments nous viennent de l'étude des lames minces. On voit au microscope que les minéraux mobiles ont finalement atteint quatre modes d'existence:

- (i) longues masses irrégulières orientées suivant la schistosité;
- (ii) filons recoupant la schistosité et arrangements bréchiformes;
- (iii) nodules et taches de remplacement le long de filons ou en bordure des grains;
- (iv) zones de fractures parallèles serrées faisant un certain angle avec la schistosité. Nous croyons qu'il s'agit de plans de clivage cassant qui se sont développés après que la schistosité devint la surface "S" prédominante de la roche.

Les minéraux mobiles, par ordre approximatif d'abondance, sont le quartz, l'orthose, la calcite, le plagioclase, l'épidote, la chlorite, la muscovite, deux minéraux non identifiés (probablement des silicates de fer aqueux), la zéolite et la pyrite.

Une grande partie de la zone du ruisseau Weir a subi un intense cisaillement et fut réduite à l'état de brèche. Les roches métavolcaniques montrent une schistosité très accentuée et une forte orientation

PLANCHE X



A-Texture sub-ophitique. Grains de plagioclase en forme de lattes qui pénètrent dans des agrégats d'amphibole provenant de l'altération du pyroxène originel. (Nicols croisés x 21.5)



B- Idem (Nicols croisés x 34)

dimensionnelle des grains allongés d'amphibole. Dans les roches métasédimentaires et intrusives, le laminage apparaît lors du développement de longs rubans de grains lenticulaires. Par endroits, le cisaillement est si intense qu'il donne naissance à une texture mylonitique moulue et écorchée; à d'autres endroits ses effets sont négligeables. En général, les effets du cisaillement et de la déformation sont intenses à l'extrémité est de la bande, mais ils s'atténuent à l'ouest du ruisseau Paris.

Les roches métasédimentaires et intrusives de la zone avaient des compositions originelles semblables à celles des roches métasédimentaires décrites plus haut. Le pourcentage moléculaire de l'anorthite dans le plagioclase recristallisé ordinaire est de cinq à vingt pour cent, la plupart des grains étant plus calciques qu' An_{10} . Le plagioclase des grains clastiques qui ont échappé à la recristallisation varie d'une albite presque pure à An_{85} . Le plagioclase des roches qui semblent être des filons-couches de diorite sodique ou de trondhjémite a une composition ne dépassant pas An_{20} . L'assemblage typique (biotite et oligoclase sodique), en lequel furent transformées les roches originelles, les situe dans le sous-faciès chlorite et biotite des schistes verts. Les teneurs plus faibles en épidote et plus fortes en biotite et la présence d'un plagioclase légèrement plus basique que celui de la zone du ruisseau Bivé portent à croire que les roches que nous venons de décrire se situent plus près de la limite supérieure du sous-faciès que celles du ruisseau Bivé.

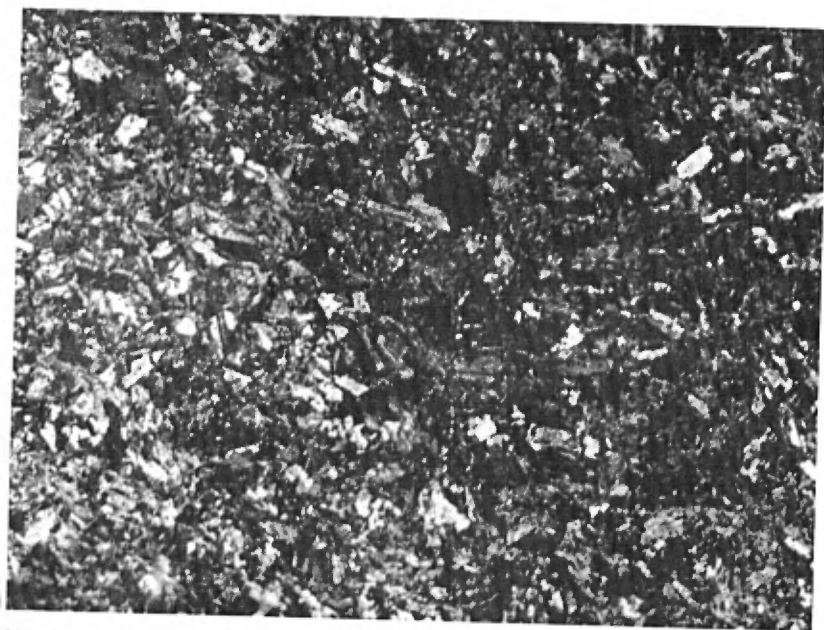
A proximité de l'embouchure des ruisseaux Vvette et Paris, à la limite sud de la partie centrale de la zone, se retrouve une faible étendue de roches métasédimentaires grenatifères. Ces roches délimitent un isograde du grenat et marquent également le passage des roches métasédimentaires au faciès amphibolite à albite et épidote, ce qui représente le degré de métamorphisme le plus élevé dans toute la région.

Zone altérée de la limite sud

A l'est de la rivière du Cap-Chat, la rencontre des Shickshocks et de la séquence sédimentaire plus récente au sud est marquée ici et là par une zone montrant beaucoup de brèches, ainsi qu'une silicification et une carbonatation intenses. Cette zone est absente en un point situé à l'ouest de la rivière où les roches voisines du contact sont déjà connues. Les meilleurs affleurements sont visibles le long du ruisseau Wilson.

Les roches de cette zone sont des carbonates siliceux durs, rougeâtres en surface altérée et tachetés de vert, de blanc et de rouge. Au microscope, on les voit constituées de dolomie, de sidérose et de quartz variant de grossier à calcédonique. Certaines lames minces semblent indiquer une période hâtive de dépôt de silice et de dolomie suivie par la formation de brèches et de veines de sidérose.

PLANCHE XI



Vestige de texture fluidale. On voit encore la forme en lattes de certains feldspaths, mais les grains de minéraux mafiques se sont complètement désintégrés pour donner un agrégat enchevêtré de chlorite et d'amphibole. (Nicols croisés x 19)

Nous considérons que l'altération résulte d'une imprégnation de fluides hydrothermaux quartzifères et carbonatifères qui, en plus de remplir les veines, ont remplacé le matériel adjacent à la faille séparant le Silurien du groupe de Shickshock. Cette action hydrothermale est peut-être liée à la période de mise en place de l'intrusion ultrabasique qui donna naissance aux amas de serpentinite de la région. Cette relation nous est suggérée par l'association dans l'espace d'une altération en quartz et carbonate et d'un petit amas de serpentinite à trois milles au nord-est du lac Joffre. De plus, la serpentinite renferme de la chromite et la serpentinite chromifère se rencontre dans la zone altérée à l'embouchure du ruisseau Weir.

Les effets de l'altération s'observent surtout dans les roches des Shickshocks et ce sont les seules qui montrent des preuves d'un remplacement par le carbonate. La zone altérée le long du ruisseau Wilson montre des taches de roches sédimentaires qui se trouvent probablement là par le jeu de failles. Il est probable que le stade hydrothermal a pris fin presque entièrement avant que les roches du Silurien soient abaissées par le jeu des failles contre le groupe de Shickshock.

Roches métavolcaniques

D'après leur apparence sur le terrain, on peut subdiviser en quatre classes principales les roches métavolcaniques, qui forment jusqu'à 85 ou 90 pour cent du groupe des Shickshocks. L'une d'elles comprend les coulées peu altérées qui se retrouvent surtout à proximité de la bordure nord des Shickshocks dans la zone de métamorphisme régional de moindre intensité. Les trois autres, généralement localisées au sud, se caractérisent par une fabrique et un assemblage minéralogique imposés par un niveau métamorphique qui augmente en intensité.

Shickshocks septentrionales

Cette classe comprend des roches vertes plutôt massives, à grain variant de moyen à fin. Un examen détaillé montre que leurs surfaces fraîches sont parsemées de nombreux grumeaux d'amphibole vert foncé emballés dans une pâte de plagioclase blanc. Le feldspath laisse voir, ici et là, des contours sub-idiomorphes et la texture est presque ophitique. Dans la demie ouest de la région, on remarque des roches de cette nature très près de la bordure nord des Shickshocks de même qu'à l'intérieur d'une avant-butte métavolcanique de 1,500 pieds de largeur, au nord des grès et autour de l'étang de la Montagne. Cette avant-butte se situe en dehors de notre région et n'apparaît pas sur la carte géologique; nous avons tout de même pris des échantillons en deux ou trois points de ce lambeau détaché. L'étude des photographies aériennes fait penser qu'il s'agit d'une grande apophyse qui se termine en coin à environ un mille et demi à l'est du lac

PLANCHE XII



A



B

Deux vues d'un nodule à quartz et épidote, rivière Cascapédia. Notez le feuillet (Côté droit du nodule dans XIIIB) de chlorite et d'amphibole schisteuse entourant le nodule.

Pérot et rejoint probablement le corps principal des roches métavolcaniques des Shickshocks à environ cinq milles à l'ouest de la région. Des roches de ce type apparaissent ici et là à l'est de la rivière du Cap-Chat, formant une zone qui s'étend sur une distance de deux à trois milles au sud du front des Shickshocks; elles constituent de plus des intercalations dans les roches sédimentaires au nord des montagnes.

En coupe mince, les textures sont sub-ophitiques ou tout à fait désordonnées. Les roches sub-ophitiques ont un grain moyen et montrent des lattes de plagioclase qui pénètrent dans des pigeonites aux formes carrées ou arrondies, ou dans des agrégats d'amphibole bleu-vert (Planche X). Quelques roches offrent des lattes de plagioclase alignées dans un mélange d'amphibole, de chlorite et d'épidote (Planche XI). Il est probable que ces dernières textures représentent des vestiges d'arrangements fluidaux provenant de la bordure des coulées de laves.

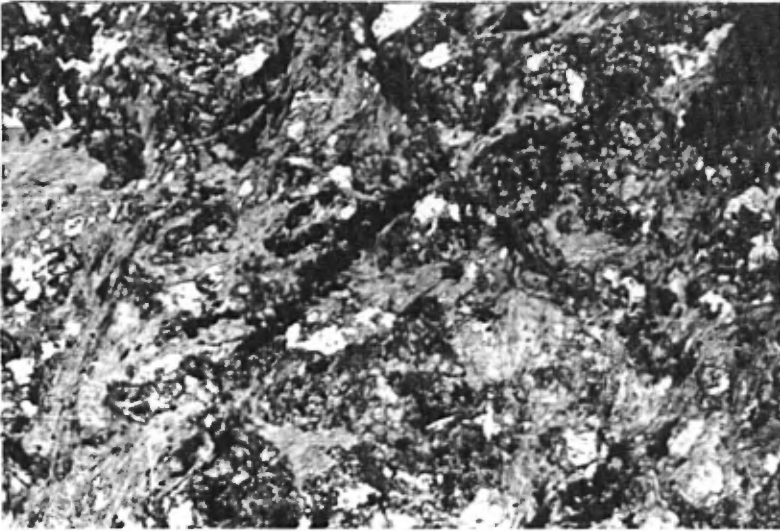
Sept des lames minces de ces roches que nous avons examinées contenaient de la pigeonite, en quantité ne dépassant pas 44 pour cent. Une bordure réactionnelle d'amphibole vert bleuâtre, elle-même entourée partiellement ou complètement d'une bordure de diabantite, ceint les grains de pigeonite. L'épidote et l'albite se présentent en quantités variant de cinq à vingt pour cent. La titanite, omniprésente, a une teneur moyenne de trois pour cent. Le pourcentage de quartz varie de 0 à 5; la magnétite et la pyrite peuvent constituer jusqu'à deux pour cent de la roche. Cependant, dans la plupart des roches de ce groupe, la pigeonite est complètement transformée en amphibole bleu-vert et en chlorite. La composition minérale moyenne de 23 lames minces sans pigeonite est la suivante:

<u>Minéral</u>	<u>Pourcentage</u>
Amphibole bleu-vert	44.5
Plagioclase	26
Epidote	17
Chlorite	8.7
Titanite	2.5
Quartz	0.5
Ilménite moins de	0.5
Magnétite moins de	0.5
Pyrite moins de	0.5
Carbonate présent dans 4 lames minces	

Shickshocks centrales et méridionales

Apparence sur le terrain et répartition - Les types de roches les plus répandus sont des schistes aphanitiques ou très finement grenus qui sont vert brillant en surface fraîche et vert grisâtre en surface altérée. Des

PLANCHE XIII



A-Enchevêtrement de chlorite, d'amphibole, de plagioclase, d'épidote et de titanite montrant la texture désordonnée, caractéristique d'une désintégration complète des laves des Shickshocks sans aucune recristallisation métamorphique. A noter le vestige de latte de plagioclase près du centre de la planche XIII B. (Nicols croisés x 30)



B-Même coupe, lumière ordinaire x 55 .

couches montrant de légères variations de colorations font ressortir la foliation. Les principaux minéraux sont une amphibole verdâtre, du feldspath, de l'épidote et de la chlorite. On rencontre des roches schisteuses dures, allant de vert foncé à gris pâle, généralement vert bleuâtre en surface altérée et qui peuvent être aussi très fissiles. Elles sont semblables aux types de roches que nous venons de décrire, et intimement associées avec elles.

Voici une description de deux phénomènes qui se remarquent fréquemment dans les deux variétés de roches que nous venons de citer. Le premier consiste en l'apparition, ici et là, de petites enclaves (un à trois mm) arrondies formées d'un ou de plusieurs minéraux parmi les suivants: épidote, quartz, chlorite, calcite et albite. Là où elles existent, elles sont en grand nombre. A première vue, ces enclaves ressemblent à des reliquats d'amygdales. Cependant, nous croyons qu'il s'agit plutôt de noyaux de ségrégation formés au cours du métamorphisme, car on n'y voit pas la troisième dimension en forme de tuyau observée habituellement dans les amygdales et ces enclaves ne se retrouvent pas dans les laves très peu métamorphisées des Shickshocks septentrionales.

Le deuxième phénomène est la présence de nodosités contenant du quartz et de l'épidote. Ce sont des amas de forme ovale qui sont constitués de quartz filonien blanc dans une pâte riche en épidote, le tout généralement entouré d'une enveloppe vert foncé (Planche XII). Leur taille varie de celle d'un ballon de football à des ovoïdes de plusieurs pieds de longueur; leur allongement est parallèle à la foliation qui enveloppe les noeuds. Au début, on a cru qu'il s'agissait de vestiges de coussins, mais ces objets seraient plutôt probablement d'origine metasomatique. Booth (1950, p. 1139), dans une description de formes semblables dans les schistes métavolcaniques de Tibbit Hill au Vermont, émet l'hypothèse qu'ils étaient peut-être le résultat de la circulation de liquides résiduels magmatiques infiltrés dans les vésicules et les fissures de la lave. Nous croyons qu'il s'agit plus probablement de phénomènes de ségrégation de dimensions considérables. Le quartz et l'épidote se sont concentrés dans la partie centrale alors que l'enveloppe externe foncée s'est formée comme un halo metasomatique contenant la chlorite et l'amphibole déplacées.

Les roches du quatrième type métavolcanique sont des schistes très durs, allant de noirs à vert foncé qu'on trouve uniquement proche de l'extrémité sud de la chaîne des Shickshocks. Elles comprennent les roches dures, semblables à des amphibolites, de la bande du ruisseau Weir.

Aspect microscopique - Les roches les plus au nord et les moins métamorphisées de ce secteur des Shickshocks montrent une fabrique peu évoluée caractérisée par des grains de faible calibre (environ 0.05 mm), une

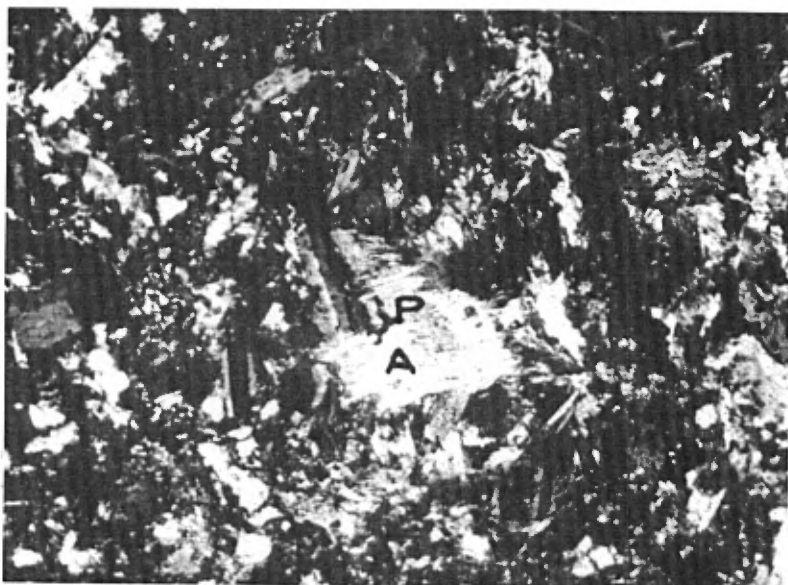
texture allotriomorphe, des contours de grains déchiquetés, un mélange désordonné de minéraux et, par endroits, une orientation dimensionnelle faible ou négligeable des éléments (Planche XIII). Plus au sud, des grains de plus grande taille, un allongement plus marqué des amphiboles et des chlorites et une meilleure orientation dimensionnelle caractérisent une structure plus évoluée. L'albite commence à apparaître en petits grains lenticulaires dont l'allongement s'accorde avec la direction générale de la schistosité; elle montre souvent une orientation optique préférentielle. Une ségrégation des éléments s'observe dans certaines de ces roches, bien que d'autres demeurent homogènes. Les structures les mieux organisées se voient dans les schistes noirs et vert foncé des Shickshocks méridionales à l'intérieur desquels les grains d'amphibole, très bien constitués, possèdent une orientation optique et dimensionnelle presque parfaite. Les autres minéraux sont bien alignés, la chlorite, l'albite, l'épidote et quelquefois les oxydes de fer eux-mêmes se présentent en grains allongés parallèlement à la schistosité. Ces dernières roches sont marquées par une forte ségrégation des éléments et caractérisées par des bandes d'albite et d'épidote ou d'albite pure alternant avec d'autres formées d'amphibole, d'amphibole et de magnétite ou d'amphibole et d'épidote; la taille des grains est d'environ 0.5 mm.

Composition minéralogique - La composition minéralogique moyenne de 72 lames minces de roches provenant des Shickshocks centrales et méridionales est la suivante:

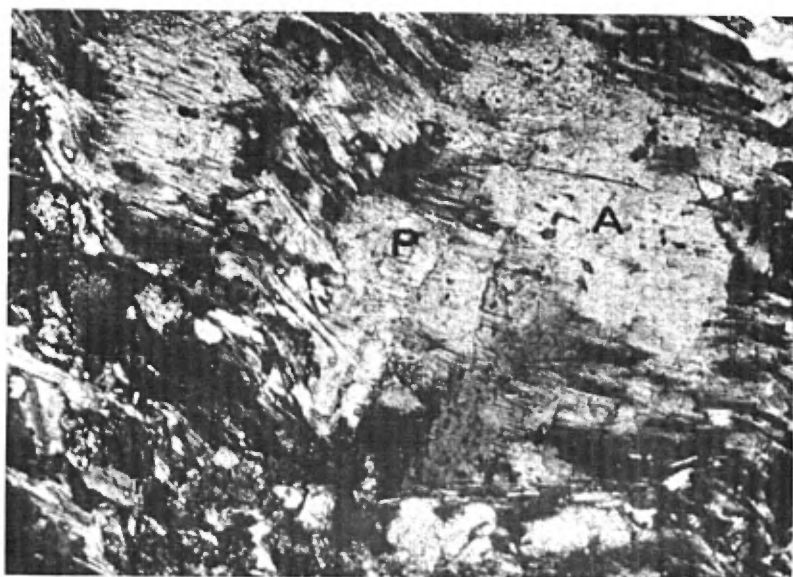
<u>Minéral</u>	<u>Pourcentage</u>
Amphibole bleu-vert	45
Albite	22.5
Epidote	17.3
Clinozoïsite (jusqu'à 10% de $H_2Ca_2Fe_3Si_3O_{13}$) ...	8.3
Epidote riche en fer (10 à 30% de $H_2Ca_2Fe_3Si_3O_{13}$)	9.0
Chlorite	6.9
Prochlorite	4.7
Diabantite-aphrosidérite	2.2
Quartz	4
Titanite	1.6
Calcite	1
Magnétite	0.9
Ilménite	0.4
Biotite	0.25
Pyrite	0.1

Le plagioclase des roches métavolcaniques des Shickshocks centrales et méridionales varie de l'albite presque pure à An_7 , à l'exception des schistes à amphibole foncés des Shickshocks les plus au sud où le

PLANCHE XIV



A- Remplacement de lattes de plagioclase (P) par une amphibole bleu-vert (A) au cours de la décomposition de roches volcaniques primaires. (Nicols croisés x 60)



B-Même coupe. (Nicols croisés x 65)

contenu en anorthite est d'environ 10%. C'est le cas du plagioclase dans lequel la texture ophitique de la roche originelle est préservée comme de celui qui est recristallisé.

L'amphibole bleu-vert constitue, en volume, près de la moitié de la roche des Shickshocks. Pour cette raison et parce que ses propriétés varient en fonction du degré de métamorphisme, nous l'étudierons d'une façon assez détaillée. Elle apparaît d'abord dans une bordure de réaction autour des pigeonites des laves originelles. A mesure que ces roches se décomposent, l'amphibole gagne l'intérieur pour aboutir à une pseudomorphose complète du pyroxène. A peu près au même moment où le pyroxène a été complètement remplacé, l'amphibole commence à attaquer les lattes de plagioclase. Au début, de fines spicules d'amphibole se projettent dans le feldspath, puis elles s'élargissent et se soudent jusqu'à ce qu'il n'y ait finalement plus de traces de plagioclase (Planche XIV). Pendant ce temps, l'amphibole elle-même est attaquée par la chlorite qui tend à réduire les gros grains en plus petits lambeaux et noeuds qu'elle isole. Par cette méthode et par la diffusion des éléments qui forment l'amphibole, celle-ci est finalement réduite à une masse de grains déchiquetés épars dans toute la roche. Des efforts de cisaillement qui accompagnent ces transformations peuvent orienter les grains épars d'amphibole parallèlement à l'allongement, mais ce n'est pas fréquent.

Alors que l'intensité du métamorphisme augmente, la recristallisation et la régénération de l'amphibole commencent. L'amphibole recristallisée est un minéral bleu-vert qui semble être identique à l'amphibole qui remplace tout d'abord le pyroxène. Les effets d'augmentation du métamorphisme se manifestent par une variation continue de la couleur, de la texture, des indices de réfraction et des angles d'extinction de l'amphibole. Essentiellement, plus le stade métamorphique est élevé, plus les indices de réfraction le sont et plus l'angle d'extinction est grand, mieux définis sont les grains et plus nets sont leurs contours. Une amphibole de la zone de faible métamorphisme montre les propriétés optiques suivantes: ses indices sont $X = 1.644$, $Y = 1.656$ et $Z = 1.666$; le pléochroïsme est Z - vert bleuâtre pâle, Y - vert pâle et X - jaune clair à presque incolore. L'angle d'extinction ZAC des amphiboles de ce type est aussi faible que 16° . Par contre une amphibole de la zone métamorphique la plus intense possède des propriétés de: $X = 1.652$, $Y = 1.664$ et $Z = 1.674$. Le pléochroïsme est Z - bleu-vert foncé, Y - vert émeraude et X - vert pâle à vert jaunâtre. L'angle d'extinction ZAC varie entre 21° et 24° . Toutes les amphiboles de la région sont négatives et ont un grand angle $2V$. Beaucoup montrent également un zonage de couleur plus ou moins bien développé, les portions périphériques étant toujours plus foncées que l'intérieur. Voici l'analyse d'un échantillon d'amphibole recueilli dans la zone métamorphique la plus élevée, analyse calculée à nouveau en tenant compte de la présence de fines enclaves d'albite en proportion évaluée à 2 pour cent:

<u>Oxyde</u>	<u>Pourcentage</u>
SiO ₂	46.42
Al ₂ O ₃	12.50
Fe ₂ O ₃	3.78
FeO	11.59
MnO	0.31
MgO	9.66
CaO	11.38
K ₂ O	0.65
Na ₂ O	1.58
H ₂ O	2.15

Il n'y eut pas d'analyse de TiO₂, mais il forme probablement de 0.5 à 0.8 pour cent du contenu en oxyde.

Seitsaari (1953, 1956) a étudié des amphiboles de même nature. La composition chimique des amphiboles bleu-vert foncé qu'il a mentionnée ressemble beaucoup à celle que nous venons de donner. Les amphiboles de teintes plus pâles renferment significativement moins de Fe₂O₃, FeO, Al₂O₃ et TiO₂ et plus de MgO et SiO₂ que les plus foncées. Dans la région de Tampere, Finlande, Seitsaari (op. cit.) relie l'anneau plus coloré des amphiboles zonées à une légère augmentation tardive de la température métamorphique en l'absence d'efforts de cisaillement. Dans la région du mont Logan, il n'y a pas d'indice d'une période distincte d'élévation tardive de température, il semble plutôt que celle-ci augmenta graduellement et produisit des amphiboles dans lesquelles les zones de changement graduel de la coloration sont larges.

Il semble curieux que les amphiboles de formation tardive soient la variété bleu-vert foncé pauvre en magnésium. Habituellement, les cristaux isomorphes magnésifères s'enrichissent en magnésium au cours des stades métamorphiques tardifs. L'explication de ce phénomène semble être que le magnésium nécessaire à la formation tardive des amphiboles ne peut provenir que de la chlorite et qu'il est relativement beaucoup moins abondant que les autres éléments constitutifs des amphiboles.

Les amphiboles zonées, telles qu'elles existent maintenant, sont évidemment dans un état instable et une réaction complète entre les parties du centre et de l'extérieur, engendrerait des espèces homogènes possédant des propriétés intermédiaires. Certains petits grains, parmi les roches les plus intensément métamorphisées, ne sont pas zonés. Il s'agit peut-être là d'une situation où une condition d'équilibre fut atteinte dans une amphibole d'abord zonée en raison d'une plus courte distance de diffusion dans de tels petits grains. Cependant il est également possible que des grains aient pu commencer à se former seulement au cours des stades tardifs de la formation des amphiboles.

Composition chimique - Dans le but d'obtenir quelques données sur la composition chimique globale des roches métavolcaniques des Shickshocks, nous avons calculé à nouveau les pourcentages moyens des minéraux de 72 lames minces (voir plus loin) en pourcentages d'oxydes. A cette fin, la composition de l'amphibole est établie avec l'analyse de l'échantillon provenant de la zone de fort métamorphisme. Nous avons remanié quelque peu certains pourcentages d'oxydes afin d'arriver à une composition moyenne représentative des amphiboles de toute la région. Un examen des analyses de Seitsaari (1953, 1956) pour les amphiboles bleu-vert de faible comme de fort métamorphisme nous a permis de déterminer s'il fallait ajouter ou soustraire et nous a indiqué la valeur de la correction. Au cours de cette étude, nous avons subdivisé les épidotes en quatre classes suivant qu'elles contenaient 0, 10, 20 et 30 pour cent de la molécule $H_2Ca_2Fe_3O_{13}$. Nous avons classé les chlorites comme prochlorite ou comme un minéral à la limite des groupes de la diabantite et de l'aphrosidérite. Le graphique de Winchell (1947, p.280) nous a fourni la composition chimique de ces chlorites dont les formules sont les suivantes:

Prochlorite: $H_{40}Fe_7 \cdot 85Al_{18}Mg_{14} \cdot 6Si_{10} \cdot 7O_{90}$

Diabantite-aphrosidérite: $H_{40}Fe_{18} \cdot 2Al_{12}Mg_{15} \cdot 2Si_{11} \cdot 8O_{90}$

Nous sommes raisonnablement assurés de la validité de la composition chimique moyenne à laquelle nous sommes arrivé, puisque celle-ci s'appuie sur 72 lames minces provenant de points épars dans une masse rocheuse de composition minéralogique assez simple. La quantité de TiO_2 donnée dans le tableau est probablement trop basse (d'environ 0.25 pour cent), car notre analyse de l'amphibole ne tient pas compte du TiO_2 alors que celles de Seitsaari indiquent un contenu en TiO_2 de l'ordre de 0.5 pour cent. On devrait sans doute augmenter quelque peu le contenu en Fe_2O_3 aux dépens de FeO , étant donné l'hypothèse improbable que tout le fer de la chlorite se présente à l'état ferreux.

Dans le tableau qui suit, la colonne (1) donne les pourcentages d'oxydes des roches métavolcaniques des Shickshocks tels que nous les avons calculés et la colonne (2), pour fins de comparaison, présente la composition moyenne de 161 basaltes publiée par Daly (1933, p. 17).

<u>Oxyde</u>	(1)	(2)
SiO_2	47.6	48.8
Al_2O_3	16.7	15.8
Fe_2O_3	4.1	5.4
FeO	7.0	6.3
MgO	5.7	6.0
CaO	11.34	8.9
Na_2O	2.9	3.2

K ₂ O	0.4	1.6
H ₂ O	2.4	1.8
TiO ₂	1.1	1.4
P ₂ O ₅	---	0.5
MnO	0.2	0.3
SO ₂	0.1	---

Veines

Les roches volcaniques, comme les roches métasédimentaires, sont lardées de veines de quartz, d'épidote et de calcite. Les veines d'épidote et celles de quartz et d'épidote sont plus grosses et beaucoup plus fréquentes que dans les roches métasédimentaires. Les filons de pegmatite sont comparativement rares. Ces veines se présentent généralement en nappes lenticulaires parallèles à la schistosité. Les renflements et les rétrécissements des épontes des veines sont si nombreux et tellement marqués que certaines "veines" apparaissent en surface, comme des chapelets de noeuds isolés d'un matériel filonien. Des protubérances filoniennes traversent parfois la foliation et quelques veines remplissent de courtes fractures en coin qui recoupent la foliation. Quelques veines ont plus que quelques pieds de longueur, mais la plupart ont moins que deux pouces de largeur.

Métamorphisme

Le premier stade de l'altération des roches volcaniques semble avoir comporté des processus autométamorphiques qu'il est difficile de distinguer des effets du métamorphisme régional. Mentionnons l'albitisation des grains de plagioclase sans la destruction de la texture sub-ophitique originelle ainsi que le remplacement simultané de la pigeonite par l'amphibole et de l'amphibole par la chlorite.

La réaction la plus déconcertante est la transformation de ce qui semble avoir été à l'origine un plagioclase calcique en albite. Tyrrell (1926, p. 329) cite des experts affirmant qu'une telle transformation s'accomplit probablement par l'action d'une liqueur-mère riche en sodium sur les laves. Il semble que toute liqueur-mère de cette nature, pour que ce processus se déroule, a besoin d'un enrichissement continu sur place. L'idée d'un nouvel approvisionnement de liqueur émergeant continuellement de la chambre magmatique et de son infiltration dans de longues nappes de laves plutôt imperméables est invraisemblable. L'imprégnation de la lave par du sodium provenant de l'eau de mer est une hypothèse attirante, mais la composition globale de la roche est à peu près celle d'un basalte normal (voir les analyses déjà mentionnées) et n'indique aucun enrichissement en sodium. Ce groupe de roches n'appartient donc pas à la famille spilitique où il y eut enrichissement en sodium et dont on trouve quelquefois des exemples dans ce milieu. La seule autre source de sodium semble être le plagioclase lui-même. Il a dû se produire une décomposition d'une certaine quantité

du plagioclase originel (labrador ou andésine calcique) pour fournir un approvisionnement constant de sodium à la liqueur-mère qui transformait les restes du plagioclase calcique en pseudomorphoses d'albite. Nous ne pouvons que spéculer sur les conditions qui ont déterminé quel plagioclase serait détruit et quel autre serait préservé. La taille des grains fut peut-être l'un des facteurs, car de telles pseudomorphoses d'albite ne s'observent que dans les roches les plus grossières.

La destruction autométamorphique passa petit à petit au métamorphisme régional. En même temps, le cisaillement fit sentir ses effets sur certaines laves dans lesquelles les produits d'altération de l'amphibole et de la chlorite montrent un certain alignement; un cisaillement plus intense, sans augmentation significative de la température, permit une rétrogression continue de l'amphibole en chlorite et actinote ou en biotite.

D'une manière générale ces roches se situent dans le faciès amphibolite à albite et épidote et, à l'exception d'un endroit voisin de la partie la plus méridionale des Shickshocks, elles forment un assemblage métamorphique de plus grande intensité que les roches métasédimentaires associées. La différence est le résultat d'un défaut d'ajustement complet d'un assemblage volcanique, originellement caractéristique d'un fort métamorphisme, à des conditions métamorphiques moins élevées.

La métasomatose fut presque inexistante lors de l'évolution métamorphique des roches volcaniques des Shickshocks. Si l'on compare leur composition chimique à celle d'un basalte normal, on note peu de gain ou de perte des éléments constitutifs de ces roches. Le petit nombre de filons importants indique que les roches se sont comportées essentiellement comme dans un système chimique fermé.

Traits structuraux

On n'observe pas de structure fluidale originelle dans la région du mont Logan et la foliation, comportant rubanement de coloration et schistosité, est l'élément structural dominant. La foliation primaire (S_1) est généralement orientée $N60^{\circ}E$; une seconde foliation (S_2) la recoupe presque à angle droit. La foliation S_2 consiste en une série de minuscules sinuosités surimposées à la schistosité S_1 . Il ne s'agit pas de plis, mais de minuscules gauchissements homoclinaux où la schistosité s'incurve d'environ 30° pour reprendre sa direction un ou deux millimètres plus loin. Le phénomène se manifeste en une série de fines ombres claires et foncées ou de très petites stries qu'on observe mieux sur les surfaces altérées et qui sont souvent si peu prononcées qu'on ne peut les distinguer qu'en observant la roche dans le soleil et sous certains angles. Nous n'avons pas reconnu la présence générale de cette foliation alors que nous travaillions dans la partie est de la région, bien que nous l'ayions vue

ultérieurement dans les échantillons provenant de ce secteur; nous avons donc mesuré son attitude uniquement dans la partie ouest de la région. Elle est typiquement parallèle aux diaclases transversales; nous avons même observé, en un ou deux endroits, son passage à des diaclases semblables. Nous croyons qu'elle s'est développée sous l'influence des mêmes forces qui ont engendré les diaclases transversales, mais qu'elle représente une déformation par flexure plutôt que par rupture. Elle a pu prendre naissance au moment où la roche était encore très chaude et soumise à une certaine pression.

Les diaclases transversales sont des groupes de fractures parallèles, nettes, à parois lisses et espacées les unes des autres de fractions de pouce à quelques pieds. La plupart sont fermées; certaines contiennent une pellicule de calcite ou d'hématite. Elles s'orientent à peu près à angle droit avec la foliation et se présentent presque perpendiculairement à la linéation b. Dans quelques affleurements, un groupe plus ou moins bien développé de fractures est parallèle à la foliation, mais le pendage est à l'aplomb de cette structure. Ces dernières fractures sont probablement des diaclases de tension qui se sont formées dans les parties extérieures étirées de l'arche d'un grand pli.

Ce que nous avons habituellement mesuré comme linéations sont des axes de petits plis d'entraînement, des ondulations et froissements de la schistosité. Parmi d'autres traits linéaires, on remarque des rainures d'origine douteuse visibles sur certaines surfaces de foliation et des intersections de celle-ci et d'autres fractures différentes des diaclases transversales. Ces traits semblent être parallèles aux axes des petits plis et, avec ces derniers, deviennent des indices du plongement des grands plis.

Il est difficile de reconnaître des failles dans le groupe des Shickshocks en raison de l'absence de bons horizons-repères. L'observation d'une zone de fracture ou de zones de brèches ou de roches très laminées nous a permis de reconnaître 13 failles. Leur direction se confine principalement aux zones NNW-NE et E-SE. Les pendages sont abrupts vers le sud ou verticaux.

Pour que cet exposé soit plus complet nous parlerons de deux fractures, visibles seulement en lames minces. La formation d'une nouvelle foliation par le plissement isoclinal de l'ancienne schistosité s'observe dans quelques lames minces. On y voit que la direction d'allongement des minéraux phylliteux à la charnière des plis représente la direction de l'ancienne schistosité alors que les plis axiaux et les flancs des plis dénotent la nouvelle. Dans certains cas, les plis ont la forme d'un Z et les flancs coïncident alors avec la schistosité primaire et la nouvelle est sub-parallèle aux flancs courts ou aux axes des plis. On trouve, apparenté à ces plis, un faux clivage qui recoupe la schistosité primaire sous des angles variés. Là où ce clivage traverse des lignes de minéraux

phylliteux, celles-ci sont plissées et ne sont plus alignées avec la schistosité, mais parallèles à la direction du clivage.

Corrélation et âge

Le terme "série de Shickshock" fut introduit par McGerrigle (1954a, p. 21) pour embrasser toutes les roches de la chaîne des Shickshocks à l'exception des amas intrusifs de serpentinite et de granite qui se présentent vers l'extrémité est de la chaîne. Nous avons suivi cet usage, excepté pour une bordure de grès arkosiques le long du front nord des Shickshocks que nous avons sortie de la "série" pour l'inclure avec les roches sédimentaires cambro-ordoviciennes. Nous préférons le mot "groupe" au terme "série", car dans notre conception des relations structurales, il n'y a pas de discontinuité tectonique entre les roches du Cambro-Ordovicien et celles du groupe de Shickshock. En l'absence de tout indice paléontologique contraire, nous nous servons, comme limite, du changement lithologique le plus marqué qui se situe entre les roches d'origines sédimentaire et volcanique. Au nord de la limite ainsi définie, les roches sont presque entièrement d'origine sédimentaire; elles sont surtout d'origine volcanique au sud. Il y a cependant quelques petites intercalations d'un type dans l'autre.

Notre limite se situe jusqu'à un mille et quart au sud de celle définie par McGerrigle. La différence est particulièrement marquée dans la partie ouest de la région où une bande de roches sédimentaires et une autre, de 1,500 pieds de largeur, de roches volcaniques légèrement métamorphisées, qui borde les sédiments au nord, ont été incorporées au groupe de Shickshock par McGerrigle (1953) sur sa carte géologique de la Gaspésie. (Note de l'éditeur: dans la région voisine à l'ouest, Ollerenshaw (1964) incorpore la bande de grès arkosique au groupe de Shickshock.)

Nous n'avons recueilli aucun renseignement paléontologique qui puisse indiquer l'âge du groupe de Shickshock, ni aucun matériel radioactif qui aurait pu nous permettre de le faire. D'autre part, il semble impossible de l'établir par corrélation avec des roches volcaniques d'âge connu. Il nous fut donc nécessaire de recourir à une détermination d'âge basée sur des considérations tectoniques. L'absence de métamorphisme dans les roches du Silurien moyen au sud et leur état peu déformé ne laissent que peu de doute au sujet de l'âge pré-silurien du groupe des Shickshocks beaucoup plus métamorphisé et déformé. Le facteur critique devient la nature des relations du groupe avec les roches cambro-ordoviciennes au nord.

Il semble y exister quatre possibilités principales:

- I les roches sédimentaires du Cambro-Ordovicien reposent en discordance sur le groupe de Shickshock;
- II le groupe de Shickshock repose en discordance sur les roches sédimentaires cambro-ordoviciennes;
- III le contact est une faille;
- IV le contact est une zone de roches sédimentaires et volcaniques interstratifiées; le groupe de Shickshock est soit (a) plus ancien, soit (b) plus récent que les roches sédimentaires du Cambro-Ordovicien.

La littérature géologique nous offre des opinions variées qu'on peut résumer en affirmant que Low (1883, p. 17F), Murray (1846, signalé par Low, op. cit.) et Béland (1957, p. 2) semblent avoir favorisé l'hypothèse IV; Logan (1963, pp. 280-281) et Alcock (1927, p. 36) favorisent IVb; Ellis (1883, p. 33), opte pour l'hypothèse IVa et McGerrigle (1954a, p. 23) pour les hypothèses I et III.

En fait, on peut faire valoir les indices qui supportent n'importe quelle de ces hypothèses.

Le facteur principal fut le degré apparemment plus élevé du métamorphisme des roches volcaniques. Cependant, notre étude a démontré que le groupe de Shickshock est plus métamorphisé que les roches plus au nord parce qu'il se situe dans une zone où le métamorphisme régional est plus intense et que l'âge n'entre pas en jeu.

On a trouvé des indices qui supportent l'hypothèse de la discordance en étudiant de près les directions de la stratification et de la foliation près de la limite du groupe. Elles sont, par endroits, obliques par rapport à la direction générale de cette limite. L'alternance de schistes argileux et de grès en contact avec des roches volcaniques peut évoquer une discordance avec les roches volcaniques reposant sur une couche de grès qui, érodée par endroits, laisse voir le schiste argileux sous-jacent. Il est aussi possible que les grès remplissent des dépressions dues à l'érosion dans le schiste argileux. Dans la région de Courcelette (McGerrigle, 1954a), une bande de roches sédimentaires et certaines directions structurales dans les roches métavolcaniques sont tronquées par les roches métasédimentaires du Cambro-Ordovicien au nord, ce qui porte à croire que ces dernières reposent en discordance sur les roches métavolcaniques.

Aucun de ces indices n'est réellement très probant. Les directions des formations varient en nombre d'endroits dans la région. Suivant les lois de la statistique, il ne semble pas exister suffisamment de différence entre les directions des roches sédimentaires cambro-ordoviciennes et celles des roches volcaniques avoisinantes pour permettre de croire à une discordance angulaire. L'alternance de schistes argileux et de grès en contact avec les roches volcaniques peut s'expliquer par la

nature même de l'épanchement volcanique qui a pu débiter plus tôt en certains points qu'en d'autres. Les coulées s'épanchèrent, en certains endroits, directement sur un plancher de schistes argileux, alors qu'ailleurs les épanchements furent postérieurs au dépôt d'arkose reposant sur les schistes argileux. Même s'il se produisit des phénomènes d'émergence et d'érosion, il n'y a pas de discordance structurale évidente ni aucune implication nécessaire d'une discontinuité temporaire importante. On peut également négliger le recoupement apparent de la fosse sédimentaire du lac Cascapédia (région de Courcellette) par les roches sédimentaires du Cambro-Ordovicien. Les laves des Shickshocks furent probablement des épanchements fissuraux et, avant d'être plissées, elles existaient sous forme d'un prisme épais, allongé en direction est-ouest. A moins que les forces déformantes aient été dirigées exactement à l'aplomb de la grande dimension de cet amas, le plissement aurait forcé les directions structurales de même que l'orientation des amas sédimentaires intercalés à être obliques par rapport à la direction générale de toute la masse volcanique.

Nous avons tenté de résoudre ce problème de limite du groupe en examinant attentivement le contact partout où ce fut possible. A cette fin, nous avons parcouru 19 itinéraires le long des cours d'eau qui traversent le contact dans la région du mont Logan. Nous avons suivi un chemin de transport de bois de construction qui croise le contact juste à l'est de la région; nous avons également observé le contact le long de la route du parc national de la Gaspésie qui le croise à 20 milles à l'est de la région du mont Logan.

Ces observations révèlent que le passage de la séquence volcanique à la séquence sédimentaire s'effectue le long d'une zone de roches sédimentaires et de laves interdigitées. Dès qu'un observateur se déplace vers le sud à partir du terrain sédimentaire cambro-ordovicien, il voit apparaître des affleurements de roches métavolcaniques du type des Shickshocks et, à peu de distance, il est en présence de l'amas principal de roches volcaniques. Les roches métavolcaniques dominent alors, mais des affleurements épars de roches métasédimentaires lithologiquement semblables aux grès cambro-ordoviens démontrent que quantités de sédiments continuaient à se déposer dans la région au moment où s'arrêtaient temporairement les épanchements de laves. Les bandes sédimentaires les plus larges correspondent aux plus longues périodes d'arrêt du volcanisme, bien que des intercalations peu épaisses de couches volcaniques démontrent que les volcans ou les fissures n'étaient pas complètement en repos.

Nous n'avons observé aucun indice de faille dans la région, bien que des affleurements cisailés à proximité de la zone de passage le long de la route du parc national de la Gaspésie puissent suggérer la présence d'une faille. McGerrigle (1954a) a relevé par endroits des failles le long du contact, sur la carte de Courcellette; ces failles

sont probablement peu importantes. Il semble que des failles isolées aient pu se développer le long de cette zone où la lithologie varie brusquement, sous l'action de plissements importants qui affectèrent la région par la suite.

Les remarques précédentes permettent de conclure que le groupe de Shickshock est sensiblement du même âge que les roches sédimentaires au nord. Nous considérons comme probable que les roches, sur une certaine distance au nord des Shickshocks, deviennent généralement plus jeunes vers le sud et qu'ainsi le groupe de Shickshock serait plus récent que ces roches. Pour expliquer le passage progressif vers le nord des roches des Shickshocks à des roches plus récentes d'âge Normanskill et Lévis, en dépit des pendages généralement vers le sud, il faut opter soit pour un pli isoclinal déversé, soit pour une faille. Dans le premier cas, le groupe de Shickshock devrait réapparaître au nord de l'axe du pli. Il ne le fait pas et nous devons choisir l'hypothèse d'une faille, ou supposer que le groupe de Shickshock se termine en coin avant d'atteindre le flanc nord du pli. Les indices en faveur de l'une ou l'autre hypothèse ne s'observent pas dans notre région et toute autre discussion de ce problème est en dehors du champ de notre étude.

Nous ne faisons ici aucune corrélation entre le groupe de Shickshock et autres roches, puisque nous croyons que les seules données à l'appui seraient une vague similitude de lithologies et du cadre tectonique général. Les roches volcaniques les plus rapprochées se présentent en taches intercalées dans l'Ordovicien inférieur des cantons de Saint-Denis et de Tessier, comté de Matane (Béland, 1957). Nous avons étudié six lames minces de ces roches qui même avec les faciès les moins altérés montrent peu de ressemblance avec les roches volcaniques des Shickshocks. Une différence importante réside dans le pyroxène, lequel dans les Shickshocks, est une pigeonite normale, tandis que celui des roches volcaniques de Saint-Denis - Tessier est du type anormal dont le 2V est faible, le signe optique négatif et l'extinction presque parallèle. On connaît des basaltes ordoviciens (Jones, 1933) près de la partie nord de l'amas de granite de Tabletop, à environ huit milles au nord-est de l'extrémité est des roches métavolcaniques des Shickshocks. A cet endroit, les roches volcaniques sont beaucoup plus fraîches et moins métamorphisées que celles du groupe de Shickshock. Cependant, ce fait n'est pas nécessairement l'indice d'un âge différent, puisque la plus grande intensité du métamorphisme des laves des Shickshocks pourrait bien résulter de l'action d'un métamorphisme régional plutôt que d'une plus grande ancienneté.

Tectonique

Les observations sur le terrain et l'étude des lames minces démontrent que la foliation de la roche est généralement parallèle au rubanement d'écoulement et à la stratification des roches volcaniques et sédimentaires primaires. Cette relation est confirmée par le parallélisme régional des directions de foliation avec l'orientation générale des bandes métasédimentaires. McGerrigle (1954a) parvint à la même conclusion à la suite de son étude de la région de Courcelette.

Quelques observations de stratification et de schistosité discordantes et, peut être, l'obliquité régionale de l'extrémité est de la zone du lac Vignon par rapport à la foliation à cet endroit, montrent que le parallélisme n'est pas absolu. Nous interprétons ce fait comme un indice que la foliation n'est pas du type parallèle à la stratification causé par la chaleur et par une charge statique, mais qu'elle est le résultat d'une action dynamique d'un intense plissement à laquelle s'ajoute l'influence du métamorphisme et de la recristallisation. Une foliation de ce dernier type est généralement parallèle à la stratification, mais on doit s'attendre à des discordances locales.

Nous croyons que la foliation du groupe de Shickshock et des roches sédimentaires cambro-ordoviciennes avoisinantes fut engendrée par un intense plissement au cours de l'orogénèse taconique. Les roches, en ce temps-là, furent probablement déformées en une série de plis couchés et serrés avec de longs flancs presque horizontaux, de courtes charnières et de flancs courts à pendage plus prononcé. Il y eut oblitération du rubanement d'écoulement et d'une partie de la stratification, ce qui donna naissance à une bande de roches métamorphiques dont la surface "S" dominante était une foliation presque horizontale. Les structures plissées actuelles proviennent du plissement postérieur de cette foliation.

Les principaux traits structuraux sont maintenant un synclinal nord, serré et parallèle à un synclinal plus ouvert distant, vers le sud, de deux à quatre milles. Au sud de l'axe de l'anticlinal, le bloc des Shickshocks se trouve en contact faillé avec des roches sédimentaires siluriennes; le bloc a été relativement soulevé par rapport à ces dernières roches. Nous ne connaissons pas l'attitude de cette faille: elle nous semble abrupte et, par suite de son association avec des roches ultrabasiques, nous croyons qu'elle peut s'enfoncer très profondément.

On peut observer l'axe du synclinal pour la première fois à proximité du mont Blanc. De ce point, cet axe se prolonge vers le N50°E jusqu'au lac Côté, dans l'angle nord-est de la région. Il est, au-delà des limites de la région, le prolongement d'un axe synclinal relevé par McGerrigle dans la région de Courcelette. Le pendage moyen vers le sud du flanc nord du

synclinal varie de 65° à 70° ; le flanc sud s'incline lui aussi abruptement près de l'axe. Plus au sud, le pendage est moins prononcé et finit par s'aplanir pour donner naissance à la charnière anticlinale. L'axe de l'anticlinal persiste dans toute la région depuis la partie sud du lac Matane jusqu'au coude de la rivière Cascapédia vers le ENE. Tout comme le synclinal, l'anticlinal se continue vers l'est dans la région du lac Courcelette. Il est difficile de fixer un chiffre moyen pour le pendage du flanc sud qui varie considérablement; par endroits près du contact avec la séquence silurienne, son accentuation est marquée. Il s'agit probablement d'un pli d'entraînement produit au cours du soulèvement du groupe des Shickshocks le long de la faille bordière.

Les structures plissées que révèle la foliation ne sont pas solidement confirmées par l'orientation des zones métasédimentaires. Le synclinal est tellement serré que les flancs peuvent atteindre de grandes profondeurs. Ainsi, la disparition de la mince zone métasédimentaire du côté opposé de l'axe du synclinal est peut-être le résultat d'un amenuisement en forme de coin.

On doit s'attendre, en ce qui concerne l'anticlinal plus ouvert que le synclinal, à ce que l'épaisse zone du ruisseau Bivé réapparaisse du côté sud de l'axe. Cette zone semble atteindre la charnière et même en épouser la forme, à environ deux milles à l'est de l'étang Tallard. La partie à orientation nord-est de la bande du ruisseau Weir, entre les ruisseaux Bicil et Saugon, se raccorde à la bande du ruisseau Bivé à la charnière du pli. Il n'y a pas cependant de jonction à la surface, puisque les affleurements qui les séparent, le long des ruisseaux Bernier et Bouynot, sont des roches volcaniques, mais les deux bandes se rejoignent peut-être en profondeur. Dans ce cas, cette partie de la zone du ruisseau Weir comprise entre les ruisseaux Bicil et Saugon devient la portion droite d'un Y qui, au ruisseau Saugon, se divise en deux bras. L'un de ces bras s'observe à la surface comme le prolongement de la zone du ruisseau Weir; l'autre n'apparaît pas à la surface avant de se fusionner avec la zone du ruisseau Bivé à la charnière du pli. Un coin de roches volcaniques se trouve entre les deux bras. Nous croyons que tout cet ensemble représente une interdigitation importante de matériaux volcaniques et sédimentaires.

Les structures plissées, dans la demie ouest de la région, plongent de 5° à 25° en direction ENE, avec une moyenne d'environ 15° . Nous avons déterminé le plongement à l'aide de la linéation, des diaclasses ac et de la foliation précédemment décrites. Il y a une zone de plongements renversés de 20° à 40° , à l'est de la rivière du Cap-Chat. Ces plongements se maintiennent ainsi sur une distance de deux à quatre milles avant de s'orienter à nouveau suivant la direction générale ENE.

La carte montre que l'orientation de l'axe anticlinal est légèrement oblique par rapport à celle du groupe de Shickshock tout entier. Tout à fait à son extrémité est, dans la région de Courcelette (McGerrigle, 1954a), l'axe de l'anticlinal se trouve à deux milles seulement au sud de la limite nord des Shickshocks. Par contre, il n'est qu'à environ un mille au nord de la limite sud dans l'angle sud-ouest de la région du mont Logan. La courbure la plus prononcée est à proximité de l'extrémité est de l'axe. Une telle accentuation de la courbure caractérise d'autres éléments tectoniques de la partie est de la région de Courcelette, l'orientation moyenne d'un axe anticlinal s'établissant à environ N30°E. Cette obliquité des éléments tectoniques des Shickshocks par rapport aux roches sédimentaires du Cambro-Ordovicien n'indique pas un recoupement non-concordant d'éléments tectoniques par des roches sédimentaires sus-jacentes. Elle s'accorde simplement avec l'ajustement des éléments tectoniques à la bordure en coin de la masse volcanique et la direction générale des roches sédimentaires au nord est parallèle à celle des roches métavolcaniques au sud. Il est évident que la partie est des Shickshocks a été plissée par des forces dont la direction était d'environ N60°W, direction différente de l'orientation vers le nord qui caractérise la péninsule dans son ensemble. On peut voir sur la carte géologique de la Gaspésie (McGerrigle, 1953) une zone de ces éléments tectoniques coupés en biseau qui balaie en direction nord-est la partie centrale de la péninsule. Ces éléments, enveloppant l'extrémité est des Shickshocks, sont liés, au moins dans l'espace, aux intrusions granitiques du mont Table, du mont Hogsback et du mont Vallières et à l'amas de serpentinite du mont Albert. Les structures en biseau affectent des roches d'âge aussi récent que le Dévonien inférieur à moyen. Nous supposons que ces structures sont plus anciennes que les roches sédimentaires carbonifères non dérangées de la partie sud de la péninsule, ce qui, d'une façon, donne un âge relatif à cette période de plissement. Parce que celui-ci a engendré des structures dont un certain nombre constituent le prolongement d'autres qui existent dans la région du mont Logan, nous présumons que le plissement est du même âge. On pourrait penser que les principales orientations tectoniques se sont formées au cours d'une période antérieure de plissement et que la torsion de leurs extrémités est fut produite par des plis transversaux qui sont peut-être beaucoup plus tardifs. Cependant, l'hypothèse des plis transversaux ne peut expliquer l'obliquité des directions tectoniques du groupe de Shickshock dans son ensemble. Un plissement transversal tardif n'aurait pu produire une migration vers le nord, à travers la zone métavolcanique, des extrémités est des éléments tectoniques, mais aurait gauchi toutes les roches volcaniques en accord avec le gauchissement des structures.

Les phénomènes mineurs associés aux structures des Shickshocks présentent un certain intérêt. Les plis en forme de Z observés sur le terrain, le clivage cassant, les plis minuscules et plis associés au faux clivage visibles dans les lames minces représentent un ajustement au

plissement de cette roche dont les surfaces S dominantes durant le plissement coïncident avec la schistosité plutôt qu'avec un rubanement fluidal ou la stratification. Si le plissement s'était prolongé ou s'il avait été plus intense, la schistosité actuelle aurait été oblitérée et une nouvelle se serait formée parallèlement aux flancs courts des plis en forme de Z et aux directions du faux clivage et du clivage cassant.

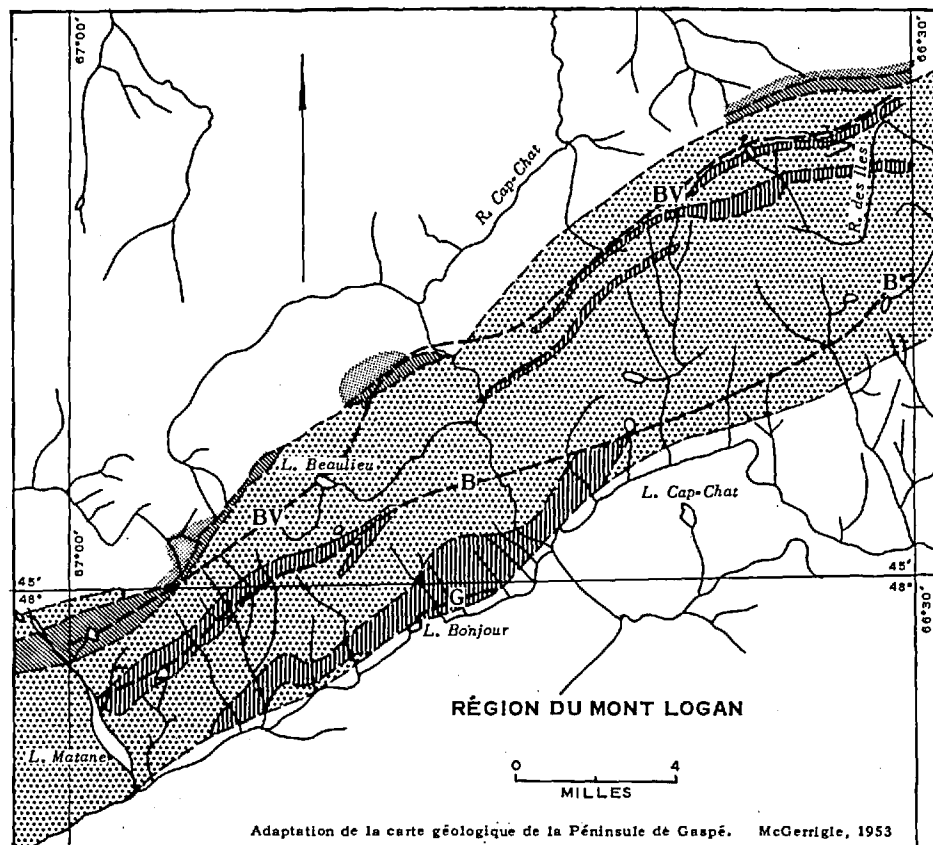
L'âge du plissement tardif des Shickshocks a déjà été établi comme étant postérieur au Dévonien inférieur à moyen et antérieur au Carbonifère. On peut relier provisoirement ces mouvements à une orogénèse acadienne de la fin du Dévonien.

Nous croyons que la foliation principale des roches du groupe des Shickshocks a été engendrée par des formations antérieures au Silurien moyen car certaines roches de cet âge, au sud, ne montrent aucun indice d'un plissement aussi intense. Les roches de l'Ordovicien moyen au nord (Normanskill) laissent voir une intensité de plissement compatible avec le plissement auquel on peut faire appel pour expliquer la foliation des roches des Shickshocks. Elles ne devinrent pas schisteuses uniquement parce qu'elles se trouvèrent en dehors de la zone de métamorphisme régional. Ainsi, le premier stade de plissement serait antérieur au Silurien moyen et postérieur à l'Ordovicien moyen; on peut donc l'attribuer à l'orogénèse taconique.

Métamorphisme régional

J. Béland nous a personnellement fait part que, dans la région de Grosses Roches - Sainte-Félicité (Béland, 1957), on peut enregistrer de faibles effets métamorphiques jusqu'à dix milles au nord des Shickshocks et que le métamorphisme semble augmenter en intensité vers le sud. Plus haut, nous avons démontré qu'à la limite de la carte, à deux milles au nord des Shickshocks, des phénomènes métamorphiques comme le débitage des ardoises et le lustre micacé s'observent dans les schistes argileux et les grès du Cambro-Ordovicien. L'apparition de chlorite en un certain point dénote un niveau supérieur du métamorphisme. Nos renseignements sont trop peu nombreux pour permettre de délimiter l'isograde de la biotite; au delà de la partie ouest de la région, elle se trouve probablement au nord des limites de notre carte. La biotite verte apparaît un peu plus au sud et son isograde, à l'ouest de la source de la rivière Matane, se situe dans les roches cambro-ordoviciennes un peu au nord des Shickshocks. L'isograde, à l'est de la rivière du Cap-Chat, se dirige vers le sud et traverse même la zone d'affleurements du groupe de Shickshock, (voir figure 2). La direction générale de l'isograde est plus accentuée vers l'est que celle du front des Shickshocks. En se déplaçant vers le sud perpendiculairement à l'isograde de la biotite verte, on observe des changements dans la minéralogie et dans la fabrique de la roche qui prouvent l'augmentation continue de l'intensité du métamorphisme jusqu'à ce qu'on atteigne l'isograde

FIGURE 2



ISOGRADÉS MÉTAMORPHIQUES

BV-Isograde de la biotite verte

B- Isograde de la biotite

G- Isograde du grenat

Schistes argileux ardoisiers

Roches métavolcaniques

Méta-arkoses

Roches métasédimentaires

B-815

C.R. MATTINSON

de la biotite. Cet isograde n'est qu'à environ un mille au sud de celui de la biotite verte, dans la partie extrême ouest de la région. Cependant, les deux s'écartent vers l'est et sont distancées de plus de quatre milles à la limite est de la région. Le métamorphisme continue de s'accroître vers le sud au delà de l'isograde de la biotite pour atteindre sa plus forte intensité dans une petite zone de roches grenatifères située le long de la limite sud des Shickshocks.

Ainsi, on peut dépeindre le tout comme une vaste région à métamorphisme progressif s'étendant vers le sud à partir des rives du Saint-Laurent pour atteindre son maximum visible à quelque 15 milles au sud de la limite sud des Shickshocks. Les isogrades d'égale intensité métamorphique ne sont pas tout à fait parallèles aux directions structurales régionales, mais ils s'infléchissent en une direction presque est-ouest.

La reconnaissance de la nature régionale et progressive de ce métamorphisme est de grande importance dans une étude de l'âge du groupe de Shickshock. Sachant qu'il n'y a pas de transition subite entre le stade métamorphique des roches sédimentaires cambro-ordoviciennes et celui des roches des Shickshocks, nous pouvons supprimer l'ancienne et importante pierre d'achoppement, à savoir, la notion d'une plus grande ancienneté pour les roches des Shickshocks en raison de leur métamorphisme apparemment plus élevé.

On peut considérer au moins deux possibilités pour expliquer l'augmentation du métamorphisme vers le sud. La première, c'est que le stade métamorphique plus élevé vers le sud serait une conséquence d'un plus grand enfouissement ou enfoncement des roches du sud alors soumises à une température plus élevée, hypothèse que la tectonique ne supporte pas. D'après le plongement général vers l'est et considérant l'aire restreinte du plongement ouest, à l'est de la rivière du Cap-Chat, nous pouvons très raisonnablement supposer que les roches entourant le lac Matane à la limite ouest de la région proviendraient d'une zone qui se serait trouvée à une profondeur d'au moins cinq milles par rapport à celles de la limite est. C'est pourquoi les isogrades métamorphiques, s'ils sont liés à la profondeur de l'enfouissement, devraient s'orienter approximativement nord-sud, perpendiculairement à la direction de la plus grande différence de profondeur.

L'envahissement des niveaux supérieurs de la croûte terrestre par du matériel provenant de la zone granitique plus profonde explique beaucoup mieux les températures plus élevées vers le sud. L'amas principal n'a pas atteint le niveau de l'actuelle surface d'érosion, mais sa présence en dessous est indiquée par des masses acides en forme de filons-couches dans la zone du ruisseau Weir par les forts indices d'action hydrothermale en cet endroit. L'association dans l'espace de ces phénomènes à des granites est connue dans le monde entier.

Une carte gravimétrique de la Gaspésie récemment publiée par Tanner (1960), de l'Observatoire du Canada, Ottawa, supporte cette dernière hypothèse. La carte montre, dans l'intérieur de la Gaspésie, une très grande zone de forme ovale marquée par une anomalie gravimétrique positive prononcée. Dans la partie ouest de la région du mont Logan, le grand axe de l'anomalie longe le contact sud du groupe de Shickshock. Plus à l'est, l'anomalie se déplace vers le nord en s'affaiblissant d'abord, pour atteindre ensuite un nouveau maximum sur l'amas de serpentinite du mont Albert. Au delà de ce mont, l'anomalie se continue très intense en direction ENE jusqu'à la côte.

On peut relier partiellement cette anomalie aux roches métamorphiques denses du groupe de Shickshock, mais sa position hors du centre par rapport à la zone principale d'affleurements laisse croire qu'elle ne résulte pas uniquement de la présence de ces roches. Son association avec le mont Albert semble montrer que cette anomalie s'explique également par la présence de l'amas de serpentinite à cet endroit comme ailleurs en bordure de la partie sud des Shickshocks. Cependant, sa grande étendue régionale et son prolongement loin au delà des affleurements connus de roches volcaniques et de serpentinite, font aussi penser qu'elle pourrait résulter de l'existence d'une voûte dans le soubassement. Ainsi, il est possible que toute la zone représente une longue ligne de faiblesse continue dans la croûte terrestre. Apparaurent d'abord, semble-t-il, des séries de fissures ou de conduits d'où s'épanchèrent, au Cambrien ou au début de l'Ordovicien, les laves des Shickshocks. Plus tard, probablement au cours de l'orogénèse taconique, vint la remontée granitique. Encore plus tard, la zone servit à localiser la grande faille qui sépare maintenant les Shickshocks des roches siluriennes au sud. Cette faille atteignit peut-être le substratum basique de la croûte terrestre, fournissant ainsi un passage pour la montée du matériel ultrabasique maintenant visible au mont Albert et des autres amas de serpentinite de la région.

ORDOVICIEN MOYEN

C.H. Smith, de la Commission Géologique du Canada, nous a appris qu'il a recueilli, en 1957, dans la région du mont Logan, des fossiles établissant que les roches qui les renfermaient dataient de l'Ordovicien moyen (Normanskill). Notre carte indique ces endroits comme F14 et F15. Ces collections de fossiles sont très intéressantes, puisqu'elles proviennent des premières roches attribuées à l'Ordovicien moyen du côté sud des Shickshocks.

Le gîte fossilifère F15 ne se trouve qu'à 100 ou 200 verges au nord de notre gîte F1 (Silurien) le long d'une partie d'une route construite, par Hammermill Paper Company, après que nos travaux de cartographie furent complétés. Le gîte F14 se trouve le long du ruisseau

Wilson, à environ trois-quarts de mille en amont de sa jonction avec la rivière du Cap-Chat.

On a recueilli dans le gîte Fl5, Climacograptus sp., cf., C. schlarenbergi Lapworth et, dans le gîte Fl4, Dicranograptus nicholsoni Hopkinson var. minor Bulman et Climacograptus bicornis var. tridentatus Lapworth. (Les fossiles furent identifiés par L.M. Cumming de la Commission Géologique du Canada). La lithologie de ces roches et la nature des fossiles qu'elles contiennent portent à croire à une corrélation avec la partie inférieure de l'Ordovicien moyen cartographié par McGerrigle (1954, p. 30) dans la région de Tourelle. Cet auteur a présenté une corrélation plus étendue de ces roches.

Les échantillons que nous avons examinés sont des schistes argileux, durs et noirs qui sont beaucoup plus durcis et métamorphisés que les roches siluriennes avoisinantes. La zone d'affleurement de ces roches est encore mal délimitée et nous ne la connaissons que par deux affleurements. Des schistes argileux gris et durs, visibles le long du ruisseau Alphonse à environ un mille à l'ouest, font peut-être partie de cette zone, mais par contre des calcaires de type silurien apparaissent à un demi mille en amont le long de ce même ruisseau. D'autres affleurements et collections de fossiles du Silurien dans le voisinage sont utiles pour délimiter l'aire du Normanskill dont l'étendue maximum apparaît sur notre carte. Nous ne connaissons pas la nature du contact entre ces roches et le groupe de Shickshock.

SILURIEN

Répartition et caractère général

En plus de se trouver le long de la petite aire de roches de Normanskill que nous venons de décrire, des strates siluriennes limitent les Shickshocks au sud dans la demie est de la région. Nous croyons également que les roches sédimentaires au sud des Shickshocks dans la demie ouest de la région sont d'âge silurien, bien que nous ayons fait peu de travail à cet endroit.

Les couches siluriennes, dans la demie est de la région, se présentent en une bande large d'environ trois milles et orientée ENE. Cette bande est en contact de faille avec le groupe de Shickshock au nord et à son sommet, passe probablement en concordance aux roches dévoniennes au sud.

Dans la région de Courcelette à l'est, une dolomie* d'altération rougeâtre marque la base de la coupe visible du Silurien. Dans notre région, cette zone est probablement représentée par des affleurements de dolomie près de la base de la coupe le long du ruisseau Go-Ashore. Des affleurements d'orthoquartzite dur, à grain fin, blanc (Val Brillant?) et caractérisé par de minuscules taches de rouille, en surface altérée, s'observent un peu plus haut dans la coupe le long de ce même ruisseau et en d'autres endroits à proximité de la base du Silurien. La coupe la plus épaisse de cette roche visible en un même endroit mesure 50 pieds.

Les conglomérats sont rares dans ces roches. Quelques pieds sont visibles le long du ruisseau Go-Ashore à environ 200 pieds en aval de la zone d'orthoquartzite. Le conglomérat est constitué de cailloux et galets, sub-arrondis de schiste argileux de calcaire argileux et de calcaire emballés dans une matrice foncée argileuse.

La partie inférieure de la coupe comprend, en général, des siltstones calcaireux et argileux s'altérant en une teinte brunâtre et qui, vers le haut, passent à des calcaires gris silteux et argileux, des calcaires plus purs et un peu de dolomie et de schiste argileux. Certains lits silteux montrent des ripple-marks et un granoclassement. Les roches clastiques, en lames minces, laissent voir des grains sub-anguleux à sub-arrondis assez bien classés. Les principaux constituants clastiques sont le quartz et un peu de feldspath cimentés par de la calcite et un matériel argileux. Plus près de la base de la coupe, la composition des fragments détritiques devient plus complexe et la proportion du feldspath par rapport au quartz augmente. Les grains de schiste argileux et de siltstone deviennent assez fréquents et constituent jusqu'à 20 pour cent de la roche à certains endroits. On trouve également des fragments de trachyte, de granite, de quartz filonien et de phyllade. Ces roches sont moins bien classées et leurs grains plus anguleux. Du quartz, du matériel argileux et une petite quantité de plagioclase sont, dans la partie supérieure de la coupe, les seules impuretés dans les dolomies et les calcaires.

*

Note de l'éditeur - Certains géologues (v.g. MacGregor, 1962) croient que cette dolomie s'est formée par une altération hydrothermale de serpentinites schisteuses; il est évident que certaines dolomies se sont formées de cette façon. Cependant, celle qui nous intéresse ici, ou une roche semblable, a été observée par McGerrigle en plusieurs points le long du contact des Shickshocks et du Silurien entre le mont Albert et la rivière du Cap-Chat et, en de nombreux points, (comme l'endroit que mentionne Mattinson le long du ruisseau Go-Ashore), il n'y a pas d'indice d'une association étroite de la dolomie avec les serpentinites.

Les horizons-repères sont rares dans la coupe. Cependant, l'orthoquartzite blanc proche de la base en est un bon et sa situation partout à proximité des Shickshocks démontre que la faille bordière est sensiblement parallèle à la stratification. Des lits de calcarénites bioclastiques grossières, qui donnent une odeur fétide quand on les casse, se trouvent à la partie supérieure de la coupe. Ces couches ne sont pas assez distinctives pour permettre une corrélation sûre d'un point à l'autre, mais on peut assez bien suivre la zone pour en déterminer la direction générale.

Coupe et puissance

La coupe que nous décrivons plus loin provient surtout d'affleurements qui longent la rivière du Cap-Chat et du chemin forestier qui la borde. Nous en avons mesuré des parties, mais elle s'appuie principalement sur des calculs faits à partir des affleurements mis sur la carte. Nous arrivons à une puissance de 7,263 pieds, chiffre qui devrait être augmenté de 100 à 500 pieds pour tenir compte de roches qui, à la base ou au sommet, sont cachées par le mort-terrain ou ont été enlevées par des failles. Notre estimé se compare assez bien avec celui de McGerrigle (1954a, p. 42) dans la région de Courcellette, soit 7,000 pieds, bien que notre limite supérieure se situe à quelque 1,500 pieds plus bas que celle de McGerrigle. Nous n'avons pas tenu compte des failles. Nous savons que l'une d'elles affecte la coupe et nous soupçonnons l'existence d'une autre. Mais il ne semble pas qu'il s'agisse d'accidents importants puisqu'il n'y a pas de répétition évidente. Si d'autres failles existent, elles sont vraisemblablement des chevauchements et leur effet serait sans doute d'augmenter la puissance de la coupe.

	<u>Puissance</u> <u>en pieds</u>	<u>Puissance</u> <u>cumulative</u>
Formation dévonienne de Cap Bon Ami		
Non exposé	250	
Calcaire argileux, à surface unie, gris foncé, silteux	4	4
Siltstone calcaireux, de couleur fauve, en minces lits,		
argileux	3	7
Non exposé	25	32
Siltstone argileux et calcaireux, mincement lité à		
dallé, s'altérant en brun; schiste argileux et		
silteux gris	200	232
Siltstone calcaireux et dolomitique, en lits minces,		
dallé, de couleur d'altération fauve	5	237
Siltstone argileux et calcaireux, mincement lité à		
dallé, s'altérant en brun; schiste argileux et		
silteux gris	170	407
Non exposé	10	417

	<u>Puissance</u> <u>en pieds</u>	<u>Puissance</u> <u>cumulative</u>
Siltstone dolomitique, argileux, en lits minces, vert grisâtre pâle	5	422
Non exposé	385	807
Siltstone argileux, en lits minces, brun	5	812
Non exposé	250	1,062
Calcaire argileux et silteux accompagné de beaucoup de schiste argileux et calcaireux	400	1,462
Grès mal classé renfermant de nombreux fragments de fossiles	5	1,467
Schiste argileux et silteux gris, s'altérant en une couleur brunâtre, accompagné de siltstone en moindre quantité	305	1,772
Siltstone légèrement calcaireux renfermant des fragments de fossiles et à la surface d'altération alvéolée brunâtre; schiste argileux et silteux	175	1,947
Calcarénite très grossière	1 1/2	1,948
Calcaire argileux et silteux	55	2,003
Siltstone dolomitique gris pâle, s'altérant en brun	75	2,078
Calcaire argileux et silteux et schiste argileux et calcaireux	200	2,278
Non exposé	70	2,348
Calcaire schisteux et silteux; schiste argileux et calcaireux	180	2,528
Calcaire silteux et argileux; calcaire pur gris	100	2,628
Calcaire silteux et argileux; un peu de schiste argileux et calcaireux	865	3,393
Mort-terrain renfermant des blocs de calcaire argileux et silteux	800	4,293
Calcaire argileux, silteux	160	4,453
Calcaire silteux, gris, schisteux et en lits minces; schiste argileux et calcaireux; quelques lits de calcaire pur	300	4,753
Non exposé	100	4,853
Calcaire gris schisteux et silteux	5	4,858
Non exposé	100	4,958
faulle?		
Calcaire gris silteux et schisteux	5	4,963
Non exposé	190	5,153
Mort-terrain renfermant d'abondants blocs de calcaire en lits épais avec des entrelits minces de schiste argileux calcaireux	50	5,203

	<u>Puissance</u> <u>en pieds</u>	<u>Puissance</u> <u>cumulative</u>
Calcaire en bancs épais, à entrelits de schiste argileux	25	5,228
Calcaire schisteux, silteux, gris foncé; schiste argileux calcaireux	10	5,238
Schiste argileux calcaireux	5	5,243
Non exposé	5	5,248
Calcaire schisteux	5	5,253
Non exposé	20	5,273
Calcaire schisteux et schiste argileux calcaireux	5	5,278
Non exposé	40	5,318
Siltstone dallé	5	5,323
Non exposé	80	5,403
Calcaire	5	5,408
Non exposé	40	5,448
Calcaire argileux gris	5	5,453
Non exposé	35	5,488
Calcaire accompagné de minces entrelits schisteux	5	5,493
Non exposé	20	5,513
Calcaire	5	5,518
Non exposé	25	5,543
Calcaire	5	5,548
Blocs de calcaire dans le mort-terrain	20	5,568
Calcaire accompagné d'entrelits schisteux	5	5,573
Non exposé	80	5,653
Blocs de calcaire gris dans le mort-terrain ...	60	5,713
Calcaire schisteux; calcaire silteux, en lits minces, à tubes de vers; gîte fossilifère (F5).	10	5,723
Calcaire schisteux	10	5,733
Non exposé	10	5,743
Calcaire gris schisteux et silteux	5	5,748
Non exposé	10	5,758
Siltstones calcaireux et argileux en lits minces; gîte fossilifère (F4)	10	5,768
Non exposé	140	5,908
Calcaire argileux gris	5	5,913
Blocs de calcaire argileux gris dans le mort-terrain	130	6,043
Calcaire argileux gris	10	6,053
Gros blocs de calcaire et schiste argileux et calcaireux gris dans le mort-terrain	35	6,088
Calcaire et schistes argileux calcaireux gris ..	45	6,133
Non exposé	75	6,208
Siltstone calcaireux, argileux, bien lité et dallé	320	6,528

	<u>Puissance</u> <u>en pieds</u>	<u>Puissance</u> <u>cumulative</u>
Dolomie argileuse, silteuse, d'altération rougeâtre	10	6,538
Siltstone calcaireux et argileux, à surface unie, dallé, gris verdâtre, qui passe à un calcaire argileux et silteux	85	6,623
Calcaire silteux ou siltstone calcaireux de couleur vert grisâtre	105	6,728
Argilite accompagnée de couches calcaireuses	5	6,733
Calcaire silteux vert grisâtre	100	6,833
Non exposé	35	6,868
Siltstone dolomitique	5	6,873
Non exposé	15	6,888
Calcaire gris	8	6,896
Non exposé	10	6,906
Calcaire et calcaire dolomitique tachetés et striés; gîte fossilifère (F3)	25	6,931
Calcaire gris en lits épais et accompagné de minces joints schisteux	7	6,938
Non exposé	275	7,213
Orthoquartzite très finement grenu	50	7,263
Courte zone de mort-terrain renfermant l'horizon du gîte fossilifère (F2)		
faille		
Calcaire schisteux gris et argilite calcaireuse gris-brun; gîte fossilifère (F1)		
Court intervalle de mort-terrain avant d'attein- dre des couches de l'Ordovicien moyen.		

Paléontologie et âge

Nous avons fait la collecte de fossiles, dans le Silurien, en six nouveaux endroits. Ce sont, sur la carte, les gîtes F1, F2, F3, F4, F5 et F9. Nous avons observé un brachiopode au gîte F6. McGerrigle nous a confié avoir déjà recueilli des Monograptus sp. aux gîtes F7 et F8, à proximité de la base de la coupe visible.

Nous donnons plus loin la faune identifiée à partir de ces assemblages et les intervalles de temps qu'elle indique. (L.M. Cumming, de la Commission Géologique du Canada, identifia les fossiles).

Le gîte F9, à proximité de la base de la coupe visible et un peu au-dessus du conglomérat le long du ruisseau Go-Ashore, renfermait Atrypa reticularis (Linnaeus) et Favosites sp. Cumming affirme que le

brachiopode est de type silurien; par conséquent, la convexité des valves est presque égale et l'ornementation maillée est bien développée.

Le gîte F1, à neuf milles à l'WSW du gîte F9, appartient probablement plus ou moins au même niveau stratigraphique. Les fossiles qui furent identifiés comprennent un pygidium de Calymene qui appartient peut-être à C. celebra (Raymond), Nucleospira sp. N. pisiformis Hall, Atrypa reticularis (Linnaeus) et Loxonema sp., cf. L. subanqlatum (Opik). Les deux premiers fossiles de ce groupe indiquent un âge silurien moyen.

Le gîte F2 ne se trouve qu'à 300 pieds environ au sud de gîte F1, mais les deux sont probablement séparés par une faille. La collection de fossiles comprend: Atrypa sp., Tentaculites sp., Schuchertella sp., Tremastopira sp. et Pentamerus sp. cf. P. laevis Sowerby. Le dernier nommé appartient seulement au Silurien moyen. Il est impossible d'identifier les autres formes.

Le gîte F3, à environ 350 pieds stratigraphiquement au-dessus de F2, a fourni le brachiopode non diagnostique Nucleospira sp.

Les gîtes F4 et F5, respectivement à environ 1,165 et 1,200 pieds au-dessus de F3, ont donné le premier Monograptus tumescens (Wood) et Monograptus ultimus (Perner), le second Monograptus ultimus (Perner). L'âge des deux est Ludlow inférieur.

Ces fossiles permettent d'attribuer les 1,500 pieds inférieurs de la coupe au Silurien moyen. McGerrigle (1954a, p. 45), dans la région de Courcelette, vu l'absence de fossiles, attribua les 1,500 pieds inférieurs de la coupe au Silurien, en se basant sur la lithologie et en comparant ces roches avec celles d'autres régions. Notre travail fait voir la justesse de cette supposition; dans la région du mont Logan, on ne trouva aucun fossile diagnostique dans les 6,000 pieds supérieurs de strates d'âge silurien. McGerrigle (op. cit.) a trouvé des fossiles du Silurien moyen dans toute la partie médiane de la coupe, tout en notant que les 1,500 pieds supérieurs ne sont pas fossilifères. En raison de cette absence de fossiles dans les strates les plus élevées de la coupe et du passage graduel apparent au Dévonien, il est possible qu'il s'y trouve des couches du Silurien supérieur.

La collection de fossiles n'est pas assez importante pour permettre une bonne corrélation avec d'autres régions. Les espèces les plus diagnostiques n'apparaissent pas dans la liste dressée par McGerrigle pour la région adjacente de Courcelette et il y a peu de similarité avec la faune de la coupe silurienne au lac Matapédia (Dresser et Denis, 1944, p. 76). Nucleospira sp. cf. pisiformis n'a été trouvé, dans la coupe type du Silurien de la Gaspésie à Port-Daniel, que dans la formation de Bouleaux, à la partie

supérieure de la série de Chaleur. Cependant, les fossiles recueillis par McGerrigle dans la région de Courcellette et provenant d'un niveau plus récent que nos horizons fossilifères permettent une meilleure corrélation avec la partie inférieure (Clemmville à Gascons) de la série de Chaleur. En nous basant sur la similarité lithologique et sur sa situation au bas de la séquence, on peut provisoirement équivaloir l'orthoquartzite blanc au grès de Val-Brillant de la coupe silurienne du lac Matapédia. Cette formation, au lac Matapédia, a une puissance d'environ 200 pieds; la plus grande puissance visible dans notre région est de 50 pieds.

Nous n'avons pas trouvé de fossiles dans le reste de la coupe silurienne et il est difficile de déterminer exactement la limite supérieure de celle-ci. Les indices principaux qui nous permettent d'étudier ce problème s'observent à certains points le long de la rivière du Cap-Chat, juste au sud de la région. McGerrigle nous a personnellement déclaré qu'à proximité de la confluence de la rivière du Cap-Chat et du ruisseau à la Truite, il avait trouvé un Monograptus sp. et, un peu plus haut dans la coupe, des fragments de plantes apparentés à ceux que l'on connaît dans le Dévonien. Donc, le contact Silurien-Dévonien est défini à cet endroit; de ce point, nous avons prolongé ce contact vers le nord-est d'accord avec l'orientation générale des directions des couches. Ce critère est supporté par une corrélation basée sur la présence de quelques affleurements épars d'une zone de calcarénite bioclastique et d'une bande de schiste argileux noduleux de couleur marron. Nous en arrivons ainsi à une limite qui n'est pas tout à fait satisfaisante, puisqu'alors il faut classer comme dévoniens des calcaires dolomitiques silteux qui, au point de vue lithologique, ressemblent davantage aux types siluriens. Cette limite, dans la coupe, se place à environ 1,500 pieds en dessous de celle de McGerrigle, dans la région de Courcellette, qui l'a également établie d'après la lithologie. Cependant, il y a alors réduction de la puissance des strates du Silurien et augmentation de celles de la formation dévonienne du Cap Bon Ami, variations qui rendent les puissances plus compatibles avec celles de ces formations ailleurs dans la région.

Tectonique

La direction des roches siluriennes est environ N65°E et leur pendage, habituellement vers le sud, devient moins prononcé dans cette même direction. Les strates du Silurien, au nord-ouest du lac Joffre, donnent naissance à un synclinal net et étroit dont on peut retracer l'axe sur une distance d'environ quatre milles. Un anticlinal complémentaire est parallèle au synclinal au nord. Les affleurements qui bordent les Shickshocks laissent voir beaucoup de plissement et de nombreuses zones de cisaillement et de rupture. Les pendages sont pour la plupart, à cet endroit, de 60° vers le sud ou plus abrupts.

Les roches siluriennes montrent généralement des diaclases planes à intervalles variant d'un pouce à deux pieds; presque toutes ces diaclases s'orientent à l'aplomb de la direction des strates. Parmi 45 groupes de diaclases parallèles dont nous avons mesuré l'attitude, 25 s'inclinent verticalement et le reste abruptement vers l'ENE ou l'WSW. Nous avons noté treize linéations (axes de plis d'entraînement): deux plongent vers l'ENE, sept vers l'WSW et quatre au hasard. Un autre indice du plongement général des structures plissées vers l'ouest est la présence, ici et là, de strates de direction NW faiblement inclinées vers le SW.

Nous avons mesuré l'attitude de quatre failles seulement; toutes s'orientent entre le nord et l'est et sont à fort pendage. La seule faille, dont le sens du mouvement est connu a une direction est et un pendage vertical; le bloc nord s'est affaissé par rapport au bloc sud. Des variations brusques des pendages dans des affleurements adjacents et des zones déversées isolées font supposer la présence d'autres failles ou flexures très marquées.

Un affaissement le long d'une faille importante a placé le bloc silurien en contact avec les Shickshocks. Nous considérons que la zone des pendages abrupts à proximité de la faille résulte d'un rebroussement de grande envergure; la plus grande complexité tectonique au voisinage des Shickshocks est également liée à la faille. Cependant, il appert que le groupe de Shickshock s'est en grande partie déformé avant que le bloc silurien se fût, par le jeu d'une faille, placé en contact avec lui pour les raisons suivantes:

(a) Les strates du Silurien ne semblent pas assez compétentes pour avoir transmis la force considérable nécessaire à la création des structures actuelles qui affectent le groupe de Shickshock, formé de roches dures et compétentes.

(b) Le plongement général des structures plissées du Silurien vers l'ouest contraste avec le plongement vers l'est des structures affectant le groupe de Shickshock.

Nous relierons provisoirement la période de plissement et de fracturation des roches siluriennes aux mouvements orogéniques acadiens de la fin du Dévonien. On peut rattacher la grande faille bordière à un épisode de développement de failles normales qui a affecté d'autres régions dans la péninsule. On ne peut dater plus précisément cet épisode que comme post-Malbaie, la plus jeune formation sédimentaire de la péninsule.

DEVONIEN

Formation de Cap Bon Ami

Répartition et caractère général

Les roches de la formation de Cap Bon Ami, peu visibles dans la région, forment une bande d'une largeur d'environ un mille et demi qui se trouve au sud et parallèle à la zone la plus large des affleurements du Silurien. Quelques affleurements apparaissent le long de la route forestière qui traverse l'angle sud-ouest de la zone d'affleurements; il s'en trouve quelques-uns le long du ruisseau Go-Ashore à l'est.

La partie inférieure de la formation comprend surtout des calcaires argileux mous, gris foncé, mais elle comporte beaucoup de calcaires silteux, siltstones dolomitiques et calcareux, grès finement grenu et dolomies silteuses. Environ 35 pieds de schistes argileux, noduleux, de couleur marron et accompagnés de minces entrelits de schistes argileux verdâtres se présentent à environ 700 pieds au-dessus de la base de la coupe. De rares affleurements, dans la partie supérieure de la coupe, dénotent un passage à des calcaires gris, finement cristallins, plus purs, en lits plus épais, s'altérant en une teinte variant de crème à gorge de pigeon.

A sa base, la formation passe graduellement au Silurien le long d'une limite mal définie. De même façon, le contact supérieur avec le Grande Grève est concordant. Ce contact, tel que délimité par McGerrigle dans la région de Courcelette, correspondait au passage de roches schisteuses à des siltstones calcareux et des calcaires arénacés plus durs, bien lités. Dans notre région, les affleurements ne sont pas assez nombreux pour permettre de fixer le contact par ce critère. La découverte du brachiopode *Meristella champlaini* Clarke en un point (Fl2) situé à l'ouest du ruisseau Go Ashore nous permet de fixer la limite supérieure de la formation. On a rapporté la présence de ce fossile dans le Grande Grève mais non dans le Cap Bon Ami de l'est de la Gaspésie. C'est pourquoi nous plaçons la démarcation juste en aval de ce point et nous la prolongeons jusqu'aux limites de la région, en nous basant sur les directions régionales. A la bordure est de la région du mont Logan, la limite ainsi définie se situe à plus d'un mille au nord du contact Cap Bon Ami - Grande Grève fixé par McGerrigle (1954a) dans la région adjacente de Courcelette. Cependant, nous admettons que le critère faunique que nous avons utilisé ici est faible et que la lithologie pourrait bien être un meilleur fondement pour séparer les formations. La puissance du Cap Bon Ami serait d'environ 2,500 pieds, calculée à partir de la largeur de la zone d'affleurements et des pendages moyens. La puissance de la même formation dans les régions de Courcelette et de Matapédia est d'environ 3,000 pieds. La moyenne pour l'est de la Gaspésie s'approche plutôt de 4,000 pieds.

Paléontologie et âge

Nous n'avons pas découvert de fossiles au cours des saisons de 1955 et de 1956. McGerrigle nous confia avoir trouvé le brachiopode Leptocoelia flabellites à deux endroits le long du ruisseau Go Ashore (F10 et F11 sur la carte géologique annexe) et à un autre le long du ruisseau Lucy, à 200 verges au sud de la région. La durée de cette espèce est trop longue pour que nous puissions nous en servir pour établir une corrélation avec d'autres régions. La partie supérieure de la formation, telle que nous l'avons définie, prolonge directement le Cap Bon Ami de la région de Courcellette. McGerrigle (1954a, p. 52) fait remarquer que sa modeste collection de fossiles ne permet pas de déterminer de zones à cet endroit, mais que la faune ressemble plus au Grande Grève qu'au Cap Bon Ami de la région type dans l'est de la Gaspésie. Il est possible de faire disparaître partiellement cette contradiction en se servant, dans la région de Courcellette, de la limite Cap Bon Ami - Grande Grève que nous avons proposée, bien que ceci ne s'accorde pas avec la nature lithologique des roches en cause.

Tectonique

La formation de Cap Bon Ami repose en concordance sur les strates siluriennes et, comme elles, a une direction N65°E et des pendages modérés vers le sud. Ces pendages sont plus abrupts dans la partie ouest de la zone d'affleurements, de sorte que la largeur de celle-ci y est réduite. Nous n'avons observé ni failles ni plis.

Formation de Grande Grève

Nous n'avons vu que cinq affleurements de cette formation, constitués de calcaires gris, bien lités, s'altérant en brun pâle et, en un point, de schistes argileux foncés. Nous avons trouvé des fossiles près de l'embouchure du tributaire ouest du ruisseau Go Ashore, et d'autres à environ un demi mille en amont le long du même cours d'eau. Ce dernier gîte (F12) renfermait les brachiopodes non caractéristiques Schuchertella sp., et Meristella champlaini Clarke. D'après Cumming (message personnel), on trouve ce dernier fossile dans la partie inférieure de la formation de Grande Grève dans l'est de la Gaspésie. On ne l'a pas noté dans le Cap Bon Ami (voir la liste donnée par McGerrigle, 1950). Vu l'absence d'autres renseignements, nous avons tracé la limite juste au nord de ce gîte fossilifère; elle passe ainsi à environ un demi mille au nord de la position où McGerrigle (1953) la situe sur la carte de la Gaspésie.

Les roches de Grande Grève reposent en discordance sur celles de la formation de Cap Bon Ami et s'inclinent faiblement vers le SSE.

PLEISTOCENE ET RECENT

Les dépôts superficiels de la région comprennent le sol, un manteau rocheux, des dépôts de coulée de boue, des matériaux colmatant les vallées fluviales, du drift et du matériel fluvio-glaciaire.

Nous avons déjà donné la répartition des dépôts glaciaires dans la section qui traite de la géologie glaciaire. Nous avons vu que ces dépôts s'observaient surtout le long des berges des cours d'eau et des lacs, qu'ils présentaient presque tous l'aspect non lité et mal classé des tills et que plus rarement, par exemple autour du côté ouest de l'extrémité nord du lac Matane, leur matériel classé et stratifié dénotait une origine fluvio-glaciaire. Les déblais des cours d'eau et des routes révèlent la présence d'une moraine de fond dans la plaine méridionale de la demie est de la région; cette présence est également soulignée par la nature ondulante de la topographie. Ce matériau ne couvre cependant pas toute la plaine et n'a pas une grande épaisseur.

La plupart des pentes des Shickshocks sont couvertes par quelques pieds de sol et de fragments rocheux, des champs de blocs sont perchés sur les plus hauts sommets. La partie inférieure du sol, comme le montrent les cicatrices des coulées de boue, semble contenir une forte proportion de fragments de la roche sous-jacente. Ces fragments, qui sont pour la plupart anguleux et d'une dimension maximale inférieure à quelques pouces, ont probablement pris naissance par la gélifraction des roches sous-jacentes.

Eléments chimiques mineurs dans les sédiments des cours d'eau

Méthodes

Au cours de la seconde saison, nous avons fait un échantillonnage des sédiments des cours d'eau dans le but, par analyse des échantillons, de relever les zones de concentrations anormalement fortes d'éléments intéressants au point de vue géochimique ou économique.

Pour les ruisseaux choisis nous avons recueilli, à un demi-mille d'intervalle, un échantillon de 25 à 50 grammes de sédiment dans le lit des cours d'eau et un échantillon équivalent sur les berges, dans la partie plane du fond de la vallée, à deux ou trois pieds du rebord du chenal. Nous avons conservé les échantillons dans de petites boîtes d'aluminium d'une capacité de 50 cc; nous les avons par la suite fait analyser dans les laboratoires du ministère des Richesses naturelles à Québec.

Il nous fut nécessaire, pour obtenir des sédiments fins, de prélever des échantillons dans les endroits où la pente était faible. C'est pourquoi l'intervalle entre les échantillons est de plus ou moins

d'un demi mille à plusieurs endroits. Seule la partie de l'échantillon inférieure à 80 milles fut soumise à l'analyse pour le cuivre, le plomb et le zinc, mais nombre de nos échantillons, particulièrement ceux provenant du fond des cours d'eau, contenaient trop peu de matériel fin pour permettre cette analyse. Dans le but de nous assurer que le milieu chimique, particulièrement son acidité, était aussi constant que possible, nous avons cherché à prélever tous les échantillons provenant des berges dans la même partie du profil du sol. Le niveau choisi fut le sommet de l'horizon B, facile à reconnaître puisqu'il se présente juste sous une zone blanche de lessivage et habituellement à une profondeur de huit pouces au moins; cette zone de lessivage se voit dans près des 3/5ièmes des endroits où les échantillons furent prélevés dans les berges.

Aux fins d'analyse, les échantillons furent ainsi préparés: d'abord séché à 105° C., puis broyé légèrement afin de briser les agrégats, l'échantillon fut alors divisé en deux parties. L'une tamisée avec un sas inférieur à 35 mailles fut soumise à l'analyse spectrographique semi-quantitative qui permet de classer les éléments trouvés en groupes de pourcentage de 0.001 à 0.01, 0.01 à 0.1, 0.1 à 1, 1 à 10 et plus de 10. La seconde fut tamisée avec un sas inférieur à 80 mailles et redivisée en deux. Les deux parties furent analysées par procédé chimique colorimétrique par voie humide pour le cuivre, le plomb et le zinc. Les métaux furent extraits de la première portion par lessivage au citrate d'ammonium décrit par Bloom (1955, p. 553) et de la seconde par lessivage à acide nitrique chaud (Bloom et Crowe, 1953). Le but du lessivage au citrate d'ammonium est d'extraire les métaux lourds qui ont été transportés en solution et adsorbés autour des minéraux argileux ou silteux ou absorbés à l'intérieur. Le contenu métallique indiqué par l'analyse du produit de cette extraction provient normalement de la météorisation chimique de concentrations de sulfures ou de carbonates. Le lessivage à l'acide nitrique chaud permet d'extraire le métal adsorbé autour des minéraux argileux ou silteux comme celui qui a été transporté à l'état de fragments de sulfures ou de carbonates. L'analyse spectrographique est capable de détecter des éléments contenus dans les minéraux silicatés et oxydés comme ceux que renferment les sulfures, les carbonates, les silts ou les argiles.

Résultats

Les figures 3 à 14 donnent les résultats des analyses. Sur les figures, chaque symbole représente la situation d'un échantillon analysé et, dans le cas des échantillons prélevés dans les berges, il se retrouve à droite ou à gauche suivant sa position d'origine par rapport au cours d'eau. Les limites du groupe de Shickshock et les limites approximatives des zones sédimentaires du ruisseau Bivé et du ruisseau Weir sont également indiquées.

Les résultats des analyses spectrographiques sont donnés en termes semi-quantitatifs, tels que reçus du laboratoire. Nous avons présenté les résultats d'analyses par voie humide du cuivre, du plomb et du zinc en fonction de la teneur normale plutôt qu'en valeurs absolues. La teneur normale est la quantité qu'un élément présente dans la plupart des échantillons d'une région, et ce sont les écarts de ces teneurs normales qui sont les plus intéressants. Pour obtenir la teneur normale d'un métal particulier, on procède de la façon suivante:

Cuivre, plomb et zinc - Le lessivage au citrate d'ammonium a donné des résultats négatifs dans presque tous les échantillons analysés. Ce résultat s'explique en partie par la rareté de l'argile et de matériel très fin dans la plupart des échantillons. Un certain nombre, prélevés dans les berges et quelques-uns dans le lit des cours d'eau, contenaient cependant de l'argile et des silts, de sorte que cette explication n'est pas entièrement satisfaisante. L'existence d'un très faible degré de météorisation chimique est une hypothèse plus plausible.

Les analyses des produits d'extraction par l'acide nitrique chaud révèlent de plus grandes quantités de cuivre, plomb et zinc.

La figure No 3 montre la répartition du cuivre dans les échantillons du lit des cours d'eau, mais elle ne laisse voir aucune aire de grand intérêt. La plupart des échantillons donnent des résultats variant de 0 à 2 fois la teneur normale, six révèlent une teneur en cuivre de 2 à 4 fois la teneur normale. Trois d'entre eux se groupent près de la source du ruisseau Bernier et peuvent indiquer une concentration de cuivre dans les collines à la tête du ruisseau. Il est bon de noter que la teneur normale est plutôt élevée ici, soit 90 p.p.m. Riddell (1954, p. 10) rapporte des teneurs normales d'environ 25 p.p.m. seulement de cuivre dans les sols du canton de Lemieux, comté de Gaspé-Nord. Une teneur normale plus élevée à cet endroit est probablement liée à une affinité du cuivre pour les coulées basaltiques; il est possible de trouver, parsemées dans les roches métavolcaniques, de minuscules quantités de cuivre, dont une certaine partie se trouve peut-être à l'état natif. On connaît l'existence de basaltes renfermant du cuivre natif à 20 milles à l'ouest du mont Blanc.

Les échantillons des berges (figure No 4) révèlent deux aires dont la teneur en cuivre est anormalement élevée: l'une autour du lac Matane et l'autre à proximité des ruisseaux Bouynot et Bernier. Cette deuxième région représente peut-être deux anomalies, puisque trois échantillons prélevés le long du ruisseau Plinguet, situé entre les deux autres, donnent de basses teneurs. On a découvert de la chalcopryrite dans un filon de quartz et d'épidote près de la source du ruisseau Bouynot. Il est impossible que les hautes teneurs en aval soient liées à ce filon, puisque la teneur cuprifère augmente en descendant le cours d'eau. Nous ne possédons aucune explication juste, car les échantillons du lit des cours d'eau ne révèlent pas

ces zones de teneur cuprifère anormalement élevée. Il est possible de l'expliquer en partie par la faible teneur normale des échantillons prélevés dans les berges qui les rend plus sensibles aux différences de concentration cuprifère.

Le plomb, tout comme le cuivre, montre une teneur normale plus élevée dans les échantillons provenant du lit des cours d'eau (55 p.p.m.) que dans ceux qui furent prélevés dans les berges (30 p.p.m.). Aucun des deux groupes d'échantillons ne montre une teneur anormale pour le plomb (figures 5 et 6). Les échantillons provenant des berges donnent quelques valeurs éparses de 2 à 4 fois la teneur normale: trois, le long du ruisseau Desjarlais et non loin au sud du lac, pourraient indiquer un gîte de plomb en amont. Il y a aussi quelques indices d'une concentration de plomb autour du lac Matane, y compris le résultat d'une analyse dans laquelle la teneur normale est augmentée de 4 à 8 fois.

L'analyste n'a pas rapporté de plomb dans nombre d'échantillons. La plus basse teneur est de 10 p.p.m.; il est donc probable que certains échantillons donnant des résultats négatifs pouvaient contenir jusqu'à 10 p.p.m. de plomb. La répartition de ces échantillons montre que la demie est de la région échantillonnée est généralement déficiente en plomb.

La teneur normale en zinc des échantillons du lit comme des berges des cours d'eau est de 115 p.p.m. Les échantillons prélevés dans le lit ne montrent que peu de variation (figure 7), la plupart variant de 10 p.p.m. à deux fois la teneur normale. Deux échantillons prélevés dans les berges (figure 8) révèlent de hautes teneurs qui peuvent dénoter des concentrations locales de filons minéralisés. Environ la moitié des échantillons des berges ont des teneurs allant de 0 à 10 p.p.m. Ils se rencontrent dans toute la région, mais certaines concentrations autour du lac Matane coïncident avec l'aire générale où les analyses d'échantillons prélevés dans les berges montrent une forte teneur cuprifère. On en trouve également avec des teneurs supérieures à la normale dans les roches cambro-ordoviciennes au nord, ce qui peut vouloir dire que, dans la région, le zinc est d'origine syngénétique, c'est-à-dire associé aux laves plutôt que provenant d'une source externe. Les graphiques que nous avons préparés montrent une vague correspondance des fortes concentrations en cuivre, plomb et zinc entre les échantillons provenant des berges et ceux prélevés dans le lit des cours d'eau. Les premiers ont habituellement une teneur métallique plus faible que les échantillons correspondants prélevés dans les lits, à l'exception du plomb. Néanmoins, nos données démontrent que les échantillons des berges sont de meilleurs indicateurs de zones de concentration métallique que les échantillons du lit des cours d'eau. Les pentes abruptes des cours d'eau et la rapidité du transport de la charge sont peut-être l'explication de ce phénomène. Les sulfures et les carbonates des métaux

en question sont probablement éliminés par l'érosion de leur lieu d'origine, et le matériel métallifère doit se diluer rapidement en aval. Cependant, le pourcentage en parties fines de ces métaux augmente en aval, en raison de la désintégration rapide de la partie friable par érosion. Il est plus probable que ces fines particules se déposent sur les berges des cours d'eau durant les crues. Les échantillons provenant des berges indiquent ainsi une meilleure dispersion des métaux, phénomène que nous avons pu déceler facilement, vu la nature du travail de reconnaissance que nous avons effectué.

Ces considérations apportent quelques principes importants pour la prospection géochimique du cuivre, du plomb et du zinc dans des régions où les cours d'eau ont des pentes raides et où la météorisation d'ordre mécanique prédomine, comme par exemple dans la région du mont Logan. En voici l'énoncé:

- (a) Les analyses des produits d'extraction par le citrate d'ammonium sont inutiles.
- (b) Pour la prospection géochimique de reconnaissance, les échantillons des berges sont susceptibles d'être de meilleurs indicateurs d'aires où le contenu métallique est anormal, que ceux qui proviennent des lits des cours d'eau.
- (c) Pour une prospection de détail, les échantillons du lit des cours d'eau peuvent être utiles; car ils peuvent révéler de fortes anomalies très près de la source du métal.

Chrome, bore et zirconium - Ces éléments font partie de ceux qui furent soumis à l'analyse spectrographique. Rankama et Sahama (1950) ont présenté la teneur moyenne d'un certain nombre de types de roches, ce qui nous fournit un guide pour estimer lesquels de ces métaux doivent être associés aux roches métavolcaniques et aux roches métasédimentaires. Le chrome est plus nettement associé aux basaltes qu'aux granites, les chiffres étant respectivement 340 p.p.m. et 2 p.p.m. Le bore, bien qu'assez abondant dans les émanations volcaniques, se retrouve en faibles concentrations dans les basaltes et se concentre dans beaucoup de roches sédimentaires. Rankama et Sahama établissent à 140 p.p.m. le contenu moyen de zirconium dans les basaltes.

Les cartes d'échantillons de sédiment apportent généralement la conclusion qu'on aurait pu obtenir de la connaissance de ces chiffres. Le chrome est plus abondant dans les échantillons prélevés dans les cours d'eau qui s'écoulent sur les roches métavolcaniques, le zirconium et le bore dans ceux qui coulent sur les roches métasédimentaires. La corrélation est, cependant, très imparfaite.

La teneur en chrome, dans les échantillons provenant des berges et du lit des cours d'eau se situe généralement entre 0.001 et 0.1 pour cent (figures 9 et 10). Le chrome offre, dans les premiers échantillons

en aval un plus long éventail de dispersion que les échantillons cueillis dans le lit des cours d'eau.

Tous les échantillons, sauf un, renferment du zirconium en quantités variant de 0.001 à 0.1 pour cent (figures 11 et 12). Le contenu en zirconium des échantillons des berges est considérablement plus élevé que celui des échantillons du lit. Cette observation est curieuse car le zircon est le seul minéral important qui renferme ce métal, il est très résistant à la météorisation d'ordre chimique et mécanique, et il devrait donc se rencontrer plus naturellement dans le lit des cours d'eau.

La plupart des échantillons provenant des berges comme du lit des cours d'eau renferment moins de 0.001 pour cent de bore (figures 13 et 14). Trois ou quatre prélèvements dans des cours d'eau qui s'écoulent sur un terrain métavolcanique contiennent de 0.001 à 0.01 pour cent de bore. Quelques 45 échantillons prélevés dans des terrains sédimentaires renferment de 0.001 à 0.01 pour cent de bore. La source de bore la plus probable est la tourmaline que nous avons notée dans quelques lames minces de roches sédimentaires.

Autres métaux - Les analyses spectrographiques révélèrent la présence d'un certain nombre d'autres oligo-éléments dans les échantillons. La plupart se retrouvent dans le même intervalle de concentration, de sorte que nous n'avons pas jugé utile de préparer des cartes montrant leur variation de concentration. Parmi ces éléments, le manganèse, trouvé dans tous les échantillons, se situe dans les intervalles de 0.01 à 0.1 ou 0.1 à 1 pour cent, habituellement dans le plus abondant. Nous avons trouvé le vanadium et le gallium dans tous les échantillons de teneurs allant respectivement de 0.01 à 0.1 et 0.001 à 0.01 pour cent. La plupart titraient de 0.001 à 0.01 pour cent de nickel et 0.1 à 1 pour cent de titanium. Nous avons trouvé le cobalt dans près des trois quarts des échantillons en quantité variant habituellement de 0.001 à 0.01 pour cent; quelquefois de 0.01 à 0.1 pour cent.

ROCHES INTRUSIVES

Dykes et filons-couches basiques dévoniens ou plus récents

Quelques filons-couches et dykes mesurant jusqu'à six pouces d'épaisseur se trouvent dans les micaschistes de la bande du lac Vignon, à deux milles à l'est de l'extrémité nord du lac des Iles. Il s'agit de roches finement grenues, d'une teinte rougeâtre foncée, dans lesquelles s'observe, en échantillon macroscopique, un faible alignement des lattes de feldspath. Elles se composent, vues au microscope, de plagioclase basique, de chlorite, d'un matériel à grain excessivement fin et d'un peu d'olivine fortement altérée en antigorite. La couleur rougeâtre résulte de la présence d'oxyde de fer, surtout de la goethite, dispersée dans toute la roche.

Nous avons trouvé neuf dykes basiques dans le terrain sédimentaire au sud des Shickshocks. Six se trouvent loin dans le sud, le long du ruisseau Go-Ashore; deux le long de la route forestière, à environ quatre milles du lac Joffre; un le long de la même route, à environ deux milles au sud-est du lac. Le plus gros que nous ayons observé avait une puissance de 160 pieds et le plus petit de trois pieds. Presque tous les dykes sont verticaux et s'orientent au SE.

Ces roches sont gris foncé et présentent une teinte d'altération brunâtre. Les bordures des dykes sont très finement grenues, leurs parties internes plus grossières, parfois porphyriques; les phénocristaux mesurent jusqu'à un cm. Ces roches montrent habituellement une texture ophitique, plus rarement un alignement des lattes de feldspath. Elles contiennent souvent des amygdales composées de chlorite ou de calcite.

L'étude des lames minces montre que ces roches se composent principalement de plagioclase lattiforme emballé dans une masse de chlorite et de carbonate accompagnés de titanite, de magnétite, d'ilménite et de pyrite. Nous avons noté de petites quantités d'augite dans les parties plus grossières au centre de quelques dykes. La présence fréquente de structure cloisonnée, formée de bâtonnets d'oxyde de fer se recoupant suivant des angles approximatifs de 93° et 87° , qui sont les angles caractéristiques des clivages des pyroxènes, prouve l'existence antérieure de grandes quantités de ce minéral. Nous croyons que l'oxyde de fer atteste la libération d'un excès de fer lors de la transformation du pyroxène en chlorite et carbonate. Le plagioclase est surtout du labrador; cependant, il est de l'albite ou de l'oligoclase sodique dans les dykes les plus puissants. Les textures ophitiques et la présence d'augite dans cette roche indiquent que le plagioclase était, à l'origine, beaucoup plus basique. Cette transformation en un plagioclase plus sodique, sans destruction des textures, doit être le résultat d'un changement autométamorphique hâtif, comme ce fut le cas dans les roches volcaniques basiques à la bordure nord des Shickshocks. La titanite s'est formée, partiellement au moins, par altération des intercroissances d'ilménite-magnétite. Il est fréquent d'observer des intercroissances de titanite et de grains opaques d'oxyde. La soustraction de titanite de ces structures donna naissance à de remarquables cristaux squelettiques de magnétite qui semblent s'être développés par le remplacement, dans les intercroissances d'ilménite-magnétite, de l'ilménite par la titanite qui disparut par la suite.

Ces dykes n'affectent que très peu les calcaires et les schistes argileux aux contacts. La roche encaissante est durcie jusqu'à quelques pouces du contact et a pris parfois une couleur plus pâle ou plus foncée.

Serpentinite

Nous avons trouvé des affleurements de serpentinite à deux endroits à environ trois milles au nord-est du lac Joffre. Les deux groupes d'affleurements sont, à proximité de la limite du Silurien et des roches du Shickshock, distancés d'un demi-mille. Sur la carte, nous les avons représentés comme une masse continue, bien que nous ne soyons pas assuré d'un lien en surface.

La roche est de couleur variant de noire à bronzée et possède l'éclat et l'apparence cisaillée, polie et striée de la serpentinite. Au microscope, les principaux constituants semblent être un mélange d'antigorite, de serpophite et de giobertite. Des veines de chrysotile, certaines porteuses d'une ligne médiane de magnétite et de giobertite, recoupent la masse. Dans une lame mince provenant d'un des groupes d'affleurements, l'antigorite appartient principalement à la variété de la bastite et on note des bordures de grains qui font penser à une prédominance antérieure d'olivine. Des textures relictives visibles dans une lame mince provenant de l'autre groupe d'affleurements font croire que les constituants sont en grande partie des produits de transformation de l'olivine. Les minéraux opaques ne sont pas abondants; la teneur en magnétite est d'environ cinq pour cent. Dans une lame mince, environ trois pour cent de gros grains de spinelle à rebords translucides brunâtres ont probablement été formés de picotite. Nous n'avons observé aucune roche en contact avec la serpentinite et nous ne savons pas si cette roche est intrusive dans la séquence silurienne ou si elle s'est mise en place le long de la zone de contact altérée entre les roches siluriennes et le groupe de Shickshock. Nous avons trouvé au nord de la serpentinite un affleurement du matériel de contact carbonaté et rouillé. Des affleurements de roches siluriennes non altérées sont visibles à moins de 200 pieds au sud de l'affleurement de serpentinite le plus au sud. Ainsi, il n'y a pas dans notre région d'indice qui nous permette d'établir l'âge de la serpentinite.

Dans la région de Courcelette, la présence de cailloux de serpentinite dans un conglomérat du Dévonien inférieur ou moyen fournit un indice de sa limite supérieure d'âge. Jones (1935, p. 37) a trouvé une serpentinite recoupant les calcaires du Dévonien inférieur dans la région du mont de la Serpentine, à 90 milles à l'est. En présumant que toutes les serpentinites de cette partie de la chaîne des Appalaches sont du même âge, nous attribuons provisoirement les serpentinites de notre région au Dévonien inférieur ou moyen. Cependant, des relations de recoupement ne sont pas un critère très satisfaisant pour établir l'âge inférieur des serpentinites. Neale (1957, p. 105) a suggéré que les amas de serpentinite de la Gaspésie qui recoupent des roches post-ordoviciennes ont pu effectivement pénétrer dans la croûte terrestre durant l'Ordovicien, la pénétration dans des roches plus récentes s'étant effectuée ultérieurement par infiltration tectonique de la serpentinite consolidée. MacGregor (1962) accepte un âge ordovicien pour la serpentinite du mont Albert et des amas associés.

GEOLOGIE APPLIQUEE

Cuivre - Tel qu'indiqué sur la carte géologique annexe, nous avons trouvé des traces de cuivre en sept endroits dans la région.

Quelques grains de chalcoppyrite furent remarqués dans une veine de quartz et d'épidote à un mille et demi au nord du lac Matane. Une analyse de six onces de ce matériel révéla la présence de 0.06 pour cent de cuivre. Nous avons trouvé une roche métavolcanique riche en épidote, vert jaunâtre, tachetée de malachite, dans le lit du ruisseau Bouynot, à environ un mille et demi au sud de l'étang Tallard. Les taches proviennent de la chalcoppyrite le long de minuscules fissures dans une veine de quartz. Ce bloc ressemble à la roche de fond de cet endroit, mais nous n'avons pas trouvé son lieu d'origine. Des mouchetures de chalcoppyrite furent également observées dans un affleurement de roches métavolcanique le long de la rivière du Cap-Chat-Est, à environ 6,500 pieds au nord de sa confluence avec la rivière du Cap-Chat. De minces veines de carbonate qui recoupent les schistes argileux du Silurien le long de la route forestière, à environ un mille à l'est de la jonction avec la route du lac Joffre, renferment un peu de pyrite et des traces de malachite. L'analyse d'un échantillon donna 0.43 pour cent de cuivre, des traces de nickel et de cobalt.

Nous avons noté des traces de malachite à trois endroits dans les Shickshocks. Un affleurement entre les fourches du ruisseau Bascon à environ trois milles au nord du lac Behrend montre quelques taches de malachite; un peu de ce minéral s'associe à des veines de quartz du côté nord-est du lac Côté. Sur la rive est du ruisseau Bauvas, la malachite s'observe sur une distance de quelques pouces le long d'une bande foliée d'un pouce d'épaisseur. L'analyse d'un échantillon révéla 0.43 pour cent de cuivre et une trace de zinc.

Les deux aires où de fortes teneurs de cuivre furent trouvées, dans les échantillons provenant des berges des cours d'eau, mériteraient une étude approfondie. Un échantillonnage plus rapproché, à intervalles de 200 pieds par exemple, devrait localiser les sources de cuivre.

Plomb et zinc - Nous n'avons noté aucune minéralisation en plomb ou en zinc dans la région et les analyses d'échantillons sédimentaires ne révèlent aucune anomalie significative.

Pyrite - La pyrite, en grains mesurant jusqu'à 2 mm et, plus fréquemment, en fines paillettes parallèles à la schistosité, est largement disséminée dans les roches de la région en quantités inférieures à un pour cent. Une plus forte teneur en pyrite existe dans les micaschistes blancs des zones du lac Vignon et du ruisseau Bascon et dans les veines de quartz qui recoupent ces roches. De la pyrite et de la calcite grossière remplissent de grandes cavités dans des amas de carbonate de la zone du ruisseau Bascon. Un échantillon de l'une d'elles titrait 0.01 pour cent de cuivre.

Talc - Une ligne de gousses d'une substance verdâtre ressemblant à du talc affleure sur une distance d'environ 20 pieds le long d'une faille dans la zone d'altération de carbonate massif, à proximité de l'embouchure du ruisseau Weir. Une analyse révéla que cette substance est un mélange de talc et de serpentine chromifère accompagnés d'un peu de quartz très finement divisé.

Amiante - Nous n'avons trouvé aucune veine d'amiante visible à l'oeil nu dans la serpentinite. Un peu de picrolite s'observe le long de certains plans de cisaillement. Des fibres d'amiante de glissement mesurant jusqu'à un demi-pouce de longueur se trouvent dans des zones de cisaillement dans des affleurements de roches métavolcaniques au nord du lac Côté. On remarque quelques fibres de glissement dans une veine de dissolution des roches métavolcaniques, sur la limite nord des Shickshocks, à deux milles à l'est du mont Blanc.

Marne - Une marne allant de grise à blanche, associée à une épaisse boue organique noire, recouvre presque tout le fond du lac Joffre. Nous en avons mesuré une épaisseur de quatre pieds à un endroit. Elle renferme jusqu'à 90 pour cent de CaCO_3 aussi bien aux endroits où il y a de la boue noire que là où il n'y en a pas. Il semble que la chaux provient en partie des tests calcaires d'invertébrés d'eau douce et, d'altération diagénétique de la boue. Twenhofel (1937, p. 67) a suggéré un mécanisme probable pour expliquer le processus d'altération. Il met en cause l'action de bactéries générant du CO_2 et de bactéries précipitant de la chaux.

Ce matériel devrait convenir à neutraliser les sols acides. Cependant, la plupart des sols de la région se sont développés sur un terrain calcaire et, même si la région s'ouvrait à l'agriculture, ils n'auraient probablement pas besoin d'être amendés par de la chaux.

Pétrole et gaz - Le calcaire et le conglomérat de calcaire associés aux schistes argileux foncés et charbonneux de la rivière du Cap-Chat-Est donnent une odeur de pétrole en cassure fraîche. Certains lits de calcarénite de la partie supérieure de la coupe du Silurien donnent la même réaction. Les calcarénites forment une zone assez épaisse et semblent être assez poreuses pour donner des lits-réservoirs convenables. Cependant, il est possible que la porosité ne résulte que d'une altération météorique superficielle.

BIBLIOGRAPHIE

- ALCOCK, F.J. (1927) - Montagnes Shickshocks, Gaspé central, Québec:
Rapp. Com. Geol. Canada, Partie C, pp. 31-37.
- (1941) - Around Gaspé: Can. Geog. Jour., vol. 23, No 2,
pp. 80-103.
- (1944) - Further Information Glaciation in Gaspé: Trans.
Soc. Royale Canada, serie 3, vol. 38, Sec. 4,
pp. 15-21.
- AUBERT de La RUE, E. (1941) - Région du lac Matapédia: bur. Mines, Québec,
R.G. 9.
- BAILEY, L.W. (1889) - Acadian and St. Lawrence Watersheds: Can. Record
of Science, vol. 3, pp. 398-413.
- BELAND, JACQUES (1957) - Rapport préliminaire sur la région de Ste-
Félicité - Grosses Roches: min. des Mines,
Québec, R.P. No 339.
- BLOOM, H. et (1953) - Determination of Readily Soluble Copper, Zinc
CROWE, H.E. and Lead in Soils: Nitric Acid Digestion: U.S.G.S.,
mise en circulation de dossiers publiques, 16
sept. 1953.
- BLOOM, H. (1955) - A field Method for the Determination of Ammonium
Citrate - Soluble Heavy Metals in Soils and
Alluvium: Econ. Geol. vol. 50, No 5, p. 553.
- BOOTH, V.H. (1950) - Stratigraphy and Structure of the Oak Hills
Succession in Vermont: Bull. G.S.A. vol. 61,
No 10, pp. 1131-1168.
- CHALMERS, R.D. (1905) - Géologie des dépôts superficiels de la partie
orientale de la province de Québec: compte
rendu sommaire, pp. A257-A270.
- CLARKE, J.M. (1908) - Early Devonian History of New York and Eastern
North America: N.Y. State Museum, Mem. 9, vol.1.
- COLEMAN, A.P. (1922) - Physiography and Glacial Geology of Gaspé. Penin-
sula, Quebec: Min. Mines du Canada, Bull. No 34.
- COLLINS, J.F., et (1925) - The Region of Mount Logan, Gaspé Peninsula:
FERNALD, M.L. Geographical Review, vol. 15.
- CRICKMAY, G.W. (1932) - Evidence of Taconic Orogeny in Matapédia Valley,
Quebec: A. Jour. Sci., vol. 24, pp. 368-386.
- DALY, R. (1933) - Igneous Rocks and the Depths of the Earth:
McGraw-Hill Co., New York et Londres.
- DAPPLES, E.C., (1953) - Petrographic and Lithographic Attributes of
CRUMBEIN, W.C., et Sandstones: Jour. Geol., vol. 61, pp. 291-317.
- SLOSS, L.L.
- DRESSER, J.A., et (1946) - Géologie de Québec, vol. 2: min. des Mines,
DENIS, T.C. Québec, R.G. 20.
- ELLS, R.W. (1883) - Rapport sur la géologie de l'Intérieur de la
péninsule de Gaspé, Québec: Com. Geol. Can.,
Rap. de Prog., 1882-83-84, Partie E. pp. 1-36.

- ENGEL, A.E.J. (1949) - Studies of Cleavage in the Metasedimentary Rocks of the Northwest Adirondack Mountains, New York: Amer. Geophys. Union Trans., vol 30, no 5, pp. 767-784
- HARKER, A. (1939) - Metamorphism: Methuen and Co. Ltd., London, p. 362
- HOLMES, C.D. (1941) - Till Fabric: Bull. G.S.A., vol. 52, No 9, pp. 1299-1354.
- HUTCHINSON, R.D. (1952) - Middle Cambrian of the Atlantic Realm in Eastern Gaspé: Amer. Jour. Sci., vol. 250, pp.275-280.
- JONES, I.W. (1934) - Rapport sommaire de la partie Nord centrale de Gaspé: serv. des Mines, Québec, Rap. annuel 1933, partie D, pp. 47-61.
- (1935) - Région de la rivière Darmouth, péninsule de Gaspé: Ser. des Mines, Québec, Rap. annuel 1934, p. 37.
- LAVERDIERE, J.W., et (1941) - Géologie des Apalaches Canadiennes: Le Naturaliste Canadien, vol. 68, pp. 216-260.
- MORIN, L.G.
- LOGAN, Sir W.E. (1846) - Sur la géologie des rivières Chatte et Casca-pédia, de Gaspé et des parties de la baie des Chaleurs: Com. Geol. Can., Rap. de Prog. 1944.
- (1864) - Géologie du Canada, Com. Geol. Can., Rap. de Prog. jusqu'à 1863.
- LOW, A.P. (1883) - Compte-rendu des explorations et études faites dans l'intérieur de la péninsule de Gaspé (1883): Com. Geol. Can., Rap. de Prog. 1882-84.
- MAILHOT, A. (1911) - Reconnaissances géologiques dans la région de Gaspé: Min. Col., Mines et Pêche., Québec, Rapport sur les opérations minières dans la province de Québec en 1910.
- MacGREGOR, D.I. (1962) - Geology, Petrology and Geochemistry of the Mont Albert and Associated Ultramafic Bodies of Central Gaspé, Québec: Thèse de M. Sc., université Queen's 1962, MS.
- MEAD, W.J. (1940) - Folding, Rock Flowage and Foliate Structures: Jour. of Geol., vol. 48, pp. 1007-1021.
- MURRAY, A. (1847) - Sur la topographie et la géologie des rivières Matane, Ste-Anne et St-Jean, Gaspé: Com. Geol. Can., Rap. de Prog., 1845-46, pp. 109-130.
- McGERRIGLE, H.W. (1950) - La géologie de l'Est de Gaspé: Min. des Mines, Québec, R.G. 35.
- (1952) - Pleistocene Glaciation of Gaspé Peninsula: Roy. Soc. Canada, Trans., vol. 48, sec. 4, pp. 37-51.
- (1953) - Carte géologique de la péninsule de Gaspé: min. des Mines, Québec, carte No 1000.

- McGERRIGLE, H.W. (1954a)- Régions de Tourelle et de Courcelette: min.
des Mines, Québec. R.G. 62.
- (1954b)- An Outline of the Geology of Gaspé Peninsula:
Can. Min. Jour., vol. 75, no 8, pp. 57-63.
- NEALE, E.R.W. (1957) - Ambiguous Intrusive Relationship of the Betts
Cove-Tilts Cove Serpentine Belt, Newfoundland:
Geol. Assoc. Can. Proc., vol. 9, pp. 95-107.
- OLLERENSHAW, N.C. (1963) - Stratigraphic Problems of the Western Shick-
shocks Mountains in the Gaspé Peninsula:
Thèse de Ph. D., université de Toronto, 1963.
(A être publiée par le min. des Richesses
nat., Québec, sous le titre de "Région de Cuoq-
Langis".
- PARKS, W.A. (1931) - Geology of the Gaspé Peninsula, Québec: Geo.
Soc. Amer., Bull., vol. 42, pp. 785-799.
- RANKAMA, K., et (1950) - Geochemistry: univ. of Chicago Press,
SAHAMA, T. Chicago, Ill., U.S.A., p. 912.
- RASETTI, Franco (1946) - Cambrian and Early Ordovician Stratigraphy
of the Lower St-Lawrence Valley: Geo. Soc.
Am., Bull., vol. 57, pp. 687-706.
- REJHON, George (1957) - A Study of the Ordovician Conglomerates near
Matane, Québec: thèse de M. Sc. (non publiée,
université McGill, p. 67.)
- RICHARDSON, J. (1859) - Rapport sur une partie de la péninsule de
Gaspé incluant une étude de la côte entre
la rivière Marsoui et Rivière-du-Loup: Com.
Geol. Can., Rap. de Prog., 1858, pp. 103-170.
- RIDDELL, J.E. (1954) - Relevés géochimiques de sol et d'eau dans le
canton de Lemieux, comté de Gaspé-Nord: min.
des Mines, Québec, R.P. No 302, p. 22.
- SEITSAARI, J. (1953) - A Blue-Green Hornblende and Its Genesis from
the Tampere Schist Belt, Finland: Bull. Comm.
Geol. Finlande 159, p. 83.
- (1956) - Some New Data on the Blue-Green Hornblende
from the Tampere Schist Belt: Soc. Geol. de
Finlande, Comptes Rendus No 29, pp. 41-46.
- TANNER, J.G., et (1960) - Anomalies de gravité dans la péninsule de
UFFEN, R.J. Gaspé, Québec: Pub. Obser. Canada, vol. XXI,
No 5.
- THOMAS, M.K. (1953) - Climatological Atlas of Canada: Can. Nat.
Research Council, No 3151, 354 pp.
- TURNER, F.J. (1938) - Progressive Regional Metamorphism of South-
ern New Zealand: Geol. Mag., vol. 78, pp.
160-174.

- TWENHOFEL, W.H. (1937) - The Bottom Sediments of Lake Monona, a Fresh-Water Lake of Southern Wisconsin: Jour. of Sed. Pet., vol. 7, No 2, pp. 67-77.
- WINCHELL, A.N. (1947) - Elements of Optical Mineralogy, Part II. John Wiley and Sons, New York.
- TYRRELL, G.W. (1926) - The Principles of Petrology: Methuen and Co Ltd., London, 349 pp.
- WISEMAN, J.D.H. (1934) - The Central and Southwest Highland Epidiorites: Geol. Soc. Lon., Quarterly Journal, vol. 90, pp. 354-417.
- YODER, H.S. (1952) - The $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ System and the related metamorphic Facies: Am. Jour. Sci., Bowen Volume, Part II, pp. 569-627.

INDEX ALPHABETIQUE

	Page		Page
Actinote	29,38,43,61	Carbonate ..	29,31,40,45,48,50,52
Adulaire	31	86,88,91,92,93,94
Albite ..	28,29,32,37,38,39,40,41,42	Chalcopryrite	87,93
....	43,45,48,52,54,55,57,60,61,91	Chalmers, R.D.	7,95
Alcock, F.J.	7,8,11,64,95	Chlorite ..	27,28,29,31,32,33,36,37
Aluminium	29,43	38,40,41,42,43,45,46,48,52,54,55
Amiante	94	57,58,59,60,61,70,90,91
Amphibole .	1,38,43,45,46,48,50,52,54	Chrome	89,94
.....	55,57,58,59,60,61	Chromite	50
Amphibolites	39,48,54,61	Chrysotile	92
Andésine calcique	61	Clarke, J.M.	83,84,95
Anorthite	29,33,37,48,57	Clastiques, roches	1,8,19,25,27,75
Anorthosite	19	Clinozoisite	55
Antigorite	90,92	Cobalt	90,93
Antiperthites	31	Coleman, A.P.	7,95
Apatite	29,36,40,42	Collins, J.F.	7,95
Aphrosidérite - Diabantite ...	28,29	Commission géologique du Canada	
.....	36,40,41,52,55,59	6,73,74,79
Ardoises	8,26,27,70	Conglomérats ..	25,27,28,75,92,94
Argile	29,33,41,42,43,83,86,87	Cratons	33
Argilites	26,79	Crickmay, G.W.	95
Arkoses	32,33,34,38,46,65	Crowe, H.E.	86,95
Arkosique, grès	25,38,40,63	Crumbein, W.C.	33,95
Atlas climatologique du Canada		Cuivre	2,87,88,89,93
(Thomas, 1953)	3	Cumming, L.M.	6,74,79,84
Aubert de la Rue, E.	95	Daly, R.	59,95
Augite	91	Dapples, E.C.	33,95
Aviation Royale du Canada	6	Denis, T.-C.	8,80,95
Bailey, L.W.	15,95	Dévonien, roches	2,74
Basalte	60,61,66,87,89	Diabantite	52,59
Bastite	92	Diorite	45,46,48
Béland, Jacques	6,8,64,66,70,95	Dolomie	48,75,79,81,83
Beauregard, J.	6	Dresser, J.A.	8,80,95
Biotite ..	29,31,32,36,37,38,40,42,43	Drift	19,21,85
.....	46,48,55,61,70,72	Dumont, L.	6
Blocs erratiques	19,21,23	Dykes	90,91
Bloom, H.	86,95	Ells, R.W.	7,64,95
Booth, V.H.	54,95	Engel, A.E.J.	96
Bore	89,90	Epidote ..	1,28,29,32,36,37,38,39
Calcaires ..	1,8,19,25,26,43,45,46,74	40,41,42,43,45,46,48,52,54,55,59
..	75,76,77,78,79,81,83,84,91,92,94	60,61,87,93
Calcarénites	76,77,81,94	Failles ...	2,24,25,27,45,50,62,64
Calcite ..	27,28,29,38,40,42,43,45,46	65,66,67,68,73,74,76,77,79,80,82,94
.....	54,55,60,62,75,91,93		

<u>Page</u>	<u>Page</u>
Feldspath .. 28,29,31,32,33,35,36,37,39 40,41,42,43,45,46,50,54,57,75,90,91	Low, A.P. 7,64,96
Fer 29,38,45,59,91	MacGregor, D.I. 75,92,96
Fernald, M.L. 7,95	Magnétite 28,31,40,42,43,45 52,55,91,92
Fossiles 73,74,78,79,80,81,83,84	Mailhot, A. 7,96
Gallium 90	Malachite 93
"Géologie du Canada" 7	Manganèse 90
Globerite 92	Marne 94
Glaciation 1,7,17,19,21,23,24,85	McGerrigle, H.W. .. 3,4,8,11,19,21 25,32,33,63,64,65,67,69,74,75,76 79,80,81,83,84,96,97
Gneiss à biotite 23	Mead, W.J. 96
Gneiss à plagioclase 33	Méta-arkoses 1,8
Gneiss granitique 29,33	Métasédimentaires, roches ... 1,8 24,25,34,39,43,46,48,60,61,64,65 68,89
Goethite 42,90	Métavolcaniques ... 8,21,24,25,29 34,35,38,39,43,46,50,52,54,55,59 64-66,69,87,89,93,94
Granite 19,63,66,72,75,89	Mica 27,28,29,32,33,40,41 42,43,45,70
Granitiques, roches 24,72	Micaschistes 45,90,93
Granodiorite 46	Microcline 28,29,36,37
Granulite 33	Mines et Relevés techniques, Ottawa 5-6
Grenat 36,42,48	Monazite 29,36,40,42
Grès .. 8,25,26,27,28,31,32,33,36,37,38 42,43,50,64,65,70,81	Morin, L.-G. 15,96
Grenatifères, roches 72	Murray, A. 7,64,96
Hammermill Paper company .. 2,3,4,6,73	Muscovite 28,36,38,43,45,46
Harker, A. 43,96	Mylonite 48
Hématite 42,45,62	Neale, E.R.W. 92,97
Holmes, C.D. 21,96	Nickel 90,93
Hornblendes 38,43	Nunataks 23
Hutchinson, R.D. 96	Observatoire du Canada 6
Ilménite 28,31,40,42,52,55,91	Ollerenshaw, N.C. .. 8,33,63,97
Intrusives, roches 24,35,48	Oligoclase 48,91
Jones, I.W. 66,92,96	Olivine 90,92
Kame 21	Orthoquartzite 75,76,79,81
Kaolin 29,35	Orthose .. 28,29,31,36,37,40,42,46
Labrador 61,91	Oxydes de fer 29,42,55,90,91
Laverdière, J.-W. 15,96	Paquet, M. et J. 6
Laves 1,24,25,38,45,52,54,57,60,61 65,66,73,88	Parks, W.A. 97
Legault, R. 6	
Leucoxène 29,31	
Lister, L. 6	
Logan, Sir W.E. 7,64,96	

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Pegmatite	28,36,39,45,60	Sédimentaires, roches	1,24,25
Pélites ardoisières	8	32,33,35,38,39,45,50,52,63,64-67,69	
Penninine	28	72,74,89,90
Pergélisol	3	Seitsaari, J.	58,59,97
Perthites	28,29,33,36,42	Sergerie, C. et J.	6
Pétrole	94	Séricite	36
Philpotts, A.	6	Serpentinite	2,50,60,69,73,75
Phyllades	27,35,41,75	92,94
Picotite	92	Serpophite	92
Picrolite	94	Sidérose	48
Pigeonnites	52,57,60,66	Silice	45,48
Plagioclase	28,29,31,33,36,37,40	Silt	45,77,79,81,83,86,87
.....	42,46,48,50,52,55	Sillstones	75,76,77,78,79,83
.....	57,60,61,75,90,91	Siluriennes, roches	2,21,73,74
Plis	24,43,62,66,67,68,69,70,82	81,82,92
Plomb	87,88,89,93	Sloss, L.L.	33,95
Prochlorite .	28,29,36,40,41,45,55,59	Smith, C.H.	6,73
Pyrite	29,42,43,46,52,55,91,93	Soucy, O.	6
Pyroxène	57,66,91	Spinelle	92
Quartz ...	27,28,29,31,32,36,37,39,40	Talc	94
.....	41,42,43,45,46,48,50,52	Tanner, J.G.	6,73,97
.....	54,55,60,75,87,93,94	Thomas, M.K.	97
Quartzite	19,23,25,26	Tills	21,85
Rankama, K.	89,97	Titanite	29,31,36,40,42,43
Rasetti, Franco	97	45,52,55,91
Rejhon, George	97	Titanium	90
Richardson Lumber Company, James	4,6	Tourmaline	29,36,40,90
Richardson, J.	7,97	Trachyte	75
Richesses naturelles,		Trémolite	46
ministère des	85	Trondhjémite	48
Riddell, J.E.	87,97	Tuf	45
Ripple-marks	75	Turner, F.J.	32,38,97
Ross, G.	6	Twenhofel, W.H.	94,98
Roy, P.	6	Tyrrell, G.W.	60,98
Sahama, T.	89,97	Uffen, R.J.	97
Schistes:		Ultrabasiques, roches	24
à albite	1,38,70	Vanadium	90
aphanitiques	52	Volcaniques, roches ..	39,45,60,61
argileux ..	1,25-27,32,33,45,64,65	63-69,73,91
.....	74-78,81,83,84,91,93,94		
calcareux	8		
à mica	41-45		
vert	1,32,38,39,43,45,48,54,55		
		Watson, M.	6

	<u>Page</u>		<u>Page</u>
Winchell, A.N.	59,98	Zircon	29,36,40,42,90
Wiseman, J.D.H.	43,98	Zirconium	89,90
		Zinc	87,88,89,93
Yoder, H.S.	39,98	Zoisite	29
Zéolite	46		

