RP 595

Rapport préliminaire, géologie du quart nord-ouest du canton de Lévy, comté d'Abitibi-Est

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

License

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

Énergie et Ressources naturelles
Québec

GOUVERNEMENT DU QUÉBEC
MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES
DIRECTION GÉNÉRALE DES MINES

SERVICE DES GÎTES MINÉRAUX

GÉOLOGIE

du

QUART NORD-OUEST DU CANTON DE LÉVY

COMTÉ D'ABITIBI-EST

RAPPORT PRÉLIMINAIRE

par

L.E.Wolhuter

QUÉBEC
1970

GOUVERNEMENT DU QUÉBEC
MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES
DIRECTION GÉNÉRALE DES MINES

SERVICE DES GÎTES MINÉRAUX

GÉOLOGIE

du

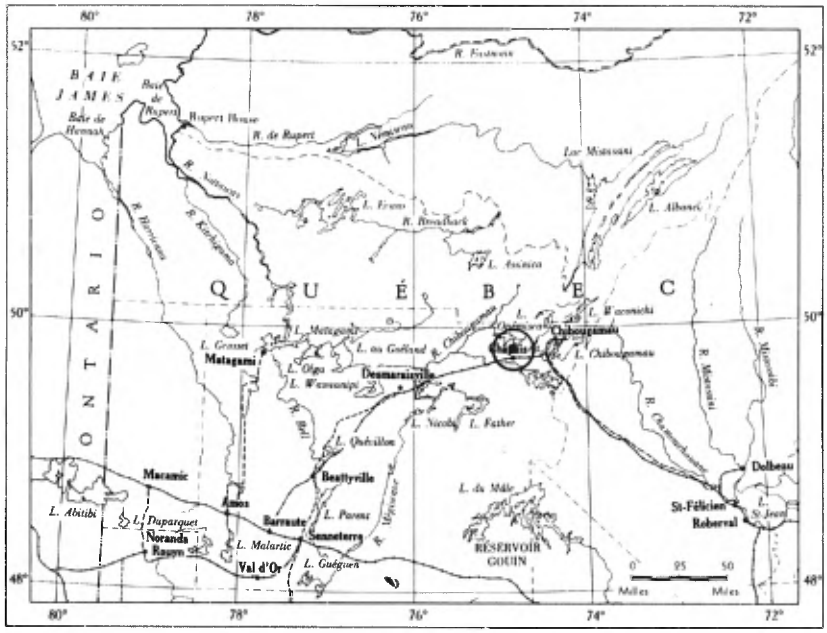
QUART NORD-OUEST DU CANTON DE LÉVY

COMTÉ D'ABITIBI-EST

RAPPORT PRÉLIMINAIRE

par

L.E.Wolhuter



QUÉBEC 1970

R.P.–595

TABLE DE MATIERES

	Page
INTRODUCTION	1
Aperçu général	1
Situation et accès	1
Travaux sur le terrain	2
Remerciements	2
Travaux antérieurs	2
PHYSIOGRAPHIE	3
Topographie	3
Hydrographie	3
Formes de terrain du Pléistocène	4
Marques d'érosion	4
Formes de déposition	4
GEOLOGIE GENERALE	5
Aperçu général	5
Roches de type keewatinien	6
Roches vertes amphibolitiques et chloritiques	6
Métabasalte finement à moyennement grenu	6
Métagabbro ou lave métabasaltique	9
Laves mafiques métasomatisées (épidosites)	9
Coulées, tufs et agglomérats siliceux	10
Roches intrusives	13
Complexe d'épidiorite et de métagabbro	13
Epidiorite	13
Zone de transition	14
Métagabbro quartzifère	15
Complexe d'Opemiska	16
Pyroxénite verte inférieure (amphibolite)	16
Pyroxénite noire	17
Serpentinite	17
Pyroxénite verte supérieure	18
Pyroxénites de transition	18
Gabbro feuilleté	18
Gabbro de Ventures	19
Pluton d'Opémisca	20
Métamorphisme	21
TECTONIQUE	22
Situation régionale	22
Attitude des roches pré-granitiques	22
Schistosité	23
Plissements	23
Failles	23
GEOLOGIE ECONOMIQUE	24
Aperçu général	24
Description des terrains	25
Canamisca Copper Mines Limited	25
Coniska Copper Mines Limited	25
Hoyle Mining Company Limited	27
REFERENCES	29

Rapport préliminaire

sur le

QUART NORD-OUEST DU CANTON DE LEVY

Comté d'Abitibi-Est

par

L.E. Wolhuter*

INTRODUCTION

Aperçu général

Le quart nord-ouest du canton de Lévy, d'une superficie de 25 milles carrés, fut cartographié au cours de l'été 1962. Des échantillons géochimiques furent recueillis durant la même période dans les secteurs du pluton d'Opémisca qui se trouvent en dehors de la région.**

Situation et accès

Le nord-ouest du canton de Lévy se trouve à environ 1½ mille au nord de Chapais, village minier sis approximativement à 300 milles au nord de Montréal. La région est facilement accessible à partir de Chapais, relié aux principaux centres de la province par route, air et chemin de fer. Un chemin forestier raboteux, praticable de préférence à des véhicules à quatre roues

---

* Traduit de l'anglais

**Une étude spéciale intitulée "Le pluton d'Opémisca - une étude pétrologique et géochimique" est archivée au service des Gîtes minéraux et peut être consultée sur place en attendant sa publication.

motrices, s'enfonce vers le nord à partir d'un point situé à 2.7 milles à l'ouest de Chapais sur la route Chapais-Senneterre. Ce chemin se rend jusqu'aux terrains de Coniska Copper Mines Ltd. On peut aussi se rendre dans la partie nord de la région par canot à partir de la baie de l'Ouest du lac Opémisca, à 7 milles à l'ouest de Chapais, le long de la même route Chapais-Senneterre.

Travaux sur le terrain

Nous avons cartographié la région à l'échelle de 1,000 pieds au pouce au cours de l'été 1962. Quatre lignes de rangs, orientées E-W, avaient été coupées et marquées par le ministère des Terres et Forêts au cours du printemps. Au début des travaux, nous avons chaîné et jalonné les lignes de rangs et de cantons ainsi que les lignes centrale et médiane afin d'obtenir des points de contrôle pour la cartographie géologique. Les affleurements dans les rangs IV et V furent localisés en comptant les pas le long de cheminements, espacés de 400 pieds en direction nord ou sud. Les lignes jalonnées à intervalles de 300 ou de 400 pieds par les compagnies minières sur de grandes étendues de la région aux fins de levés géophysiques et géologiques facilitèrent énormément les cheminements et furent utilisées partout où cela était possible. Dans les rangs I, II et III toute la cartographie fut effectuée sur des transparents disposés sur des photographies aériennes verticales agrandies à l'échelle d'environ 1,000 pieds au pouce.

Remerciements

Il y a lieu de témoigner ici de notre reconnaissance pour les services rendus par M. Paul Girard, l'étudiant qui nous a accompagné au cours de la saison.

Travaux antérieurs

Durant l'été de l'année 1896, Bell (1899, 1909) fit une reconnaissance du bassin de la rivière Nottoway. Son assistant, Brock, remonta la rivière Chibougamau à partir du lac Waswanipi et se rendit jusqu'au lac Waconichi. La brève description qu'il fit de la géologie le long des rives du lac Opémisca constitue le premier rapport écrit sur les types de roche dans la région sous étude.

Low (1906) a aussi cartographié les rives du lac Opémisca au cours du levé qu'il fit de la région minière de

Chibougamau en 1905. Il fut suivi, quelque ving-cinq ans plus tard, par Tolman (1931) qui s'affaira à la cartographie de la partie sud du Quadrilatère d'Opémisca. La région sous étude est comprise dans sa carte à l'échelle de deux milles au pouce.

La cartographie régionale de Norman (1938a) en 1937 et 1938 a contribué pour beaucoup à éclaircir la lithologie et la structure de la région. Sa carte a été publiée par la Commission géologique du Canada à l'échelle d'un mille au pouce et porte le numéro 602A.

Des compagnies minières ont cartographié à diverses dates des groupes de claims dans la partie sud de la région.

PHYSIOGRAPHIE

Topographie

Le canton de Lévy se trouve dans les hautes terres abitibiennes de la province du Supérieur, l'une des principales unités structurales et physiographiques du Bouclier canadien (Bostock, 1964).

L'altitude moyenne dans la région sous étude est d'environ 1,250 pieds. A l'exception du mont Springer, la bande de terrain au sud du pluton d'opémisca est basse et unie, le relief local ne dépassant pas 50 pieds. Dans l'aire du pluton, la topographie est cependant légèrement plus accidentée et diversifiée. De nombreux monticules rocheux s'élèvent entre 50 et 350 pieds au-dessus des plaines environnantes, lesquelles sont couvertes de marécages et de dépôts glaciaires; le relief moyen réside probablement entre 100 et 150 pieds.

Le mont Springer, un monadnock typique dans l'angle sud-est de la région, s'élève jusqu'à presque 600 pieds au-dessus du terrain environnant et constitue un repère bien visible.

Hydrographie

La région cartographiée se trouve dans le bassin hydrographique de la baie d'Hudson. Sauf pour la partie extrême sud-ouest, les eaux s'écoulent vers le nord-est, en direction du lac Opémisca, lequel se trouve dans le bassin de la rivière Chibougamau. Les rivières dans l'angle sud-ouest se jettent dans la rivière Obatogamau.

Le système hydrographique a été dérangé par la glaciation et la région est semée de nombreux lacs et étangs. Les cours d'eau sont généralement lents et pratiquement libres de rapides. La majorité forment des méandres serrés par toute la région et n'ont pas encore commencé à découper la roche en place. La plupart des cours d'eau ont aussi une tendance prononcée à couler vers le nord-est, point à partir duquel s'est effectuée la dernière avance de la calotte glaciaire.

A l'exception des endroits où ils coulent à travers des marécages ouverts, les cours d'eau sont bordés d'aulnes extrêmement denses qui nuisent considérablement aux cheminements.

Formes de terrain du Pléistocène

Les divers profils résultant du mouvement de la calotte glaciaire continentale peuvent se diviser, selon la pratique courante, en variétés d'érosion et variétés de déposition.

Marques d'érosion

On rencontre des surfaces striées, polies et cannelées dans plusieurs parties de la région mais, en général, l'intempérisme a oblitéré une bonne partie des détails plus fins sur les surfaces rocheuses à découvert. L'étude des striations à plusieurs endroits indique que l'avance de la couche glaciaire s'est faite vers le sud-ouest.

Résultat de l'action abrasive de la glace, les affleurements sont peu élevés et plats ou en forme de dômes. Plusieurs ont l'aspect caractéristique d'une roche moutonnée, avec des faces unies et en pente douce au nord-est et des faces rugueuses et creusées au sud-ouest. Le mont Springer en est un exemple à une échelle beaucoup plus grande. Le flanc nord-est a une pente passablement uniforme d'approximativement 1 sur 6 alors que les flancs sud et sud-ouest sont marqués par des falaises escarpées.

Formes de déposition

Le socle rocheux est en grande partie couvert d'une moraine argileuse ou sablonneuse dont l'épaisseur va d'une simple fraction de pouce à plusieurs vingtaines de pieds. Le till dans les parties basses est en grande partie recouvert de marécages ou de muskegs.

Les moraines annuelles décrites par Norman (1938b) et Mawsdley (1936) se rencontrent surtout dans les parties basses. Elles ne sont pas aussi abondantes que dans la moitié sud du canton. La direction générale de ces buttes allongées est ESE.

Un monticule isolé à environ un mille à l'ouest du lac Lamoille dans l'angle nord-ouest de la région est complètement entouré de terrasses formées par le lac glaciaire Barlow-Ojibway (Norman, 1938b). Seuls le mont Springer, d'une altitude de 1781 pieds, et un autre mont s'élevant à 1,550 pieds juste à l'est du lac Couteau dépassaient la surface de cet ancien lac au moment où il atteignit son niveau maximum. Au rythme de la baisse du niveau du lac, les aires proches du rivage furent attaquées par les vagues et les sables et graviers en résultant furent entassés le long des grèves sous forme de basse crêtes ou de terrasses. La série actuelle de terrasses parallèles ou subparallèles marque les niveaux toujours de plus en plus faibles du lac Barlow-Ojibway correspondant à la perte graduelle de ses eaux.

Parmi les traits physiographiques les plus apparents de la région se trouvent les dépôts allongés de sable et de gravier qui s'étendent sur une distance de plusieurs milles dans une direction nord-est. Ils font généralement angle droit avec les moraines annuelles ou, en d'autres mots ils sont parallèles à la direction de retraite de la glace. Pour une description détaillée de leurs grosseur, forme et expression topographique, le lecteur est invité à consulter l'article de Norman cité plus haut.

GEOLOGIE GENERALE

Aperçu général

Tout le sous-sol de la région est constitué de roches d'âge précambrien et couvert en grande partie par des dépôts glaciaires.

Les roches les plus anciennes sont celles qu'on désigne habituellement comme étant de type keewatinien. Elles comprennent un assemblage métamorphisé de laves, de tufs et d'agglomérats de composition siliceuse et mafique. La direction des roches volcaniques passe graduellement de l'ouest à la ligne de séparation des cantons de Lévy et de Daubrée au nord-ouest aux alentours du mont Springer. Dans la région au nord de ce mont, la direction change très abrutement au nord-est en s'approchant du pluton d'Opémisca.

La séquence volcanique a été envahie par un filon-couche mafique et stratifié d'épidiorite et de métagabbro quartzifère et par un filon-couche ultramafique et également stratifié consistant, par ordre d'abondance, en métapyroxénite, métagabbro et serpentinite. Le filon-couche mafique est supposément le plus ancien quoiqu'il n'y ait pas d'indice direct sur le terrain pour le prouver.

Les minéraux des roches volcaniques et intrusives ont été largement altérés en minéraux du faciès des schistes verts, faciès correspondant à un faible métamorphisme.

La venue des roches mafiques et ultramafiques fut suivie de la mise en place d'une grosse masse granitique, le pluton d'Opémisca. Les zones marginales du pluton sont généralement syénitiques. De gros xénolites de roche hybride riche en amphiboles, pyroxènes ou biotite se rencontrent fréquemment dans cette zone périphérique de syénite. A l'extérieur du pluton, les roches montrent peu ou pas d'effets métamorphiques.

Les roches plutoniques et les parties centrales des coulées mafiques plus épaisses sont ordinairement massives et d'un grain allant de moyen à grossier. Par contre, les roches volcaniques à grain fin sont presque toujours schisteuses. Là où on peut le déterminer, le pendage de la schistosité et de la stratification est invariablement très prononcé.

Toute la succession pré-granitique fait partie du flanc nord d'une bande synclinale, plissée d'une façon isoclinale et serrée, en bordure sud du pluton d'Opémisca. Cette bande réapparaît du côté nord du pluton sous forme d'un anticlinal majeur. La bande synclinale au sud du pluton a été déformée et disloquée encore plus par des plis transversaux et des failles Les deux séries les plus proéminentes de failles ont des directions NNE et NW.

Plusieurs trous de sondage ont recoupé des veines cuprifères sur les terrains de Coniska Copper Mines Ltd.

Roches de type keewatinien

Roches vertes amphibolitiques et chloritiques

a) Métabasalte finement à moyennement grenu

Le métabasalte typique est une roche vert foncé, variant de massive à schisteuse et de grain fin à moyen. Les

Tableau des formations

CENOZOIQUE	Récent et Pléistocène	Till glaciaire, sables et graviers stratifiés
Grande discontinuité d'érosion		
PRECAMBRIEN	Roches intrusives	Pluton d'Opémisca: granite sodique, syénite, méla-syénite; roches hybrides riches en biotite, hornblende et pyroxène.
		Contact intrusif
		Complexe d'Opemiska: Gabbro de Ventures; Gabbro folié; Pyroxénite et gabbro pegmatitiques; Pyroxénite verte supérieure; Serpentinite; Pyroxénite noire; Pyroxénite verte inférieure
		Contact intrusif (?)
		Epidiorite et métagabbro quartzifère
		Contact intrusif
	Roches de type keewatinien	Laves, tufs et agglomérats siliceux. Roches vertes amphibolitiques et chloritiques: coulées de basalte finement à moyennement grenues; métagabbro ou métabasalte à grain moyen; laves mafiques métasomatisées (épidosites).

minéraux essentiels qui le constituent sont le feldspath saussuritisé, l'amphibole et la chlorite. On remarque une texture diabasique dans plusieurs spécimens mais, généralement, l'architecture originale est complètement masquée par une amphibolitisation et une recristallisation poussées. Dans le basalte très schisteux, les minéraux essentiels se présentent d'habitude en plaques bien développées et, dans certains affleurements, une linéation frappante se remarque sur les plans de foliation.

L'épaisseur des coulées varie de quelques pieds à plusieurs dizaines de pieds. La plupart des gros affleurements étant partiellement couverts par de la mousse et du till sablonneux ou argileux, l'épaisseur exacte des coulées ne peut pas partout être déterminée. Nous avons pu obtenir quelques déterminations sûres de la base et du sommet des coussinets; mais comme la plupart de ceux-ci sont déformés, seule une direction approximative put tout au plus être relevée. Nous n'avons pas remarqué de coussinets dans les roches volcaniques à l'ouest du mont Springer, peut-être parce que le basalte à grain fin dans ce secteur est invariablement schisteux et que la plupart des structures primaires, sinon toutes, peuvent avoir été effacées. Quoique nous ayons cherché attentivement dans ce secteur les indications qui ont permis à Norman de montrer le sommet stratigraphique sur sa carte (Comm. Géol. Can., carte 602A), nous n'en avons décelé aucune.

La grosseur du grain va en diminuant, aussi bien vers le haut que vers le bas, à partir du centre à grain moyen des coulées. Le basalte à grain fin est généralement de nature moyennement à fortement schisteuse, contrairement au basalte à grain moyen qui est d'ordinaire massif. Ceci résulte sans doute de l'aisance relative avec laquelle le mouvement (glissements ou cisaillements) peut se faire le long des contacts aux vapeurs et solutions chimiquement actives et de la possibilité pour le basalte refroidi et finement grenu aujacent aux contacts de recristalliser plus facilement que les variétés à grain plus gros.

Tel que vus sous le microscope, les métabasaltes consistent en un développement enchevêtré de quatre ou plus des minéraux suivants: amphibole, albite, épidote, chlorite, leucoxène et quartz. On ne rencontre des quantités significatives de carbonate que dans les basaltes fortement schisteux. De la pyrite, de la séricite et de la biotite (stilpnomélane?) se rencontrent dans quelques spécimens mais elles ne constituent jamais plus que 1 p. 100 de la roche.

Dans les variétés plus massives de métabasalte, les textures blastophitiques et granoblastiques sont très fréquentes. La texture feutrée ou nématoblastique est prédominante

dans ces roches où l'amphibole a un habitus distinctement fibreux ou prismatique alors que la texture lépidoblastique est confinée aux roches vertes basaltiques schisteuses.

b) Métagabbro ou lave métabasaltique

Il est impossible, sur la seule base de la texture, de distinguer le métabasalte à grain moyen rencontré dans la partie centrale des coulées du gabbro intrusif à grain moyen. A travers la partie sud de la région, nous avons rencontré des affleurements épars que nous n'avons pu classer avec certitude comme basalte à cause de leurs grains relativement gros. Dans plusieurs des plus gros de ces affleurements, nous avons remarqué une gradation vers des phases à grain plus fin mais celles-ci étaient invariablement dépourvues de traits typiquement extrusifs et peuvent par conséquent être les bordures de refroidissement de filons-couches intrusifs.

L'absence de structures telles que surfaces coussinées et brèches d'écoulement peut être due en grande partie au manque d'affleurements continus, résultat probable d'un rythme plus rapide d'érosion des contacts des coulées de lave puisque la roche y est finement grenue et facilement sujette à cisaillement et altération. S'il en est ainsi, on s'attendrait à ce que les parties intérieures des coulées, lesquelles sont d'un grain plus gros, plus résistantes et moins altérées, persistent encore longtemps après l'érosion des bordures.

D'ordinaire, le métabasalte ou métagabbro à grain moyen est une roche tachetée composée de feldspath saussuritisé, d'amphibole et de chlorite et d'une quantité mineure de leucoxène. Un peu de quartz granuleux, d'un bleu opalescent, se rencontre dans quelques affleurements. Une texture blastophitique ou granoblastique est très commune. Le contour des grains d'amphibole vert foncé va de xénoblastique à granoblastique. Dans les environs du mont Springer, les grains d'amphibole ont tendance à se grouper et donnent lieu à une surface d'intempérisme caractérisquement noueuse. Plus près du granite, ces petits amas d'amphibole prennent une forme fuselée et leur arrangement parallèle donne naissance à une linéation qui plonge à des angles variant entre 35 et 65 degrés vers le nord-ouest, le nord et l'est. La direction de la plongée est étroitement parallèle à la direction locale de la schistosité du basalte à grain fin.

c) Laves mafiques métasomatisées (épidosites)

Une séquence de laves coussinées finement grenues et fortement altérées est à découvert au voisinage immédiat de la tour d'observation pour le feu sur le mont Springer dans le sud-ouest du canton de Lévy. Elle a une épaisseur moyenne

d'environ 1,200 à 1,500 pieds et s'étend en direction sud-est jusqu'à la faille du lac Campbell et en direction nord-ouest jusque dans le quart nord-ouest du canton de Lévy. On rencontre de grands affleurements de ces laves à quelque centaines de pieds au sud de l'endroit où celles-ci butent contre le pluton d'Opémisca. On en trouve aussi d'étroites bandes ou plaques dans le basalte sus et sous-jacent.

La couleur de la lave va d'olive à vert pâle, gris verdâtre et vert foncé. Des plaques irrégulières, blanchâtres à crémeuses et beige jaunâtre, de minéraux secondaires confèrent à la roche un aspect moucheté caractéristique. Ces mouchetures se remarquent particulièrement dans les coussinets qui sont d'ordinaire fortement déformés ou tordus. L'altération est à son plus fort le long des salbandes refroidies et le long des fractures, diaclases et petits laminages s'anastomosant à l'intérieur des coussinets. Sur plusieurs affleurements, le contour original des coussinets est pratiquement effacé.

Là où l'altération e été la plus forte et la plus pénétrante, les roches peuvent ressembler superficiellement à de la rhyolite; là où elle n'a été que légère ou modérée, on peut encore reconnaître le basalte original. De minces bandes de véritable rhyolite et de basalte moyennement grenu se rencontrent cependant dans la zone de laves métasomatisées.

Sous le microscope, la lave noire et relativement inaltérée est reconnaissable comme étant une roche verte metabasaltique qui consiste essentiellement en un enchevêtrement granoblastique d'amphibole, d'épidote, d'albite et de sphène. L'épidote (clinozoïsite?) se présente en "nids" épars semi-opaques et aussi sous forme de granules claires et cristallines s'entrecroisant avec l'amphibole et semblant la remplacer.

La quantité d'épidote augmente progressivement quoique irrégulièrement en se rapprochant de la roche métasomatisée. La transition de la roche verte à l'épidosite est nette cependant. Cette épidosite consiste en clinozoïsite (?) finement grenue, granuleuse et semi-opaque claire, xénoblastique et recristallisée. En plusieurs endroits, la clinozoisite finement grenue présente des contours ressemblant confusément à des lattes et indiquant supposément d'anciens cristaux de plagioclase.

Coulées, tufs et agglomérats siliceux

On rencontre des roches volcaniques siliceuses ici et là à travers la séquence pré-granitique. Dépassant rarement quelques centaines de pieds d'épaisseur, elles semblent ne

former que des bandes étroites et discontinues ou des lentilles.

Les variétés de roches siliceuses rencontrées dans la région incluent de la rhyolite massive et des tufs et agglomérats rhyolitiques. La rhyolite massive se reconnaît facilement mais les variétés rubanées étant invariablement cisaillées, il est d'ordinaire impossible sur le terrain de déterminer si, à l'origine, celles-ci étaient des laves de coulée rubanées ou des tufs laminés à grain fin. L'agglomérat est rare et ne se rencontre que localement associé avec du tuf.

La rhyolite massive varie d'une roche aphanitique de couleur crème, gris crème ou blanc grisâtre avec un éclat cireux à une roche vitreuse de couleur gris bleu. Des phénocristaux de feldspath sont communs aux deux types. La présence d'épidote secondaire donne lieu à des tons jaunâtres; près des intrusions ultrabasiques certains affleurements sont altérés en une roche mouchetée rougeâtre, jaunâtre et verdâtre.

Ainsi que nous l'avons mentionné plus haut, il existe beaucoup d'incertitude au sujet de l'origine des roches rubanées, finement grenues et schisteuses. Ces roches étaient-elles à l'origine des tufs ou des coulées? Parmi les roches volcaniques siliceuses indubitablement pyroclastiques, la variété la plus commune est celle qui est composée de grains de feldspath et de fragments anguleux de rhyolite dense dans une matrice schisteuse. La majorité des fragments ont un diamètre allant de 3 à 5 mm. A mesure que la grosseur des fragments augmente, ces roches passent localement à des agglomérats ou à des tufs agglomératiques. Au voisinage des zones majeures de cisaillement, les minéraux de la matrice aussi bien que ceux des fragments sont déformés. La roche étant plus schisteuse, plus amphibolitique ou chloritique et plus foncée, il devient impossible de la différencier des schistes à amphibole et chlorite dérivés des métabasaltes ou des métagabbros.

Cette variation est bien illustrée dans la bande de roches volcaniques siliceuses qui traverse la ligne médiane du canton à environ 6,000 pieds à l'ouest de l'angle sud-est de la région cartographiée. Une forte zone de cisaillement le long du contact entre ces roches et la roche verte à l'est a effacé les relations originales entre les deux types de roches. L'extrémité ouest (supérieure) de la séquence siliceuse est agglomératique. Les fragments sont serrés les uns contre les autres et emballés dans une matrice schisteuse grise et finement grenue. Le rubanement de la roche a un aspect discontinu ou interrompu dû à l'allongement des fragments parallèlement à la schistosité. D'étroites bandes de rhyolite dense gris crémeux à grises sont interlitées avec le tuf. A l'est, la roche est moins agglomératique et plus schisteuse et les fragments deviennent très allongés et aplatis dans les plans de schistosité. L'augmentation

progressive du degré de déformation du tuf est accompagnée par un accroissement de la quantité d'amphibole, ce qui donne lieu à un schiste laminé vert foncé. Des traînées ou lamines éparses de couleur blanche dans le schiste constituent le seul indice visible des fragments originaux de rhyolite présents dans le tuf. Le métabasalte, spécialement la variété gabbroïque à grain plus grossier, change de la même façon d'est en ouest, soit d'une roche verte moyennement altérée à un schiste amphibolitique dans lequel les grains de feldapath (?) sont préservés sous forme de minces taches ou traînées blanches.

Une variété plutôt rare mais distinctive de tuf rhyolitique consiste en abondants grains de feldspath variant d'arrondis à anguleux et en fragments de rhyolite dans une matrice siliceuse dure et finement grenue. Les fragments sont serrés les uns contre les autres et varient en grosseur entre ½ et 4 mm. La roche a un aspect granuleux assez semblable aux variétés plus porphyriques de rhyolite. Il est possible qu'elle soit un tuf soudé.

Les roches siliceuses sont caractérisées par une composition minéralogique relativement simple. Les minéraux dominants de la matrice sont le quartz, l'albite et la séricite granoblastiquement enchevêtrés. Le contenu en séricite varie considérablement d'un échantillon à l'autre, surtout selon le degré de déformation et d'altération. On rencontre un peu de chlorite et de carbonate dans plusieurs rhyolites, ces minéraux pouvant représenter au moins 10 p. 100 du volume de quelques rhyolites. Le leucoxène ou le sphène sont des minéraux accessoires dont la présence est constante: la pyrite, l'hématite, le zircon, la tourmaline et la magnétite sont rares.

La plupart des roches acides sont porphyriques. On remarque des phénocristaux de quartz arrondis et rongés dans quelques-une des rhyolites, mais les phénocristaux d'albite sont de beaucoup les plus abondants. Ceux-ci ont une composition variant de An_2 à An_5 et sont d'ordinaire maclés, soit de façon simple (loi de l'albite) soit de façon complexe (Ala A/Manebach Acline ou Acline/Manebach Ala). Dans plusieurs des rhyolites, les phénocristaux d'albite ont été remplacés par une mozaïque granuleuse de quartz et d'un ou davantage des minéraux suivants; chlorite, carbonate et séricite. On note tous les stades d'altération, d'un commencement de remplacement à un remplacement complet.

A mesure que la déformation augmente, les rhyolites massives passent à des roches semi-schisteuses et éventuellement à des roches fortement schisteuses montrant un cisaillement intime le long de plans de clivage rapprochés les uns des autres. Dans plusieurs de ces roches, le minéral essentiel dominant est

la séricite (mica blanc). La schistosité est définie par l'orientation parallèle des paillettes individuelles de mica, lesquelles s'entremêlent pour former des filons ou feuillets continus et confèrent à la roche sa fissilité caractéristique. Le carbonate et la chlorite sont généralement plus abondants dans les rhyolites schisteuses que dans les rhyolites massives.

Quelques phénocristaux d'albite ou de quartz ont survécu à une déformation accrue mais la plupart, l'albite en particulier, sont marqués chimiquement et mécaniquement par l'action d'agents plus puissants. Ils sont changés en des agrégats grossièrement lenticulaires de minéraux xénoblastiques comprenant du quartz, de l'albite, du carbonate et, rarement de la chlorite.

Roches intrusives

Complexe d'épidiorite et de métagabbro quartzifère

Les types de roche que nous groupons sous cette rubrique forment un filon-couche à découvert sur une distance d'environ un mille le long de la moitié ouest de la limite sud de la région. La largeur visible en surface du filon-couche est d'environ 3,000 pieds; comme les pendages y sont cependant très prononcés, ce chiffre pourrait représenter d'assez près la puissance véritable du filon. L'épidiorite, qui peut atteindre une puissance allant jusqu'à 1,000 pieds, se trouve à la base du filon.

a) Epidiorite

Epidiorite est un terme commode utilisé sur le terrain pour décrire un leucogabbro métamorphisé, moyennement grenu et tacheté, composé essentiellement d'amphibole ouralitique, de feldspath saussuritisé et de leucoxène. En général, ce leucogabbro a un indice de coloration inférieur à 40 et, en échantillon mégascopique, il semble avoir une texture allant d'hypidiomorphe granuleuse à légèrement subophitique. Quoique la roche soit généralement désignée sous le nom de diorite dans la région d'Opémisca, la composition chimique, l'examen microscopique et les observations sur le terrain indiquent clairement qu'elle n'est pas du tout dioritique. Pour cette raison, nous avons choisi de l'appeler une "épidiorite" (Williams, Turner et Gilbert, p. 243). De cette façon, tout en retenant le nom habituel, le préfixe "épi" sert à indiquer que la roche a atteint une composition quelque peu similaire aux véritables diorites ignées, ceci purement comme résultat de changements métamorphiques dans l'assemblage minéralogique original.

L'amphibole est d'un vert pâle graisseux ou d'un vert olive; elle se présente le plus souvent sous forme de grains prismatiques équidimensionnels et trapus avec des bords légèrement rongés ou pennés. Le plagioclase a une couleur caractéristique crémeuse à laiteuse et un éclat cireux. Il est difficile d'apprécier la grosseur, la forme et les relations texturales des grains de feldspath à cause de la forte saussuritisation. Le quartz est rare et, là ou il est présent, ne constitue probablement pas plus que 2 ou 3 p. 100 de la roche. Le leucoxène est un constituant mineur mais très commun. Il varie en couleur de gris blanchâtre, gris et gris chair à violet pâle et à divers tons de jaune et de brun. La couleur dépend généralement du degré de déformation dans la roche.

Près de la base de l'épidiorite, les roches sont noires et typiquement gabbroïques. Une phase basale métapyroxénitique (amphibolitique) de couleur vert foncé est à découvert le long de la limite sud de la région. Des amphibolites basales similaires se retrouvent dans les trous de sondage qui traversent l'épidiorite sur les terrains de Chiboug Copper dans le quart sud-ouest du canton. La phase basale mélanocrate passe rapidement à une épidiorite normale en allant vers le haut. Des phases leucocrates à indice de coloration aussi bas que 20 se rencontrent ici et là près des parties centrale et supérieure de la masse d'épidiorite.

Les roches mafiques à la base de l'épidiorite consistent essentiellement en 60 p. 100 environ d'un agrégat granoblastique et recristallisé d'amphibole (actinote) ouralitique, en 20 p. 100 de hornblende pléochroïque brune et en 20 p. 100 environ de chlorite incolore. Le reste de la roche est fait de carbonate et d'une petite quantité accessoire d'épidote, de sphène-leucoxéne, d'apatite et de minerai opaque.

b) Zone de transition

La transition de l'épidiorite au gabbro quartzifère est extrêmement subtile même si elle se produit sur une distance d'environ 100 pieds. Le premier changement notable implique le feldspath. Des agrégats de délicats bâtonnets, bien collés les uns contre les autres, émergent du plagioclase saussuritisé et indistinct de l'épidiorite normale. En second lieu, l'amphibole d'un vert graisseux pâle fait place à une variété plus foncée distinctement prismatique ou lamellaire. Troisièmement, mais pas partout, la roche de transition devient porphyrique à mesure qu'apparaissent des grains plus gros d'amphibole vert foncé allant d'idiomorphes à hypidiomorphes. La texture porphyrique n'est cependant pas une caractéristique unique à la

zone de transition puisqu'on rencontre de petits affleurements dispersés d'épidiorite porphyrique en des lieux bien éloignés de la zone de transition.

La gradation presque imperceptible de l'épidiorite au gabbro quartzifère et la manque d'affleurements continus ne justifiant pas l'établissement de limites arbitraires, nous n'avons pas montré la zone de transition comme unité distincte sur la carte.

c) Metagabbro quartzifère

En surface fraîche, le gabbro quartzifère est une roche massive à grain moyen et d'un gris verdâtre foncé. La couleur foncée est trompeuse; elle est surtout due à de l'épidote granuleuse et à de très fines paillettes de chlorite et aiguilles d'amphibole logées dans les bâtonnets de plagioclase ou les pénétrant. La composition minéralogique et la texture du gabbro s'étudient à leur mieux sur les affleurements polis par la glace ou sur ceux dont la mousse a été enlevée au cours des dernières années. Sur ces surfaces libres de lichen, la roche n'a pas été très sensiblement décomposée, mais elle a cependant été exposée à l'atmosphère suffisamment longtemps pour que soient lixiviées la chlorite et l'amphibole très fines qui ont le don d'obscurcir la plupart des détails.

Le gabbro a un aspect tacheté dû au développement enchevêtré d'amphibole ouralitique et de feldspath saussuritisé. La texture peut être décrite comme étant subophitique (relique) ou intergranulaire; elle n'est pas de la variété normalement associée au gabbro ou à la diabase. Les bâtonnets de feldspath sont minces et presque aciculaires; quoique semblant être orientés à tout hasard, ils ont cependant tendance par endroits à un alignement subparallèle. Ceci se traduit souvent dans les échantillons mégascopiques par un groupement des bâtonnets de feldspath en paquets ressemblant à des gerbes. Les gerbes individuelles ne montrent pas d'orientation préférentielle. Vu que le contenu en feldspath du gabbro est très élevé et que les bâtonnets sont portés à un parallélisme local, l'amphibole interstitielle prend facilement elle-même la forme de prismes ou de lames. La grosseur des grains du gabbro quartzifère varie entre 1 et 5 mm mais la plupart ont une longueur de 2 à 3 mm.

Le contenu moyen en quartz est probablement entre 5 et 10 p. 100 quoiqu'il puisse exceptionnellement atteindre 20 p. 100. Nous avons distingué deux variétés de quartz. La première, de beaucoup la plus abondante, est claire, mais elle a une teinte bleuâtre et se présente en grains arrondis ou idiomorphes d'un diamètre moyen d'environ 1.5 mm. La seconde variété de quartz, qu'on peut rarement observer avec une loupe, est claire

à grise, très finement grenue (moins de ¼ mm) et semble être interstitielle aux grains de feldspath et d'amphibole. Dû au fait que le grain est petit, ce quartz est sans doute plus abondant que ne permet de le soupçonner un examen mégascopique des échantillons.

Complexe d'Opemiska

Le nom du complexe vient de la mine Opemiska Copper dans le quart sud-ouest du canton, où les géologues de la mine ont été les premiers à le cartographier en détail et à le diviser en ses unités constitutives.

D'une épaisseur maximum d'environ 3,600 pieds, le complexe consiste en un certain nombre de filons-couches concordants dont la composition va de la serpentinite (métadunite et métapéridotite) à la pyroxénite, à la pyroxénite ouralitisée et au métagabbro. Dans la localité type, les filons-couches forment une succession ordonnée et bien définie dans laquelle les pyroxénites (partiellement converties en métapyroxénites) et la serpentinite occupent les deux tiers inférieurs du filon et les deux unités de métagabbro, la partie supérieure.

Au nord-ouest, les deux gabbros se séparent et se prolongent sur une courte distance dans la région sous étude. Ils sont remplacés par des amas discontinus de pegmatite gabbroïque ou pyroxénitique de forme allant d'irrégulière à lenticulaire. L'altération croissante des grains de pyroxène en amphibole fibreuse et, à un moindre degré, en chlorite près de la limite ouest de la région tend à effacer les différences subtiles de couleur et de texture entre les diverses pyroxénites, ce qui les rend assez indistinctes les unes des autres.

L'épaisseur du mort-terrain sur une grande partie de la région et le manque général d'affleurements permettent rarement d'observer la transition d'un type de roche à un autre sur le terrain. Il s'ensuit que beaucoup des renseignements donnés ci-dessous sont basés sur l'étude des carottes des nombreux trous de sondage qui ont recoupé le complexe ultrabasique.

a) Pyroxénite verte inférieure (amphibolite)

Le membre stratigraphiquement le plus bas du complexe est une pyroxénite amphibolitisée verte à gris verdâtre et moyennement grenue communément désignée sous le nom de "pyroxénite verte inférieure". Elle est composée d'une masse de grains entrecroisés d'amphibole et de pyroxène distinctement prismatiques et de couleur verte à gris verdâtre, grise ou gris

brunâtre. On peut habituellement noter des taches de hornblende brune et un peu de leucoxène ou de minerai de fer magnétique. Une bonne quantité du pyroxène original a été convertie en amphibole au cours du métamorphisme régional. Par endroits, la pyroxénite contient jusqu'à 15 p. 100 de feldspath et sa composition tire sur le gabbro. Le feldspath se loge d'ordinaire dans les interstices de l'amphibole et du pyroxène. On rencontre de petites masses irrégulières ou lentilles de pyroxénite et de gabbro pegmatitiques à grain grossier mais elles ne sont pas aussi abondantes que dans la pyroxénite verte supérieure.

b) Pyroxénite noire

La pyroxénite noire typique est nettement différente de l'une ou l'autre des pyroxénites vertes. C'est une roche à grain moyen, gris verdâtre à gris ardoisier et granuleuse composée de grains d'augite beige olive à grisâtre et d'un peu de serpentine interstitielle. Ces grains sont trapus, légèrement arrondis et xénomorphes à idiomorphes. La serpentine s'altère d'ordinaire en grains opaques blanchâtres ressemblant superficiellement à du feldspath. Les variétés plus grises de pyroxénite sont aussi les plus riches en serpentine.

La pyroxénite noire passe vers le bas à la pyroxénite verte inférieure et vers le haut à la pyroxénite verte supérieure. Les contacts indiqués sur la carte sont par conséquent quelque peu arbitraires.

c) Serpentinite

La métadunite et la métapéridotite sont toutes deux incluses dans cette catégorie, la métapéridotite étant probablement la plus abondante. Il n'est pas toujours possible de distinguer les deux roches sur le terrain. Elles sont toutes deux gris ardoise à noires en surface fraîche et s'altèrent à un brun rouille caractéristique ou, plus rarement, au gris.

La serpentinite se présente comme une série de filons-couches entièrement contenus à l'intérieur de la pyroxénite noire. Les filons-couches ont une tendance marquée à s'amenuiser et à se gonfler le long de la direction et plusieurs d'entre eux disparaissent abruptement. Les affleurements étant rares, il n'est pas possible de savoir si les filons-couches se prolongent latéralement sur une distance considérable.

La plupart des métadunites consistent en un feutrage de serpentine fibreuse ou en écailles entrelacée de magnétite. Dans quelques-unes de ces roches cependant, la texture originale de la dunite, texture granuleuse et xénomorphe, est parfaitement

préservée par des grains ovoïdes à hypidiomorphes de serpentine pseudomorphe de l'olivine. Les métapéridotites sont caractérisées par une texture blastoporphyrique dans laquelle de gros phénocristaux, qui pourraient être du pyroxène converti en trémolite, sont emballés dans une matrice de serpentine feutrée ou squameuse. Les phénocristaux renferment poécilitiquement des pseudomorphes ovoïdes ou arrondis de serpentine.

Les serpentinites à contenu de pyroxène (métapéridotites) se rencontrent dans la zone de transition, là ou la pyroxénite noire passe à la serpentinite typique décrite ci-dessus par suite de la diminution du clinopyroxène et de l'augmentation de serpentine.

d) Pyroxénite verte supérieure

La description donnée plus haut pour la pyroxénite verte inférieure s'applique également à la pyroxénite verte supérieure.

Un trait remarquable de cette pyroxénite est l'abondance relative de gabbro et de pyroxénite pegmatitiques en son sein. Ces roches se présentent en lentilles, plages ou veines irrégulières se conformant à peu près à la stratification de la pyroxénite et ne la recoupant que rarement. La majorité des pegmatites semble se concentrer au sommet de la pyroxénite verte supérieure ou à proximité de ce sommet. La pyroxénite ou le gabbro pegmatitiques peuvent se rencontrer séparément mais ils sont plus communément tous les deux présents dans la même masse.

e) Pyroxénites de transition

Les contacts entre les unités adjacentes de l'amas de pyroxénite sont presque invariablement graduels. En quelques endroits, sur des distances atteignant 100 pieds perpendiculairement à la direction, on ne peut assigner avec certitude la roche aux pyroxénites noires ou aux pyroxénites vertes. L'étude microscopique confirme la présence de ces pyroxénites de transition. Aux points de vue de la composition minéralogique, de l'abondance relative des constituants et de la texture, elles sont intermédiaires en caractère aux unités principales entre lesquelles elles interviennent.

f) Gabbro feuilleté

Le gabbro feuilleté se prolonge dans la région sur une courte distance seulement avant de disparaître. La

composition, la texture et la structure du gabbro ainsi que ses relations avec les membres du filon-couche adjacent s'observent le mieux dans le quart sud-ouest du canton.

La pyroxénite verte supérieure passe d'ordinaire au gabbro feuilleté par accroissement du feldspath, sauf là ou la pegmatite intervient entre les deux types de roche. En quelques endroits cependant, le contact entre la pyroxénite et le gabbro est net.

Comme son nom l'implique, le trait le plus caractéristique du gabbro feuilleté est une foliation primaire très visible et persistante définie sourtout par des prismes d'amphibole et, à un degré moindre, par le plagioclase. Le pendage et la direction de la foliation se rapprochent du pendage et de la direction du filon-couche quoique, par endroits, il existe une divergence considérable. Nous avons noté un rubanement rythmique de ségrégation dans un petit groupe d'affleurements sur la propriété d'Opemiska Copper Mines.

Le gabbro feuilleté est une roche tachetée à grain moyen dans laquelle le plagioclase et le pyroxène originels ont été partiellement ou complètement changés en albite saussuritisée et en amphibole respectivement. On y rencontre d'ordinaire une petite quantité de magnétite non altérée.

g) Gabbro de Ventures

On rencontre quelques petits filons-couches de pyroxénite verte dans les roches volcaniques au-dessus du complexe mais, à l'intérieur du complexe lui-même, le gabbro de Ventures est l'unité stratigraphiquement la plus haute. Quoique la puissance de ce dernier soit d'environ 1,200 pieds à la limite sud de la région, il disparaît rapidement au nord-ouest et fait place latéralement à des roches ressemblant aux pegmatites grossières de gabbro dans la pyroxénite verte supérieure. Dans la moitiée ouest du rang IV, la pyroxénite verte se ramifie à plusieurs endroits en une série de filons-couches plutôt étroits séparés par des couches ou enclaves tabulaires de roches volcaniques. Les masses de gabbro pegmatitique, à peu près concordantes à la stratification, y montrent une nette tendance à se loger au sommet de ces petits filons de pyroxénite.

La transition du gabbro feuilleté au gabbro de Ventures est extrêmement variable. Elle peut être graduelle à un endroit particulier alors que, à une courte distance seulement de cet endroit, une zone mélangée de minces couches ou lentilles bien définies de gabbro de Ventures et de gabbro feuilleté, en contact net l'un avec l'autre, sépare les deux masses principales

de gabbro. Le changement graduel du gabbro feuilleté au gabbro de Ventures est marqué par une orientation de plus en plus au hasard du feldspath et aussi par une augmentation de la grosseur générale du grain conduisant finalement au gabbro de Ventures typique, lequel est diabasique et grossièrement grenu. La transition peut se faire sur une distance inférieure à 12 pouces mais, plus communément, la zone varie en largeur de quelques pieds jusqu'à 50 pieds.

Pluton d'Opémisca

Le pluton d'Opémisca est l'une de plusieurs grosses masses intrusives qui s'étendent en direction est du lac Michwacho au lac Chibougamau. Le pluton est de forme elliptique et mesure 15 milles de long par 7 de large. L'axe d'allongement est parallèle ou presque à la direction générale des bandes de roche verte qui le flanquent d'un côté ou de l'autre.

Nous n'avons pas fait d'étude détaillée ou systématique sur le terrain de cette partie du pluton qui se trouve en dehors du quart nord-ouest du canton de Lévy. Vu qu'il y a peu d'affleurements dans la région de la carte, la nature du contact entre le pluton et la roche environnante n'est pas bien connue. Ce contact semble être relativement uni et égal et n'avoir, s'il en a, que peu d'apophyses se prolongeant dans la roche encaissante. Tolman (1932, p. 87) rapporte cependant que le contact est beaucoup plus irrégulier le long de la bordure est par suite de la présence d'un certain nombre d'apophyses qui pénètrent dans les roches vertes parallèlement, ou presque, à la structure de celles-ci.

L'intrusion consiste en un gros noyau de granite sodique remarquablement uniforme en composition et texture. A mesure que le quartz décroît et que la hornblende augmente, le granite passe à une zone marginale de granite contaminé, de syénite et de mélasyénite. On rencontre beaucoup d'enclaves de roches mafiques hybrides dans cette zone marginale.

Quelques petits dykes monzonitiques envahissent la roche encaissante dans la région sous étude; aucun n'a une puissance supérieure à 10 pieds. Ils se rencontrent tous en dedans de 2,000 pieds de la masse intrusive principale mais, plus au sud, sur la propriété d'Opemiska Copper Mines dans le quart sud-ouest du canton, la pyroxénite noire est percée de petits amas satellitiques de syénite quartzifère porphyrique à au moins 7,000 pieds de distance du pluton.

Par endroits, des veines étroites de quartz-feldspath, moyennement à grossièrement grenues, recoupent le granite ou la syénite mais, considérant la grosseur du pluton,

ces roches sont singulièrement dépourvues de phases pegmatitiques. On y rencontre aussi, mais plutôt rarement, des veines ou dykes d'aplite saccharoïde, blanchâtre à rosâtre et finement à moyennement grenue ainsi que des veinules de feldspath rose. Les veines d'aplite ont en général une puissance moyenne de 2 à 3 pouces quoique nous ayons noté dans un affleurement des dykes mesurant jusqu'à 3 pieds. Les enclaves sont plutôt rares dans la partie centrale de l'intrusion, mais elles deviennent plus nombreuses et plus grosses vers la bordure. Leur grosseur va de xénolites d'un diamètre de plusieurs milliers de pieds à de simples traînées et xénocristaux de hornblende ou de biotite.

Métamorphisme

Quoique toute la séquence pré-granitique ait été plissée, faillée et métamorphisée, l'assemblage minéralogique dans plusieurs des types de roche n'a pas atteint son équilibre. Ceci se remarque particulièrement dans les membres de pyroxénite du complexe ultrabasique d'Opemiska où beaucoup du pyroxène magmatique original co-existe avec de l'amphibole d'un faible degré de métamorphisme. Les minéraux métamorphiques présents dans les roches pré-granitiques sont caractéristiques des sous-faciès quartz-albite-muscovite-chlorite et quartz-albite-épidote-biotite du faciès des roches vertes de Turner et Verhoogen (1960, p. 523).

Contrairement au batholite de Presqu'Ile, à cinq milles au sud, le pluton d'Opémisca montre une absence singulière de toute espèce d'auréole de roches propres au métamorphisme de contact. Le contact entre, la syénite et la roche adjacente n'est nulle part à découvert sauf sur un affleurement à environ 1,000 pieds à l'ouest de l'extrémité sud du lac Couteau où un amas de syénite, ressemblant à un dyke et mesurant 200 pieds de large, a pénétré dans les pyroxénites du complexe d'Opemiska. On ne sait pas si la syénite est tout simplement une apophyse se prolongeant sur une courte distance dans les pyroxénites à partir du pluton ou si, de fait, elle constitue la bordure extérieure du pluton, la pyroxénite à l'est de celui-ci faisant figure de xénolite. Des échantillons de pyroxénite noire prélevés près du contact de la syénite et dans les enclaves à l'intérieur de la syénite ont une composition minéralogique identique à celle de ces roches ailleurs dans la région. Le seul affleurement offrant un indice véritable d'altération de la roche adjacente par la syénite se trouve sur les terrains de Canamisca Copper Mines Limited. A cet endroit, un affleurement de pyroxénite est recoupé par de petits filonnets et veinules leucocrates acides le long desquels la pyroxénite a été feldspathisée et convertie en une roche ressemblant à de la diorite.

L'impuissance du pluton d'Opemisca à porter les roches immédiatement adjacentes à un degré plus élevé de métamorphisme que celui du faciès régional des roches vertes laisse supposer que peut-être celui-ci, au moment où il avait pénétré jusqu'au présent niveau, était anhydre et déjà relativement refroidi.

TECTONIQUE

Situation régionale

On reconnaît généralement (Dresser et Denis 1947, p. 87) trois bandes de roches vertes dans le sud-ouest du Québec. De forme irrégulière, elles s'étendent de la frontière de l'Ontario au front de Grenville. La bande nord, aussi connue sous le nom de Waswanipi-Chibougamau, est sise très approximativement le long et au sud du cinquantième parallèle. Elle a été subdivisée en trois bandes plus petites, subparallèles et coalescentes, séparées par des amas discontinus de roches granitiques et basiques. La plus au nord de ces petites bandes est connue sous le nom de Mattagami-Waconichi. La région cartographiée se trouve dans la partie est de cette bande, le long du flanc sud d'un pli anticlinal majeur. Le pluton d'Opemisca et les autres grosses intrusions plus à l'est occupent le centre de ce pli.

Attitude des roches pré-granitiques

Les roches volcaniques et les intrusions stratifiées forment une séquence concordante à pendage prononcé. La direction, qui est à peu près ouest à la limite occidentale de la région, s'incurve graduellement au nord-ouest dans la région du mont Springer. Le long du flanc nord du mont Springer, là où il descend vers le ruisseau Springer, la direction des formations volcaniques change plutôt rapidement du nord-ouest au nord et du nord au nord-est près du contact avec le pluton.

Les sommets des formations sur le mont Springer font face au sud-ouest. Les coussinets présents dans les laves ont malheureusement été très déformés et nous n'avons pu obtenir qu'une seule détermination certaine. Ces lits se prolongent cependant vers le sud-est dans le quart sud-ouest du canton où les détails que nous avons pu recueillir sur l'attitude et la structure ne nous permettent pas de douter de la validité de l'interprétation. Nous n'avons pu obtenir de critères certains quant à l'attitude des roches stratifiées à l'ouest du mont Springer. La succession générale n'étant pas très dérangée, nous la connaissons avec certitude raisonnable jusqu'à environ de 7,000

pieds de la limite ouest. Au-delà de ce point des dépôts glaciaires, des bas terrains marécageux et une épaisse couche de sable se conjuguent pour cacher presque toutes les roches dans le rang V et rendre peu sûre toute interprétation appuyée par bien peu d'observations sur le terrain.

Schistosité

Les roches à grain plus gros sont d'ordinaire massives sauf près des zones de cisaillement où elles ont été converties en schistes et semi-schistes. Les roches finement grenues sont, par contre, presque toutes schisteuses. Là où le litage et la schistosité peuvent tous les deux être observés, ils sont presque invariablement parallèles.

Plissements

Dans la moitié est du rang V, les roches stratifiées montrent plusieurs contorsions ou changements de direction qui, tout en étant considérables, ne sont jamais brusques. Au nord de la ligne du rang V, entre le lac Couteau et la ligne cantonale Daubrée-Lévy, la direction demeure apparemment assez constante quoique la cartographie ait délimité quelques petites contorsions locales. L'absence d'horizons repères sûrs dans cette séquence hétérogène ne facilite malheureusement pas la corrélation entre les aires d'affleurements séparées par des étendues de sable.

Nous croyons que la présence de pyroxénite noire et de serpentinite le long de la ligne cantonale Lévy-Daubrée, à environ 700 pieds au sud de la ligne du rang IV, et de pyroxénite verte dans l'angle sud-ouest de la région résulte de plusieurs plis isoclinaux serrés plongeant vers l'est. Le plan axial de ces plis tel qu'indiqué sur la carte n'est qu'approximatif. Le prolongement de la pyroxénite noire et de la serpentinite sur une distance de plusieurs milliers de pieds au sud-est a été très clairement défini par une série de fortes anomalies magnétiques. Le peu d'affleurements dans cette partie de la région ne nous permet pas de donner une interprétation définitive de la tectonique. Le dernier mot doit attendre une connaissance plus détaillée de la géologie dans le quart nord-est du canton de Daubrée.

Failles

Les failles sont rarement visibles en surface. Considérant que les roches dans les failles ou zones de failles

sont écrasées ou cisaillées et qu'elles sont sujettes à l'altération, toute marque directe de failles est d'ordinaire tôt effacée par l'érosion. La cartographie souterraine à Opemiska Copper Mines et le sondage au diamant sur les terrains de Chiboug Copper Mines dans le sud-ouest du canton confirment le fait que les roches sont grandement fracturées et déplacées le long d'un plus grand nombre de failles qu'il est possible d'en reconnaître en surface. Quoique ces failles correspondent à des ensembles plus ou moins réguliers, les âges différents de ces divers ensembles contribuent à compliquer grandement le contexte tectonique de la région. Deux ensembles de failles ont été reconnus jusqu'à présent: un de direction nord-ouest et un autre de direction nord-nord-est.

L'importante faille de direction nord-ouest qui traverse la partie est du groupe de claims de Coniska Copper Mines a été recoupée par plusieurs sondages au diamant. Elle est le prolongement d'une faille bien définie sur les terrains d'Opemiska Copper Mines plus au sud. La forte zone de cisaillement entre les roches volcaniques siliceuses et mafiques sur les claims de Hoyle Mining Limited est aussi considérée comme appartenant à l'ensemble nord-ouest de failles.

Les failles nord-nord-est dans l'angle sud-ouest de la carte sont déduites de données géophysiques, de sondages au diamant et de discontinuités dans la direction des divers types de roches. Il faut souligner encore ici que l'absence d'horizons repères et la pauvreté des affleurements rocheux rendent très difficile une interprétation correcte de la tectonique et que, par conséquent, les informations données sur la carte doivent être reçues avec ces limitations présentes à l'esprit.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

Aperçu général

La découverte et l'exploitation de gisements cuprifères substantiels dans le quart sud-ouest du canton de Lévy a stimulé considérablement l'exploration de la région sous étude. La plus grande partie de celle-ci consistant toutefois en roches granitiques, le territoire considéré propre à l'exploration se réduit à environ cinq milles carrés. Malgré une activité considérable au cours de la dernière décennie, aucun gisement économique n'a encore été décelé. Les résultats les plus encourageants jusqu'à maintenant ont été obtenus sur les terrains de Coniska Copper Mines où le sondage au diamant a rencontré des zones contenant un peu de pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite et sphalérite.

On a noté la présence de minces couches de fibres transversales et cassantes d'amiante dans les serpentinites, lesquelles contiennent aussi beaucoup de magnétite disséminée. Aucun de ces deux minéraux ne se présente cependant en concentrations exploitables. On n'a pas encore décelé de chromite dans les roches ultrabasiques de la région d'Opemisca, mais on ne devrait pas éliminer la possibilité de sa présence.

Une quantité quasi illimitée de sable et gravier est disponible dans la région.

Description des terrains

Au moment où nous avons cartographié la région, seulement trois compagnies avaient des options sur des claims. La localisation approximative de ces terrains est indiquée sur la carte.

Canamisca Copper Mines Limited

La compagnie détient un bloc de 17 claims numérotés: 33013, claims 4 et 5; 33017, claims 1 à 5; 33021, claims 1 à 5; 33022, claims 1 à 5.

Le sous-sol est constitué presque entièrement de roches granitiques du pluton d'Opémisca. Les roches pré-granitiques occupent une longue et étroite bande le long de la limite sud du bloc de claims. A l'est du ruisseau Grand-Père Marais, ce sont des roches volcaniques siliceuses et mafiques; à l'ouest du ruisseau, ce sont surtout des pyroxénites et de la serpentinite du complexe d'Opemiska.

La compagnie n'effectuait pas de travaux au cours de l'été 1962 mais, six ans auparavant, elle avait complété au-delà de 6,000 pieds de sondage au diamant répartis en dix trous. Aucun de ces trous n'a recoupé de concentration significative de minéraux sulfurés.

Coniska Copper Mines Limited

La propriété de Coniska Copper Mines Limited comprend 48 claims dont 8 se trouvent dans le quart sud-ouest du canton de Lévy. Les 40 claims dans le quart nord-ouest portent les numéros suivants: 33011, claims 1 à 5; 33013, claims 1 à 3; 33020, claims 1 à 5; 37913, claims 1 à 5; 37918, claims 2 et 3; 63787, claims 1 à 5; 63788, claims 1 à 5; 63789, claims 1 à 5; 63790, claims 1 à 5.

Les travaux furent discontinués sur la propriété en 1960. Avant cette date, la compagnie avait exécuté une campagne poussée d'exploration comprenant de la cartographie géologique, des levés électromagnétiques et résistométriques et du sondage au diamant. On croit que le sondage a atteint une longueur totale d'environ 15,000 pieds, mais le chiffre exact n'est pas connu. Des vandales ont vidé et détruit plusieurs des boîtes de carottes laissées sur la propriété et les journaux de sondage ne sont plus disponibles.

Pratiquement tous les types de roche décrits dans ce rapport se rencontrent sur la propriété. La plupart des affleurements sont cependant recouverts d'une épaisse couche de sable glaciaire. La partie est de la propriété se trouve sur le pluton d'Opémisca au nord et sur des roches du complexe d'Opemiska au sud. Dans les parties centre-sud et sud-ouest, l'épidiorite et le gabbro quartzifère prédominent. Le reste de la propriété comprend des roches vertes basaltiques et gabbroïques, de la rhyolite et des roches ultramafiques.

On sait qu'au moins une des failles majeures de direction nord-ouest recoupe l'extrémité est du groupe de claims. Un ensemble de veines de quartz, parallèles à cette faille, se trouvent dans le métabasalte et le filon-couche d'épidiorite et de gabbro quartzifère. Plusieurs veines de quartz et carbonate ont aussi été recoupées par les sondages au diamant effectués dans cette partie de la propriété. Les failles se présentent sous forme de zones de schiste à carbonate et chlorite dans les roches mafiques et de schistes à carbonate, chlorite et talc (?) dans les roches ultramafiques. Beaucoup de cisaillement se rencontre à l'extrémité est des claims de Coniska se trouvant dans le sud-ouest de Lévy. Les découverts plutôt rares sur deux de ces claims (4 et 5 du numéro 37917) offrent peu d'indices relativement à la structure sous la surface. La sévérité du cisaillement dans les assises rocheuses n'a été connue que grâce au sondage au diamant. Quoique les données présentement disponibles soient encore trop inadéquates pour permettre une interprétation d'une tectonique aussi compliquée et quoiqu'une interprétation définitive se doive d'attendre des recherches plus détaillées, les propositions suivantes sont avancées en vue de fournir le contexte géologique nécessaire à la discussion de la minéralisation sulfurée: L'attitude des structures mineures dans les affleurements et la direction connue des failles dans la région environnante laissent croire que la propriété se trouverait à l'intersection de deux ensembles de failles, l'un de direction nord-ouest, l'autre, nord-est. On a aussi trouvé des indices à l'effet qu'il pourrait exister un troisième ensemble de failles de direction est ou est-nord-est. Il y a aussi lieu de noter que la propriété est située dans l'aire d'ennoyage d'un anticlinal à très fort plongement, à un point où la direction du plan axial a été fléchie du nord-est au sud-

est par des plissements et par l'ensemble de failles nord-ouest. Les gisements sulfurés, pense-t-on, sont associés structuralement à ces failles nord-ouest.

De façon générale, les sulfures se présentent sous l'une des deux formes suivantes:

a) En grains disséminés et aussi en petits filonnets et ampoules de pyrite, de pyrrhotine et, rarement, de chalcopyrite dans pratiquement toutes les roches, mais surtout le métabasalte. Ces sulfures ne sont pas rares dans la roche massive même si, aux alentours, il n'existe aucun indice de cisaillement.

b) En remplissages de fractures, en veines et en remplacements irréguliers dans les cisaillements plus petits. Ces gisements semblent se trouver dans des structures secondaires ou étroitement reliées aux zones majeures de cisaillement qui, pour la plupart, sont plutôt stériles. Les sulfures sont surtout de la pyrite, de la chalcopyrite, de la pyrrhotine et, en moindre quantité, de la sphalérite. En plusieurs endroits, ils sont accompagnés d'un ou plus des minéraux suivants: quartz, carbonate, chlorite, axinite, jaspe et épidote.

Plusieurs trous de sondage au diamant ont rencontré des concentrations de sulfures, mais aucun des gisements n'était assez gros pour être exploité économiquement.

Hoyle Mining Company Limited

La compagnie a 20 claims sous option mais il n'y en a que 8 dans la région sous étude. Ce sont les claims 1 à 5 du numéro 37035 et 2 à 4 du numéro 37034.

La propriété était inactive au moment de notre passage en 1962 mais, quelques années auparavant, la compagnie avait entrepris un programme d'exploration géophysique comprenant les méthodes électromagnétiques, résistométriques et polarisation spontanée. Ces levés furent suivis de sondage au diamant sur les anomalies mais aucun gisement significatif ne fut décelé.

La plus grande partie des huit claims dans le nord-ouest de Lévy est occupée par des roches volcaniques. Les deux claims les plus à l'ouest reposent sur le complexe d'Opemiska. On y rencontre toute la gamme des types de roche, de la pyroxénite verte de base au gabbro de Ventures.

La tectonique semble être assez simple. Les diverses formations sont orientées au nord-ouest sauf dans la

partie nord-est de la propriété où la direction s'infléchit du nord-ouest au nord et au nord-est à mesure qu'on se rapproche du contact avec le pluton d'Opémisca. Une zone majeure de cisaillement, parallèle à la direction des lits, intervient entre les roches volcaniques acides et basiques près du sommet de la succession volcanique. On ne connaît pas de gisement de sulfures associé à cette zone.

REFERENCES

BELL, R. 1899 - Compte-rendu de l'exploration du bassin de la rivière Nottaway; Com. Geol. Can., rap. ann. 1896, vol. 9, partie A, pp. 71-81.

BELL, R. 1909 - Compte-rendu sur la géologie de la rivière Nottaway; Com. Géol. Can., no 1070, p. 1-12 (constituant la partie K du rapport annuel pour l'année 1900, vol. 13)

BOSTOCK, H.S. 1964 - A Provisional Physiographic Map of Canada. Geol. Surv. Can., paper 64-35.

DRESSER, J.A. et DENIS, T.-C. 1946 - La géologie de Québec, vol. III; min. Mines, Québec.

GILBERT, M.A. 1959 - Field and Laboratory Methods used by the Geological Survey of Canada in Geochemical Surveys. Geol. Surv. Canada, paper 59-3.

LOW, A.P. 1906 - Rapport géologique sur la région minière de Chibougamau; Com. Geol. Can., publ. no 955.

MAWDSLEY, J.B. 1936 - The Washboard Moraines of the Opawica-Chibougamau District. Roy. Soc. Canada Trans. vol. 30, sect. 4, pp. 9-12.

NORMAN, G.W.H. 1938a - Région d'Opemisca, moitié ouest. Com. Geol. Can., article 38-11.

NORMAN, G.W.H. 1938b - The last Pleistocene Ice Front in Chibougamau District, Que. Roy. Soc. Canada, Trans., 3rd. Se., vol. 32, sec. 4, pp. 69-86.

TOLMAN, C. 1931 - Partie méridionale de la feuille d'Opémisca; Com. Geol. Can., 1930, partie D, pp. 25-54.

TOLMAN, C. 1932 - The Opemiska Granite Intrusive, Quebec. Washington Univ. Studies, Sci. and Tech. Se. 7, pp. 83-110.

TURNER, J.F. and VERHOOGEN, J. 1960 - Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd. Ed., McGraw-Hill, N.Y.

WILLIAMS, H., TURNER, F.J. and GILBERT, C.M., 1955 - Petrography. W.H. Freeman and Co., San Francisco.