

RP 584

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC PLUTO, COMTES DE DUBUC, ROBERVAL ET TERRITOIRE DE MISTASSINI

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 



GOUVERNEMENT DU QUÉBEC
MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES
DIRECTION GÉNÉRALE DES MINES

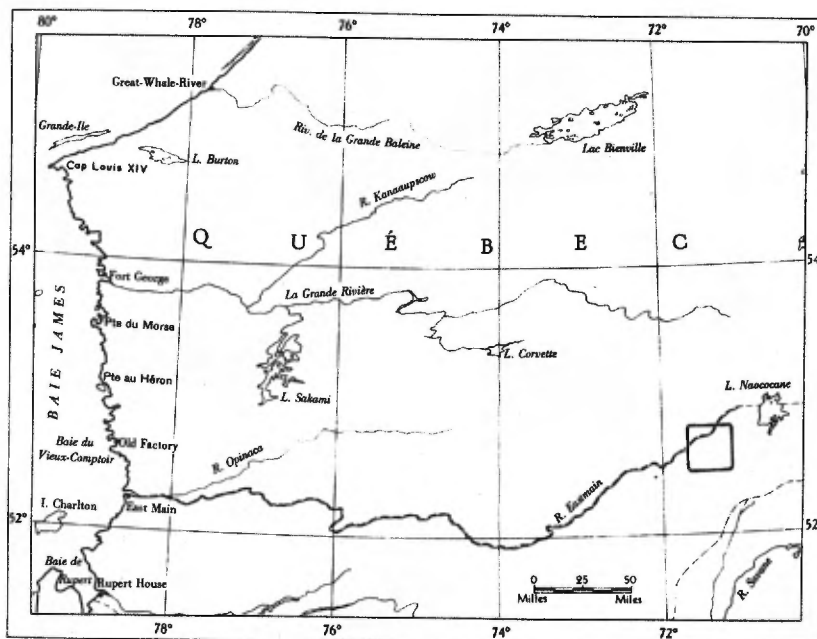
SERVICE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC PLUTO

Comtés de Dubuc, Roberval et Territoire de Mistassini

Par

E.H. Chown



Rapport préliminaire

sur la

Région du lac Pluto

Comtés de Dubuc et Roberval

et

Territoire de Mistassini

par

E.H. Chown*

INTRODUCTION

La région du lac Pluto est constituée de quatre quadrilatères de 15 minutes chacun limités par les latitudes 52°00' et 52°30' et par les longitudes 71°00' et 71°30'. Les quatre quadrilatères sont inclus dans la feuille du lac Gaschet (23/D3, W et E) et celle du lac Manet (23D/6, W et E) de la série topographique nationale, à l'échelle de 1:50,000. Le lac Pluto, au centre de la région, se trouve à 145 milles au nord-ouest de Manic 5 et 140 milles à l'ouest de Gagnon. Cette région est accessible par hydravion en partant de ces deux bases et en partant de Chibougamau plus loin au sud-ouest. On peut circuler dans la région même grâce aux nombreux lacs où peuvent amerrir

*Traduit de l'anglais.

des hydravions et aux rivières telles que la Péribonca, l'Eastmain et la Saffray qui se prêtent quelque peu à la circulation par canoë. Une faible partie de la région fut cartographiée en 1966 et le reste, en 1967. La superficie totale mise en carte est d'approximativement 735 milles carrés.

La région chevauche la hauteur des terres. Une partie à l'est et au sud-est envoie ses eaux par le système de la rivière Péribonca dans le Saint-Laurent. Une très faible partie au sud-ouest verse ses eaux par le système des rivières Témiscamie, Mistassini et Rupert, dans la baie James. Cependant, les eaux de la plus grande partie du territoire étudié se déversent dans la rivière Eastmain vers le nord, puis vers l'ouest pour atteindre la baie James.

Une plaine ondulée s'incline doucement vers le sud à partir du lac Pluto. Cette plaine est parsemée ici et là de quelques collines abruptes de roche de fond, particulièrement dans une zone orientée est-ouest juste au nord du 52e parallèle. Au nord du lac Pluto, les montagnes s'élèvent abruptement jusqu'à 800 pieds au-dessus du niveau du lac (altitude, 2,200 pieds). Ces montagnes sont orientées d'est à nord-est. Elles consistent en plusieurs crêtes escarpées à sommet aplati, la plupart avec flancs abrupts faisant face au nord et à flancs moins abrupts du côté sud. Les crêtes sont interrompues par des vallées de cours d'eau orientés nord-sud (le cours d'eau principal étant la rivière Saffray et nourris par des tributaires est-ouest coulant entre les crêtes. A dix milles au nord du lac Pluto, les collines s'arrêtent brusquement contre un escarpement à direction nord-est. La partie nord de la région est une plaine marécageuse couverte de dépôts non consolidés. La rivière Eastmain qui coule dans cette plaine s'est creusé un lit dans la roche de fond en plusieurs endroits, ce qui a fourni la plupart des affleurements qu'on rencontre dans la plaine.

Travaux géologiques antérieurs

Les régions adjacentes au sud-est (Chown, 1964) et à l'est (Chown, 1965) ont été cartographiées à l'échelle d'un mille au pouce et la région directement au sud, à l'échelle de 4 milles au pouce (Chown, 1970a). Le secteur au nord du 52e parallèle, y compris notre région, a été cartographié à l'échelle de 8 milles au pouce (Eade, 1966).

GEOLOGIE GENERALE

Le sous-sol de la région est constitué d'un complexe archéen de soubassement recouvert en discordance par des roches sédimentaires et ignées protérozoïques à pendage peu prononcé. On peut subdiviser les roches archéennes en roches métavolcaniques (surtout de l'amphibolite metabasaltique qui forme un isoclinal à direction nord-est le long du front nord des montagnes) et une suite gneissogranitique qui englobe les roches métavolcaniques et forme la roche de fond de la plaine marécageuse au nord.

Les roches sédimentaires du groupe des monts Otish affleurent à partir de la bordure nord des montagnes jusqu'à la limite sud de la région. Elles sont divisées en deux formations. L'inférieure (formation de Lac Indicateur) est la plus répandue et consiste en deux faciès alternés (subarkose à cailloux et orthoquartzite) qu'on peut subdiviser en quatre membres. La division supérieure, composée de subarkose et subgrauwacke argilacées rouges, n'affleure que dans la partie centrale de la région juste à l'est du lac Pluto.

Le complexe du soubassement et les roches sédimentaires sont envahies par une suite de roches gabbroïques qui comprend au moins trois gros filons-couches et de nombreux dykes et nappes qui les relie entre eux. Le gabbro qui recoupe le groupe sédimentaire est partiellement ou complètement ouralitisé, alors que du gabbro frais à olivine recoupe le complexe du soubassement. Les roches sédimentaires et ignées à faible pendage ont été débitées en une série de blocs par un système de failles normales à direction 060° et 020° . Les roches sédimentaires dans l'angle sud-est de la région sont étroitement plissées en un anticlinal asymétrique à direction 070° et renversé au nord.

Les parties nord et centre de la région ont une épaisse couverture de moraines et de dépôts glaciaires de délavage.

Roches métavolcaniques

Les roches métavolcaniques du complexe du soubassement affleurent le long de la bordure nord des monts Otish, où elles sont partiellement couvertes par des roches du Protérozoïque. A leur extrémité ouest, les roches sont schisteuses; à leur extrémité est, elles sont plus massives, elles ont préservé leurs structures reliques et leur section est plus épaisse. Les structures et textures reliques

sont suffisamment bien préservées pour permettre l'identification des coulées extrusives coussinées et des brèches volcaniques. Toutes les roches volcaniques sont maintenant converties en amphibolites. L'attitude de ces roches volcaniques en direction avec des roches semblables étudiées et analysées chimiquement par Chown (1970b) et Eakins et autres (1967) est considérée comme une preuve préliminaire suffisante pour les classer comme étant des métabasaites.

Amphibolite metabasaltique

L'amphibolite metabasaltique s'altère en gris brunâtre et elle est d'un bleu-noir éclatant en surface fraîche. Elle est partout finement grenue et varie de massive à faiblement laminée. La roche se brise facilement le long des plans de foliation et elle possède une forte linéation. Le plagioclase et la hornblende sont les seuls minéraux visibles en spécimen macroscopique, bien que le quartz, la pyrite et l'épidote forment de petites lentilles et veines de recoupement.

Les structures coussinées sont bien préservées dans plusieurs affleurements sur la grosse colline au nord du lac Marescot. Le métamorphisme a été suffisamment statique pour conserver la différence de dimension originale des grains entre la bordure refroidie et le centre plus grossier des coussins. Vers l'ouest, les coussins deviennent de plus en plus déformés jusqu'à ce qu'on ne puisse les reconnaître qu'avec difficultés.

Métabrèche

On peut voir une brèche d'aspect particulier dans une série d'affleurements le long de la rive nord du lac Marescot et sous-jacente au filon-couche inférieur sur le flanc nord des montagnes. Elle consiste en fragments très déformés possédant la texture relique à grain fin du metabasalte et la texture grossière du metagabbro. On présume que la matrice de la brèche était antérieurement constituée de matériel basaltique finement fragmenté qui se trouve maintenant recristallisé en une pâte d'amphibolite. Tous les fragments sont maintenant des ellipsoïdes allongés dont les grands axes s'orientent presque en direction du pendage de la foliation.

Dans presque tous ses aspects, la brèche correspond aux brèches métavolcaniques du groupe de Tichégami (Chown 1970b). La seule différence consiste en la présence de fragments granitiques dans la brèche trouvée dans la région sous étude. Il est possible

Tableau des formations

Cénozoïque		Pléistocène et Holocène	Dépôts de marécages, de rivières et de plages; Till, moraine et sables et graviers de délavage	
Discordance				
P R E C A M B R I E N	Protérozoïque	Gabbro des monts Otish	Gabbro à olivine, gabbro ouralitisé, granophyre	
		Contact intrusif		
		Groupe des monts Otish	Division super.	Arkose rouge et sub- arkose et conglo- mérat argilacés, cimentés en partie avec du carbonate
			Form. de Lac Indicateur	Membre supérieur d'orthoquartzite - orthoquartzite et sub-arkose
				Membre supérieur de subarkose - sub- arkose à cailloux Membre inférieur d'orthoquartzite - orthoquartzite et subarkose roses et blancs Membre inférieur de subarkose - sub- arkose à cailloux et conglomérat
Discordance				
	Archéen		Granite allant de gneissique à porphy- roblastique, gneiss à diorite quartzique, gneiss à quartz, feld- spath et parbiotite	
			Roches métavolcaniques, amphibolite métaba- saltique (coulées et brèches)	

que ces blocs de granite aient été présents dans la brèche originale, mais il semble plus probable que les fragments granitiques aient été à l'origine une série de petits dykes qui recoupaient la brèche et qui se fragmentèrent; les fragments furent arrondis lorsque la brèche non compétente fut déformée et métamorphisée.

Granite et gneiss

Les roches granitiques du soubassement affleurent le long du flanc nord des montagnes de même que dans les terres basses au nord. De plus, nous avons relevé un affleurement de granite dans l'angle extrême sud-est de la région, non loin sous les affleurements de conglomérat. Les affleurements, sauf sur le flanc des montagnes et dans certaines parties de la rivière Eastmain, sont plutôt rares. L'unité semble présenter plusieurs variations, mais nous n'avons pu la subdiviser à l'échelle de notre carte.

Les roches de l'unité varient en général de massives à faiblement gneissiques; elles sont rarement très foliées. La plupart vont de roses à blanches en surface altérée; elles sont d'un gris-vert tacheté de rouge en surface fraîche. La plupart sont à grain grossier (3-5 mm). Les quatre principales variétés de roches sont, par ordre d'abondance:

- 1) gneiss gris-vert à grain grossier avec porphyroblastes de microcline rouge;
- 2) gneiss gris-vert faiblement gneissique avec un peu d'agrégats de biotite et hornblende;
- 3) gneiss quartzodioritique à gros grain contenant des agrégats de hornblende avec linéation;
- 4) gneiss à quartz, plagioclase et biotite massif, à grain fin, de couleur gris-vert.

Groupe des monts Otish

Le groupe des monts Otish fut d'abord subdivisé sommairement par Bergeron (1957) en division supérieure et division inférieure. Les travaux préliminaires détaillés faits dans notre région et ailleurs (Chown, 1965) confirment cette subdivision originelle. Nous avons proposé le nom de formation de Lac Indicateur pour la division inférieure (Chown, 1970a) bien qu'aucune section type n'ait été

désignée et aucune description de formation n'ait été faite ou ne sera proposée tant que la mise en carte finale de tous les monts Otish n'aura pas été complétée. Cette subdivision de R. Bergeron était basée sur la prédominance de roches clastiques rouges dans la partie supérieure de la séquence, à l'opposé de roches variant de grises à blanches dans la partie inférieure. C'est là une subdivision qui semble encore valide, bien que la limite exacte entre les deux formations concordantes puisse être très arbitraire.

Formation de Lac Indicateur - La région du lac Pluto a surtout comme socle rocheux la formation de Lac Indicateur et les bons affleurements qu'on y peut observer fournissent de nouveaux éclaircissements quant à la stratigraphie de la formation. Deux faciès de roches clastiques qui alternent au moins deux fois et, par endroits, trois fois ou davantage, constituent la formation. Ces faciès ont été baptisés faciès de subarkose et faciès d'orthoquartzite en se basant sur leurs roches caractéristiques. Il faudra d'autres études sur le terrain pour savoir au juste si ces deux faciès doivent leur origine à des régions sources distinctes ou simplement à une oscillation des conditions de déposition, ou encore à une combinaison des deux.

Nous estimons l'épaisseur de la formation de Lac Indicateur entre 1,000 et 1,400 pieds. Plusieurs parties de sections furent mesurées, ce qui nous permet de présenter la formation comme suit:

<u>Epaisseur</u> (pieds)	<u>Membre</u>
350-450	Membre supérieur d'orthoquartzite
50-300	Membre supérieur de subarkose
0-250	Membre inférieur d'orthoquartzite
350-400	Membre inférieur de subarkose

Le passage d'un membre à l'autre est brusque, indice de fluctuations rapides dans la région source ou dans les conditions de déposition (unités de subarkose instables, rapidement déposées, contrastant avec des unités d'orthoquartzite matures et stables). Ceci porte à croire que les dépôts se formèrent par périodes alternées de quiescence et de soulèvement, peut-être en association avec le développement de grabens. Il n'est pas partout possible de délimiter les membres de façon précise étant donné la rareté d'affleurements sur de vastes étendues. A l'ouest et au nord du lac Pluto, le membre inférieur d'orthoquartzite semble manquer et la limite entre les deux membres de subarkose est arbitraire.

Faciès de subarkose - Les roches de ce faciès sont presque exclusivement de couleur gris-vert pâle en surface fraîche et en surface altérée. Elles forment des couches massives épaisses avec séparations minces argilacées. Nous avons remarqué quelques couches distinctes de schiste argileux.

Le type dominant de roche dans ce faciès est un grès ou grit caillouteux, à gros grain, allant de la subarkose à l'arkose. Cette roche consiste en une matrice arénacée quartzofeldspathique à gros (2-4 mm) grains anguleux, contenant de 5 à 10 p. 100 de cailloux de quartz éparpillés au hasard. Les cailloux mesurent le plus souvent de 2 à 5 cm, mais on en remarque qui atteignent la dimension de galets, soit 18 cm; ils sont légèrement allongés et bien arrondis. Les galets forment souvent des couches distinctes à la base de couches épaisses de grès. Il y a peu de couches épaisses de conglomérat, bien que l'abondance des cailloux semble augmenter près de la base de la succession et que le membre inférieur de subarkose soit plus conglomératique que le membre supérieur.

La plupart des cailloux et galets de la formation sont composés de quartz veineux. Du granite rouge silicifié constitue probablement moins que 1 p. 100 des cailloux. Un ou deux petits cailloux de formation ferrifère et un autre de jaspe furent identifiés. Quelques parcelles anguleuses de schiste argileux rouge que nous avons remarquées ici et là sont présumément d'origine intraformationnelle.

La base de la séquence n'affleure pas directement, bien que des roches du soubassement granitique affleurent à moins de dix pieds sous l'arkose et le conglomérat au nord-est du lac Brissin.

Les roches de ce faciès ont la couleur gris-vert révélatrice d'un milieu réducteur. Ce fait reflète peut-être une caractéristique de déposition (possiblement marine), ou post-déposition et il a sans doute une importance économique, car les venues d'uranium dans des roches semblables semblent être limitées à des roches semblables semblent être limitées à des roches situées dans un milieu réducteur. Ainsi, les roches du faciès de la subarkose, par leurs caractères chimiques et texturaux, sont des plus favorables à la prospection pour l'uranium.

Faciès d'orthoquartzite - Ce groupe de roches est de couleur variant de blanche à rose pâle, ou bien il forme des bandes alternées roses et blanches. Les grès sont en lits minces et certains sont très délicatement laminés et, par endroits, en lits entrecroisés. Le matériel clastique dans les grès de ce

faciès, par contraste avec l'autre, et bien arrondi et bien classé. Plusieurs des roches qui, sur le terrain, semblaient être composées d'orthoquartzite se sont révélées, après examen plus minutieux, contenir un gros pourcentage de grains de feldspath bien arrondis et, en fait, il s'agit de subarkoses et arkoses bien classées. Certains lits sont partiellement cimentés par une pâte dolomitique ou ankéritique qui varie d'un matériel interstitiel à grain fin à des cristaux de 3/4 de mm englobant plusieurs grains. Certains orthoquartzites sont cimentés par du quartz authigène.

Division supérieure

La division supérieure du groupe des monts Otish n'a été identifiée qu'à une seule localité, soit juste au sud-est du lac Pluto. A cet endroit, une colline montre une section de 500 pieds de subgrauwacke et d'arkose argilacées rouges, en lits variant d'épais à minces, avec un peu de schiste argileux, de conglomérat et de subarkose cimentés avec du carbonate.

La couleur pourpre foncé, par endroits lessivée en taches d'un rose pâle, blanches ou vert pâle, est caractéristique de ce groupe de roches. La plupart des taches lessivées sont soit sub-sphériques, soit allongées parallèlement au litage. Elles sont délimitées par une mince bordure (.2 mm) de pigment noir. Apparemment, ces plages lessivées sont le lieu de réduction du pigment ferrique. La forme sub-sphérique porte à croire que l'agent réducteur avait sa source en un point, possiblement de nature organique, ce qui était une caractéristique du sédiment original.

Direction de dépôt

Deux sortes d'indices pouvaient aider à découvrir la direction de dépôt du groupe des monts Otish. Jusqu'à présent, aucun patron défini n'a pu être adopté. Tout d'abord, nous avons mesuré tous les indicateurs de direction de courant (surtout les lits entrecroisés), fait des corrections pour leur inclinaison et les avons reportés sur une carte, soit sous forme de flèches, soit combinés en histogrammes circulaires. Un obstacle à ce genre d'étude fut la rareté relative des unités à lits entrecroisés, particulièrement dans les roches du faciès de subarkose. Cependant, une direction générale indique que les sédiments avaient leur source au sud et à l'est de la région.

En second lieu, nous avons noté les cinq diamètres maxima de cailloux dans chaque affleurement, nous en avons établi la moyenne et les avons reportés sur une carte. Jusqu'à maintenant, nous n'avons pu relever aucune décroissance de dimension des cailloux dans une direction donnée quelconque.

Provenance

L'abondance de feldspath dans toutes les roches du groupe des monts Otish ne laisse que peu de doute que ce groupe a eu sa source dans une unité plutonique ignée et métamorphique telle que celle qui est immédiatement sous-jacente à ce groupe. Les grains bien arrondis dans certaines des roches indiquent qu'une partie du matériel clastique a été transporté sur une longue distance, mais il semble n'y avoir que peu de doute que le tout provenait du soubassement archéen du Bouclier précambrien.

Corrélation

Il semble qu'on puisse suivre le prolongement du groupe des monts Otish à l'aide de lambeaux détachés vers l'ouest jusqu'au groupe de Mistassini (Chown, 1970b). La formation de Lac Indicateur semble bien correspondre à la formation de Papaskwasati, l'unité de base du groupe de Mistassini. La division supérieure peut fort bien être l'équivalent terrestre, clastique, des formations supérieures de carbonates du groupe de Mistassini. Nous convenons avec Gastil et autres (1960) que les similitudes lithologiques entre le groupe des monts Otish et la formation de Sims qui recouvre en discordance les roches du Fossé du Labrador sont de beaucoup plus importantes qu'une vague corrélation qui placerait toutes les formations ferrifères dans une seule période de temps, mettant ainsi sur un pied d'égalité la formation de Témiscamie (et, ainsi, tout le groupe de Mistassini et celui des monts Otish) avec les membres ferrifères de la séquence du Fossé du Labrador. La formation de Lac Sakami (Eade, 1966) est aussi peut-être en équivalence chronologique étant donné qu'elle aussi présente plusieurs similarités avec le groupe des monts Otish.

Gabbro des monts Otish

Les gabbros intrusifs sont les roches qui affleurent le plus abondamment dans la région. Une étude détaillée de leurs contacts et de leur lithologie révèle la complexité

de ces intrusions. Au sud-est de la région sous étude (Chown, 1964, 1965), on ne rencontre le gabbro que dans un seul filon-couche reconnaissable; ce filon-couche recoupe les roches sédimentaires près de la base de la section et recoupe le soubassement. Dans la région du lac Pluto, on peut identifier trois filons-couches importants: l'un d'eux, celui au sud, fait intrusion près de la discordance, tandis que les autres font intrusion dans les roches sédimentaires à des niveaux successivement plus élevés dans la section. Ces filons-couches sont reliés par une série de dykes et de nappes inclinées. Un dyke particulièrement important traverse en une direction irrégulière nord-sud la région du lac Gaschet où aucun filon-couche n'affleure.

Forme des intrusions

Les trois filons-couches affleurent dans une série de collines aplaties au nord du lac Pluto. Le plus bas est le plus petit des trois. Il apparaît d'abord au nord-est du lac Brissin où il a une épaisseur de 50 pieds et recoupe la discordance pour pénétrer dans le gneiss du soubassement. Vers le sud, il disparaît sous une épaisse section sédimentaire et sous le second filon-couche. Le filon-couche de base s'épaissit rapidement vers l'est pour atteindre un maximum de 250 pieds près du lac Marescot. Il maintient la même position et recoupe, parallèlement au litage, le membre inférieur de subarkose près de la base de la section, puis il passe dans les roches du soubassement vers le nord, ce qui semble laisser croire qu'il s'agit là de la limite nord du bassin sédimentaire. Ce filon-couche disparaît brusquement dans un dyke nourricier à direction nord-est qui recoupe le soubassement à l'est du lac Marescot. Une superficie considérable de reliques de filons-couches dans les basses terres au nord des montagnes serait présumément l'extension affaissée par une faille de ce filon-couche de base, bien qu'il puisse fort bien s'agir d'une autre nappe intrusive subhorizontale. Le filon-couche de base est composé surtout de gabbro frais à olivine.

Le second filon-couche, ou médiant est le plus épais et le plus visible en affleurements de la région. Son épaisseur varie de 200 pieds à la limite ouest jusqu'à 400 pieds ou plus au sud du lac Marescot. C'est lui qui présente le plus de variations dans sa position stratigraphique: il recoupe le soubassement à la limite ouest de la région sous forme d'une large intrusion en forme de plat qui vers l'ouest passe à un épais filon-couche recoupant la discordance ou l'avoisinant.

Près du lac Brissin, où le filon-couche de base apparaît pour la première fois, le filon-couche moyen s'incurve en une nappe inclinée à pendage de 45° vers le sud et l'ouest et passe vers le haut au sommet du membre inférieur de subarkose. On peut très bien voir la nappe inclinée sur les rives sud et ouest du lac Brissin. Le filon-couche semble suivre assez bien ce niveau stratigraphique le long d'une ligne franc est; cependant, au sud, il remonte de nouveau et suit un niveau plus élevé en dedans du membre inférieur d'orthoquartzite. Ce changement "stratigraphique" peut être observé dans les collines à l'est du lac Brissin, où le filon-couche passe vers le sud à une nappe inclinée à pendage nord de 50° à 60° . Au sud du lac Marescot, le filon-couche moyen atteint son épaisseur maximale et possède le système de diaclases en entablures et colonnes à deux paliers d'un amas intrusif ou extrusif très épais. Les deux paliers sont séparés par une zone de diaclases en dalles.

Le troisième filon-couche, le plus récent, peut être observé sur les collines au nord du lac Pluto: il couvre les cuestas régulières au nord des lacs Manet et Pollet. Ce filon-couche est assez régulier en épaisseur et il recoupe les membres supérieurs de subarkose et d'orthoquartzite. Il possède la caractéristique apparemment unique d'être composite. Juste au nord du lac Pluto, où les affleurements sont continus, un filon-couche d'une épaisseur de 200 pieds est séparé d'un filon-couche inférieur de 75 pieds par un mince (de 6 à 30 pieds) écran de roches sédimentaires. En dessous du filon-couche inférieur se trouvent deux autres filons-couches beaucoup plus petits d'une épaisseur de 5 à 10 pieds qui se fusionnent et qui éventuellement se joignent au filon-couche inférieur. La raison de cet état de choses, c'est tout simplement que la pression de confinement plus basse aux niveaux stratigraphiques plus élevés a permis la ramification de l'intrusion.

A noter que les contacts de gabbro, là où ils sont visibles, ne sont pas parfaitement planaires mais qu'ils présentent plusieurs petites bosses et ondulations, bien que restant confinés la plupart du temps à un seul horizon, sauf là où tout l'amas devient transgressif. En un ou deux endroits, spécialement au nord-est du lac Marescot sur le filon-couche de base et au nord du lac Manet sur le filon-couche supérieur, les contacts sont très irréguliers. Ces contorsions mineures des contacts laissent prévoir les grandes variations dont on pourrait s'attendre et qu'on découvre au cours de l'interprétation régionale. Aux deux endroits mentionnés ci-dessus, plusieurs petits blocs de roches sédimentaires sont emprisonnés dans la base du filon-couche. La plupart du temps, cependant, les roches intrusives ne contiennent pas beaucoup d'enclaves de roches sédimentaires ou de roches du soubassement.

Lithologie

La roche du filon-couche de la base est constituée surtout de gabbro frais à olivine. Les deux filons-couches supérieurs et tous les dykes et nappes inclinées sont composés surtout de gabbro partiellement ou complètement ouralitisé. Cependant, qu'elles soient fraîches ou rhéomorphisées, les roches basiques ont certains traits texturaux communs reconnaissables. A leurs contacts avec les roches plus anciennes, une mince (2-5cm) bordure de roche refroidie (probablement vitreuse à l'origine) peut être identifiée. Ce genre de roche passe peu à peu à des roches progressivement plus grossières qui ressemblent étroitement à la diabase qui abonde dans la plus grande partie du Bouclier canadien. Entre 50 et 100 pieds du contact, la dimension des grains augmente jusqu'à 3 à 5 mm et la roche devient un gabbro reconnaissable. Dans la zone centrale des épais filons-couches, on remarque des cristaux de pyroxène grossièrement poecilitiques longs de 1 à 2 cm. Les études chimiques préliminaires indiquent que cette partie centrale grossièrement grenue des filons-couches a peut-être subi une différenciation. Malheureusement, ces différences de texture sont partiellement masquées dans une bonne partie de la région par la conversion du pyroxène et de l'olivine originaux en une amphibole ouralitique vert pâle. Tout particulièrement, la plus grande portion des filons-couches moyen et supérieur semble avoir été affectée. La conversion en amphibole ouralitique a eu lieu, croyons-nous, lors de l'intrusion ou peu après, et l'agent de conversion aurait été l'eau interstrates provenant des roches sédimentaires. Le filon-couche inférieur a recoupé surtout les roches sèches du soubassement et ainsi, cette altération lui fut épargnée.

Gabbro à olivine

Le gabbro à olivine est noir en surface fraîche et beige pâle en surface altérée. Les lattes de plagioclase (2 à 4 mm) sont noyées parmi les grains de pyroxène dont la dimension va de 2 mm dans les variétés à grain fin à 2 cm au centre grossier, poecilitique du filon-couche.

Gabbro ouralitisé

Le gabbro ouralitisé est la roche dominante de la région. Il se présente sous un très grand nombre de variations,

à partir d'une roche qui n'est que légèrement ouralitisée jusqu'à une autre qui est pour une bonne partie convertie en chlorite. Sur le terrain, il nous fut impossible de distinguer entre les gabbros chloritisés et les gabbros ouralitisés, particulièrement parce que les deux minéraux forment des pseudomorphes du pyroxène original.

Des petits (jusqu'à 2 mm) cubes de pyrite sont présents dans tous les gabbros ouralitisés. Ce fait, ajouté à la teinte verdâtre de la roche par contraste avec les gabbros frais de couleur noire, constitue le meilleur moyen d'identification rapide de la roche.

Diaclases

Il y a dans les filons-couches et dykes de gabbro un vague système de trois groupes de diaclases perpendiculaires l'un par rapport à l'autre. Deux sont perpendiculaires aux surfaces de refroidissement et l'autre leur est à peu près parallèle. Ce troisième groupe fournit une première approximation des pendages des amas. Morin (1968) a rapporté sur des stéréogrammes les mesures des diaclases et il a constaté que le point maximal d'une série de diaclases sub-horizontales était très rapproché de la moyenne de pendage des roches sédimentaires en dessous du filon-couche. On a constaté que cette relation existait dans toutes les régions étudiées en détail. De plus, les diaclases dans les nappes inclinées et dykes sont clairement soit parallèles, soit perpendiculaires au contact et, là où les filons-couches passent à des nappes inclinées, les groupes de diaclases perpendiculaires changent de pendage pour rester perpendiculaires au contact. Il semble presque certain que les diaclases soient dues au refroidissement.

Effets du métamorphisme de contact

L'intrusion des grands amas de gabbro a altéré légèrement le soubassement et les roches sédimentaires. Cet effet est limité à une zone de 2 à 10 mètres des contacts et il peut aider à localiser ceux-ci lorsqu'ils ne sont pas visibles. Les gneiss du soubassement sont cuits et lessivés sur une épaisseur de 5 à 15 cm du contact et ils contiennent de la pyrite dans de petites fractures. Les roches sédimentaires sont cuites et possèdent des diaclases en colonnes bien développées en deçà de quelques mètres du contact.

Comme on pouvait s'y attendre, les grès cimentés de carbonate accusent les effets métamorphiques les plus prononcés. De gros (jusqu'à 2 cm) porphyroblastes d'ankérite brune se sont développés dans le ciment de carbonate des roches en deçà de 3 mètres du contact. Les cristaux verts des grès cimentés au carbonate sont de petits agrégats de chlorite.

Pléistocène

Une étude régionale des dépôts du Pléistocène de la région faite par Hughes (1964) donne un résumé de tous les traits glaciaires importants de ce territoire. La partie centrale de la région du lac Gaschet est couverte en grande partie par des moraines ridées. Celles-ci ont été en partie modifiées par les rivières Péribonca et Saffray, mais elles restent quand même le trait physiographique dominant local. La vallée de la rivière Saffray semble avoir été une importante voie d'écoulement au stade de fonte de la glace et un complexe assez large d'eskers suit la vallée principale. Entre ces eskers, on peut reconnaître des restes épars de terrasses aplanies de sables alluviaux fins, en lits entrecroisés, avec à l'occasion des lentilles de gravier. Ce matériel a été remanié en grande partie pour former les plages de sable des lacs Pluto et Pollet.

Plusieurs des collines proéminentes ont de bonnes formes dites dissymétriques. Ces structures n'apparaissent pas sur la carte faute d'espace, mais on peut facilement conclure à leur présence en comparant la carte de roche de fond avec une carte topographique.

Les stries glaciaires, les roches moutonnées et les formes dissymétriques démontrent que la dernière grande avancée glaciaire se faisait en direction 200°-215°SE à travers la région. En un endroit dans l'angle sud-ouest, nous avons relevé un groupe postérieur de stries orientées à 160°. Ces caractéristiques concordent avec les observations faites près des lacs Indicateur et Boivin (Chown, 1964).

TECTONIQUE

Complexe du soubassement

La direction dominante dans le gneiss granitique faiblement folié et dans les roches métavolcaniques est

légèrement au nord de l'est. Les roches métavolcaniques semblent former un synclinal. Les roches métavolcaniques bien visibles dans un bloc soulevé le long de la bordure nord des montagnes constituent le flanc nord à fort pendage de ce synclinal. Le flanc sud ne peut être reconnu que dans une fenêtre à travers la couverture protérozoïque, sur la rive nord du lac Marescot.

Roches protérozoïques

Seule la structure principale des monts Otish peut être délimitée tant qu'on n'aura pas cartographié en détail les superficies à meilleurs affleurements à l'est du lac Manet. Néanmoins, l'étude présente, jointe aux renseignements recueillis dans la région de la Péribonca-Est (Chown, 1965), fournit une coupe transversale générale à travers les montagnes et donne une idée préliminaire de la structure. Les montagnes, et les structures qui les contrôlent, ont une direction 060° - 070° . Les subdivisions structurales correspondent aux principales subdivisions physiographiques. Allant vers le nord-ouest à travers la direction des chaînes, ce sont:

- 1) Piedmont: une large zone de collines aplaties formées par des reliquats de filons-couches de gabbro à pendage nord faisant intrusion près de la discordance et répétées par des failles normales.
- 2) Chaîne frontale: zone étroite, large de 1 à 2 milles, constituée de collines abruptes, comprenant les plus hautes collines des monts Otish. Grand anticlinal de roches sédimentaires renversé asymétriquement au nord et considérablement modifié par des failles horizontales de décrochement et failles normales. C'est probablement le fait d'une faille importante de chevauchement.
- 3) Chaîne principale: large synclinal central de roches sédimentaires qui constituent la partie principale des monts Otish, large de 4 à 6 milles.
- 4) Chaîne nord: large série de collines aplaties à pendage sud, formées de roches sédimentaires chapeautées de gabbro, en partie répétées par des failles normales. La crête la plus au nord est composée de roches du soubassement.

Dans la région du lac Pluto, seules les seconde et quatrième chaînes forment des collines appréciables, bien que la structure de la principale chaîne soit présente.

Chaîne frontale

La chaîne frontale pénètre dans la région du lac Pluto dans l'angle sud-est de la région du lac Gaschet. Deux étendues considérables d'affleurements de chaque côté de la rivière Péribonca révèlent la structure de cette chaîne et montrent de quelle façon l'intensité de déformation diminue et disparaît vers l'ouest.

A l'est de la Péribonca, l'anticlinal consiste en un flanc supérieur presque horizontal et en un flanc nord allant de vertical à renversé. La charnière et le flanc renversé sont caractérisés par une série d'anticlinaux secondaires laissant voir le même style structural qu'on note dans le principal anticlinal. Un clivage constant à pendage sud (45° - 60°) a été noté. La plupart des petits plis plongent doucement vers le nord-est. Des blocs affaissés et déplacés du flanc supérieur masquent le flanc renversé en plusieurs endroits.

A l'ouest de la Péribonca, l'anticlinal demeure asymétrique et conserve le clivage bien marqué. Le flanc nord, cependant, n'est pas renversé, mais il a un pendage prononcé vers le nord. Les structures mineures de plis ne sont pas aussi proéminentes et l'on ne les trouve que dans le flanc à pendage abrupt. La structure disparaît sous le mort-terrain à l'ouest et ne peut être observée dans la grande région suivante d'affleurements à l'ouest.

Chaîne principale

Physiographiquement, la chaîne principale disparaît juste à l'est de la région du lac Pluto. La province structurale, cependant, semble se continuer jusqu'au lac Pluto. Les grès aplanis rouges, argilacés, juste à l'est du lac Pluto seraient, nous semble-t-il, une partie de la division supérieure du groupe des monts Otish et ils représenteraient ainsi la partie centrale du synclinal. Le synclinal des monts Otish s'étend vers l'ouest au delà de ce point simplement sous forme de changement de pendage des roches sédimentaires.

Chaîne nord

La chaîne nord atteint sa plus grande largeur et son meilleur développement dans la région du lac Manet au nord du lac Pluto. A cet endroit, on rencontre une série de trois crêtes principales (avec pentes douces au sud et abruptes au nord) et chaque crête est chapeauté d'un filon-couche de gabbro. L'action des glaces et des cours d'eau a disséqué les principales crêtes en "blocs", dont certains constituent des collines très proéminentes. Par toute la chaîne, les roches sédimentaires et les filons-couches concordants de gabbro ont un pendage de 5° à 20° vers le sud-est.

Faille

Les roches du Protérozoïque et du soubassement sont taillées en de nombreux petits blocs par un système conjugué de failles à direction 000°-020° et 060°-080°. Le mouvement le long de ces failles n'a pas été très appréciable et il a été surtout normal, tel qu'indiqué sur la carte. Nous avons noté quelques mouvements en direction horizontale, la plupart avec séparation vers le gauche sur le groupe nord-sud et séparation vers la droite sur le système est-ouest. Plusieurs des failles normales semblent être du type rotatoire. L'abondance des failles dans les régions à affleurements nombreux semble indiquer que la même condition prévaut par toute la région. L'épais manteau de mort-terrain peut raisonnablement être considéré comme couvrant un très grand nombre d'autres failles appartenant au même système.

On peut faire une comparaison intéressante entre les failles de la région du lac Pluto et celles de la région du lac Boivin (Chown, 1964) où un système semblable de failles (probablement le même) est présent. Dans la région du lac Boivin, les failles semblent être profondes. Un fort cisaillement a affecté toutes les roches dans et près de la zone de failles, convertissant certains des gabbros en schistes à amphibolites ou à chlorites. Dans la région du lac Pluto cependant, peu de failles ont affecté la roche en place en dehors de la zone de faille proprement dite. On ne trouve des miroirs de failles et des diaclases très rapprochées que dans les zones de faille seulement. La différence entre les deux régions peut être en fonction de la profondeur de l'enfouissement des roches lors de la formation des failles, ou bien elle est peut-être reliée à une augmentation d'intensité du phénomène des failles vers le sud. Il faudra attendre une mise en carte finale de tous les monts Otish pour pouvoir bien connaître la relation de ce système de failles

prononcées avec les principales structures de la région, comme par exemple la faille des rivières Mistassini-Témiscamie.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

La prospection dans la région a consisté surtout en un examen de la série de gabbro en vue de la découverte possible de gisements de cuivre, et des roches sédimentaires du soubassement pour l'uranium. Les travaux de prospection en cours examinent particulièrement cette deuxième possibilité. Plusieurs compagnies (notamment SOQUEM, Canadian Johns Manville, Dome Exploration) furent actives en 1967.

Cuivre

On a noté une faible minéralisation de cuivre aux contacts du gabbro ou tout près. De minces filonnets de chalcopryrite et de bornite furent remarqués dans le gabbro et dans les roches qu'il a envahies. Des teintes de malachite enduisent les diaclases dans les grès cimentés au carbonate près des contacts avec le gabbro. De faibles quantités de sulfures, principalement de la pyrite et de la chalcopryrite, sont présentes dans les roches métavolcaniques.

Uranium

Plusieurs groupes de claims furent jalonnés en 1967 dans la région dont le socle est constitué par la formation de Lac Indicateur. Nous ne savons pas pour le moment si des venues importantes d'uranium furent découvertes ou si elles furent jalonnées dans le but de garder un "pied à terre" dans une région des plus prometteuses. La découverte d'uranium dans la région de Papaskwasati a rendu la région des monts Otish particulièrement intéressante.

Anomalies aéromagnétiques

On peut expliquer en grande partie le patron des "hauts" aéromagnétiques remarqué sur la carte aéromagnétique par la présence d'amas de gabbro à la surface ou à faible profondeur.

On remarque deux anomalies particulièrement fortes. La première, dans la vallée inférieure de la rivière Saffray, en aval du lac Manet, peut fort bien être causée par l'effet cumulatif de roches métavolcaniques chapeautées par un filon-couche de gabbro.

La seconde, juste à l'ouest de l'extrémité sud du lac Pluto, est de beaucoup la plus forte anomalie de la région et elle est doublement intéressante du fait qu'on n'a trouvé aucun affleurement au cours des cheminements sur le terrain dans cette partie de la région.

Prospection géochimique

Nous avons recueilli, au cours des travaux de cartographie, 359 échantillons de sédiments de ruisseau qui ont été analysés pour les éléments Cu, Zn, Pb, Mo, Ni et U dans les laboratoires du Ministère. Les résultats sont indiqués sur la carte géologique et donnés sous forme de liste à la fin du rapport.

BIBLIOGRAPHIE

- Bergeron, R. (1957) Late Precambrian Rocks of the North Shore of the St. Lawrence River and of the Mistassini and Otish Mountains Areas, Quebec in The Proterozoic in Canada, Soc. Roy, Canada, Pub. Spéc. No 2, pp 124-131
- Chown, E.H. (1964) Géologie de la région du lac Boivin, Min. des R. Nat. Qué., R.P. No 520.
- " " (1965) Géologie de la région de la Péribonca Est, Min des R. Nat. Qué., R.P. No 535.
- " " (1970a) Géologie de la région de la rivière Savane, Min. des R. Nat. de Qué., R.G. No 146 (en préparation).
- " " (1970b) Géologie de la région de Tichégami, Min. des R. Nat. Qué., R.G. No 144 (en préparation)
- Eade, K.E. (1966) Fort George River and Kaniapiskau River (West Half) Map Areas, New Quebec, Com. Géol. Canada, Mémoire 339.
- Eakins, P., Carlson, E. et Hashimoto, T. (1967) - Géologie de la région de Grand Détour-Lacs Village, Min. des R. Nat. Qué., R.G. No 136.
- Gastil, G., Blais, R., Knowles, D.M. et Bergeron, R. (1960)- The Labrador Geosyncline, Precambrian Stratigraphy and Correlation: Int. Geol. Congr. Session XXI, pp. 21-38.
- Hughes, O.L. (1964) Surficial Geology, Nichicun Kaniapiskau Map Area, Bul. No 106 de la Com. Géol. du Canada.
- Morin, F. (1968) A Study of Joints in Gabbro Sills near Pluto Lake; man, non publ., Collège Loyola, Montréal.

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	N° de code de l'échant. au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U		
1	357	6	40	6	2	-	-		
2	336	60	25	10	0	28	2		
3	337	4	15	4	0	-	1		
4	338	-	-	-	-	-	2		
5	364	4	25	2	-	10	-		
6	352	6	25	16	0	8	1		
7	353	4	20	10	-	13	1		
8	362	6	15	2	0	-	1		
9	148	6	15	16	-	-	-		
10	147	-	-	-	-	-	0		
11	146	-	-	-	-	-	0		
12	194	4	10	6	0	10	0.5		
13	305	10	25	8	8	13	1		
14	149	4	20	16	2	10	0		
15	340	10	25	8	8	13	1		
16	302	4	15	6	0	-	-		
17	299	-	-	-	-	-	-		
18	300	6	20	10	0	8	0.5		
19	301	6	20	10	0	-	-		
20	330	4	20	2	0	3	2		
21	341	4	20	4	0	8	1		
22	190	2	15	10	-	13	-		
23	342	4	20	4	0	13	1		
24	343	2	15	10	0	8	2		
25	331	2	15	4	0	8	4		
26	94	24	40	16	-	13	-		
27	289	2	5	6	0	5	0.5		
28	290	0	20	4	3	28	2		
29	287	6	10	16	0	-	0.5		
30	250	6	10	10	0	8	0.5		
31	136	2	10	6	-	8	-		
32	129	6	15	6	0	5	0.5		
33	127	6	15	10	1	8	2		
34	128	8	10	6	0	-	-		
35	189	-	-	-	-	-	-		
36	358	-	-	-	-	-	1		
37	359	-	-	-	-	-	-		
38	187	10	10	16	0	8	-		
39	188	8	90	30	-	-	-		
40	182	6	25	8	0	10	4		

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	N° de code de l'échant. au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U		
41	366	4	15	4	0	8	0.5		
42	92	10	15	16	0	8	1		
43	384	6	20	10	3	12	0.5		
44	245	6	20	16	-	8	1		
45	244	30	10	8	0	13	1		
46	355	24	25	16	0	-	40		
47	356	60	25	10	0	-	2		
48	329	2	15	2	0	3	0.5		
49	363	6	25	4	20	13	1		
50	293	2	15	16	0	5	0		
51	328	6	20	4	0	16	0.5		
52	351	2	15	4	0	8	1		
53	350	4	20	2	-	-	-		
54	344	2	25	6	2	10	4		
55	345	-	-	-	-	-	-		
56	346	4	25	6	-	5	1		
57	191	2	10	10	-	16	-		
58	303	0	10	6	0	10	0.5		
59	361	2	25	2	-	10	-		
60	145	6	15	10	0	-	0		
61	326	2	40	6	0	3	0.5		
62	304	0	20	10	0	8	0.5		
63	456	4	15	6	1	13	0.5		
64	453	-	-	-	-	-	1		
65	455	2	15	2	0	10	0.5		
66	406	4	50	16	-	-	0.5		
67	133	6	25	10	3	8	-		
68	412	20	25	20	0	18	2		
69	411	4	40	16	0	8	0.5		
70	132	10	10	10	0	20	-		
71	97	6	90	16	0	8	1		
72	96	4	40	10	0	8	1		
73	131	4	15	8	0	8	0.5		
74	134	4	15	8	0	8	2		
75	410	4	20	10	0	10	2		
76	286	0	15	16	6	13	1		
77	90	4	75	20	0	8	3		
78	98	-	-	-	-	-	-		
79	252	4	15	20	-	13	-		
80	73	2	25	6	0	8	5		

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	Nade code del'échant au fichier Huminst.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U
81	253	4	15	16	0	13	2
82	174	6	25	20	0	8	2
83	160	6	15	20	0	8	2
84	159	16	15	20	-	-	-
85	135	4	40	10	-	8	-
86	175	10	15	20	0	18	2
87	465	10	15	16	0	8	1
88	464	16	25	2	0	6	1
89	370	2	15	4	1	8	0.5
90	383	4	25	16	2	25	0.5
91	179	4	40	16	0	13	8
92	178	6	25	16	0	28	1
93	183	2	15	10	0	8	3
94	144	4	10	10	0	10	1
95	143	-	-	-	-	-	-
96	176	8	25	16	0	20	-
97	177	16	15	20	2	13	-
98	142	2	15	10	0	8	0.5
99	335	6	20	10	0	28	3
100	192	8	15	8	0	13	0.5
101	139	-	-	-	-	-	-
102	140	-	-	-	-	-	-
103	141	-	-	-	-	-	-
104	171	-	-	-	-	-	-
105	172	6	60	20	-	8	-
106	459	6	15	4	0.8	8	1
107	458	2	10	4	0	8	0.5
108	457	-	-	-	-	-	16
109	452	-	-	-	-	-	26
110	445	16	25	16	0	-	1
111	444	4	50	16	-	6	2
112	450	-	-	-	-	-	-
113	407	4	20	16	-	-	-
114	408	2	20	10	-	10	-
115	404	-	-	-	-	-	1
116	413	10	40	16	-	-	-
117	418	4	20	6	0	8	1
118	409	10	25	20	-	16	2
119	414	4	15	10	0	5	2
120	61	2	15	16	0	-	0.5

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	Nade code del'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U
121	415	4	20	20	-	-	0.5
122	416	-	-	-	-	-	1
123	417	2	25	10	-	8	-
124	93	6	25	20	0	8	0.5
125	63	4	10	6	0	8	1
126	138	6	15	30	0	8	1
127	173	-	-	-	-	-	-
128	137	6	15	30	0	8	1
129	368	10	20	2	0	5	1
130	369	4	20	2	0	8	0.5
131	371	16	25	6	0	15	1
132	380	4	20	16	0	8	0.5
133	382	2	15	16	0	8	1
134	199	2	10	16	0	-	-
135	381	4	25	20	-	6	-
136	200	6	15	16	1	8	1
137	198	4	5	20	0	8	0
138	197	120	15	8	0	8	0.5
139	203	8	20	6	0	63	0.5
140	201	40	10	10	0	20	1
141	196	6	10	6	0	53	0.5
142	247	4	15	16	0	3	0.5
143	248	2	10	18	0	5	0
144	181	2	15	10	0	8	1
145	163	4	15	16	0	8	4
146	161	4	15	16	0	8	0
147	180	4	40	10	0	13	2
148	162	8	40	10	-	20	-
149	124	16	15	6	0	18	-
150	123	-	-	-	0	-	-
151	121	8	10	10	0	8	3
152	292	6	25	20	-	-	4
153	296	300	25	10	0	16	16
154	333	-	-	-	-	-	-
155	332	-	-	-	-	-	-
156	56	2	10	6	-	13	0
157	59	4	10	6	0	8	2
158	67	-	-	-	-	-	-
159	62	2	15	10	-	13	8
160	379	4	20	20	0	8	1

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	Nude code de l'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U		
161	118	6	10	6	0	8	4		
162	251	6	10	16	-	5	2		
163	119	10	15	6	0	8	4		
164	117	6	15	10	-	20	-		
165	327	4	25	6	-	16	0.5		
166	258	6	15	16	0	13	5		
167	308	4	25	16	0	-	2		
168	291	4	25	6	-	10	-		
169	102	16	25	20	0	18	2		
170	306	24	60	80	1	1160	16		
171	103	6	50	16	-	8	-		
172	195	4	5	8	0	8	0.5		
173	104	2	25	10	0	8	-		
174	105	4	140	16	0	8	1		
175	108	4	25	10	0	8	2		
176	106	2	15	16	0	8	0.5		
177	246	4	15	10	0	8	0.5		
178	107	4	15	10	0	10	1		
179	122	24	15	6	1	25	3		
180	166	4	15	10	0	8	-		
181	282	0	15	16	1	10	0.5		
182	165	6	10	16	0	13	4		
183	281	4	15	10	1	13	1		
184	376	4	20	16	-	-	0.5		
185	231	2	15	10	0	8	0		
186	230	4	15	4	8	10	2		
187	377	2	20	10	-	5	1		
188	375	2	40	24	0	3	0.5		
189	374	24	40	50	0	-	2		
190	280	2	10	16	0	8	0.5		
191	71	2	10	20	0	8	0		
192	72	-	-	-	-	8	-		
193	58	6	5	6	-	13	0.5		
194	57	-	-	-	-	8	-		
195	10	6	25	20	-	18	6		
196	8	4	15	6	0	8	1		
197	7	6	25	10	-	20	-		
198	70	-	-	-	-	-	2		
199	294	30	25	16	-	8	-		
200	75	4	15	6	-	13	-		

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	Nude code de l'échant au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U		
201	295	20	60	50	-	-	5		
202	288	6	15	6	-	10	-		
203	360	2	20	4	0	3	0.5		
204	249	10	15	10	-	8	-		
205	76	4	10	10	-	8	-		
206	78	4	5	10	-	20	-		
207	77	6	10	10	0	-	2		
208	79	4	10	10	-	-	1		
209	80	6	10	10	0	10	3		
210	86	30	25	10	-	13	-		
211	87	24	25	6	0	20	-		
212	81	-	-	-	-	-	-		
213	100	20	40	16	0	25	20		
214	101	6	25	10	0	-	-		
215	113	2	15	10	0	8	0.5		
216	112	2	20	16	0	8	3		
217	3	4	25	16	-	-	-		
218	111	4	25	10	0	8	2		
219	110	2	40	16	11	18	2		
220	109	2	15	16	0	8	0		
221	366	4	15	4	0	8	0.5		
222	269	4	15	20	-	33	3		
223	268	-	-	-	-	-	6		
224	267	10	10	10	-	-	1		
225	278	2	10	16	0	8	0.5		
226	373	10	40	4	-	10	1		
227	372	8	50	24	-	13	1		
228	232	6	20	16	-	6	0.5		
229	234	2	10	16	-	6	0.5		
230	334	6	40	20	-	8	-		
231	348	-	-	-	-	-	1		
232	233	6	20	30	-	8	-		
233	347	6	20	4	-	-	2		
234	69	-	-	-	-	-	-		
235	40	6	60	16	-	-	0.5		
236	39	2	40	90	7	8	1		
237	18	8	25	24	0	13	2		
238	19	4	40	10	6	8	2		
239	17	4	10	6	-	20	-		
240	367	30	40	6	-	10	-		

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	Node code de l'échant. au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U		
241	238	2	10	8	0	8	1		
242	239	6	5	16	-	10	-		
243	42	2	20	6	-	20	-		
244	240	2	5	10	0	3	-		
245	41	6	70	16	-	8	0		
246	16	4	10	6	0	8	0		
247	243	0	10	6	0	5	2		
248	21	-	-	-	-	-	-		
249	24	-	-	-	-	-	-		
250	22	4	40	24	-	20	2		
251	15	6	15	10	-	8	2		
252	4	4	60	16	-	-	-		
253	12	4	25	20	-	8	0.5		
254	10	6	25	20	-	18	6		
255	5	6	25	10	0	-	2		
256	2	4	25	20	-	45	-		
257	11	6	15	20	0	0	4		
258	1	8	90	20	0	-	8		
259	403	6	25	4	0	8	4		
260	400	6	20	10	0	10	8		
261	402	56	50	6	0	-	-		
262	401	20	60	6	0	18	6		
263	378	2	15	10	0	8	1		
264	116	4	10	10	0	8	16		
265	115	2	15	6	0	8	-		
266	114	4	5	10	0	8	5		
267	82	2	5	6	1	5	0		
268	170	4	20	16	-	190	-		
269	83	6	25	24	-	25	-		
270	84	6	15	10	-	13	-		
271	236	4	5	6	0	8	0.5		
272	89	2	20	16	0	8	0		
273	284	0	15	16	-	-	-		
274	285	0	10	10	3	8	0.5		
275	158	6	20	44	6	8	1		
276	235	2	10	6	0	5	0		
277	237	2	10	10	0	5	0.5		
278	48	-	-	-	-	-	4		
279	53	-	-	-	-	-	13		
280	85	4	40	10	-	8	-		

Résultats d'analyse en p.p.m.

No de l'éch. sur la carte	Node code de l'échant. au fichier du minist.	Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	U		
281	52	4	25	10	0	8	1		
282	50	2	25	6	-	-	-		
283	55	4	15	16	-	20	-		
284	51	-	-	-	-	-	-		
285	20	4	25	10	-	13	2		
286	23	-	-	-	-	-	6		
287	168	6	15	16	0	-	-		
288	169	4	10	16	-	-	-		
289	167	2	5	10	0	8	0.5		
290	88	4	15	6	0	8	0.5		
291	60	4	10	16	0	8	0.5		
292	157	8	15	20	0	8	-		
293	156	-	-	-	-	20	-		
294	283	0	10	10	0	13	2		
295	431	6	50	30	-	-	-		
296	155	6	25	76	0	13	1		
297	154	-	-	-	-	20	-		
298	153	10	90	24	20	28	-		
299	152	6	25	24	0	8	-		
300	150	10	40	16	-	-	-		
301	151	6	90	10	9	23	1		
302	35	4	25	10	-	13	0.5		
303	25	6	40	20	-	-	-		
304	26	4	40	16	-	8	-		
305	13	-	-	-	-	-	0.5		
306	44	6	90	10	0	10	2		
307	34	4	15	10	0	8	1		
308	31	6	40	30	-	20	1		
309	33	2	25	6	-	5	1		
310	32	4	15	6	0	8	1		
311	420	2	15	6	0	13	1		
312	421	2	25	16	0	-	2		
313	422	4	15	10	0	-	2		
314	423	-	-	-	-	-	2		
315	424	-	-	-	-	-	-		
316	425	4	20	30	0	-	-		
317	430	2	20	10	0	12	-		
318	429	4	25	16	-	-	1		
319	428	4	20	56	-	12	-		
320	426	2	25	10	-	8	-		

