RG 099

CARACTERES GEOLOGIQUES DES GISEMENTS AURIFERES DU DISTRICT DE MALARTIC, COMTE 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

PROVINCE DE QUÉBEC, CANADA
MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES

RENÉ LÉVESQUE, ministre — P.-E. AUGER, sous-ministre

SERVICE DES GÎTES MINÉRAUX
P.-E. GRENIER, chef

RAPPORT GÉOLOGIQUE 99

CARACTÈRES GÉOLOGIQUES DES GISEMENTS AURIFÈRES DU DISTRICT DE MALARTIC

COMTÉ D'ABITIBI-EST

par

P. R. Eakins

QUÉBEC
1962

CARACTÈRES GÉOLOGIQUES DES GISEMENTS AURIFÈRES DU DISTRICT DE MALARTIC, COMTÉ D'ABITIBI-EST

par P.R. Eakins

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
Aperçu général	1
Situation	3
Topographie	3
Historique	4
Travaux géologiques antérieurs	4
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	5
Roches sédimentaires et volcaniques	8
Groupe de Kewagama	9
Lithologie	9
Description microscopique	10
Composition chimique	11
Groupe de Blake River	12
Lithologie	13
Description mégascopique	13
Description microscopique	14
Composition chimique	15
Groupe de Cadillac	18
Lithologie	18
Roches intrusives anciennes	18
Péridotite	18
Description mégascopique	19
Description microscopique	21
Composition chimique	22
Roches intrusives moins anciennes	28
Diorite	29
Description mégascopique	29
Description microscopique	29
Composition chimique	33

	Page
Porphyre	33
"Porphyre gris"	36
Porphyre gris de Canadian Malartic	36
Description mégascopique	37
Description microscopique	37
Composition chimique	38
Stock de porphyre gris d'East Malartic	39
Description microscopique	39
Composition chimique	39
Masses de porphyre gris de la zone principale de minerai d'East Malartic	40
Description mégascopique	40
Description microscopique	40
Composition chimique	41
Masses de porphyre gris de Malartic Gold Fields	41
Description mégascopique	41
Description microscopique	42
Composition chimique	43
Porphyre rouge	43
Granite et dykes de porphyre quartzo-feldspathique	45
Dykes de lamprophyre	49
TECTONIQUE	49
1) Formation de grands plis et de failles longitudinales importantes	50
2) Intrusion de la péridotite	51
3) Cisaillement et plis d'entraînement importants	51
4) Intrusion de la "Diorite"	52
5) Cisaillement et plis d'entraînement	52
6) Intrusion du "Porphyre"	53
7) Cisaillement et fracturation	53
8) Fractures et failles dans le porphyre	53
9) et 10) Ajustements mineurs	54
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	54
Gisements de minerai	54
Aperçu général	54
Distribution des amas de minerai	57
Milieu structural des amas de minerai	57
Milieu lithologique des amas de minerai	59
Description des principales zones de minerai	62
Zone de minerai de Sladen	62
Zones de porphyre de Canadian Malartic	65

Page

Zones de minerai Nos 1 et 2 de Malartic Gold Fields 66
Zone principale de minerai d'East Malartic-Barnat 67
Zone de minerai Nord de Barnat 70

Minéralisation 74
Aperçu général 74
Succession des événements 75
Minéraux métalliques 75
Or 77
Tellurures 79
Pyrite 79
Autres sulfures 80
Minéraux filoniens 80
Quartz 82
Quartz cherteux 82
Quartz vitreux 82
Tourmaline 83
Actinote 83

Première phase de minéralisation 83
I. Milieu de la zone de schiste 83
Aperçu général 83
Etendue de l'altération 84
Albitisation 86
Dans la diorite 86
Dans le porphyre 89
Biotitisation 90
Dans la diorite 90
Dans les roches talco-chloriteuses 92
Dans le porphyre 96
Pyritisation 96
Dans la diorite 96
Dans le porphyre 98
Dans le schiste 98
Amphibolitisation 98
Silicification et déposition de quartz 100
Déposition de l'or 101
Carbonatation 102
Transformations chimiques 103

Page

Diorite de Barnat - Diorite minéralisée 103
Diorite d'East Malartic - Diorite minéralisée 106
Diorite de Malartic Gold Fields - Diorite minéralisée 107
Résumé des transformations chimiques dans la diorite 108
Transformations minéralogiques 110
II. Milieu de la grauwacke 110
Aperçu général 110
Etendue de l'altération 111
Recristallisation 112
Silicification 113
Distribution de l'or 115
Transformations chimiques 115

Deuxième phase de minéralisation 118
Aperçu général 118
Etendue de l'altération 119
Altération "rose" 119
Déposition du quartz 121
Distribution de l'or 121
Transformations chimiques 121

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS 123
Caractères géologiques 123
Cassure de Malartic 124
Caractères structuraux 124
Caractères lithologiques 125
Minéralisation 126
Principales conclusions 128

APPENDICE I 128
Méthode de Barth pour calculer les cellules standard à partir des analyses (avec modifications par le professeur J.E. Riddell et R.L. Eakins) 128

Calcul de la cellule standard 129
Procédé de calcul de la cellule standard 129
Etude des sulfures 130

Page

APPENDICE II 132

Analyses chimiques des roches de Malartic 132

Diorites 133
Porphyres 133
Grauwackes 134
Coulées de Blake River 135
Péridotites 136

Description et provenance des échantillons 137

BIBLIOGRAPHIE 139
INDEX ALPHABETIQUE 141

TABLEAUX

Tableau 1 - Unités géologiques de la zone aurifère de Malartic 8
Tableau 2 - Modes de la grauwacke de Kewagama 10
Tableau 3 - Analyses des cellules standard des grauwackes ... 12
Tableau 4 - Modes des coulées de Blake River 14
Tableau 5 - Analyses des cellules standard des coulées basiques 15
Tableau 6 - Contenu de chrome et de nickel des roches volcaniques et des péridotites 17
Tableau 7 - Modes de la péridotite "massive dure" 20
Tableau 8 - Modes de la péridotite "massive tendre" et du schiste talqueux 21
Tableau 9 - Cellules standard des péridotites "massives dures", des péridotites "massives tendres" et des schistes talqueux 24
Tableau 10 - Cellules standard des roches ultrabasiques 25
Tableau 11 - Rapports RO: SiO_2 27
Tableau 12 - Modes des diorites altérées 30
Tableau 13 - Cellules standard des diorites de Malartic et d'autres roches ignées basiques 32
Tableau 14 - Cellules standard des porphyres gris de Malartic 42
Tableau 15 - Cellules standard de quelques autres roches intrusives acides du Nord-Ouest du Québec 44
Tableau 16 - Cellules standard des granites de Malartic 47
Tableau 17 - Succession des événements 76
Tableau 18 - Minéraux métalliques 77
Tableau 19 - Minéraux filoniens 80

Page

Tableau 20 - Modes de la diorite altérée 88

Tableau 21 - Cellules standard de la diorite et de la diorite minéralisée 105

Tableau 22 - Cellules standard de la grauwacke et de la grauwacke minéralisée 115

Tableau 23 - Cellules standard de la grauwacke et du porphyre silicifiés 118

Tableau 24 - Cellules standard du porphyre et du porphyre minéralisé 123

Tableau 25 - Calcul d'une cellule standard, à partir de l'analyse de la grauwacke minéralisée, d'après la méthode de Barth 131

ILLUSTRATIONS

Plans et bloc-diagramme ..... (en pochette)

Figures

Page

Fig. 1 - Croquis de la zone aurifère de Malartic 7

Fig. 2 - Mine Malartic Gold Fields, niveau de 300 pieds 62

Fig. 3 - Croquis montrant les principales zones de minerai 64

Fig. 4 - Plan de la cheminée de "diorite", mine Barnat 74

Figs. 5 à 8 - Relations entre le quartz "cherteux" et le quartz "vitreux" 81

Fig. 9 - Altération "bande noire", mine East Malartic 93

CARACTERES GEOLOGIQUES DES GISEMENTS AURIFERES

DU DISTRICT DE MALARTIC

COMTE D'ABITIBI-EST

par

P.R. Eakins[x]

INTRODUCTION

Aperçu général

Le présent rapport traite de la nature et des caractères géologiques des gisements d'or qui forment la plus importante région minière affectée exclusivement à l'extraction de l'or dans la province de Québec. Les mines actuellement en production appartiennent à quatre sociétés: Canadian Malartic Gold Mines Limited, East Malartic Mines Limited, Barnat Mines Limited (formée par la fusion de Sladen Malartic Mines Limited et de National Malartic Gold Mines Limited) et Malartic Gold Fields Limited. Ces mines ont produit plus de 4,000,000 onces d'or depuis leur mise en exploitation.

Nous employons ici le terme "caractères géologiques" pour désigner les milieux régionaux structural et lithologique des gisements. Chacun d'entre eux a joué un rôle important dans la formation des gisements d'or. Dans ce rapport, nous examinons d'abord le milieu structural de la région et de ses environs, puis nous étudions plus en détail certains points intéressants. Viennent ensuite une description des gisements d'or et une étude des altérations de la roche encaissante, présentée avec une discussion du milieu lithologique et appuyée par des analyses chimiques et des examens microscopiques.

---

[x] Traduit de l'anglais.

Les principales conclusions que nous tirons sont les suivantes:

1) Les gisements d'or de Malartic sont les produits d'une succession complexe d'événements géologiques qui, directement ou indirectement, eurent un effet marqué sur l'étendue, la forme et la teneur de ces gisements aurifères.

2) Les altérations de la roche encaissante, dont la pyritisation et la déposition de l'or, ne sont pas le résultat d'une seule venue de solutions hydrothermales, mais de plusieurs.

3) La nature de la roche encaissante exerça un fort contrôle sur le degré de pyritisation résultant du passage des solutions minéralisatrices. Comme la déposition de l'or fut principalement due à la quantité de pyrite présente, la nature de la roche encaissante eut alors un effet important, bien qu'indirect, sur la teneur des dépôts en formation.

4) La pyrite des gisements fut formée surtout par la combinaison du fer, déjà présent dans les roches encaissantes, avec le soufre introduit par la suite.

Ce rapport comprend la plus grande partie d'une thèse soumise à la Faculté des Etudes de Gradués et de Recherche de l'université McGill, Montréal. Nous soulignons avec reconnaissance la grande assistance et l'encourageante critique du Dr J.E. Gill du département des Sciences géologiques de l'université McGill, sous la direction duquel l'ouvrage a été accompli. Nous remercions aussi le professeur E.H. Kranck qui nous a aidé dans les études pétrographiques, le professeur J.J. Stevenson et enfin le professeur J.E. Riddell pour ses conseils et son encouragement en matière de géochimie.

Cette étude, de même que les recherches en prospection géochimique sur la dispersion des éléments à l'état de traces aux environs des gisements d'or, nous ont été rendues possibles grâce au service des Gîtes minéraux du ministère des Mines, Québec. Nous avons travaillé pendant deux étés dans la région minière de Malartic pour examiner les travaux souterrains des quatre mines en production et pour prélever des échantillons aux fins d'analyse chimique et d'analyse d'éléments à l'état de traces. Les laboratoires du ministère des Mines de Québec ont fait 21 analyses chimiques complètes, plusieurs autres partielles et un grand nombre de déterminations spectrochimiques sur des échantillons de roches que nous avions choisis. Nous avons

aussi accompli, dans un laboratoire établi sur le terrain à Malartic, plusieurs milliers de déterminations de cuivre, de plomb et de zinc apparaissant à l'état de traces. Nous fûmes très bien assistés par Rock Constantin et Bertrand Desjardins.

Le personnel du service de la Cartographie du ministère des Richesses naturelles de Québec a dessiné les blocs-diagrammes qui accompagnent ce rapport ainsi que nos compilations sur la géologie de la zone aurifère de Malartic et les plans des niveaux des mines.

Les géologues et ingénieurs de mines des quatre sociétés minières actives dans la région ont toujours fourni une excellente coopération. Ce rapport aurait été impossible sans l'accès aux informations si gracieusement fournies par les géologues et ingénieurs de mines de Barnat Mines Limited, East Malartic Mines Limited, Malartic Gold Fields Limited et Canadian Malartic Gold Mines Limited.

Situation

La région productrice d'or que nous étudions ici forme une bande relativement étroite qui traverse les cantons de Malartic, Fournière et Dubuisson, comté d'Abitibi-Est, dans le Nord-Ouest québécois. Cette bande est appelée "Zone aurifère de Malartic".

Les mines de la zone se trouvent à proximité des villes de Malartic et de Val-d'Or. Un embranchement de la ligne des Chemins de Fer Nationaux et la route provinciale No 59 desservent cette partie.

Topographie

Le district a un relief peu prononcé, monotone, fait de larges collines, de vastes marais et de muskegs.

Un épais manteau de matériel glaciaire et post-glaciaire, percé à de rares endroits par des affleurements rocheux, recouvre une bonne partie de cette zone aurifère. Ce mort-terrain a rendu la prospection difficile et l'exploration a généralement été réduite aux sondages au diamant et aux levers géophysiques. La zone de minerai de Canadian Malartic est la seule qui apparaisse en surface; toutes les autres ont été découvertes au moyen de sondages au diamant.

Historique

La prospection dans la région a été encouragée en 1923 par la découverte d'or sur le terrain qui est maintenant la propriété de Canadian Malartic. Il s'ensuivit quelques développements, restreints surtout par l'inaccessibilité relative de la région à cette époque. Un lever géologique détaillé de la surface fait par W.F. James et J.E. Gill en 1928 a prouvé la présence d'une zone minéralisée persistante de direction est-ouest, laquelle fut plus tard retracée jusque sur le terrain de Sladen Malartic.

En 1933, la hausse et la stabilisation du prix de l'or ont donné un regain d'activité et d'intérêt à la région. Les travaux de mise en valeur furent d'abord faits surtout sur les terrains de Canadian Malartic et, en 1935, la production commençait sur une échelle réduite.

L'exploration à l'est de la zone de minerai de Canadian Malartic conduisit à la découverte des gisements de Sladen Malartic (Barnat), puis, plus à l'est, à celle de la zone de minerai No 3 d'East Malartic. Toutes ces zones de minerai n'ont pas tardé à passer au stade de production.

Vers le début de la deuxième grande guerre, on a mis en valeur une nouvelle zone de minerai sur les terrains de National Malartic, lesquels sont adjacents à Sladen Malartic au nord et à l'est. En 1948, les deux compagnies se fusionnèrent pour former Barnat Mines Limited qui explora la nouvelle zone et la mit en production. Dans les descriptions qui vont suivre, "Barnat" se rapporte aux zones Nord et Sud de la propriété et "Sladen Mine", à la zone de minerai originale qui est en continuité avec les zones minéralisées de Canadian Malartic et d'East Malartic.

Les travaux souterrains de mise en valeur à la mine Malartic Gold Fields ont débuté en 1939 et, en 1942, on commençait le fonçage d'un second puits à un mille à l'ouest du premier. On continua de creuser ce puits en 1951, 1953, 1954 et 1955, jusqu'à 2,700 pieds de profondeur. L'exploitation n'a pas cessé depuis 1939.

Travaux géologiques antérieurs

On a étudié sous plusieurs aspects les gisements d'or de Malartic. Les données des levers géologiques du district se trouvent dans le rapport de Gunning et Ambrose (1940). Depuis cette date, les

ouvrages publiés sur la géologie de cette région consistent en des compilations (1" = 1,000') de la géologie des cantons de Malartic et de Fournière faites par W.N. Ingham (1953), alors géologue résident de Val-d'Or pour le ministère des Mines de Québec.

Le plus ancien rapport publié, concernant un gisement particulier, est celui de J.J. O'Neill sur la propriété de la mine Canadian Malartic (1935). Ce rapport fut complété par l'étude des structures et de l'altération de la roche encaissante faite par D. Derry (1939). A part les nouvelles informations apportées par les analyses chimiques concernant l'altération de la roche encaissante, ces deux excellents rapports montrent bien la géologie et la minéralisation de cette mine.

On peut trouver les descriptions de la géologie et des gisements des mines de la région dans le Rapport Géologique No 20 intitulé "La Géologie de Québec", Volume III, ministère des Mines de Québec, publié en 1951. L'influence du milieu structural sur la déposition du minerai aux différentes mines a été décrite dans le volume intitulé: "Structural Geology of Canadian Ore Deposits" (Symposium de 1948). Ces publications, ainsi que le Mémoire No 222 de la Commission Géologique du Canada intitulé: "Région de Malartic, Québec" (Gunning et Ambrose 1940) nous ont été fort utiles dans la présente compilation des conditions régionales et structurales des gisements.

Les références bibliographiques données à la fin de ce rapport mentionne le nom de l'auteur et l'année de publication de son article ou rapport.

GEOLOGIE GENERALE

L'étude des caractères géologiques d'un gisement de minerai requiert une description détaillée de la géologie à la fois générale et structurale de la région. Ces aspects des gisements d'or de Malartic furent étudiés par Gunning et Ambrose (1940), Norman (1943) et plus récemment par Ingham (1953). Les descriptions qui suivent se limitent à la partie de la région de Malartic que nous étudions, c'est-à-dire la zone aurifère de Malartic dans les cantons de Malartic, Fournière et la partie ouest du canton de Dubuisson.

Le sous-sol rocheux de la zone aurifère de Malartic consiste en une série de roches sédimentaires et volcaniques faisant partie de la séquence d'un géosynclinal précambrien. Ces formations ont été plissées, métamorphisées et envahies par des masses de diorite,

de porphyre et de granite. Au début de l'histoire géologique de la zone, une faille parallèle se forma, orientée dans la même direction que l'axe d'un important synclinal. Cette zone de faille est connue sous le nom de "Cassure de Malartic" ("Cassure de Cadillac" par (Gunning et Ambrose). La péridotite a été injectée le long de cette zone de faille dans la partie est de la bande. Il y eut une période de fort cisaillement le long de la cassure entre l'intrusion de la péridotite et la mise en place, plus récente, des masses intrusives de diorite, de porphyre et de granite.

La Cassure de Malartic n'est en réalité qu'une petite partie d'un élément tectonique général de cette région du Bouclier, élément qui part de la limite entre Québec et Ontario (on croit que sa partie la plus à l'ouest est représentée par la cassure de Kirkland-lac Larder), et s'étend vers l'est jusqu'à la limite du Grenville, à vingt-cinq milles à l'est de Val-d'Or, en passant par Malartic. Le long de cette importante zone de faille et de ses prolongements, on trouve les gisements d'or des lacs Kirkland et Larder en Ontario, ceux de Cadillac et de Bourlamaque dans le Québec et les importants gisements de métaux usuels de Noranda et de Val-d'Or. Les gisements d'or de Malartic font donc partie d'une importante province métallogénique, en fait une des principales du Canada.

Les unités géologiques de la zone aurifère de Malartic sont énumérées dans le tableau I dans l'ordre de leurs âges relatifs; la plus ancienne est placée en bas et la plus récente en haut. La distribution des principales unités et leurs relations avec le district de Malartic en général sont illustrées dans la figure 1.

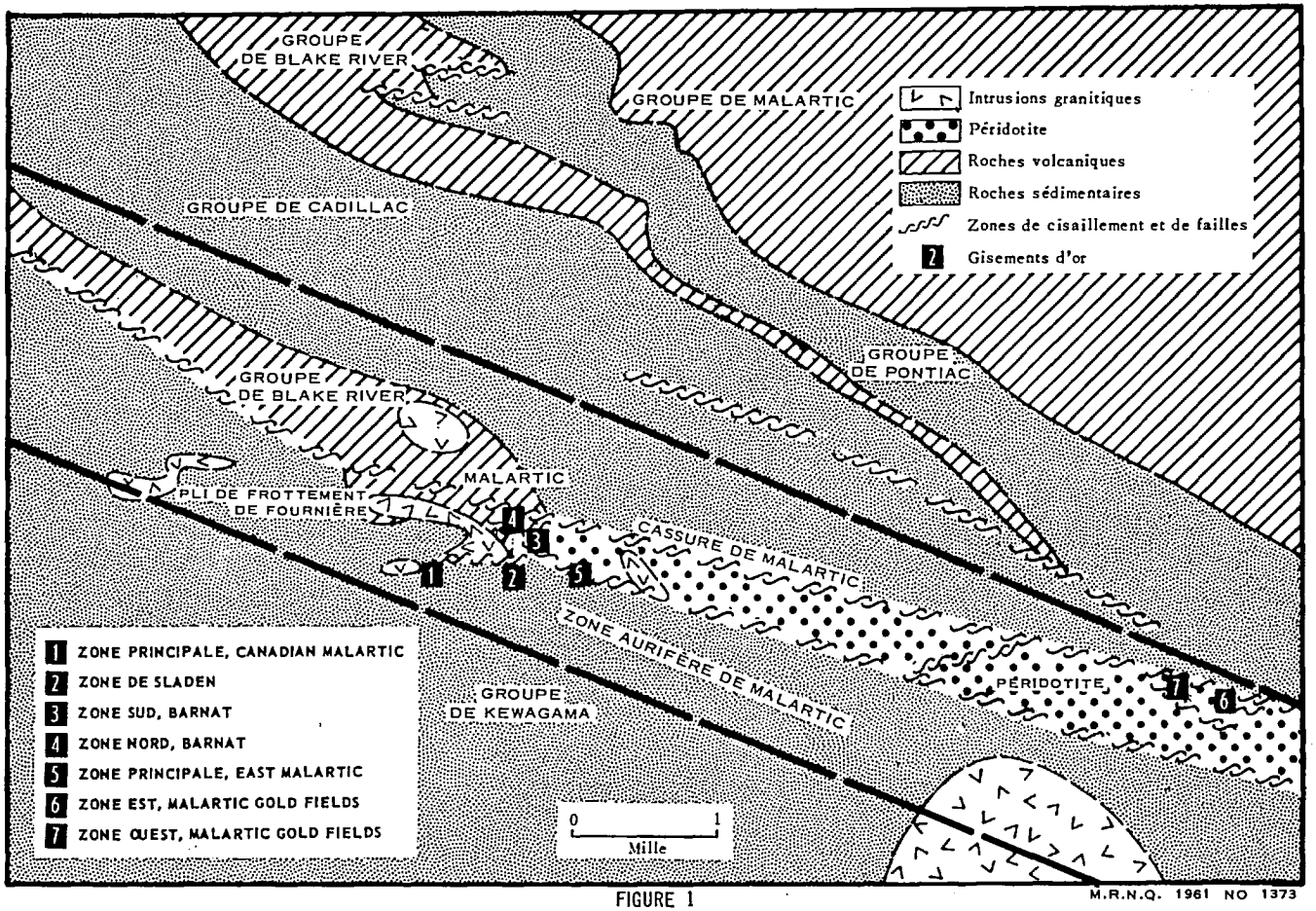


FIGURE 1

CROQUIS DE LA ZONE AURIFÈRE DE MALARTIC

Tableau I

Unités géologiques de la zone aurifère de Malartic

(D'après Gunning et Ambrose, 1940)

PRECAMBRIEN

Roches intrusives	Lamprophyre
	Granodiorite
	Granite à albite
	Porphyre
	Diorite
	Péridotite
Roches sédimentaires et volcaniques	Grauwacke et conglomérat (Groupe de Cadillac?)
	Coulées de laves basiques et tuf (Groupe de Blake River?)
	Grauwacke (Groupe de Kewagama?)

Le métamorphisme, dans les roches sédimentaires et volcaniques et dans la péridotite, est normal et apparemment non métasomatique dans ses caractéristiques générales. Cependant, les masses intrusives récentes portent à plusieurs endroits les effets d'un métasomatisme intense (autres que ceux en rapport avec la déposition du minerai), qui n'a pas affecté les roches avoisinantes.

La formation des gisements d'or fut la dernière phase géologique importante dans l'histoire du sous-sol rocheux de la zone. Ces gisements existent le long des zones de dislocation tectonique situées près de la cassure de Malartic, et on les repère grâce à la présence de ces zones, ou de structures subsidiaires.

Roches sédimentaires et volcaniques

Il y a trois formations d'origine sédimentaire ou volcanique dans la zone aurifère de Malartic. Gunning et Ambrose (1940) et Norman (1943) étudièrent les problèmes stratigraphiques de ces formations et nous n'y ajoutons rien de nouveau.

Groupe de Kewagama

Le groupe de Kewagama (Série de Pontiac de Wilson, 1919) occupe la partie sud-ouest de la zone aurifère de Malartic et se prolonge sur plusieurs milles vers le sud dans le canton de Fournière. Il est constitué principalement de grauwacke accompagnée de quelques autres roches sédimentaires.

Le Kewagama a été fortement plissé, et les couches sont généralement très inclinées vers le nord-est. Des plis d'entraînement de toutes dimensions sont des caractères proéminents, et leur présence est souvent soulignée de façon frappante par des masses intrusives mises en place le long des structures plissées.

Le groupe est envahi par des masses de porphyre, du granite à albite et de la granodiorite. De toutes les formations de la région de Malartic, ce groupe est le plus métamorphisé (Gunning et Ambrose 1940).

Lithologie

Le type prédominant de roche, comme nous l'avons mentionné plus haut, est la grauwacke. On trouve aussi en faible quantité, mais rarement dans les travaux miniers, du quartzite et de l'argilite impurs. Les descriptions qui suivent sont celles de la grauwacke qu'on rencontre au voisinage des mines Canadian Malartic, Sladen Malartic et East Malartic. Une importante zone de minerai, se trouvant complètement dans la grauwacke, traverse ces terrains.

Loin des zones d'altération hydrothermale, les grauwackes sont finement grenues, bien stratifiées et ont une schistosité visible mais non prononcée, parallèle à la stratification. Sur leurs surfaces altérées, les roches sont de couleur allant de gris pâle à brune, et de gris foncé ou noire sur leurs surfaces fraîches. Sur les plans de clivage, on trouve communément des paillettes de biotite qui atteignent 3 mm. de diamètre, ce qui donne souvent à la roche une apparence caractéristique tachetée. Les couches ont une épaisseur variant de 3 mm. à 30 cm. environ. La gradation des grains dans les couches individuelles est fréquente et s'avère très utile pour déterminer les sommets de ces couches.

Description microscopique

Les grauwackes sont des agrégats lépidoblastiques de grains fins de biotite, de quartz et de feldspath (voir le tableau 2). La muscovite y est aussi parfois un constituant important. On y rencontre de plus des disséminations de grains de quartz plus grossiers, aux contours anguleux. La foliation enveloppe souvent ces grains qui sont, du moins en partie, blastopsammitiques.

Le feldspath est de l'oligoclase (An 25-30) peu mâclée. Il est difficile à différencier du quartz à l'analyse de Rosiwal, par suite de l'absence de mâcles dans plusieurs grains et, en partie, à cause de la minceur des coupes employées pour l'examen microscopique. Pour cette raison, nous avons groupé ensemble ces deux minéraux dans les modes.

La biotite présente dans la grauwacke est généralement de la variété brune. Cependant, près des zones d'altération hydrothermale, elle passe à une variété verte qui a l'apparence de la chlorite, mais elle possède la haute biréfringence typique à la biotite.

Tableau 2

Modes de la grauwacke de Kewagama

Minéraux	1	2	3	4
Biotite	35	25	16	45
Muscovite	-	50	34	-
Quartz } Plagioclase }	60	25	50	55
Chlorite	2	présente	présente	présente
Magnétite	1	-	présente	-
Pyrite	2	présente	présente	présente
	100%	100%	100%	100%

1. "Grauwacke non altérée" travers-banc "J", mine Canadian Malartic (Cellule standard No 1 - Tableau 3).
2. Grauwacke à biotite, au sud du puits No 2, mine Canadian Malartic.
3. Grauwacke, travers-banc N - 8 - E, 8ième niveau, mine East Malartic.
4. Grauwacke, trou de sondage S - 164, mine Canadian Malartic.

L'apatite, le zircon et l'épidote sont des minéraux accessoires assez abondants, et de petits cubes de pyrite sont disséminés par toute la roche. Nous avons remarqué du grenat dans un échantillon provenant de la partie sud de la région (Gunning et Ambrose 1940).

Lorsqu'elles sont cisaillées, les grauwackes sont altérées en schistes à chlorite. Nous remarquons aussi que la chloritisation se développe le long des petites fractures éloignées des zones de dislocation tectonique.

La composition minéralogique des grauwackes (biotite et oligoclase) indique qu'elles appartiennent à la partie supérieure du faciès d'amphibolite à épidote. Ces roches présentent un degré de métamorphisme un peu plus avancé que dans les groupes voisins de Blake River et de Cadillac. Les roches de ces deux derniers groupes appartiennent à la partie inférieure du faciès d'amphibolite à épidote, puisque l'albite est le seul plagioclase présent. A mesure que le degré de métamorphisme croît, les plagioclases plus calciques deviennent stables et remplacent l'albite et, dans la partie supérieure de ce faciès, le contenu en calcium atteint un maximum d'environ An_{30} d'après Barth (1952).

Composition chimique

Les cellules standard[x] des grauwackes de Kewagama et de plusieurs autres du Précambrien, de même que leur composition moyenne telle que calculée par Pettijohn (1949), sont données dans le tableau 3 (page 12).

La composition chimique des grauwackes de Kewagama se rapproche beaucoup de la moyenne de toutes les grauwackes. Elle correspond bien aussi à celles des autres grauwackes du Précambrien, et il n'y a pas de doute que le groupe de Kewagama représente un faciès de sédimentation géosynclinale. Gunning et Ambrose (1940) en sont arrivés à la même conclusion dans leur étude plus générale de ce groupe qu'on trouve dans les régions de Malartic et de Cadillac.

---

[x] Pour l'explication de ce terme et de la méthode utilisée pour recalculer les analyses chimiques employées dans ce rapport, voir l'appendice I.

Tableau 3

Analyses des cellules standard des grauwackes

Cations/160 oxygènes

	1	2	3	4	5	6	7
Si	58.7	55.2	54.9	56.4	57.5	56.6	58.4
Ti	.4	-	.6	.3	.3	.6	.3
Al	17.1	18.7	14.0	14.7	14.4	16.1	15.1
Fe'''	.7	4.5	.9	1.8	.9	.6	.7
Fe''	3.1		4.0	3.1	3.0	6.0	3.2
Mn	.1	-	-	-	-	.1	.1
Mg	3.7	5.6	5.5	5.0	3.4	4.7	3.9
Ca	2.4	2.9	3.5	3.3	3.7	2.1	3.4
Na	7.9	3.5	4.8	6.2	8.8	4.5	6.0
K	2.4	1.1	2.3	2.3	2.9	2.0	2.3
P	.1	-	.1	-	-	.2	.1
C	.1	2.1	5.5	3.3	2.7	1.3	2.0
(OH)	(6.6)	-	(15.8)	(16.0)	(10.2)	(21.2)	(12.8)
Total	96.7	93.6	96.1	96.4	97.6	94.8	95.5

1. "Grauwacke non altérée", mine Canadian Malartic, analyse No 14, appendice II.

2. Grauwacke, mine East Malartic, analyse No 16, appendice II.

3. Grauwacke, surface au sud du chemin du gouvernement, mine Lake Shore. D'après Todd, Min. des Mines d'Ont., Rap. Ann., Vol. 37, Ptie 2, 1928, p.20.

4. Grauwacke, niveau de 1,000 pieds, mine Sylvanite. D'après Todd, Min. des Mines d'Ont., Rap. Ann., Vol.37, Ptie 2, 1928, p.20.

5. Grauwacke, échantillon complexe provenant des propriétés de Lake Shore, Tough-Oakes et Continental. D'après Todd, Min. des Mines d'Ont., Rap. Ann., Vol. 37, Ptie 2, 1928, p.20.

6. Grauwacke, lac Manitou, Ontario, p. 250, Pettijohn 1949.

7. Moyenne de toutes les grauwackes, p. 250, Pettijohn 1949.

Groupe de Blake River

Le groupe de Blake River est une étroite bande de roches volcaniques d'environ 2,000 pieds de largeur qui sépare les grauwackes de Kewagama du groupe de Cadillac (voir figure 1). La cassure de Malartic traverse la bande à partir du contact nord du principal filon-couche de péridotite avec les roches sédimentaires du groupe de

Cadillac et elle constitue la limite est de la principale bande volcanique. Il semble que le contact entre le groupe de Kewagama et la partie des roches volcaniques qui se trouvent au sud de la cassure ait été affecté par un pli d'entraînement, de sorte que la zone volcanique dans ce secteur se trouve quelque peu plus large qu'ailleurs. A cause de cette déformation du contact sud, on a donné à cette structure le nom de pli d'entraînement de Fournière.

A l'est de cette structure, la bande qui longe la cassure de Malartic consiste en un important filon-couche de péridotite le long duquel se trouvent quelques lambeaux de roches volcaniques. Selon l'usage établi, on appelle "zone de roche verte" la cassure de Malartic et la zone adjacente de roches volcaniques ou de péridotite. Sauf à l'élargissement formé par le pli d'entraînement de Fournière, la largeur de la zone de roche verte est remarquablement uniforme sur toute sa longueur, qu'elle soit composée de roches volcaniques ou de péridotite.

Les lambeaux de matériel volcanique qu'on trouve le long du principal filon-couche de péridotite sont surtout d'origine tufacée. L'absence de laves dans cette partie de la zone de roche verte reflète probablement un changement dans les conditions du volcanisme à l'époque de la formation du groupe de Blake River (à l'est de l'actuel pli d'entraînement de Fournière).

Il y a plusieurs masses intrusives de diorite et de porphyre dans les roches volcaniques, et un petit culot de granite porphyrique à albite les recoupe à l'endroit où se trouve le pli d'entraînement de Fournière.

Lithologie

Le groupe de Blake River est surtout composé de laves basiques, localement appelées andésites et basaltes. On rencontre des tufs, des agglomérats et des membres rhyolitiques, mais ils sont de peu d'importance. Comme nous l'avons indiqué précédemment, les lambeaux de matériel volcanique situés le long du filon-couche de péridotite à l'est du pli d'entraînement de Fournière sont d'origine surtout tufacée.

Description mégascopique

Les coulées basiques sont des roches finement grenues, massives et de différentes teintes de vert. Elles ont une apparence fraîche et montrent souvent des structures ellipsoïdales et amygdaloïdales bien conservées. Aux endroits où elles ont été cisaillées, elles se sont transformées en schistes à chlorite et à biotite.

Description microscopique

Les coulées typiques sont des agrégats de hornblende verte et d'albite à grain très fin (0.04 mm.). La magnétite et l'épidote y sont des minéraux accessoires; on y voit aussi des cubes de pyrite largement disséminés. Nous donnons ci-après dans le tableau 4 les modes de deux échantillons examinés.

Tableau 4

Modes des coulées de Blake River

Minéraux	1	2
Hornblende	85	80
Albite	10	20
Magnétite	5	présente
Epidote	présente	présente
Pyrite	présente	présente
Biotite	-	présente
	100	100

1. Coulée basique massive, au nord du puits No 3, mine Barnat. Cellule standard No 1, tableau 5.
2. Andésite massive ellipsoïdale, au nord du puits No 3, mine Barnat.

La hornblende est de la variété commune métamorphique verte. Dans une lame mince, nous l'avons vue en faisceaux rayonnants, qui rappellent une altération de sphérulites. La plus grande proportion de la hornblende forme une matte feutrée de grains hypidiomorphiques. L'albite, généralement peu mâclée, remplit les interstices de la matte de cristaux de hornblende. On la rencontre aussi occasionnellement sous forme de gros porphyroblastes.

Leur composition minéralogique présente indique que les coulées sont des amphibolites de la partie inférieure du faciès d'amphibolite à épidote.

Composition chimique

On trouvera dans le tableau 5 l'analyse de la cellule standard d'une coulée basique du groupe de Blake River (page 15). Pour fins de comparaison, nous avons inclus dans ce tableau des analyses de cellules standard de plusieurs coulées précambriennes d'autres régions, avec les moyennes des andésites, des basaltes et des spilites.

La composition de la coulée de Blake River (No 1, dans le tableau 5) se rapproche beaucoup de celle du basalte; elle n'a aucune des caractéristiques d'une spilite dans sa composition chimique générale. Sa composition minéralogique actuelle (mode No 1 du tableau 4) est le résultat d'une simple recristallisation correspondant aux changements des conditions de température et de pression. Cependant, quelques-unes des autres coulées du groupe ont une plus forte proportion de constituants saliques et représentent des laves de composition originelle plus andésitique.

Là où le cisaillement a altéré les coulées en schistes à chlorite (avec un peu de talc), ces coulées ressemblent, dans un échantillon, à la péridotite devenue schisteuse. Les échantillons et les coupes minces des schistes à biotite formés à partir des roches volcaniques ressemblent encore plus aux péridotites cisaillées qui ont été affectées par le potassium au cours du métasomatisme.

Tableau 5

Analyses des cellules standard des coulées basiques

Cations/160 oxygènes

	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	49.1	51.4	47.7	44.8	47.7	48.0	54.9	49.6
Ti	.5	1.1	-	-	1.6	1.0	.5	2.4
Al	19.1	17.5	17.5	17.5	16.0	18.1	18.8	15.6
Fe'''	1.9	1.7	3.3	2.3	4.1	4.0	2.3	2.1
Fe''	6.1	6.8	6.9	6.8	8.0	5.2	3.1	7.4
Mn	.2	-	-	-	.1	.2	.2	.2
Mg	9.6	5.8	5.5	5.8	9.7	9.0	3.6	6.6
Ca	8.6	7.2	11.6	10.0	9.9	9.4	5.7	7.2
Na	6.4	8.9	6.1	3.7	4.9	5.9	6.4	9.2
K	1.2	.8	.7	.5	.8	1.9	2.3	1.0
P	.1	.5	-	-	.2	.5	.2	.2
C	.3	-	3.0	8.0	-	-	-	1.2
(OH)	(10.4)	(5.0)	(4.1)	(27.2)	(11.8)	(4.0)	(7.6)	(24.6)
Total	103.3	101.7	102.3	99.4	103.0	103.2	98.0	102.7

1. Coulée massive basique, surface au nord du puits No 3, mine Barnat. Analyse No 18, appendice II.
2. Andésite massive provenant du canton de Dufresnoy, comté d'Abitibi, Wilson 1949.
3. "Basalte", Kirkland Lake, Ontario, Min. des Mines d'Ont., Rap. Ann., Vol. 29, Ptie 4, p.7.
4. "Andésite fortement altérée", Porcupine, Min. des Mines d'Ont., Rap. Ann., Vol. 33, Ptie 2, p.20.
5. Moyenne du basalte de plateau, Daly 1933.
6. Moyenne de tous les basaltes, Daly 1933.
7. Moyenne de l'andésite, Daly 1933.
8. Moyenne de la spilite, Sundius 1930.

Au tout début de l'exploitation minière dans la région, on croyait qu'une grande partie des schistes des zones de minerai provenait des laves basiques qui s'étendaient, croyait-on, à l'est du pli d'entraînement de Fournière. A cette époque, il ne se faisait que très peu de travaux miniers dans la péridotite, et, là où on rencontrait des roches vertes, on les considérait comme des coulées massives. L'exploration subséquente révéla la présence du filon-couche de péridotite. Les analyses chimiques montrent que presque tous les schistes des zones de minerai proviennent de la péridotite.

La composition générale des échantillons de coulée non altérée d'une part et celle de la péridotite d'autre part (voir tableau 9, page 24) présentent, comme on peut s'y attendre, un contraste frappant. Les différences caractéristiques dans la composition de ces roches résident dans les quantités de Al, Mg, Na, K, Cr et Ni présentes dans chacune. La transformation en schiste n'affecte pas la composition générale de l'un ou l'autre type de roche au point d'éliminer les différences chimiques importantes entre elles. On peut le voir en comparant les analyses Nos 18 et 19 (appendice II) de lave non altérée et cisaillée, de même que les analyses des cellules standard de la péridotite et de ses dérivés (tableau 9). On peut ainsi utiliser la quantité de Al, Mg, Cr ou de Ni présents dans un schiste pour en déterminer l'origine, mais non celle du sodium ou du potassium pour distinguer les deux types de roches lorsque celles-ci sont cisaillées, ces éléments étant affectés par le métasomatisme des zones de cisaillement nombreuses dans la région.

Les résultats des analyses spectrochimiques pour le chrome et le nickel démontrent qu'on peut utiliser ces éléments, à l'état de traces, pour déterminer l'apparentement d'un schiste d'origine douteuse dans les zones de cisaillement de la zone de roche verte.

Nous avons déterminé spectrochimiquement la quantité de chrome et de nickel dans plus de 150 échantillons de schiste. Le tableau 6 (ci-dessous) est une compilation des résultats obtenus. La plupart de ces échantillons proviennent des zones de minerai des mines Barnat, East Malartic et Malartic Gold Fields; ce sont des schistes qui proviennent des péridotites. Les roches volcaniques cisaillées que nous avons analysées proviennent des zones de schiste dans la principale bande de roches volcaniques.

Tableau 6

Contenu de chrome et de nickel

des roches volcaniques et des péridotites

Roche	Teneurs en Cr	Teneurs en Ni
Péridotite "massive dure"	0.10 à 0.17%	0.05 à 0.10%
Péridotite "massive tendre"	0.05 " 0.19%	0.05 " 0.18%
Schiste talco-chloriteux	0.04 " 0.16%	0.02 " 0.18%
Péridotite "massive tendre" amphibolitisée	0.08 " 0.22%	0.04 " 0.18%
Schiste talco-chloriteux amphibolitisé	0.10 " 0.18%	0.08 " 0.14%
Péridotite "massive tendre" biotitisée	0.02 " 0.13%	0.04 " 0.11%
Schiste talco-chloriteux biotitisé	0.09 " 0.21%	0.08 " 0.15%
Roches volcaniques	trace " 0.003%	trace " 0.02%
Roches volcaniques cisaillées	trace "	trace "

Données recueillies des analyses spectrochimiques faites par C. Tousignant, laboratoires du ministère des Mines, Québec.

La teneur en chrome de la péridotite et des schistes provenant de la péridotite varie de 0.02 à 0.22 pour cent. Cette variation est très supérieure à la quantité de chrome dans les coulées où la quantité varie de traces à 0.003 pour cent.

La variation de la teneur en nickel de la péridotite et des roches cisaillées qui en proviennent est de 0.02 à 0.18 pour cent. La limite inférieure correspond à la limite supérieure de la variation du nickel dans les coulées, mais cet élément ne peut être employé avec autant de sûreté que le chrome pour déterminer l'origine d'un schiste.

Groupe de Cadillac

Le groupe de Cadillac consiste en grauwackes et en couches lenticulaires de conglomérat. Il recouvre le groupe de Blake River et constitue la bordure nord de la région. On n'a découvert aucune minéralisation importante dans ce groupe de la zone aurifère de Malartic.

Lithologie

Les grauwackes de Cadillac sont composées d'albite, de quartz et de biotite, avec de faibles quantités de chlorite, d'épidote et de séricite. Les minéraux accessoires sont des grains parsemés d'apatite, de zircon, de tourmaline et d'oxyde de fer (Gunning et Ambrose 1940).

Les roches du groupe de Cadillac appartiennent à la partie inférieure du faciès d'amphibolite à épidote.

Roches intrusives anciennes

Péridotite

Les intrusions de péridotite furent les premières à se produire dans le district. La masse principale est un important filon-couche dans la zone de roche verte. Elle s'étend vers l'est à partir du pli d'entraînement de Fournière sur une distance d'au moins quinze milles et occupe toute la largeur de la zone. La péridotite massive de ce filon-couche s'est transformée en schiste talco-chloriteux le long de la cassure de Malartic qui suit le contact nord du filon-couche et le long des zones subsidiaires de cisaillement à l'intérieur même du filon-couche.

Nous n'avons pas rencontré de péridotite massive à l'ouest du pli d'entraînement de Fournière. Cette partie occidentale de la zone de roche verte, comme nous l'avons dit antérieurement, est constituée de coulées de roche basique massive et d'une large bande de schistes talqueux qui représente la cassure de Malartic. Ces

schistes, en échantillon mégascopique, ressemblent en partie à ceux qui se sont développés le long des limites de la masse principale du filon-couche de péridotite. A l'origine, de plus petites masses de péridotite se sont probablement introduites sur une certaine distance à l'ouest du pli d'entraînement de Fournière le long de la cassure.

Il n'y a aucune masse de péridotite dans les roches sédimentaires adjacentes au groupe de Blake River. Le magma péridotite semble avoir été confiné entièrement à la cassure de Malartic et aux failles subsidiaires dans les roches volcaniques. Ceci concorde entièrement avec les relations d'intrusion de masses semblables de roches ultrabasiques dans d'autres districts, où les péridotites ont été confinées aux importants plans de faille.

Description mégascopique

La péridotite du filon-couche principal présente une uniformité étonnante en échantillon mégascopique. Sur une distance de six milles, la péridotite "non altérée" ou "massive dure" ne montre que très peu de variations visibles. La roche est très finement grenue, massive, et les parties les plus fraîches sont très dures. Il est impossible d'identifier à l'oeil nu aucun des minéraux qui la compose.

La roche d'un gris bleuâtre, a une apparence distinctive. Elle est généralement bariolée de veinules blanches très espacées de talc-carbonate. La péridotite "massive dure" ne peut-être confondue avec la lave basique, sauf lorsqu'elle est légèrement cisaillée et prend une couleur verdâtre; il devient alors difficile de distinguer entre les deux.

En se rapprochant des zones de dislocation, la péridotite "massive dure" devient verdâtre et tendre, elle est communément de structure schisteuse peu visible et les géologues des mines s'y réfèrent comme à une péridotite "massive tendre". On la rencontre le long des zones de cisaillement les plus importantes et sous forme d'enclaves à l'intérieur de ces zones, là où les forces de cisaillement n'ont pas été trop prononcées. Un accroissement du cisaillement dans la péridotite "massive tendre" produit une schistosité sous forme d'écailles de poisson, c'est-à-dire que des petites lentilles de péridotite "massive tendre" sont enrobées par de minces couches de schiste bien développé et riche en chlorite. Cette roche passe à un schiste talco-chloriteux.

Dans les zones de cisaillement intense, la péridotite devient une masse fortement foliée, tendre et talqueuse. La foliation est parallèle, contrairement à la structure en écailles de poisson développée dans la péridotite "massive tendre" faiblement cisaillée. Celle du schiste talco-chloriteux est ordinairement soulignée par la présence de bandes de carbonate qui sont parallèles à la schistosité.

Les contacts entre la péridotite "massive dure" et les parties altérées sont ordinairement visibles, bien qu'ils accusent une gradation sur une courte distance.

L'absence de continuité le long de la direction ou du pendage est une particularité de plusieurs des larges zones de péridotite "massive tendre" et de schiste talqueux dans le filon-couche principal. Quelques-unes d'entre elles semblent provenir des mouvements de rotation de gros blocs de péridotite.

Il y a des zones discontinues de schiste le long du contact sud du filon-couche avec les grauwackes de Kewagama. On a déjà considéré ces zones comme le prolongement, à l'est du pli d'entraînement de Fournière, de la cassure de Malartic. Des sondages au diamant ont révélé la continuité de cette structure au nord du filon-couche et les irrégularités des zones de schiste du sud. Ces zones représentent probablement une bande de schistes originellement disposée le long du contact sud du filon-couche qui fut par la suite plissée ou rompue par une faille, abandonnant ainsi des lambeaux entre la péridotite massive et les grauwackes adjacentes.

Tableau 7

Modes de la péridotite "massive dure"

Minéraux	1	2	3
Hornblende trémolitique	70	91	50
Serpentine dérivée de l'olivine	18	-	20
Serpentine	2	présente	15
Magnétite	10	9	15
Pyrite	présente	présente	présente
	100	100	100

1. Péridotite "massive dure", mine Barnat, cellule standard No 1, tableau 9.
2. Péridotite "massive dure", mine Malartic Gold Fields, niveau 750'. Cellule standard No 2, tableau 9.
3. Péridotite "massive dure", mine East Malartic.

Description microscopique

Quoique, à première vue, la péridotite "massive dure" paraisse bien uniforme l'examen en coupe mince révèle une composition minéralogique qui varie d'un échantillon à l'autre (tableau 7, page 20). La roche est une matte confuse à grains très fins (0.1 - 0.3 mm.) de hornblende trémolitique, accompagnée de quantités variables de serpentine, serpentine pseudomorphe dérivée de l'olivine et de magnétite. On trouve la magnétite sous forme d'octaèdres minuscules, de grains qui entourent les cristaux de serpentine pseudomorphiques et de poussière disséminée dans les roches. On la voit à l'occasion former des agrégats ramifiés de bâtonnets, reliquats demeurés après les clivages du pyroxène. Nous avons observé de l'olivine en quantités minuscules au centre des grains de serpentine, lesquels sont pseudomorphes de ce minéral.

Il y a une variation marquée dans le nombre des cristaux pseudomorphiques de serpentine présents dans les deux échantillons de péridotite analysés (modes 1 et 2). Cette variation apparaît dans les normes des cellules standard des deux analyses. Le mode de l'échantillon de Barnat (No 1) contient 18 pour cent de serpentine pseudomorphe de l'olivine, et la norme contient 33 unités de forstérite. Le mode de l'échantillon de la péridotite "massive dure" de Malartic Gold Fields (No 2) ne possède, d'autre part, aucun pseudomorphe de l'olivine, et cette absence est reflétée dans la norme par la présence de seulement 23 unités de forstérite.

La péridotite "massive tendre" est un agrégat à grains fins et faiblement schisteux de talc et de chlorite qui contient en abondance des grains de carbonate. On trouve la chlorite en agrégats lenticulaires irréguliers aux contours vagues à travers le talc. Dans les parties chloriteuses de la roche, on trouve de minuscules octaèdres et grains de magnétite, mais ils sont rares dans le talc. Cette association reflète le caractère ferrugineux de la chlorite.

Tableau 8

Modes de la péridotite "massive tendre" et du schiste talqueux

Minéraux -	1	2	3	4
Talc	60	69	79	60
Chlorite	24	15	10	20
Carbonate	14	15	10	15
Magnétite	2	1	1	5
Pyrite	présente	présente	présente	présente
Total	100%	100%	100%	100%

1. Péridotite "massive tendre", niveau de 525', mine Barnat. Cellule standard No 3, tableau 9.
2. Péridotite "massive tendre", niveau de 750', mine Malartic Gold Fields. Cellule standard No 4, tableau 9.
3. Schiste talco-chloriteux, niveau de 525', mine Barnat. Cellule standard No 5, tableau 9.
4. Schiste talco-chloriteux, niveau de 750', mine Malartic Gold Fields. Cellule standard No 6, tableau 9.

Le schiste talco-chloriteux possède un grain de la même grosseur et de la même composition minéralogique (voir tableau 8, page 21) que la péridotite "massive tendre". Il diffère de celle-ci seulement par sa schistosité et son rubanement bien définis. La chlorite se dessine par bandes et chacune de ses paillettes montre une orientation préférentielle parallèle à la foliation. Le carbonate est présent sous forme de grains irréguliers habituellement plus gros que les paillettes de talc ou de chlorite qui l'entourent et il se dessine en bandes parallèles à la foliation. La magnétite est sous forme de grains et d'octaèdres minuscules dans les bandes de chlorite.

La péridotite "massive tendre" et les schistes talco-chloriteux des zones de minerai sont fréquemment biotitisés et amphibolitisés. Nous croyons que les altérations constituent un stade dans le processus de déposition de minerai; nous en discuterons dans un chapitre subséquent.

La péridotite "massive dure" est une amphibolite du faciès de l'amphibolite à épidote. Elle provient d'une roche péridotitique composée à l'origine de quantités variables de pyroxène et d'olivine.

La péridotite "massive tendre" et le schiste talco-chloriteux appartiennent au faciès du schiste vert. Ils sont le résultat d'une déformation de la péridotite "massive dure" sous des conditions de basse température et de faible pression accompagnées du métasomatisme qui introduisit du carbone.

Composition chimique

Les cellules standard de la péridotite "massive dure", de la péridotite "massive tendre" et des schistes talco-chloriteux sont donnés dans le tableau 9 (page 24). La moyenne des cellules de quelques autres roches ultrabasiques et de quelques roches de composition comparable à celle des péridotites de Malartic apparaît au tableau 10 (page 25) pour fins de comparaison.

Aucune des analyses publiées et examinées n'est semblable à celle de la péridotite de Malartic (Iddings 1909, Clarke 1924, Hess 1933, Du Rietz 1935). La combinaison des éléments dans les cellules standard Nos 1 et 2, tableau 9, semble assez peu usitée. Celle qui s'en approche le plus est la moyenne de la cortlandite (une péridotite ayant comme minéraux caractéristiques l'olivine, l'amphibole et le pyroxène).

Lorsque la péridotite "massive dure" est altérée en péridotite "massive tendre" et en schiste talco-chloriteux, les changements dans la composition chimique se révèlent par l'observation quantitative des différences entre les analyses des cellules standard des phases non altérées et des phases altérées.

Sous l'impulsion d'une force de cisaillement, la péridotite "massive dure" de la mine Barnat (No 1, tableau 9) passe à la péridotite "massive tendre (No 3) par:

l'addition de	la soustraction de
8.2 ions de C	3.6 ions de Si
0.3 ion " Cr	0.9 ion " Al
8.5 ions	1.8 ion " Fe
	2.3 ions " Mg
	2.4 ions " Ca
	0.3 ion " Na
	0.2 ion " K
	0.1 ion " Ni
	5.4 ions " OH
	17.0 ions

La péridotite "massive dure" de Barnat passe au schiste talco-chloriteux par:

l'addition de	la soustraction de
0.1 ion de Ti	4.4 ions de Si
0.1 ion " Mn	0.7 ion " Al
9.6 ions " C	2.7 ions " Fe
0.1 ion " Cr	3.2 ions " Mg
9.9 ions	1.6 ion " Ca
	0.4 ion " Na
	0.1 ion " Ni
	9.0 ions " OH
	22.1 ions

Tableau 9

Cellules standard des péridotites "massives dures", des péridotites "massives tendres" et des schistes talqueux

Cations/160 oxygènes

	1	2	3	4	5	6
Si	42.8	44.9	39.2	38.4	38.1	38.2
Ti	.2	.5	.2	.3	.2	.2
Al	6.8	5.8	5.9	6.1	6.0	5.6
Fe'''	6.3	5.4	3.8	2.4	1.6	2.7
Fe''	3.1	2.9	3.8	4.3	4.9	4.7
Mn	.1	.2	.1	.2	.1	.1
Mg	40.9	39.7	38.6	37.7	34.5	36.8
Ca	7.4	7.9	5.0	5.8	6.6	5.9
Na	.6	.7	.3	.2	-	-
K	.3	.1	.1	.3	.1	.2
P	-	-	-	-	-	-
Cr	.1	.4	.4	.2	.3	.4
Ni	.2	.1	.1	.1	.1	.2
C	1.0	.3	9.2	10.6	12.6	11.2
(OH)	(42.6)	(39.2)	(39.2)	(33.6)	(31.8)	(34.2)
Total	109.8	108.9	106.7	106.6	105.1	106.2

1. Péridotite "massive dure", niveau de 525', mine Barnat. Analyse No 20, appendice II.

2. Péridotite "massive dure", niveau de 750', mine Malartic Gold Fields. Analyse No 23, appendice II.

3. Péridotite "massive tendre", niveau de 725', mine Barnat. Analyse No 21, appendice II.

4. Péridotite "massive tendre", niveau de 750', mine Malartic Gold Fields. Analyse No 24, appendice II.

5. Schiste talqueux, niveau de 725', mine Barnat. Analyse No 22, appendice II.

6. Schiste talqueux, niveau de 750', mine Malartic Gold Fields. Analyse No 25, appendice II.

Tableau 10

Cellules standard des roches ultrabasiques

Cations/160 oxygènes

	1	2	3	4	5	6
Si	44.0	42.1	44.4	45.8	40.2	46.1
Ti	0.4	0.6	0.9	0.5	-	-
Al	9.5	6.0	7.6	7.0	1.1	8.0
Fe'''	6.9	2.3	2.2	2.6	2.1	2.3
Fe''	1.3	6.8	6.6	8.0	4.5	6.3
Mn	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	-
Mg	37.7	47.6	37.5	34.9	68.9	35.9
Ca	5.6	4.9	9.1	8.2	0.8	8.7
Na	0.4	1.1	1.8	2.2	1.3	1.6
K	0.2	0.5	0.6	0.7	-	1.2
P	0.1	-	0.1	0.1	-	-
C	2.0	-	-	-	-	-
(OH)	(47.4)	(31.2)	(12.0)	(20.8)	(19.0)	(32.0)
Total	108.2	112.0	110.9	110.2	119.0	110.1

1. Amphibolite à actinote, Schuyler, Virginie, Hess, 1933.
2. Moyenne des péridotites à amphibole, Daly 1933.
3. Moyenne des cortlandites, Daly 1933.
4. Moyenne des wehrlites, Daly 1933.
5. Moyenne des dunites, Daly 1933.
6. Péridotite (?) de Loch Garabel, Ecosse (d'après Player) Iddings 1909.

De la même façon, la péridotite "massive dure" de la mine Malartic Gold Fields passe à la péridotite "massive tendre" (No 4, tableau 9) par:

l'addition de	la soustraction de
0.2 ion de Al	6.8 ions de Si
12.3 ions " C	0.3 ion " Ti
12.5 ions	1.8 ion " Fe
	0.1 ion " Mn
	5.2 ions " Mg
	1.3 ion " Ca
	0.7 ion " Na
	0.1 ion " Cr
	7.4 ions " OH
	23.7 ions

et au schiste talco-chloriteux (No 6) par:

l'addition de		la soustraction de	
0.1	ion de K	6.7	ions de Si
10.9	ions " C	0.3	ion " Ti
0.1	ion " Ni	0.2	ion " Al
11.1	ions	0.1	ion " Mn
		2.9	ions " Mg
		2.0	ions " Ca
		0.7	ion " Na
		0.9	ion " Fe
		5.0	ions " OH
		18.8	ions

Les variations constatées pour Al, Ti, K, Mn, Cr et Ni sont probablement dues aux différences originelles des roches impliquées dans l'altération, et non pas à l'addition ou à la soustraction réelles de ces éléments. Le tableau 6 montre que, dans les péridotites, la teneur en chrome varie de 0.02 à 0.22 pour cent, et celle du nickel de 0.05 à 0.18 pour cent (détermination spectrochimique). Les variations présentées par ces deux éléments sont suffisantes pour expliquer celles qu'on trouve entre les cellules standard.

L'altération est essentiellement une carbonatation; l'addition du carbone est en effet le changement le plus marqué dans la cellule standard. De quatre à sept cations de Si, et de petites quantités de Mg, Fe, Ca et Na sont soustraits au cours de la transformation. Le changement du nombre total de cations combinés avec 160 atomes d'oxygène (cellule standard) est faible, car il est de l'ordre de quatre cations ou moins; de plus, les altérations de la roche ne changent pas de façon remarquable l'ensemble de sa composition.

Grosso modo, d'un quart à un cinquième de l'eau hydroxyle sous forme d'oxyde d'hydrogène de la péridotite non altérée semble avoir été éliminée lors des transformations. Ceci contredit l'opinion générale selon laquelle il s'agirait d'une altération aidée par la présence de l'eau, et comportant l'addition de celle-ci à la roche.

Harker (1932) fait remarquer que l'altération des roches ultrabasiques en schistes talco-chloriteux implique un changement dans les rapports RO: SiO_2 des minéraux. Lors de l'altération d'une roche à olivine et enstatite en un schiste talco-chloriteux, la silice

(SiO_2) fixe ensemble moins de fer ferreux, de magnésie et de chaux dans les nouveaux minéraux qui se forment que dans les minéraux de la roche primitive. Le tableau suivant illustre le principe évoqué:

Tableau 11

Minéral	Rapport RO: SiO_2
Olivine, B_2SiO_4	2 : 1
Enstatite, $RSiO_3$	1 : 1
Trémolite	3 : 4
Hornblende	4 : 3
Talc, $H_2R_3 (SiO_3)_4$	3 : 4
Serpentine, $H_4R_3Si_2O_9$	3 : 2
Chlorite	3 : 2 et 4 : 1

Ainsi, une certaine partie des bases CaO, MgO et FeO est rejetée des cristaux de silicate. L'excès de ces bases apparaît sous forme d'oxydes ou de grains de carbonate. Ordinairement, FeO forme de la magnétite; mais, dans des conditions appropriées, il formera des carbonates ferreux. Les carbonates de Mg, Ca et Fe peuvent être par la suite enlevés en solution; ainsi, il n'est pas rare de les voir sous forme de filons de carbonate qui traversent la roche.

L'abondance de la magnétite, particulièrement sous forme de poussière, dans la péridotite "massive dure" peut s'expliquer par un changement dans le rapport RO: SiO_2, lors de l'altération de la roche originelle composée d'olivine et probablement de pyroxène et d'amphibole (?). La péridotite "massive tendre" qui en résulte est constituée de hornblende trémolitique et de serpentine. On ne connaît pas définitivement les rapports RO: SiO_2 dans ces derniers minéraux à cause des variations qu'ils montrent dans leur composition, mais on sait qu'ils sont moindres que dans l'olivine. Ainsi, FeO fut libéré des cristaux de silicate et apparut sous forme d'octaèdres de magnétite et de poussière dans la péridotite "massive dure".

L'étude du changement du rapport RO:SiO_2 dans les transformations de la péridotite "massive dure" en ses dérivés cisaillés est plus difficile parce qu'on ne connaît pas les rapports RO:SiO_2 dans les minéraux formés. Sans doute le rapport change, mais on ne peut évaluer ce changement si l'on ne connaît pas les compositions minéralogiques (et, par le fait même, les rapports des oxydes).

On constate que des parties du matériel rejeté pendant les transformations de la roche originelle en péridotite "massive dure", et de la péridotite "massive dure" en schistes, se sont combinées avec le bioxyde de carbone additionnel pour former les filonnets de carbonate talqueux qui recoupent toutes les phases de la péridotite.

Roches Intrusives moins anciennes

Des roches intrusives moins anciennes que celles que nous venons de décrire forment des masses de roches dont la composition varie du gabbro au granite. Les plus anciennes sont des "diorites". Elles sont suivies par une série d'intrusions plus acides qui sont rattachées étroitement les unes aux autres par les relations de temps et de composition, et qui représentent peut-être les produits de différenciation d'un magma commun. Les masses de roches ignées les plus récentes sont des petits dykes de lamprophyre qui recoupent toutes les autres roches de la région.

La plupart de ces intrusions moins anciennes ont été recristallisées ou remplacées jusqu'à un certain degré, et dans quelques-unes, les changements survenus sont importants. Il est souvent difficile d'établir avec certitude si les différences observées sont dues aux variations originales dans la composition du magma ou au métasomatisme. Ceci s'applique particulièrement aux variétés plus acides de ces roches.

Ce que nous appelons ici diorites sont des roches à albite et hornblende riches en sodium. Leur composition générale, à l'exception de leur contenu anormal de sodium, se rapproche de celle d'un gabbro. Le terme diorite, cependant, est d'un commun usage dans la région et il sera dorénavant employé dans tout notre rapport.

Les intrusions acides présentent plusieurs variations de composition, partiellement dues au métasomatisme, et il est difficile de leur donner des noms adéquats de roches ignées. La plupart ont une structure porphyrique et le terme "porphyre" est couramment employé dans la région lorsqu'il en est question, nous l'utiliserons aussi.

Il y a une masse de granodiorite dans le groupe de Kewagama près du lac Piché, mais on ne connaît pas sa relation avec les autres roches intrusives.

Diorite

Des masses de diorite se rencontrent par tout le groupe de Blake River, le filon-couche de péridotite et les dérivées cisaillées de ces deux types de roche. Au cours de l'intrusion, il ne semble pas y avoir eu, dans les roches sédimentaires, d'ouvertures pour permettre la montée du magma de diorite, car on ne trouve que très peu de diorite dans les roches sédimentaires adjacentes à la zone de roche verte.

Des essaims de dykes apparaissent dans les zones de schiste. Les unités individuelles de ces essaims sont concordantes avec la structure de la roche encaissante, de sorte que leur présence révèle des agencements remarquables de plis, les masses s'étant introduites dans les schistes en suivant les lignes de faiblesse.

Les formes de ces masses dans les zones de schiste varient de lentilles tabulaires (zone de dykes Nos 1 et 2 de Malartic Gold Fields) à des cheminées très irrégulières et des masses de forme arrondie (dykes de zone minéralisée d'East Malartic et de Barnat). Dans les roches volcaniques massives et les péridotites, les formes sont plus régulières et gardent l'apparence de dykes.

Description mégascopique

Les diorites varient de roches noir verdâtre à grain fin à des roches vert foncé à grain moyen. Les phases finement grenues se limitent aux petits dykes qui recoupent les roches massives éloignées des zones de cisaillement.

Description microscopique

La diorite à grain moyen se compose de hornblende vert bleuâtre, d'albite, d'épidote et de sphène. La grosseur moyenne des grains est d'environ 1 mm. Les modes de plusieurs diorites à grain moyen sont donnés dans le tableau 12.

La distribution des feldspaths et de la hornblende dans quelques-unes des coupes minces rappelle une texture ophitique ou diabasique. Cependant, la hornblende est en général criblée, et elle est remplacée par de l'albite le long des clivages dans les coupes basales.

L'albite contient de la clinozoïsite et des cristaux disséminés de hornblende verte. Les produits d'altération apparaissent au centre des grains. Un peu d'albite claire secondaire s'y trouve habituellement.

Tableau 12

Modes des diorites non altérées

Minéraux	1	2	3	4	5
Hornblende	65	84	50	44	70
Albite	30	14	37	40	23
Sphène	2.1	2	1.5	1	4
Epidote	2.9	présente	1.5	3	3
Magnétite et ilménite	présente	présente	8	5	-
Pyrite	présente	présente	présente	2	-
Pyroxène	-	-	-	5	-
Carbonate	-	-	12	-	-

1. Diorite à grain moyen, mine Barnat (No 1 du tableau 13).
2. Diorite à grain fin, mine East Malartic (No 2 du tableau 13).
3. Diorite carbonatée, mine Malartic Gold Fields (No 3 du tableau 13).
4. Diorite à grain moyen avec pyroxène (?), mine East Malartic.
5. Diorite à grain fin, mine East Malartic.

Dans une coupe mince de diorite à grain moyen, on trouve du pyroxène aux propriétés optiques de la pigeonite. Ce minéral est partiellement remplacé par de la hornblende, mais les relations entre les deux ne sont pas des caractéristiques de l'ouralitisation. Le pyroxène n'a pas été identifié dans aucune des autres coupes minces des roches examinées.

La phase finement grenue de la diorite est un agrégat granulitique de hornblende vert bleuâtre et d'albite interstitielle. Un peu d'épidote et de sphène y sont accessoires et quelques grains de magnétite sont habituellement présents.

La hornblende de la phase finement grenue est semblable en apparence et par ses propriétés optiques à celle de la roche à grain moyen, mais elle est beaucoup plus abondante (voir les modes de la diorite à grain fin, tableau 12). L'albite de la phase finement grenue diffère en ce qu'elle renferme relativement peu de produits d'altération, et elle ne remplace pas la hornblende d'une façon appréciable.

La hornblende a une formule pléochroïque X = jaune brunâtre, Y = vert, Z = vert bleuâtre. L'angle 2V est à peu près de 70 degrés. La formule d'extinction est $Z \wedge C$ = 16-18 degrés. La diorite analysée provenant de la mine East Malartic est constituée presque entièrement de cette hornblende et d'albite et, après examen de la cellule standard, il est possible de se faire une idée de la composition de la hornblende. La cellule standard contient 9.7 ions de Na, assez pour former 48.5 unités d'albite normative. Le mode de la roche révèle qu'il y a seulement environ 10 pour cent d'albite, et cette quantité de feldspath ne requiert que 2 ions de Na pour sa formation. Le reste du Na doit donc se trouver dans la hornblende, formant ainsi un minéral relativement riche en sodium.

L'échantillon choisi pour l'analyse chimique de la diorite non altérée de la mine Malartic Gold Fields provient d'un dyke minéralisé dans la zone de minerai No 2 ou zone Ouest de la mine. Le microscope révèle que la roche contient moins de hornblende qu'on en rencontre habituellement dans les autres "diorites" non altérées. Cette diminution de hornblende est accompagnée d'un accroissement d'albite. La roche a aussi été carbonatée. Par sa texture et sa composition minéralogique, elle se rapproche plus étroitement de l'échantillon analysé de la diorite de la mine Barnat que de celui de la mine East Malartic. En comparant les deux cellules standard de la diorite de la mine Barnat et de la mine Malartic Gold Fields, on peut se faire une idée de l'altération qui s'est produite dans cette dernière.

La diorite de Barnat passerait à la diorite carbonatée du type Gold Fields par

l'addition de		la soustraction de	
0.4	ion de Ti	4.5	ions de Si
1.1	ion " Na	2.1	ions " Al
7.2	ions " C	0.5	ion " Fe
8.7	cations	1.9	ion " Mg
1.6	ion de OH	2.4	ions " Ca
10.3	ions	11.4	cations

Ceci représente une perte totale de 2.7 cations dans la cellule standard. L'altération est essentiellement une carbonatation, avec perte de petites quantités de Si, Al, Mg, Ca et de Fe. Les pertes correspondent à celles qu'on rencontre dans les autres roches carbonatées de la région. La différence dans le contenu de sodium peut être attribuée à une variation originelle.

Tableau 13

Cellules standard des diorites de Malartic

et d'autres roches ignées basiques

Cations/160 Oxygènes

	1	2	3	4	5	6	7
Si	48.6	47.3	44.1	49.6	52.1	47.9	53.1
Ti	.7	1.2	1.1	2.4	1.8	.6	.6
Al	16.6	14.9	14.5	15.6	17.5	20.4	18.7
Fe'''	2.9	4.5	4.6	2.1	1.9	2.1	2.2
Fe''	9.4	7.6	7.2	7.4	7.1	4.7	3.5
Mn	.2	.2	.2	.2	.2	.1	0.1
Mg	8.4	11.0	6.5	6.6	6.1	9.6	5.9
Ca	9.8	9.1	7.4	7.1	3.1	11.0	6.8
Na	7.5	9.7	8.6	9.2	10.6	5.2	6.2
K	.6	.4	.6	1.1	.4	1.3	2.5
P	.1	.1	.1	.2	.5	.2	.2
C	-	.3	7.3	1.2	-	-	-
(OH)	(8.6)	(8.6)	(9.0)	(24.6)	(20.4)	(10.4)	(8.6)
Total Cations	104.8	106.3	102.2	102.7	101.3	103.1	99.8
Total Fe	12.3	12.1	11.8	9.5	9.0	6.8	5.7
Na: E	12.5:1	24:1	13.3:1	8.3:1	26.5:1	4:1	2.5:1

1. Diorite non altérée de la mine Barnat, analyse No 1, appendice II.
2. Diorite non altérée, variété finement grenue, mine East Malartic, analyse No 2, appendice II.
3. Diorite carbonatée, mine Malartic Gold Fields, analyse No 3, appendice II.
4. Spilite moyenne. Sundius 1930.
5. Diabase à albite. Mine Poorman, Oregon, Gilluly 1935.
6. Moyenne des gabbros. Daly 1933.
7. Moyenne des diorites. Daly 1933.

Là où les masses de diorite sont cisaillées mais n'ont pas subi de métasomatisme, il s'est formé des schistes chloriteux. Les bordures des dykes ont souvent subi une transformation de cette sorte, et parfois la diorite semble passer graduellement aux schistes encaissants. Ceci nous porte à croire que quelques-unes des masses de diorite se sont formées par la recristallisation et la métasomatose des schistes talco-chloriteux (Gunning et Ambrose 1940).

Les diorites les moins altérées sont des amphibolites de la partie inférieure du faciès de l'amphibolite à épidote (faciès d'amphibolite à épidote et à albite de Turner 1948). Dans leur état actuel, ce sont des roches métamorphiques, bien que les caractéristiques de métamorphisme puissent être en partie le résultat de changements magmatiques récents de la période d'intrusion.

Composition chimique

La cellule standard des diorites de Malartic, de la moyenne des diorites (au sens strict) et des gabbros, et de quelques roches spilitiques apparaît au tableau 13.

Les diorites, malgré leur nom, ont essentiellement une composition gabbroïque. Cependant, elles sont anormalement riches en sodium et pauvres en potassium, et elles ne tombent dans aucun groupe normal de roches gabbroïques.

La composition minéralogique et les textures des phases les moins altérées des diorites sont consistantes dans toute la région. En conséquence, il semble bien que le magma ou ses solutions résiduelles aient été riches en sodium au moment de leur consolidation, ou peu après. Ainsi, les roches actuelles sont le résultat de la consolidation de ce magma, plutôt que d'un métasomatisme ultérieur avec addition de sodium.

Porphyre

Tout le long de la zone aurifère de Malartic, il y a des nombreuses masses de roches intrusives porphyriques de couleurs grise et rouge, dont la grosseur varie de minces lentilles, dans les schistes, à de petites masses en forme de stocks, dans les roches volcaniques non cisaillées, dans les péridotites et dans les grauwackes. Ces masses sont particulièrement abondantes dans les zones de cisaillement de la bande de roche verte et dans les grauwackes de Kewagama à l'ouest de la mine Canadian Malartic. Elles sont d'âge

plus récent que les diorites et recoupent celles-ci à plusieurs endroits. A leur tour, elles sont recoupées par des dykes de lamprophyre.

A l'examen préliminaire et en lame mince, ces roches intrusives présentent des aspects nombreux et variés. La plupart de ces masses sont petites, et plusieurs d'entre elles ont complètement changé d'apparence à cause de l'albitisation, de la silicification ou de la carbonatation; en conséquence, leur composition originelle a été oblitérée. On a donné une foule de noms aux différentes phases rencontrées sur le terrain et en coupe mince: porphyre quartzique à albite, albitite quartzique, albitite, porphyre aplitique, porphyre syénitique quartzeux, porphyre quartzo-feldspathique et porphyre monzonitique quartzeux ne sont que quelques-uns des noms donnés par différents auteurs aux roches qui composent les différentes masses.

Sans tenir compte des phases évidemment altérées, on peut diviser les intrusions sur le terrain en trois variétés principales, en se basant sur l'apparence de l'échantillon macroscopique et sur les relations d'intrusion. Ces variétés sont:

A) "Porphyre gris": roche grise porphyrique à grain moyen, classée par son étendue comme l'intrusion la plus importante dans la zone aurifère. En échantillon mégascopique, il se compose de phénocristaux de feldspath de couleur crème à blanc grisâtre dans une pâte finement grenue de biotite et de feldspath. On trouve des petits grains de quartz généralement fort disséminés dans la roche.

B) "Porphyre rouge": roche de dyke porphyrique à grain fin, souvent dense et caractérisée par une couleur variant de gris rosâtre à rouge et recoupant le porphyre gris dans les travaux des mines Canadian Malartic, East Malartic et Barnat.

C) Granite et dyke de porphyre quartzo-feldspathique associés. Ces roches ont généralement un grain plus grossier que les autres intrusions et on les distingue par leurs grains proéminents de quartz. On y trouve souvent, mais pas toujours, des textures porphyriques bien développées. Les granites se voient dans la section ouest de la zone. Quelques dykes de porphyre à quartz et feldspath sont à découvert dans les travaux de mine.

L'examen en coupe mince et les analyses chimiques démontrent que les roches comprises dans ces divisions générales ont des compositions minéralogiques et chimiques variables. L'une des difficultés à surmonter pour leur classification sur le terrain est la distinction à faire, à l'aide d'échantillons mégascopiques, entre les roches à feldspath potassique et celles dont le feldspath est simplement de l'albite. Le microcline et l'orthose sont très difficiles à distinguer des feldspaths plagioclases, même dans les roches à grain plus grossier, parce que, en échantillon mégascopique, les feldspaths ont tous la même couleur. Pour les recherches ultérieures sur la nature des intrusions, nous suggérons d'inclure la technique d'identification des feldspaths potassiques sur le terrain par la réaction de coloration au cobaltinitrate. (voir Keith 1939) Plusieurs des masses intrusives connues ont été à maintes reprises traversées par les sondages au diamant, et les carottes qu'on en a retirées offrent une surface fraîche sur laquelle on peut appliquer la méthode de la réaction de coloration. On pourrait ainsi connaître beaucoup plus rapidement et plus facilement sur toute la longueur de la zone les variations dans les rapports des feldspaths potassiques aux plagioclases dans les masses individuelles.

L'examen en lame mince révèle que la quantité présente de feldspath potassique dans les trois variétés est très variable. Dans certaines masses, comme par exemple dans le stock de la mine Canadian Malartic, les quantités atteignent 30 pour cent de la roche. Dans d'autres masses, le feldspath potassique est totalement absent.

On peut diviser les analyses chimiques disponibles des intrusions porphyriques en deux groupes principaux, selon le nombre d'ions de sodium et de potassium et leurs rapports dans les cellules standard. Le premier groupe contient de 7 à 9 cations de sodium et de 2.5 à 4 cations de potassium dans la cellule standard. Le rapport entre ces éléments passe de 2:1 à 4:1 - Na:K. Le petit massif de porphyre gris de la mine Canadian Malartic et celui de la mine East Malartic constituent les porphyres de ce groupe. Le deuxième groupe est caractérisé par un contenu en sodium de 10 à 14 cations et un contenu en potassium de 0.1 à 1.2 cation. Les rapports Na:K dans ce groupe passent de 11:1 à 17:1. Généralement, dans ces dernières roches, il y a à peine assez de potassium pour former la quantité de mica qu'on voit dans les coupes minces. Nous n'avons pas différencié à l'oeil nu ou en lame mince les roches de ces groupes qui ont des compositions chimiques très différentes.

Nous décrivons les porphyres dans les prochains chapitres suivant leur classification sur le terrain. Pour le moment, nous n'avons pas assez d'informations sur la nature des différentes phases des intrusions pouvant servir de base à une classification et une nomenclature plus précises.

"Porphyre gris"

Le "porphyre gris" est la roche intrusive la plus abondante de la zone aurifère de Malartic, et les plus importants gisements d'or formés dans les porphyres se trouvent dans cette roche. Dans les zones de schiste, l'importance de ces amas varie de minces lentilles à des cheminées et des dykes irréguliers de grandes dimensions. Dans les roches massives, on les rencontre plus souvent sous forme de dykes. La forme des intrusions dans les schistes et les grauwackes fut évidemment, dans plusieurs cas, contrôlée par la présence de plis d'entraînement d'âge plus ancien.

Il y a dans la région deux masses particulièrement importantes de porphyre gris. La première, irrégulière, s'étend en direction nord-ouest de la zone de minerai de Canadian Malartic jusque dans les roches volcaniques de la partie sud du pli d'entraînement de Fournière. La deuxième, grosse et s'élargissant en forme de lentille, traverse le filon-couche de péridotite à l'est de la principale zone de minerai d'East Malartic.

A plusieurs endroits, la diorite est recoupée par des dykes de porphyre gris, et l'on a observé à la mine Barnat des enclaves de "diorite" dans une masse de porphyre gris.

Les analyses chimiques montrent que, dans les zones de cisaillement, certains dykes de porphyre gris sont d'un groupe chimique différent de celui des principales masses en forme de stock qu'on trouve aux mines Canadian Malartic et East Malartic.

Porphyre gris de Canadian Malartic

La bordure sud du stock de Canadian Malartic forme le mur de la principale zone de minerai de la mine. Dans la masse même, près de son contact sud avec la grauwacke, on trouve des zones de déposition d'or d'importance économique. Inutile de mentionner que c'est la masse la plus attentivement étudiée de la région (O'Neill 1935, Gunning et Ambrose 1940, Derry 1939). O'Neill appela la principale masse de roche "porphyre syénitique quartzeux", et Gunning et

Ambrose ont fait de même dans leur rapport. Derry (1939) emploie le terme "porphyre gris", mais il ajoute que "monzonite sodique" peut aussi être une désignation appropriée.

Le porphyre gris de Canadian Malartic est recoupé par des dykes de porphyre rouge finement grenu, souvent aplitique, et ces deux types de roche sont recoupés par des dykes de lamprophyre plus récents.

Description mégascopique. Le porphyre gris typique est un assemblage de cristaux de feldspath de grosseur moyenne, automorphes ou hypidiomorphes et de couleur crème, intimement mélangés à une pâte finement grenue de feldspath et de biotite. On voit des grains de quartz de dimentions moyennes parsemés dans la roche. Des masses plus petites et des phases de la masse principale ont une structure porphyrique plus prononcée, avec accroissement proportionnel en quantité de la pâte. Certains gros grains de feldspath sont zonés.

Les altérations typiques dans le porphyre gris de Canadian Malartic sont: 1) la silicification, 2) l'altération "pegmatitique" et 3) l'altération "rouge".

La silicification et l'altération "pegmatitique" sont associées à la déposition du minerai et seront traitées plus loin dans ce rapport. L'altération "rouge" se rencontre dans les zones de fracture et de cisaillement lorsque la roche non altérée a pris différentes teintes de rose et de rouge. Les phases les plus fortement altérées sont d'une couleur rouge brique remarquable, et la roche altérée a perdu un peu de sa biotite.

Le porphyre qui a subi l'altération "rouge" ressemble étonnamment au porphyre rouge plus récent, et les petits dykes de porphyre gris altérés en "rouge" sur toute leur longueur sont très difficiles à distinguer des dykes de "porphyre rouge" plus récents.

Description microscopique. Les feldspaths plagioclases et potassiques ainsi que le quartz sont les principaux constituants de la masse principale à la mine Canadian Malartic, et les minéraux accessoires sont la biotite, le zircon, l'apatite et le sphène. La grosseur moyenne des grains de la roche est d'environ 3 mm. et la pâte est constituée de grains de 0.1 à 0.5 mm. Nous estimons que la composition minéralogique moyenne de cette roche est la suivante: plagioclase, 65 pour cent; feldspaths potassiques, 25 pour cent; quartz, 5 pour cent et biotite, 5 pour cent.

Les phénocristaux de plagioclase sont généralement zonée, et leur composition passe de l'oligoclase dans leur partie centrale à l'albite pure sur leurs contours. Le microcline et l'orthose, tous deux présents dans la roche, semblent être occasionnellement remplacés à un faible degré par l'albite.

Bien que, d'une façon générale, les phénocristaux de feldspath soient automorphes, leurs contours sont généralement finement plissotés et on y voit, parsemés, des petits grains de feldspath et de quartz. Dans les phénocristaux de feldspath, les produits d'altération forment ordinairement des zones autour de centres clairs. On rencontre la biotite disposée en forme de nids, accompagnée de grains d'apatite et de zircon, ainsi que d'épidote secondaire; on trouve aussi des grains de pyrite très disséminés.

La pâte de la roche rappelle une recristallisation, et quelques-uns des phénocristaux ont développé ce qui semble être des anneaux d'albite secondaire. Cependant, dans les coupes minces de porphyre gris non affecté par les solutions qui ont formé le minerai, on ne trouve pas d'indice de substitution considérable d'aucun des minéraux qui composent la roche.

Au microscope, le porphyre altéré en "rouge" a essentiellement la même composition minéralogique et la même texture que la roche non altérée. Cependant, les feldspaths sont recouverts de fins produits d'altération, et on trouve en abondance des grains d'épidote comme produit de désagrégation de quelques-uns des plagioclases. La quantité de biotite est moindre, et ce qui reste de ce minéral est généralement chloritique. On attribue les couleurs rose et rouge de la roche à la présence d'hématite finement disséminée dans les phénocristaux et dans le ciment. L'hématite provient probablement de la désagrégation partielle de la biotite.

L'altération "rouge" est soit magmatique et récente, soit hydrothermale et ancienne. Elle ne semble pas reliée au cycle des altérations de minerai.

Composition chimique. La cellule standard obtenue à l'analyse du porphyre gris de Canadian Malartic apparaît au tableau 14 de la page 42 avec celles des analyses d'autres porphyres gris de Malartic. La roche contient plus de sodium et de potassium que la masse principale de porphyre gris d'East Malartic décrite dans la partie suivante. Cependant, la proportion du sodium au potassium est à peu près identique dans les deux roches, soit 2.5:1 dans la cellule standard du porphyre de Canadian Malartic, et 2.1:1 dans la cellule standard du porphyre d'East Malartic.

Les proportions du sodium au potassium font un grand contraste avec celles des porphyres gris riches en sodium de la zone principale de minerai d'East Malartic, et avec celles de la zone de minerai No 2 de Malartic Gold Fields.

Stock de porphyre gris d'East Malartic

Le puits No 1 d'East Malartic est foncé dans une importante masse de porphyre allongée en direction nord-ouest et recoupant diagonalement le principal filon-couche de péridotite situé à l'est de la zone principale de minerai. Un échantillon représentatif provenant du sondage au diamant fait dans cette masse a été analysé par R.J.C. Fabry, du ministère des Mines d'Ottawa, et le résultat est reproduit dans le rapport de Gunning et Ambrose (1940). Le matériel analysé avait l'apparence du porphyre gris de Canadian Malartic.

Description microscopique. D'après Gunning et Ambrose, le matériel analysé consiste en phénocristaux d'albite (An_4) atteignant 2.5 mm. de diamètre, dans un mélange granuleux de quartz et d'albite, l'albite étant le principal minéral accessoire. Les autres minéraux accessoires sont la muscovite, la magnétite, le mica séricitique, l'apatite et la pyrite. La roche est faiblement carbonatée (1940, p.42).

Composition chimique. La cellule standard calculée d'après l'analyse apparaît au tableau 14. Cette cellule contient moins de sodium, de potassium et de magnésium que celle du matériel analysé provenant de la masse de Canadian Malartic. Les autres constituants de la cellule sont essentiellement les mêmes. Il y a une différence dans les quantités de sodium et de potassium contenus dans les deux roches, mais les rapports entre les deux sont à peu près identiques.

Gunning et Ambrose ont repris l'analyse et en sont arrivés aux constituants modèles suivants:

Quartz	29.82 pour cent
Albite (An_5)	36.53 " "
Mica	25.08 " "
Apatite	1.68 " "
Pyrite	0.38 " "
Magnétite	1.39 " "
Calcite	3.90 " "
Total	99.54 " "

La proportion du mica semble être d'environ 10 pour cent plus forte que ne l'indiquent les coupes minces et, bien qu'ils n'en aient pas identifié dans les coupes minces, Gunning et Ambrose (1940, p.43) croient qu'une partie du potassium devrait être attribuée au feldspath potassique.

Masses de porphyre gris de la zone principale de minerai d'East Malartic

Dans la zone principale de minerai, on trouve plusieurs petits amas irréguliers de "porphyre gris". Plusieurs d'entre eux ont été très affectés par les altérations du minerai et leur composition originelle a ainsi été oblitérée. Lorsqu'ils n'ont pas été affectés, ils sont semblables, dans les échantillons mégascopiques, à certaines phases des masses plus considérables de porphyre gris.

L'examen de ces amas en coupe mince révèle que plusieurs ont la composition minéralogique normale des porphyres gris et contiennent des quantités importantes d'orthose ou de microcline. Cependant, d'autres ne contiennent pas, dans leurs modes, de feldspath potassique. Ceci, en soi, n'indique pas de différences appréciables dans leur composition chimique, comme on peut le voir à l'examen du stock de porphyre gris d'East Malartic. Cependant, la cellule standard du seul amas de porphyre de cette zone qui ait subi l'analyse démontre que la composition chimique de cet amas particulier diffère beaucoup de celle des massifs importants de porphyre gris.

Description mégascopique. L'échantillon du matériel soumis à l'analyse est légèrement folié, mais il représente tout de même un porphyre gris normal. Le dyke, tel qu'à découvert dans le travers-banc du puits No 3 au 8ème niveau de la mine, est une masse lenticulaire de quelques pieds de diamètre dans le schiste talco-chloriteux. A certains endroits, la masse est recoupée par des filonnets de quartz et elle est légèrement pyritisée.

Description microscopique. On trouve des phénocristaux d'albite atteignant 2.2 mm. de diamètre dans une pâte finement grenue (0.1 mm.), foliée et granuleuse, composée d'albite, de quartz et de biotite. Dans la pâte, la foliation est recourbée autour des phénocristaux qui ne montrent aucun signe de broyage ou de granulation. Les contacts des phénocristaux avec la pâte sont finement plissotés mais, en général, leurs contours sont bien définis. La texture semble être le résultat d'un fluage de la roche avant sa consolidation complète. Il n'y a dans la roche aucun indice de remplacement considérable.

Composition chimique. La cellule standard (tableau 14) contient 14.4 cations de sodium et seulement 1.1 cation de potassium. Ainsi, le rapport du sodium au potassium est de 12.7:1. Ceci est complètement différent des relations entre le sodium et le potassium dans les autres porphyres gris. Cette cellule contient 4.6 cations de sodium de plus et 2.7 cations de potassium de moins que celle de la roche de Canadian Malartic. Cependant, à part cette différence, les deux cellules sont les mêmes.

L'altération nécessaire à un porphyre gris normal pour arriver à la composition d'un porphyre gris riche en sodium doit nécessiter un apport de sodium et une perte de potassium dans la roche normale. Cependant, il n'y a dans la roche aucun signe d'une telle altération et elle semble s'être cristallisée à partir d'un magma ayant sa composition présente.

Masses de porphyre gris de Malartic Gold Fields

Aux endroits où ils n'ont pas été affectés par la silicification, l'albitisation et la carbonatation, les dykes de porphyre gris des zones de minerai Nos 1 et 2, ont une apparence semblable aux phases les plus porphyriques de la masse de porphyre de Canadian Malartic. Ici et là, ils recoupent les dykes de "diorite" de ces zones.

L'examen en lame mince de 15 échantillons provenant de deux dykes de la zone de minerai No 2 révèle que les roches ne contiennent pas de feldspath potassique dans leurs modes. La cellule standard d'une roche analysée, provenant d'un des dykes, montre que sa composition chimique est très différente de celle du porphyre gris normal, quant au contenu de sodium et de potassium, et qu'elle se rapproche de celle du porphyre gris riche en sodium de la principale zone de minerai d'East Malartic.

Description mégascopique. A l'oeil nu, le porphyre gris de Malartic Gold Fields ressemble beaucoup aux phases les plus porphyriques du porphyre de Canadian Malartic. De même façon que les porphyres gris des autres zones de minerai, ce porphyre a subi les altérations qui accompagnent la déposition de l'or.

L'échantillon soumis à l'analyse était une roche finement grenue, quelque peu foliée, contenant des phénocristaux de feldspath blanc grisâtre. La pâte forme jusqu'à 30 ou 40 pour cent environ de la roche et elle est composée de biotite et de feldspath.

Tableau 14

Cellules standard des porphyres gris de Malartic

Cations/160 Oxygènes

	1	2	3	4
Si	57.5	57.3	50.0	56.8
Ti	.2	.2	.5	.5
Al	17.7	17.4	17.7	17.4
Fe'''	1.0	1.0	.2	1.4
Fe''	1.7	1.6	3.3	1.1
Mn	-	-	.1	-
Mg	2.2	1.5	3.5	1.8
Ca	3.2	3.5	4.8	2.8
Na	9.8	7.1	13.7	14.4
K	3.8	2.9	1.2	1.1
P	.2	.5	.3	.2
C	1.1	2.1	5.9	1.6
(OH)	(5.4)	-	(7.2)	(3.0)
Total	98.4	95.1	101.5	99.1
Na : K	2.5:1	2.9:1	11.4:1	12.7:1

1. Porphyre gris, mine Canadian Malartic, analyse No 7, appendice II.
2. Porphyre gris, mine East Malartic, analyse No 9, appendice II.
3. Porphyre gris riche en sodium, mine Malartic Gold Fields, analyse No 8, appendice II.
4. Porphyre gris riche en sodium, mine East Malartic, analyse No 12, appendice II.

Description microscopique. Le matériel analysé consiste en phénocristaux d'albite atteignant 3 mm. de diamètre dans un ciment hétérogranulaire d'albite et de biotite. Le ciment est légèrement folié, et il semble y avoir eu un peu de recristallisation des petits grains d'albite. Dans l'ensemble cependant, la texture est d'origine ignée.

La composition minéralogique est estimée à 75 pour cent d'albite, 10 pour cent de biotite, 4 pour cent de chlorite, 10 pour cent de carbonate, et de faibles quantités de pyrite, de sphène et d'apatite. La roche a été carbonatée. Plusieurs autres coupes minces

d'échantillons provenant du dyke, à d'autres niveaux, ont approximativement la même composition minéralogique, bien que le degré de carbonatation soit variable. Souvent dans les phases les moins altérées, la biotite brun rougeâtre passe, avec l'altération croissante, à une biotite de variété chloritique et à la chlorite ordinaire.

Nous avons étudié en détail un autre dyke dans la zone de minerai No 2, et avons examiné, grâce à la courtoisie des officiels de la mine, des coupes minces d'échantillons prélevés de la masse à chaque niveau de la mine. Ce dyke a essentiellement la même composition minéralogique que celui que nous venons de décrire, mais il est en général un peu plus finement grenu, et les phénocristaux d'albite montrent une structure trachytique distincte. La roche semble avoir coulé alors qu'elle était partiellement cristallisée.

Composition chimique. La cellule standard de l'analyse du porphyre gris de Malartic Gold Fields (tableau 14) est plus basique que toutes celles des autres porphyres gris. Cependant, ses rapports du sodium au potassium se rapprochent de ceux du porphyre gris riche en sodium d'East Malartic: ces deux roches semblent être chimiquement associées.

La carbonatation exceptée, il n'y a aucun indice de forte altération dans la texture de ce porphyre riche en sodium; la roche a pu se cristalliser à partir d'un magma ayant la même composition que la présente cellule standard.

Il existe plusieurs autres masses de porphyre gris dans les zones de cisaillement de la zone aurifère, ainsi que dans les grauwackes de Kewagama. La plupart semblent de composition normale, mais un examen en détail pourrait démontrer que plusieurs de ces masses sont des variétés riches en sodium.

Porphyre rouge

Dans les travaux des mines Canadian Malartic, East Malartic et Barnat, de petits dykes de porphyre rouge recoupent les masses de porphyre gris. Ces dykes sont relativement peu nombreux et, jusqu'ici, on n'y a pas découvert de masses à importante teneur en or.

Le porphyre rouge est caractérisé par sa couleur allant du gris rosâtre au rouge foncé et sa texture est à grain fin. Les phases à grain extrêmement fin sont souvent d'apparence aplitique. Minéralogiquement, les porphyres rouges sont composés surtout d'albite et de quantités variables de feldspaths potassiques et de quartz. Le

principal minéral accessoire est la biotite. Le feldspath potassique est en quantité variable et, dans quelques-unes des roches, inexistant. Dans quelques masses de porphyre rouge, Gunning et Ambrose (1940) ont remarqué que le microcline était en voie d'être remplacé par l'albite. Ils mettent en corrélation le porphyre rouge avec les albitites et les albitites quartziques du canton de Cadillac, parce que les deux types de roche sont semblables pour ce qui est de la composition minéralogique, la texture et les relations avec les autres roches intrusives. Nous donnons ci-après, dans le tableau 15, les cellules standard de deux masses d'albitite quartzique.

Tableau 15

Cellules standard de quelques autres roches intrusives acides du Nord-Ouest du Québec

Cations/160 oxygènes

	1	2	3	4	5
Si	61.1	64.9	56.0	55.2	58.9
Ti	.3	.1	-	-	.4
Al	16.6	13.9	16.6	18.7	16.9
Fe'''	.5	.9	1.2	.9	1.2
Fe''	.5	.6	7.4	5.1	2.1
Mn	-	-	-	-	-
Mg	.8	.1	2.9	2.5	2.6
Ca	2.4	.5	3.7	5.6	4.3
Na	9.3	11.9	13.5	12.0	6.5
K	2.4	.7	.3	1.2	3.5
P	.2	.1	-	.1	.1
C	1.0	-	-	-	-
(OH)	(6.8)	(1.2)	-	-	(6.0)
Total	94.6	93.7	101.6	101.3	96.5
Na : K	3.9:1	17:1	45:1	10:1	1.8:1

1. Albitite quartzique, légèrement altérée, canton de Cadillac, Gunning 1939.
2. Albitite quartzique, niveau de 375 pieds, mine Pendora, canton de Cadillac, Gunning 1939.
3. Granodiorite, halde à rebuts de la mine Siscoe (selon Hawley), Güssow 1937.
4. Granodiorite, halde à rebuts de la mine Sullivan (selon Hawley), Güssow 1937.
5. Moyenne des granodiorites, Daly 1933.

Granite et porphyre quartzo-feldspathique

On trouve deux masses principales de granite dans la partie ouest de la zone aurifère de Malartic. La plus importante est de forme à peu près ovale de 2,000 pieds de longueur et de 1,100 pieds de largeur. Elle est située juste au nord de la ville de Malartic et perce les roches volcaniques de Blake River du côté nord de la cassure. Au sud de cette dernière, longeant la limite du canton, une masse de granite à albite en forme de langue, appelée granite de Cartier Malartic, envahit les grauwackes de Kewagama. Cette masse est accompagnée d'une série de masses plus petites formant des dykes.

Gunning et Ambrose (p.40, 1940) donnent la description suivante du granite situé au nord de la ville de Malartic:

"C'est une roche grise avec phénocristaux de feldspath ayant jusqu'à un pouce de largeur dans une pâte granuleuse. Le quartz est présent en phénocristaux plus petits et dans la pâte. Les gros phénocristaux sont d'albite (An_{3-5}). Ils renferment des cristaux poecilitiques d'albite de la même composition qui ont jusqu'à 2.5 mm. de largeur. Les grains automorphes d'albite de 0.2 mm. de large sont abondants dans la pâte. Il y a quelques cristaux de microcline de grosseur intermédiaire. Le quartz forme environ 80 pour cent de la pâte. Tout le feldspath est chargé d'inclusions des minéraux accessoires suivants: biotite vert foncé, en partie chloritisée, apatite, mica sériciteux et oxyde de fer".

Ils décrivent comme suit le granite de Cartier Malartic (pp. 37, 38):

"Sur l'ancienne propriété Cartier Malartic et au sud-est de cette dernière, d'autres dykes et un gros massif de granite à albite ressemblent étroitement au granite à albite décrit ci-dessus avec toutefois, en supplément, une faible quantité de microcline. A cet endroit, il y a encore une preuve que l'albite n'est pas primitive car elle a apparemment attaqué et remplacé en partie le microcline. Si le remplacement de ces roches avait été un peu plus complet, tout le feldspath potassique aurait été oblitéré sans qu'il en reste une trace".

Gunning et Ambrose décrivent aussi deux autres masses de granite situées en dehors des limites de la présente région; l'une, au nord-ouest, est appelée granite de Parbec et l'autre, au sud, granite de Valco. Le granite de Parbec est défini comme suit (p. 36):

> "La roche est gris pâle et entièrement cristalline; la texture est granuleuse et hypidiomorphe. La roche se compose de cristaux automorphes à hypidiomorphes d'albite (An_2), de quartz et de biotite, avec de l'apatite et de la titanite comme accessoires, et de la chlorite, du carbonate et quelques grains de pyrite comme minéraux secondaires. Les cristaux d'albite, quelque peu confus et mouchetés de mica sériciteux, sont admirablement bien maclés, et les macles d'albite aperçues (100) laissent voir une tendance aux formes fuselées, et l'hémitropie en échiquier est commune. Le quartz, avec forte extinction ondulatoire et beaucoup de fissures, constitue les interstices du feldspath plagioclase. Les paillettes de biotite tendent à se disposer en nids, nids insérés en partie dans les interstices des cristaux de feldspath plagioclase et en partie encastrés dans ces derniers".

La cellule standard de ce granite à albite, reproduite d'une analyse fournie par Gunning et Ambrose (p. 37), apparaît au tableau 16 de la page 47. La roche est riche en sodium et extrêmement pauvre en potassium. Le rapport entre ces deux éléments est 15 : 1 Na : K.

Les auteurs mentionnés ci-dessus décrivent le granite de Valco (p. 38) comme étant composé d'albite, de microcline et de quartz, et contenant en quantités accessoires du mica séricitique, de la biotite brun verdâtre, de l'apatite, du carbonate et de la pyrite. Nous donnons dans le tableau 16 la cellule standard d'une analyse de cette roche. Le rapport Na : K est 2.5:1 mais à part cela, la cellule standard ressemble beaucoup à celle du granite de Parbec.

Tableau 16

Cellules standard des granites de Malartic

Cations/160 oxygènes

	1	2
Si	62.0	60.9
Ti	.2	.2
Al	15.9	15.9
Fe'''	0.3	.9
Fe''	1.0	.9
Mn	-	-
Mg	1.4	.7
Ca	1.2	2.4
Na	10.4	7.6
K	0.7	3.0
P	.1	.2
C	0.8	1.3
(OH)	(3.0)	(3.6)
Total	94.0	94.1
Na : K	15:1	2.5:1

1. Granite à albite, Partanen Malartic (Parbec) Gold Mines Limited, canton de Malartic, t. de s. "A", Gunning et Ambrose (1940).
2. Granite à albite, Valco Mines Limited, canton de Malartic, Gunning et Ambrose (1940).

Ces masses de granite à albite représentent peut-être différents degrés de métasomatisme sodique. Celui-ci est faible dans la masse de Valco, mais extrême dans celles de Parbec et incomplet dans le granite de Cartier Malartic.

Ainsi, il semble que les roches intrusives acides de la région se divisent en deux groupes chimiques distincts: les roches du premier groupe contiennent du sodium et du potassium en quantités et en proportions normales; celles du second groupe sont anormalement riches en sodium et pauvres en potassium.

Les phases de granite riche en sodium (No 1 du tableau 16) et les albitites quartziques (No 2 du tableau 15) semblent, d'après le faible indice fourni par l'examen en coupe mince de masses de ces

roches très éloignées les unes des autres, être le résultat d'un apport de sodium et d'une perte de potassium dans des roches de composition normale. De plus, sur le terrain, les relations entre ces deux masses de composition différente n'indiquent pas la présence de deux phases intrusives distinctes, dont l'une serait normale et l'autre, riche en sodium.

Le métasomatisme sodique dans ces roches semble correspondre à celui du batholite de Bourlamaque. Güssow (1937) a démontré que la granodiorite (Nos 3 et 4 du tableau 15) de cette masse résulte de l'introduction de sodium et d'autres éléments dans un gabbro quartzique. Dans les cellules standard des roches résultantes, les rapports du sodium au potassium sont différents de ceux des granites riches en sodium et des albitites quartziques.

L'étude des porphyres gris riches en sodium n'est pas concluante actuellement parce qu'on ne connaît pas encore les relations entre la variété normale et celle qui est riche en sodium. Il n'y a pas de signes de remplacement intense dans les porphyres gris riches en sodium mais, comme Güssow (1937) l'a fait remarquer, le métasomatisme peut envahir une roche, changer complètement sa composition chimique tout en laissant son apparence remarquablement fraîche. Ainsi, les variétés riches en sodium sont peut-être des porphyres gris qui ont été fortement affectés par un apport de sodium et une perte de potassium.

D'autre part, les rapports du sodium au potassium dans les porphyres gris riches en sodium sont semblables à ceux des masses de diorite plus ancienne. Dans ces roches, la quantité de sodium est anormale, et les rapports du sodium au potassium varient de 12.5 à 24:1 Na:K. Ainsi, les porphyres gris riches en sodium représentent peut-être une phase tardive de l'intrusion de la diorite.

Norman (1948) indique que les roches intrusives de la zone de Malartic-Haig dans le Nord-Ouest du Québec appartiennent à deux groupes: un groupe ancien à albite et un groupe récent, plus normal, à microcline et oligoclase. Le groupe à albite est représenté dans la région par les diorites, et, ailleurs le long de la zone de Malartic-Haig, par la diorite et le granophyre. Les porphyres riches en sodium font peut-être partie de ce groupe ancien à albite, et les porphyres gris normaux, du groupe à oligoclase et microcline.

Dykes de lamprophyre

Gunning et Ambrose (1940) ont remarqué qu'un dyke de lamprophyre contenant des "cailloux" recoupe les grauwackes de Kewagama à l'ouest de la mine Canadian Malartic. Ils ont compté 38 cailloux dans le lamprophyre (qu'ils ont classifié comme étant une kersantite). Trente-cinq des cailloux sont de grauwacke, deux sont de schiste micacé tendre, et un fragment subangulaire, de porphyre feldspathique. La forme des cailloux passe d'anguleuse à arrondie et leurs contacts avec le lamprophyre encaissant sont bien définis.

Au 4ème niveau de la mine Canadian Malartic, on a trouvé un dyke similaire. Celui-ci, très petit, se trouve à la limite de la zone de minerai "E", et sa relation avec la grauwacke encaissante est oblitérée par les altérations associées à la déposition du minerai. On trouve dans le lamprophyre des cailloux très bien arrondis de grauwacke et de porphyre gris.

Dans la masse principale de porphyre gris à la mine Canadian Malartic, il y a des dykes de roche basique qui traversent le stock en de nombreuses directions. Quelques-uns de ces dykes sont fortement cisaillés. Derry (1939) prouve que certaines des masses qui ont été antérieurement identifiées comme étant des lamprophyres sont plutôt de longues et étroites enclaves de grauwacke entre des langues ou lambeaux de porphyre. Il croit que les dykes ont joué un rôle de contrôle tectonique dans la formation de quelques zones de minerai porphyrique de la mine.

TECTONIQUE

L'histoire de la tectonique dans la zone aurifère de Malartic comprend de nombreux bouleversements de longue durée. Plusieurs d'entre eux produisirent des structures qui influencèrent fortement la localisation, l'étendue et la forme des gisements d'or.

Au tout début, les plus grandes lignes structurales furent implantées dans les roches sédimentaires et volcaniques. C'est au cours de cette importante période de plissement, ou peu après, que se forma une zone majeure de faille longitudinale. La présence de cette zone fut le facteur dominant de la tectonique de la région. La cassure de Malartic est une manifestation tardive de cette zone de faille.

Nous ne donnerons pas ici une description détaillée des différentes structures puisque Gunning et Ambrose (1940) et Ingham (1953) les ont décrites en détail. Cependant, nous résumerons comme suit les plus importants événements de l'histoire structurale de la zone aurifère de Malartic (du plus ancien au plus récent):

1) Formation de grands plis et de failles longitudinales importantes.
2) Intrusion de la péridotite.
3) Cisaillement et plis d'entrainement importants.
4) Intrusion de la diorite.
5) Cisaillement et plis d'entraînement.
6) Intrusion du porphyre.
7) Cisaillement et fracturation. Altérations anciennes et déposition de minerai.
8) Période de fracturation et de faille. Altérations récentes du minerai et déposition d'or.
9) Ajustements mineurs. Introduction d'or et de tellurures (?).
10) Ajustements mineurs. Formation de failles boueuses et de filonnets de carbonate.

1) Formation de grands plis et de failles longitudinales importantes

La première activité tectonique discernable dans le district, fut marquée par le plissement des roches sédimentaires et volcaniques jusqu'en leur position actuelle. Les formations furent plissées de telle sorte que la direction de leurs couches va de l'est-sud-est à l'ouest-nord-ouest, et que leur pendage est vertical ou fortement incliné vers le nord; elles font partie du flanc sud d'un important synclinal (Gunning et Ambrose 1940).

Une importante zone de faille longitudinale commença de se développer durant, ou à la fin de cette période de plissement; elle se situe le long de l'horizon de roches volcaniques de Blake River. Cette zone contrôla la mise en place de l'intrusion de la péridotite qui suivit. Plus tard, le long de ce secteur de faille, des mouvements formèrent une large zone de cisaillement connue sous le nom de "Cassure" de Malartic.

Le "pli d'entraînement" de Fournière a peut-être été formé par les premiers mouvements le long de la zone de faille. S'il en est ainsi, le côté nord de la faille s'est déplacé vers l'est par rapport au côté sud (Gunning et Ambrose 1940).

2) Intrusion de la péridotite

L'intrusion de la péridotite fut contrôlée par la zone de faille longitudinale le long de l'horizon de Blake River. La péridotite ne semble avoir pénétré nulle part dans les grauwackes, le long de la zone de roche verte. Ainsi, le magma de péridotite dut être confiné aux ouvertures disponibles le long de la zone de faille.

3) Cisaillement et plis d'entraînement importants

A la suite de l'intrusion de la péridotite, des mouvements intenses à l'horizon de la zone de faille longitudinale provoquèrent la formation d'une large bande continue de schiste, qu'on appelle "cassure de Malartic".

Dans la partie ouest de la zone aurifère de Malartic, la cassure longe le contact sud des roches volcaniques de Blake River. Au pli d'entraînement de Fournière, elle traverse la zone de roche verte et, vers l'est, elle longe le contact nord du filon-couche de péridotite.

Apparemment, une bande plus étroite, mais continue de schiste s'est formée, à cette époque, le long du contact sud du filon-couche de péridotite, bifurquant de la cassure à l'extrémité ouest du filon-couche. Par la suite, la formation de plis d'entraînement et de failles a détruit la continuité de cette zone de cisaillement qu'on considérait comme le prolongement vers l'est de la cassure de Malartic, jusqu'à ce qu'on découvre que la cassure traverse la zone de roche verte à partir de son contact sud jusqu'à son contact nord.

Les zones de cisaillement se sont développées dans la principale masse de péridotite et, là où les mouvements furent plus faibles, il s'ensuivit des zones de péridotite "massive tendre". Plusieurs des zones cisaillées de la péridotite sont très larges, mais, proportionnellement à leur largeur, elles ne sont pas continues sur de longues distances le long de leurs directions et pendages. Ces zones ont probablement été formées par la rotation de gros morceaux de péridotite dans le filon-couche.

Une bonne partie du schiste fut fortement plissée avant l'intrusion des masses de diorite et les plis d'entraînement ont exercé un contrôle sur la mise en place de plusieurs de ces masses dans les zones de cisaillement.

Les mouvements qui produisirent les plis d'entraînement dans les zones de cisaillement affectèrent aussi les grauwackes de Kewagama et furent la cause de la formation des plis d'entraînement de Sladen, de Canadian Malartic et de Cartier Malartic. Dans ces plis, le côté sud se déplaça vers le haut et vers l'est par rapport au côté nord. L'ennoyage des plis est de 50 à 65 degrés vers l'est.

4) Intrusion de la "Diorite"

A la suite de la période de formation des plis d'entraînement des schistes provoquée par le cisaillement intense, des masses de "diorite" envahirent la zone de roche verte. Au cours de l'intrusion, les roches sédimentaires adjacentes fournirent apparemment peu d'ouvertures au magma dioritique, car ces masses sont rares dans les grauwackes de Kewagama et de Cadillac.

Dans les zones de schiste, les diorites se sont infiltrées le long des plans de faiblesse et, formèrent des masses irrégulières en forme de cheminées dans la zone axiale de plusieurs plis d'entraînement (voir le bloc-diagramme, Barnat Mines Ltd., en pochette). Là où les zones de schiste furent fortement déformées, une multitude de dykes et de cheminées s'introduisirent. La présence de ces groupes d'intrusions est un facteur important dans la formation de gisements économiques d'or.

5) Cisaillement et plis d'entraînement

Il y eut d'autres mouvements dans quelques-unes des zones de cisaillement après la venue des masses de diorite. Ces masses sont souvent cisaillées, tandis que celles adjacentes de porphyre ne montrent aucun signe de déformation. Le cisaillement fut aussi la cause de la formation de petits plis d'entraînement dans le schiste adjacent à la diorite cisaillée, et l'intrusion subséquente du porphyre eut lieu dans ces structures.

6) Intrusion du "Porphyre"

Les masses de "porphyre" se sont introduites en grand nombre dans les roches volcaniques de Blake River, la péridotite, les roches sédimentaires de Kewagama et les zones de cisaillement de la bande de roche verte. La taille de ces masses varie de lentilles minces à des stocks. Leur intrusion, dans beaucoup de cas, fut contrôlée par les plis d'entraînement.

7) Cisaillement et fracturation

D'autres mouvements dans les zones de cisaillement furent la cause de fractures nombreuses et de cisaillement occasionnel dans les masses intrusives. En général, les mouvements furent limités, car beaucoup de masses ne sont que fracturées et il n'y eut pas de formation de faille assez considérable pour qu'on puisse en mesurer les déplacements.

Une zone de faille bréchique se développa dans la bande de minerai Nord de la présente mine Barnat. Elle recoupe toutes les roches de la zone en causant, par endroits, une bréchiation intense sur une largeur de plusieurs pieds. Le quartz fut introduit plus tard et cimenta la brèche.

Une autre zone importante de faille bréchique s'est formée dans la grauwacke de Kewagama, comme subsidiaire du cisaillement de la principale zone de minerai de la mine East Malartic. Elle s'étend vers l'est sur une distance de 9,000 pieds à partir du cisaillement de la principale zone de minerai de la mine East Malartic et traverse les propriétés de la mine Sladen Malartic (Barnat) et de la mine Canadian Malartic. Cette zone disparaît à l'ouest du pli d'entraînement de la mine Canadian Malartic.

Les premières altérations de minerai et la déposition de l'or ont suivi cette période de fracturation. La silicification qui accompagne cette déposition et la déposition du quartz ont cicatrisé les zones de fracture et de faille bréchique.

8) Fractures et failles dans le porphyre

D'autres mouvements ont suivi la formation des minerais de la première déposition. Les zones les plus importantes formées par ces mouvements sont des zones de fracture dans le porphyre massif adjacent à la zone de faille bréchique Sladen. A ce moment, la structure connue sous le nom de faille Sladen commença à se développer;

elle suit plus ou moins la zone originelle de faille bréchique Sladen qui n'était plus une structure ouverte, mais une structure cicatrisée par la silicification et la déposition du quartz au cours de l'altération primaire du minerai.

La faille de Sladen part de la limite ouest du stock de la mine Canadian Malartic et s'étend vers l'est le long de la zone de faille bréchique Sladen jusqu'au cisaillement de la zone de minerai East Main, où elle oblique et continue le long du contact, entre la grauwacke et le schiste talco-chloriteux de la zone de roche verte. Elle semble se ramifier en plusieurs petites failles à l'extrémité est de la zone de minerai East Main.

Aux niveaux supérieurs de la mine Canadian Malartic, la faille de Sladen est dans la grauwacke, mais en dessous du cinquième niveau, elle recoupe la masse principale de porphyre.

La phase récente de l'altération du minerai et la déposition de l'or ont suivi cette période de fracturation et de failles. Les principaux gîtes se trouvent dans les masses fracturées de porphyre et le long de la faille de Sladen.

9 et 10) Ajustements mineurs

Après la formation des minerais de la dernière phase, de légers mouvements créèrent des diaclases et des petites failles; dans la plupart des cas cependant, ces mouvements n'affectèrent pas la continuité des masses de minerai. Des tellurures et un peu d'or semblent avoir été déposés après les principales phases de minéralisation. On trouve de l'or dans les filonnets des carbonates tardifs qui recoupent le minerai à quelques endroits.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Gisements de minerai

Aperçu général

On a trouvé de l'or dans toutes les variétés de roches qui se présentent le long de la zone aurifère de Malartic: la grauwacke, la "diorite", le "porphyre", les roches volcaniques et leurs dérivés schisteux, la péridotite "massive dure" et les schistes talco-chloriteux. On le trouve ou bien isolé, ou bien associé au quartz et à la pyrite. Cependant, les principales masses de minerai aurifère

consistent en des zones de cassure dans la grauwacke, la diorite ou le porphyre, dans lesquelles la roche a été recristallisée le long des fractures individuelles, avec un apport de sodium, de potassium, de carbonate, de soufre et d'or. Les filonnets et filons de quartz remplissent et remplacent la roche le long des fractures. L'or fut aussi introduit le long de ces zones au cours d'une phase plus récente.

Quelques masses cisaillées de grauwacke, de diorite et de porphyre sont aussi minéralisées, mais elles sont peu nombreuses, la fracturation, plus que le cisaillement, ayant généralement marqué la décompression des forces exercées sur ces roches. Les schistes talco-chloriteux, associés aux masses minéralisées de diorite et de porphyre, ne sont relativement pas affectés par les processus de formation de minerai et ils se forment encore plus rarement eux-mêmes en masses de minerai.

La pyrite est le plus important sulfure des gîtes. Elle constitue jusqu'à 20 pour cent de la roche dans les parties les plus pyritisées. Les autres sulfures sont rares et on les trouve seulement en petite quantité.

Les minerais appartiennent à deux phases de formation que nous appellerons "première phase" et "deuxième phase" de minéralisation. Les deux comportent la pyritisation des épontes des fractures. Une variété de quartz cherteux accompagne de façon caractéristique la première phase et une variété vitreuse ("pegmatitique") accompagne la deuxième phase.

La zone de minerai Nord de Barnat, les zones Nos 1 et 2 de Malartic Gold Fields, et la plus grande partie de la zone de minerai de Sladen (Canadian Malartic, Barnat, travaux de Sladen et la mine East Malartic), ainsi que la zone principale de minerai d'East Malartic appartiennent à la première phase de minéralisation. Les zones de porphyre de Canadian Malartic et la zone "P" de Malartic Gold Fields appartiennent à la deuxième phase. La zone principale de minerai d'East Malartic (et la zone de minerai Sud de Barnat) et des parties de la zone de minerai de Sladen contiennent des minerais qui appartiennent aux deux phases.

Les principales zones de minerai sont de deux types structuraux:

1) Masses intrusives brisées dans les zones de cisaillement.

2) Zones de fracture dans le porphyre et la grauwacke.

Les gîtes aurifères furent, au début, contrôlés par les conditions tectoniques avoisinantes. Le contrôle structural direct est, en effet, le prolongement de la fracturation dans les roches des zones de minerai. La minéralisation dans les zones environnantes de schistes minéralisés se limita en grande partie aux masses intrusives. Ainsi, l'étendue et la forme des gisements aurifères économiques dépendent souvent de la dimension, de la forme et de la concentration des masses intrusives. La formation des gisements aurifères se trouve ainsi indirectement sujette au milieu structural des roches où les intrusions furent injectées et consolidées.

Le type de roche du milieu structural a influencé grandement la teneur du minerai formé; en effet, il existe des différences marquées et persistantes dans la teneur des amas de minerai des différentes roches. Le minerai de la diorite a une valeur moyenne de $6.00 à $8.00 par tonne en or; celui du porphyre, de $4.00 à $6.00 par tonne en or; et celui de la grauwacke, de $3.00 à $5.00 par tonne en or et en argent. Il y a des exceptions, mais tous les tonnages de minerai abattu suivent cette généralisation du contrôle de la teneur selon le type de la roche.

Les gîtes aurifères de Malartic diffèrent beaucoup de leurs voisins du canton de Cadillac. Ceux-ci sont caractérisés par la présence d'arsénopyrite et de pyrite en abondance, et dans les filons et les épontes. Les minerais sont des filons de quartz aurifère (et quelques épontes porteuses d'or), souvent très riches en or visible. Dans l'ensemble, les gisements de Cadillac sont petits et irrégulièrement distribués.

Contrairement aux filons de quartz riches en or des gisements de Cadillac, les veinules et filons de quartz des gisements de Malartic sont généralement stériles, car les valeurs importantes en or se trouvent dans les épontes des filons. L'or est rarement visible, mais quand on en trouve, il est généralement dans le quartz.

On ne rencontre pas souvent d'arsénopyrite dans les minerais de Malartic. Cependant, on l'a identifiée de façon positive dans les minerais des zones minéralisées de Malartic Gold Fields où elle se présente en petites quantités qu'on ne peut voir à l'oeil nu (P.T. Black, communication personnelle).

Distribution des amas de minerai

Quoiqu'on trouve de l'or tout le long de la zone aurifère de Malartic, tel que déjà mentionné, les concentrations économiques connues se limitent à deux "centres". L'un d'eux est situé au pli d'entraînement de Fournière et à l'embranchement de la zone de schiste de la cassure de Malartic, au sud-est, près de la limite ouest du filon-couche de péridotite. Les zones de minerai des mines Canadian Malartic, Barnat et East Malartic font partie de ce centre (voir fig.3). L'autre est situé à six milles plus à l'est, sur la ligne séparant les cantons de Fournière et de Dubuisson. Il comprend les zones de minerai de la mine Malartic Gold Fields.

Une minéralisation intense, typique aux masses de minerai actuelles, fut découverte dans la partie sise entre les deux centres et à l'ouest du pli d'entraînement de Fournière le long de la zone. Ces affleurements minéralisés désapointèrent à cause de leur étendue limitée due au milieu structural et lithologique plutôt qu'à l'absence d'agents minéralisateurs.

On a prouvé la présence de minerai jusqu'à une profondeur de près de 3,000 pieds en dessous de la surface actuelle de la région. Dans cette section verticale, il n'y a pas de changement appréciable dans la teneur ou la minéralisation des minerais. Lorsque les masses de minerai s'arrêtent en profondeur, cet arrêt est dû aux changements des conditions structurales ou lithologiques.

La minéralisation du type de Malartic fut retracée à la limite des cantons de Cadillac et de Malartic, ligne qui semble marquer sa limite ouest. On ne connaît pas le prolongement de la minéralisation à l'est de la mine Malartic Gold Fields.

Milieu structural des amas de minerai

La tectonique des gisements individuels est décrite dans la Géologie de Québec, Volume III (Dresser et Denis, 1951) et dans Structural Geology of Canadian Ore Deposits (Symposium 1948). Ingham (1953) a décrit l'influence de la tectonique de la région sur les gisements de minerai.

Le milieu structural des gisements aurifères est en premier lieu le résultat de dislocations, le long de la cassure de Malartic, à une époque quelconque de l'histoire structurale de la zone aurifère. Ce milieu se trouve dans les zones et les ramifications subsidiaires de la cassure.

La figure 3 illustre les zones de dislocation tectonique, le long desquelles on trouve les minerais des mines Canadian Malartic, Barnat et East Malartic. Ce sont la zone de cisaillement Nord de Barnat; la zone de cisaillement Sud de Barnat, prolongement de la zone principale de cisaillement d'East Malartic et la zone de faille bréchique de Sladen. On a déjà cru que la zone principale de cisaillement Sud de Barnat-East Malartic était le prolongement vers l'est de la cassure de Malartic. Cependant, elle n'est pas continue le long du contact sud de la zone de roche verte, et des sondages au diamant ont prouvé que la cassure de Malartic traversait la zone de roche verte, là où le filon-couche de péridotite commence et qu'elle s'étendait le long du contact nord du filon-couche.

Les zones de minerai Nos 1 et 2 de Malartic Gold Fields sont situées dans de larges zones de cisaillement subsidiaires de la cassure de Malartic. La zone de minerai "P" de la mine est située dans une grande masse de porphyre qui suit le contact sud de la zone de roche verte (filon-couche de péridotite).

Dans les zones de dislocation tectonique, on peut reconnaître deux milieux du minerai:

1) des masses intrusives brisées dans les zones de schiste talqueux, et
2) des zones de fracture et de brèche dans les grandes masses de grauwacke et de porphyre.

Le premier milieu est représenté par les zones de minerai Nos 1 et 2 de Malartic Gold Fields, les zones de minerai Nord et Sud de Barnat, ainsi que la zone principale d'East Malartic. Le deuxième est représenté par la zone de minerai de Sladen dans la grauwacke des mines Canadian Malartic, celle de Barnat (travaux de Sladen) et celle d'East Malartic, par les zones de porphyre de Canadian Malartic et par la zone "P" de Malartic Gold Fields.

Dans les deux milieux, les plis d'entraînement sont un caractère local important. Dans les zones de cisaillement, les plis d'entraînement ont influencé la mise en place des masses intrusives et, ainsi, la minéralisation subséquente circonscrite surtout aux intrusions. Les limites du minerai à l'extrémité ouest de la zone de minerai Nord de Barnat sont contrôlées par la formation de nombreux plis d'entraînement. Quelques-unes des meilleures parties dans la zone principale de minerai d'East Malartic et dans la zone de minerai adjacente de Sladen sont contrôlées par le pli d'entraînement de Sladen, plongeant à l'est, à l'intersection de la zone de Sladen et de la principale zone de cisaillement d'East Malartic.

Deux facteurs contrôlent la dimension et la forme des masses de minerai dans les milieux de la zone de cisaillement:

1) la dimension des dykes et des cheminées individuelles,
2) la concentration en essaims des dykes et des cheminées.

Dans les gros dykes, la fracturation est restreinte à des zones étroites et la minéralisation subséquente a formé des masses de minerai étroites souvent limitées dans le sens vertical. Dans les dykes plus étroits, toute la masse est affectée par la fracturation, et la minéralisation subséquente a pu s'étendre à travers le dyke entier pour former de grandes masses de minerai. Les dykes minéralisés des zones Nos 1 et 2 de Malartic Gold Fields illustrent très bien ce facteur contrôlant la dimension (voir fig. 2).

Lorsqu'il s'agit d'intrusions restreintes, irrégulières et en forme de cheminées, la concentration des masses en groupes est plus importante que la dimension des masses individuelles. La minéralisation n'a fortement affecté que les masses intrusives broyées et, dans plusieurs cas les schistes avoisinants furent relativement peu affectés. Il est donc important, pour être exploitées avec profit, que les petites masses intrusives minéralisées soient rapprochées les unes des autres. Sous ce rapport, les plis d'entraînement jouèrent un rôle important dans la formation de canaux qui favorisèrent l'intrusion d'essaims de dykes et de cheminées.

L'intensité et l'étendue de la fracturation furent les contrôles structuraux qui limitèrent les minéralisations consistant en zones de fracture dans la grauwacke massive et le porphyre.

Milieu lithologique des amas de minerai

On trouve la minéralisation principalement dans la diorite, le porphyre et la grauwacke; à un degré moindre, dans les schistes talco-chloriteux et dans les milieux structuraux appropriés. Il existe une relation marquée entre la sorte de roche affectée par la minéralisation et la quantité de pyrite qui s'y est formée. Le plus fort développement de pyrite se trouve toujours dans la diorite. Il y a environ de 20 à 25 pour cent de pyrite dans les roches fortement minéralisées, ce qui représente le pourcentage le plus élevé de pyrite qu'on rencontre habituellement dans les minerais. On n'y voit jamais de pyrite massive.

Il y a beaucoup moins de pyrite dans le porphyre minéralisé que dans la diorite minéralisée et il n'y en a habituellement que de deux à cinq pour cent dans les parties les plus minéralisées. Dans la grauwacke minéralisée, la quantité de pyrite est à peu près la même ou un peu plus faible que dans le porphyre minéralisé. Dans la grauwacke et le porphyre minéralisés, la pyrite est à grain très fin et elle n'est généralement pas très visible dans les échantillons mégascopiques.

Il n'y a pas de pyrite dans la plupart des schistes des amas de minerai situés en zone de cisaillement. Des zones de schistes talco-chloriteux ou de schistes à biotite minéralisés en pyrite se développent parfois, mais 90 pour cent des schistes situés dans les zones de minerai ne contiennent que très peu ou pas de pyrite.

En même temps que cette relation étroite entre le développement de la pyrite et le type de la roche minéralisée, on remarque une relation entre la teneur du minerai aurifère et la quantité de pyrite présente dans le minerai. En général, plus la pyrite est abondante, plus la teneur du minerai est élevée. Cette relation entre la pyrite et l'or n'est pas toujours la même par tous les amas de minerai d'une même mine, car il arrive qu'un minerai à haute teneur soit parfois faible en pyrite; dans l'ensemble cependant, la quantité d'or présente dépend du degré de pyritisation.

Il existe aussi une relation remarquable entre le genre de roche et le contenu en argent des minerais. Le minerai dans la grauwacke de la zone de Sladen contient une forte proportion d'argent, le rapport or-argent étant à peu près 1:1. La zone de Sladen se fusionne avec la zone principale de minerai d'East Malartic au pli d'entraînement de Sladen et, à l'est de cette structure, le minerai dans la grauwacke est exploité avec la zone de schiste minéralisé qui ne contient que relativement peu d'argent (7 parties d'or ou plus pour 1 partie d'argent), bien que ce dernier minerai soit adjacent au minerai riche en argent de la grauwacke et qu'il semble avoir été affecté par les mêmes agents de minéralisation. Comme il n'y a pas d'indice de zonage, la teneur élevée d'argent dans la grauwacke ne peut s'expliquer que par la nature de la roche qui favorisa la déposition de l'argent aussi bien que celle de l'or.

Remarquons ici qu'on a observé une certaine minéralisation de tellurure le long de la zone de Sladen dans les chantiers d'abatage situés à la limite qui sépare les mines Canadian Malartic et Barnat (travaux du puits No 1 de Sladen). Dans cette portion de la

zone, le rapport entre l'or et l'argent dans les minerais n'est que de 1 à 3 dans quelques chantiers d'abatage (communication personnelle de J. Kostuik). Cette teneur élevée en argent semble être due à l'introduction des tellurures aurifères et argentifères après la première période de minéralisation.

Cette différence dans la teneur en pyrite et en or qui existe entre la diorite, le porphyre et le schiste talco-chloriteux se remarque tout spécialement dans la zone de minerai No 2 de Malartic Gold Fields. La zone est constituée de dykes longs et étroits de diorite et de porphyre dans la péridotite "massive tendre" et le schiste talco-chloriteux. Les amas de minerai sont constitués de dykes de diorite qui ont été fracturés en grande partie et minéralisés par la suite. Le minerai de ces dykes contient près de $6.00 à $8.00 d'or par tonne. Le long des fractures, la pyritisation est ordinairement abondante. Des dykes de porphyre se trouvent le long des dykes de minerai et les recoupent à l'occasion, mais le développement de la pyrite dans ces dykes est beaucoup plus faible que dans la diorite adjacente, et les valeurs en or sont toujours plus faibles, même là où le porphyre recoupe une section de minerai à haute teneur dans la diorite. Le porphyre constitue rarement un minerai et, s'il arrive qu'il en soit un, il est habituellement à teneur limite.

Cette différence dans la pyritisation et dans le contenu d'or ne peut être attribuée aux écarts du degré de fracturation, car, bien au contraire, les dykes de porphyre sont souvent plus fortement et plus irrégulièrement broyés que les dykes de diorite et de plus, ils sont fortement altérés par les solutions minéralisatrices.

Dans la même zone de minerai, le développement de la pyrite et la recristallisation de la roche encaissante le long des fractures dans la diorite sont très différents de ce qu'on remarque dans le schiste. En effet, aux bordures des dykes minéralisés, et particulièrement à leurs extrémités, on trouve des fractures remplies de quartz s'étendant de la diorite jusque dans le schiste adjacent. Dans la diorite, le long de ces fractures, une forte pyritisation se révèle, de même qu'une recristallisation des épontes en bandes, de quelques pouces de largeur, parallèles aux fractures. Dans le schiste, les épontes des fractures ne semblent pas affectées par la recristallisation, et on ne voit en général que peu ou pas de pyrite sur les plans de fractures. L'échantillonnage révèle que les valeurs en or sont toutes dans la diorite et que le schiste adjacent n'en contient généralement pas.

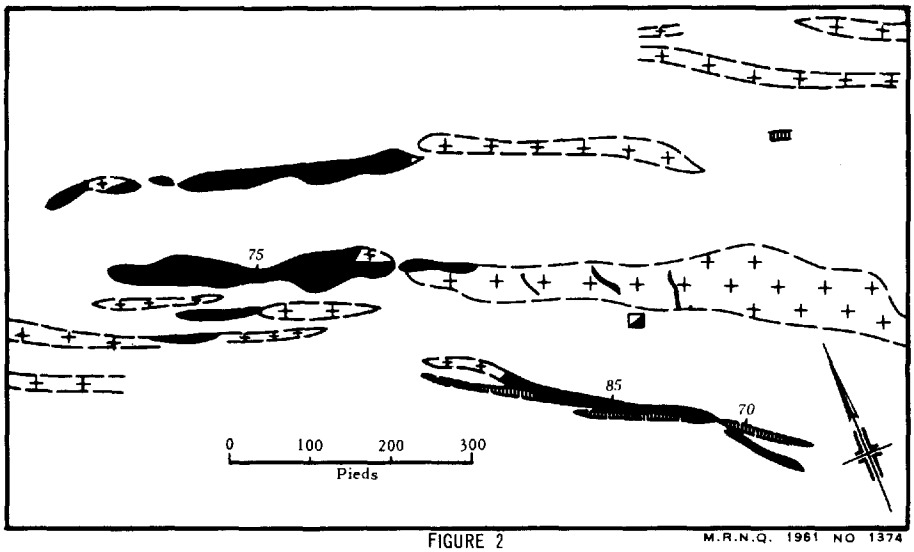


FIGURE 2 M.R.N.Q. 1961 NO 1374

MINE MALARTIC GOLD FIELDS.
DIAGRAMME D'UNE PARTIE DU NIVEAU DE 300 PIEDS (OUVRAGES OMIS).

Diorite [+ +], minerai dans la diorite [ ], porphyre [ ], schiste talc-chloriteux [ ]. A remarquer le développement de petits amas étroits de minérai dans le large dyke de diorite. Dans les dykes plus étroits, les fractures et la minéralisation se sont répandues par tous, ou presque tous les dykes, constituant ainsi des amas de minérai plus considérables.

On remarque des relations semblables entre la diorite, le porphyre et le schiste dans les autres zones de minerai de cette région minière.

Description des principales zones de minerai

On trouvera dans la Géologie de Québec, Volume III, (Dresser et Denis, 1951) et dans Structural Geology of Canadian Ore Deposits (Symposium 1948), la description de la plupart des zones de minerai et il n'est pas nécessaire d'en répéter les détails ici. La seule exception est la zone de minerai Nord de Barnat qui a été mise en valeur et exploitée depuis la préparation et la publication de ces volumes.

Nous décrirons brièvement chaque zone de minerai comme une entité, et non en tant que partie séparée appartenant aux mines individuelles.

Zone de minerai de Sladen. Cette zone occupe une bande de brèche de faille, ou de faible fracture, dans la grauwacke et s'étend vers l'ouest à partir de la principale zone de cisaillement d'East Malartic jusqu'au pli d'entraînement de Canadian Malartic. A l'ouest

du pli d'entraînement, elle se prolonge sur une faible distance, puis disparaît. Une zone de fracture de direction nord-ouest-sud-est longe la partie centrale du pli d'entraînement, puis traverse la principale zone de fracture est-ouest pour se prolonger un peu plus loin vers le nord-ouest.

La zone de Sladen rencontre la principale zone de cisaillement d'East Malartic à un angle relativement aigu, elle oblique vers le sud-est, le long du contact entre la grauwacke et le schiste, en formant une mince bande de grauwacke fracturée. Le pli d'entraînement de Sladen est à l'intersection des deux zones; ce pli et l'intersection elle-même plongent de 50 à 60 degrés vers l'est.

La partie ouest de la zone de minerai se trouve le long de la limite sud du stock de porphyre gris de Canadian Malartic. La forme de cette masse intrusive a été fortement influencée par le pli d'entraînement de Canadian Malartic. A la surface, le stock apparaît comme un petit culot au centre du pli d'entraînement et, sur la propriété de Barnat, comme une masse en forme de mince dyke qui s'élargit vers l'est. En profondeur, la partie est-ouest de l'intrusion s'élargit rapidement, et le culot de l'ouest plonge de 45 à 55 degrés vers le sud-est pour se joindre à la principale masse entre le 6ième et le 7ième niveaux de la mine. La partie est de la principale masse sur le terrain de Barnat plonge d'environ 30 degrés vers l'ouest. L'attitude et la configuration de la partie ouest de la zone de Sladen dépendent de la forme de la masse de porphyre. L'extrémité ouest de la zone forme une fosse avec la zone de fracture de direction nord-ouest-sud-est. Cette fosse plonge vers le sud-est, de même que l'arête ouest de la masse de porphyre. Près de la surface, la zone est-ouest a un pendage presque vertical qui s'adoucit rapidement vers le sud à mesure que la masse de porphyre croît en profondeur dans cette direction.

Les parties centrale et ouest de la zone se trouvent entièrement dans la grauwacke et leur pendage est de 50 à 80 degrés vers le sud.

On trouve les principaux gisements de minerai dans les parties est et ouest de la zone de minerai près de la principale masse de porphyre et du pli d'entraînement de Sladen. Dans la partie centrale, il n'y a que quelques petits gisements. Il est évident que la principale masse de porphyre influença la mise en place des gisements dans la partie ouest.

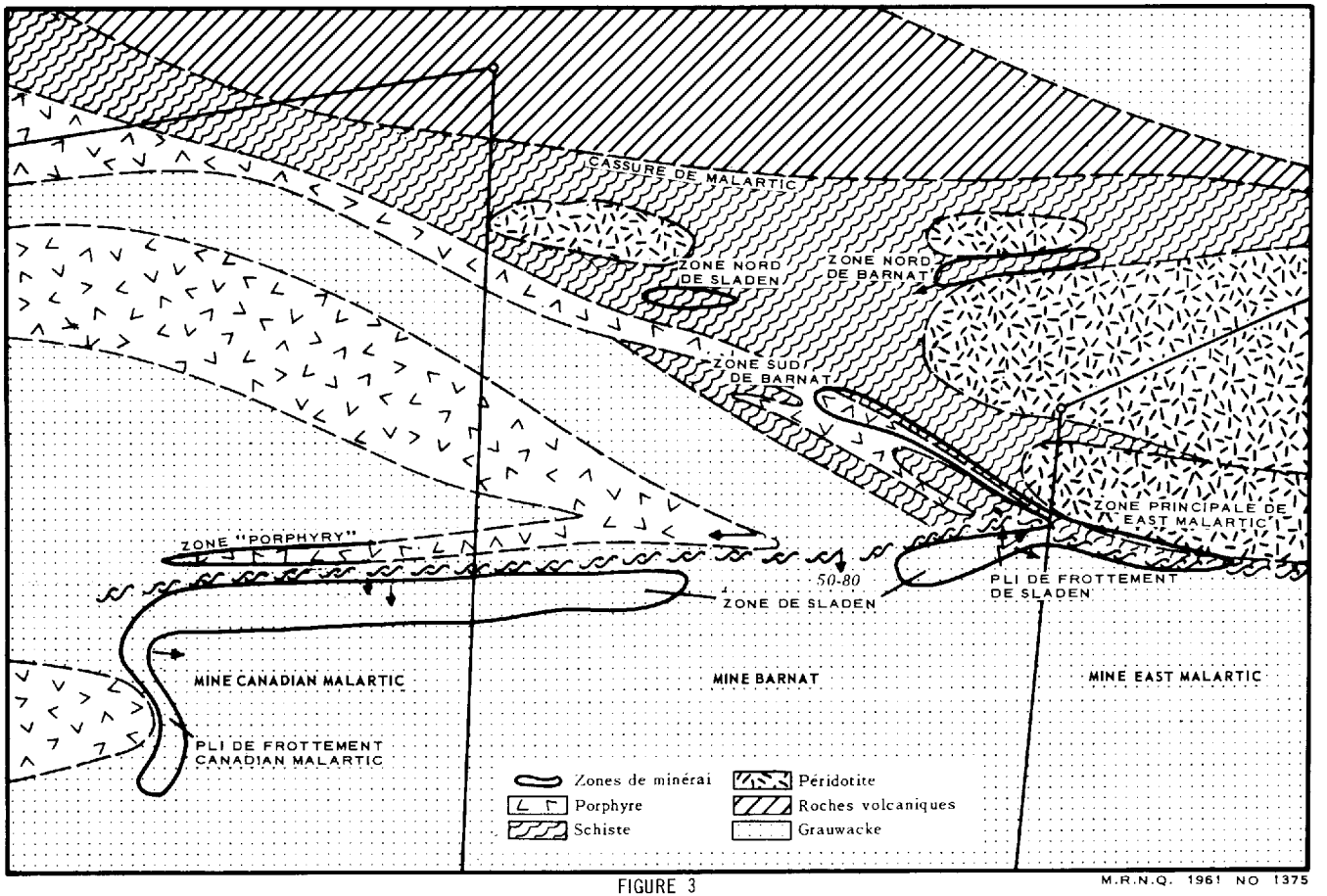


FIGURE 3

CROQUIS DES PRINCIPALES PARTICULARITÉS TECTONIQUES ET DES ZONES DE MINERAI DES MINES CANADIAN MALARTIC, EAST MALARTIC ET BARNAT.

Les gisements de minerai de la partie est de la zone de Sladen sont situés à moins de 1,000 pieds du pli d'entraînement de Sladen et plongent généralement vers l'est avec cette structure.

Les minerais représentent deux périodes de minéralisation. La première phase forma dans la zone de larges bandes de minerai à basse teneur, faiblement pyritisé, et des parties fortement silicifiées, particulièrement le long du contact entre le porphyre et la grauwacke. Des mouvements postérieurs produisirent de nouvelles fractures dans la zone, qui avait été remplie de quartz au cours de la minéralisation précédente, et formèrent la faille de Sladen. Cette faille est une structure étroite, plus ou moins continue, qui s'étend le long de la zone de Sladen à partir du pli d'entraînement de Canadian Malartic jusqu'à la principale zone de cisaillement d'East Malartic, où elle dévie pour suivre le contact entre la grauwacke et le schiste. La deuxième minéralisation a enrichi le matériel à basse teneur formé précédemment, mais elle a provoqué très peu de recristallisation dans la grauwacke et le porphyre précédemment altérés.

Zones de porphyre de Canadian Malartic. On remarque dans le stock de porphyre gris un certain nombre de petites zones de fracture, plongeant en général à 45 degrés environ vers l'ouest, de dimensions horizontale et verticale limitées. Ces zones sont relativement riches en or, et leur teneur moyenne est bien au-dessus de celle de la grauwacke minéralisée exploitable. On trouve surtout les zones a) là où la masse de porphyre est étroite et a été fracturée par des mouvements le long ou près des murs et b) dans les parties plus larges de la masse principale où se produisirent des mouvements le long de couches de chlorite qui sont soit des dykes basiques cisaillés, soit de longues et étroites enclaves de grauwacke (Derry 1939, Derry et Herz 1948). On exploite aussi un peu de minerai dans le porphyre le long de la faille de Sladen.

Les fractures dans les zones sont bien définies, espacées de quelques pouces à plusieurs pieds et elles sont remplies de quartz vitreux d'apparence pegmatitique. Le long de chaque éponte des fractures, on trouve des bandes de porphyre de couleur rose d'apparence lessivée, qui contiennent de la pyrite finement disséminée et sont en contact relativement tranché avec le porphyre gris non altéré. La largeur de ces bandes varie d'un pouce ou deux jusqu'à près d'un pied. Les relations entre les bandes d'altération, la fracturation et les filons et filonnets de quartz sont à peu près les mêmes que celles observées dans les dykes minéralisés de Malartic

Gold Fields avec cette différence, bien entendu, que la roche affectée est un porphyre et non une diorite et que la quantité de pyrite qu'on trouve dans une bande de porphyre altéré est beaucoup plus faible que dans une bande semblable de diorite altérée.

Les mouvements qui ont causé ces zones de fracture sont postérieurs à ceux qui ont formé la zone principale de Sladen, et ils correspondent à ceux qui ont provoqué la formation des ouvertures postérieures et de la faille de Sladen le long de la zone de Sladen. Le minerai déposé dans le porphyre appartient à la dernière phase de minéralisation qui a enrichi les amas de minerai formés précédemment le long de la zone de Sladen.

Zones de minerai Nos 1 et 2 de Malartic Gold Fields. Ces zones sont constituées par des gisements de minerai logés dans les dykes de diorite qu'on trouve le long des zones subsidiaires irrégulières de la cassure de Malartic, laquelle est à quelques centaines de pieds seulement au nord. Les zones subsidiaires sont composées de schiste talco-chloriteux avec de larges bandes et des îlots de péridotite "massive tendre".

Les dykes de diorite et de porphyre ont envahi le schiste surtout le long de son contact avec la péridotite massive, ou au delà des extrémités des îlots et des prolongements de la péridotite massive (voir carte en pochette: "Géologie de surface de la zone aurifère de Malartic"). Les dykes de diorite sont des masses lenticulaires longues et étroites qui s'enfoncent en général à une grande profondeur. En concordance avec l'attitude du schiste encaissant, ces dykes sont de toutes les dimensions et peuvent atteindre plusieurs centaines de pieds de longueur et cent pieds de largeur. Plusieurs d'entre eux semblent avoir occupé certaines parties des plis d'entraînement. Les formes des dykes de la mine Gold Fields, pris dans l'ensemble, présentent un fort contraste avec celles de plusieurs des masses irrégulières de diorite en forme de cheminées et de petites lentilles dans les zones de minerai de Barnat et d'East Malartic.

Les gisements de minerai sont constitués de stockwerks de filons et filonnets de quartz occupant des fractures parallèles ou à peu près, et recoupant les dykes à angles variables. Quelques-uns sont perpendiculaires aux épontes des dykes, d'autres sont parallèles, et tous les angles intermédiaires sont représentés. Les fractures ont un pendage qui va d'horizontal à vertical, mais qui est le plus souvent incliné à près de 45 degrés. La diorite est intensément pyritisée et recristallisée le long des fractures. Presque tout l'or se trouve dans les épontes et non dans le quartz et celui-ci ne contient que de faibles quantités parsemées de pyrite et autres sulfures.

Les gisements de minerai sont limités aux dykes de diorite qu'ils occupent parfois dans leur entier. D'autres gisements ont la forme de véritables cheminées à l'intérieur des dykes. Leur dimension verticale dépasse considérablement leur dimension horizontale.

Les dykes de porphyre sont moins anciens que la diorite qu'ils recoupent à plusieurs endroits. Comme nous l'avons mentionné précédemment, on trouve rarement des gisements de minerai dans le porphyre, même lorsque la roche est fracturée et fortement altérée par les solutions minéralisatrices.

Zone principale de minerai d'East Malartic-Barnat. Cette zone de minerai est constituée de plusieurs bandes ou rangées de gisements dans une zone de cisaillement subsidiaire, laquelle, au pli d'entraînement de Fournière, s'écarte vers le sud-est de la cassure de Malartic. Le contact sud de la zone de cisaillement avec les grauwackes de Kewagama a une forme grossièrement arquée et sa direction passe graduellement de S65°E, près de la limite entre les mines Barnat et East Malartic, à légèrement est-nord-est avant de revenir à sa direction originelle pour une longueur de 2,300 pieds. Le contact a un pendage d'environ 80 degrés vers le sud près de la limite entre Barnat et East Malartic, mais à peu de distance à l'est du puits No 3 d'East Malartic, aux niveaux supérieurs, il est renversé et incliné d'environ 75 degrés vers le nord. La trace du contact à inclinaison nord et sud plonge de 38 degrés vers l'est aux niveaux supérieurs, mais ce plongement diminue progressivement en profondeur jusqu'à ce qu'il devienne horizontal au niveau de 675 pieds à l'extrémité est des travaux (Dresser et Denis 1951).

Le tracé du contact nord de la zone de cisaillement avec le filon-couche de péridotite est mal connu sur presque toute sa longueur, mais il semble qu'il suive une ligne très irrégulière. La largeur de la zone de cisaillement varie considérablement dans le sens de la direction et du pendage, et on y trouve à l'intérieur même plusieurs grosses "enclaves" de péridotite massive. Le schiste atteint en certains points 400 pieds de largeur, mais en moyenne il mesure environ 150 pieds. La zone se rétrécit graduellement vers l'est et disparaît complètement à l'est des travaux d'East Malartic.

A l'intersection de la zone est-ouest de grauwacke minéralisée et de la zone de cisaillement, le pli d'entraînement de Sladen a donné au contact entre le schiste et la grauwacke la forme d'un S grossier ayant plus de 100 pieds de largeur près de la surface sur le terrain de la mine Barnat. Sur la propriété d'East Malartic, cette

structure plonge de 50 degrés vers l'est, et diminue graduellement en profondeur. A l'horizon de 1,200 pieds, il ne s'agit plus que d'une série de variations dans la direction du contact, lequel a perdu sa forme de pli d'entraînement.

La faille moins ancienne de Sladen de la zone Est-Ouest de Sladen oblique au pli d'entraînement et longe le contact entre la grauwacke et le schiste jusqu'à l'extrémité est des travaux d'East Malartic, où elle semble se ramifier en plusieurs failles plus petites qui disparaissent vers l'est sur de courtes distances (communication personnelle de J. Cormie, autrefois géologue à la mine East Malartic). Les mouvements le long de la faille de Sladen ont fracturé la grauwacke, laquelle avait été silicifiée au cours de la première phase de minéralisation. Les minerais à faible teneur antérieurement formés dans la grauwacke le long du contact avec le schiste ont été, à plusieurs endroits, enrichis par l'or introduit postérieurement.

Dans la zone de cisaillement, on trouve plusieurs dykes, cheminées et masses irrégulières de diorite et de porphyre. Plusieurs de ces amas se repèrent par les changements de direction et de pendage des contacts de la zone avec la grauwacke ou la péridotite massive et par les enclaves de péridotite massive. Les petits amas sont particulièrement abondants dans le schiste à l'ouest de la saillie de grauwacke dans la zone de cisaillement formée par le pli d'entraînement de Sladen le long du contact entre la grauwacke et le schiste.

Dans le secteur Barnat de la zone, on trouve de nombreuses masses importantes, irrégulières de porphyre, semblables à des dykes, situées au centre et le long de la zone de cisaillement.

Des amas de minerai se sont formés sur une longueur de 3,600 pieds dans la principale zone de cisaillement d'East Malartic et dans la zone Sud de Barnat. Ces amas se rencontrent surtout le long de la limite nord de la zone et dans la grauwacke adjacente. Au niveau de 485 pieds de la mine East Malartic, on a découvert une zone de minerai d'une longueur continue de 2,000 pieds et d'une largeur de 24 pieds, dont la teneur moyenne est de 0.2 once d'or à la tonne (Dresser et Denis, 1951).

On peut diviser la zone de minerai en trois parties: la partie nord-ouest (zone Sud de Barnat), la partie centrale et la partie est. La teneur et les largeurs de ces minéralisations dépendent largement de l'importance et de la concentration des masses intrusives et, particulièrement, de la présence des masses de diorite. Là où ces masses de diorite sont absentes, le minerai est généralement de basse teneur.

La partie nord-ouest de la zone de cisaillement minéralisée, soit la zone de minerai Sud de Barnat, est formée de gros gisements à faible teneur dans les dykes de porphyre, et de quelques petits gisements dans les dykes de diorite. Les intrusions de porphyre y sont plus étendues et plus nombreuses qu'ailleurs et elles se présentent surtout comme des masses en forme de lentilles tabulaires, en concordance avec les schistes encaissants.

La partie la plus importante de la zone de minerai consiste en une bande, le long du contact entre la grauwacke et le schiste, qui s'étend vers l'est à partir du pli d'entraînement de Sladen sur une distance de 800 pieds. On rencontre aussi un peu de minerai dans le schiste au nord-ouest de la saillie de grauwacke formée par le pli d'entraînement. L'extrémité ouest de cette partie se trouve aux niveaux supérieurs de la mine Barnat et plonge vers l'est avec le pli dans les terrains d'East Malartic. La longueur de cette partie diminue en profondeur, à mesure que le pli de Sladen disparaît, et le minerai, en section verticale, présente un vague contour en forme de "V". Une branche de ce "V" représente la limite du minerai qui suit le plongement du pli de Sladen, l'autre branche est plus ou moins verticale.

Dans cette partie, on trouve une multitude de petits amas de diorite et de porphyre en forme de cheminées ou de lentilles, de même que quelques amas plus importants qu'on peut voir sur la carte de géologie souterraine de la zone aurifère de Malartic (en pochette). Tous ces amas sont de grosseurs et de formes variées, et il est impossible d'indiquer la projection de leurs contacts le long des directions ou des pendages sur plus que quelques pieds de distance des affleurements. Ces amas sont concordants avec la direction et le pendage et, souvent, avec la structure en pli d'entraînement du schiste encaissant. Il n'existe pas de distribution particulière des types intrusifs. A un niveau donné, une section peut être composée presque entièrement de masses de porphyre dans le schiste; à un niveau inférieur, elle est constituée presque entièrement de masses de diorite et, dans les niveaux intermédiaires, les masses de diorite et de porphyre peuvent s'y trouver en proportions très variables.

La teneur du minerai varie en général dans chaque partie, avec le nombre de dykes de diorite présents et avec la grosseur des intrusions. La plus forte teneur du minerai se rencontre là où les intrusions ont moins de 15 pieds de largeur et où elles sont séparées l'une de l'autre par d'étroites bandes de schiste. Aux endroits où les intrusions ont plus de 15 pieds de largeur, la présence de l'or est limitée au voisinage des bordures des masses et l'on ne trouve que de faibles teneurs dans leur partie centrale (Dresser et Denis, 1951).

Là où le schiste renferme de l'or, on trouve celui-ci à la bordure des intrusions, et sa teneur diminue rapidement à mesure qu'on s'éloigne des contacts. On trouve généralement de faibles quantités de pyrite lorsqu'il y a des valeurs en or dans le schiste (Dresser et Denis, 1951).

Du côté du contact où se trouve la grauwacke, il existe en général une bande de grauwacke faiblement minéralisée, pouvant atteindre par endroits 50 pieds de largeur. Cette bande est le prolongement de la zone de grauwacke minéralisée de Sladen. Le long de la faille de Sladen, des segments fracturés de grauwacke minéralisée antérieurement furent enrichis par un nouvel apport d'or.

A certains horizons, la partie est de la zone de minerai est pratiquement continue avec la partie centrale que nous venons de décrire. Elle diffère de cette dernière par un nombre moindre de masses intrusives le long, ou près du contact et par le fait que presque tout le minerai se trouve du côté du contact occupé par la grauwacke.

La plus grande partie du minerai s'est formée au cours de la première phase de minéralisation, et la plupart des changements dans les roches, dus à la formation du minerai, se sont effectués au cours de celle-ci. Les bouleversements qui suivirent, formèrent la faille actuelle de Sladen le long du contact entre la grauwacke et le schiste, ainsi que les parties fracturées de la grauwacke silicifiée et du minerai adjacents. Les solutions minéralisatrices de la deuxième phase pénétrèrent dans cette zone et enrichirent le minerai de formation plus ancienne. Quelques porphyres minéralisés dans la zone de schiste minéralisé contiennent des altérations et des filonnets de quartz typiques de la deuxième phase de minéralisation qu'on rencontre dans les zones de porphyre minéralisé de Canadian Malartic, ce qui semble prouver que la deuxième phase de minéralisation exerça son action à travers certaines parties de toute la zone.

Zone de minerai Nord de Barnat.- Cette zone fut exploitée sur une très grande échelle et il s'est fait de l'abatage à la plupart des niveaux de la mine jusqu'à l'horizon de 2,200 pieds. Cependant, les descriptions et les remarques qui suivent concernent surtout la partie qu'on a mise en valeur aux niveaux de 350, 525 et 750 pieds.

La minéralisation occupe une zone de cisaillement orientée est-ouest, subsidiaire de la cassure de Malartic laquelle se situe à quelques centaines de pieds seulement au Nord. Elle se trouve à 1,500 pieds au nord-nord-est de l'extrémité est de la zone de minerai de Sladen. A l'ouest, cette zone de cisaillement se joint à la zone Sud de Barnat et Principale d'East Malartic pour former une grande superficie à peu près triangulaire de schiste talco-chloriteux et de péridotite "massive tendre" à l'extrémité ouest du principal filon-couche de péridotite. Elle est limitée au nord par la péridotite massive du filon-couche et son contact est fortement incliné vers le nord. Ce contact est très irrégulier: il présente plusieurs courbes et pointes, et, à certains endroits, il a la forme d'un pli d'entraînement. Au nord, la zone de cisaillement est limitée par une étendue irrégulière de péridotite "dure" et "massive tendre" qui sépare la zone de la principale bande de schistes talco-chloriteux le long de la cassure de Malartic.

La zone de cisaillement Nord est en fait une zone de péridotite "massive tendre" et schisteuse "massive tendre" traversée par des bandes assez bien définies de schiste talco-chloriteux. Une mise en plan de la distribution des roches talco-chloriteuses faiblement et fortement foliées, dans la zone de cisaillement, revèlerait peut-être des conditions structurales qui, autrement, pourraient passer inaperçues. Dans plusieurs cas, le schiste talco-chloriteux semble marquer des zones de mouvements légèrement postérieurs à ceux qui ont formé la roche "massive tendre".

Dans la zone de cisaillement, on remarque de nombreuses masses de diorite et de porphyre aux formes irrégulières ressemblant à des dykes et des cheminées, dont plusieurs s'introduisirent dans les zones axiales ou le long des flancs des plis d'entraînement existant dans le schiste et la péridotite "massive tendre". Les masses de diorite et de porphyre plongent de 20 à 45 degrés vers l'ouest, du moins entre les niveaux de 350 et de 750 pieds, et suivent pour la plupart la plongée de la structure irrégulière en pli d'entraînement de la zone de cisaillement à son extrémité ouest. Ces masses sont plus ou moins en forme de cigares et aucune d'elles ne s'étend sur une grande distance dans le sens de la plongée. On voit que, même si chacun des dykes plonge vers l'ouest, l'ensemble des cheminées a peut-être une inclinaison vers l'est, puisque chacune des masses se trouve derrière et au-dessous de la précédente. Au niveau de 1,250 pieds, la principale concentration de masses intrusives et une partie en plis d'entraînement des schistes se trouvent en dessous et à l'est des masses des niveaux supérieurs. A l'extrémité ouest du niveau de

1,250 pieds, où l'on pourrait s'attendre à rencontrer l'ensemble des intrusions à plongement ouest, on retrouve peu de dykes de diorite et de porphyre, et les conditions structurales sont différentes de celles de la partie ouest de la zone de minerai dans les niveaux supérieurs. Si les plis d'entraînement des niveaux supérieurs et du niveau de 1,250 pieds font partie de la même zone de plissement, il doit alors y avoir renversement brusque de la plongée de la zone dans les horizons intermédiaires entre les niveaux de 750 et 1,250 pieds. Au niveau de 1,250 pieds, l'ensemble des dykes représente peut-être en fait une nouvelle zone d'intrusions plongeant vers l'ouest, disposées en échelons sous l'ensemble des intrusions des niveaux supérieurs.

Outre les masses les plus importantes indiquées sur les plans des niveaux, on trouve dans le schiste plusieurs petites lentilles de diorite et de porphyre. Plusieurs de ces lentilles n'ont que quelques pouces de longueur et environ un pouce de largeur et sont souvent complètement isolées des grosses masses intrusives.

Les contacts des intrusions sont remarquablement concordants avec la structure des schistes encaissants et, dans plusieurs cas, le schiste semble avoir été enroulé autour des masses intrusives. A l'époque de l'intrusion, alors que la mise en place des masses était contrôlée surtout par les structures présentes dans le schiste, ces structures se sont certainement recoupées à certains endroits. Les mouvements qui sont survenus plus tard dans la zone se seraient d'abord produits le long des contacts des intrusions et ce sont eux qui ont oblitéré la plupart des relations de recoupement.

La diorite est la plus abondante des deux variétés de roches intrusives de la zone de minerai, et ceci a joué un rôle important dans la teneur du minerai pour les raisons que nous avons mentionnées précédemment dans la partie traitant des milieux lithologiques des gisements.

Un groupe de minces bandes de brèche, plus ou moins continues mais irrégulières, s'étend parallèlement à la direction générale de la zone et des brèches. Ces bandes ont ensuite été transformées par la déposition de quartz et la silicification associées à la formation du minerai.

Les mouvements qui provoquèrent la formation des bandes de brèche fracturèrent les cheminées avoisinantes de diorite et de porphyre. Les réseaux de fractures sont complexes dans les amas intrusifs et, souvent, une cheminée complète est entièrement brisée par

de nombreuses fractures associées les unes aux autres. Par la suite, la minéralisation causa de la recristallisation et de la pyritisation sur les épontes de ces fractures, et ceci changea complètement l'apparence de toute la masse. Des filonnets de quartz, particulièrement abondants près des zones bréchiques, remplissent la plupart des plus grosses fractures.

Les gisements consistent en masses de diorite et de porphyre fracturées et minéralisées, le long de la bande de zones bréchiques, lesquelles ont dû être les principaux canaux d'amenée pour les solutions minéralisatrices. Aux niveaux supérieurs, la zone de minerai a une longueur de 800 pieds et une largeur moyenne de 25 pieds. Son pendage est prononcé vers le nord et son plongement vers l'ouest est à peu près semblable à celui des amas intrusifs.

Là où les zones bréchiques contiennent de nombreuses enclaves de diorite, en général fortement pyritisée, elles constituent un minerai à haute teneur. Lorsque les enclaves sont formées d'autres roches, particulièrement de schiste, la teneur des zones de brèche est beaucoup plus faible.

Les relations, entre le genre de roche et le développement de pyrite, et entre la pyrite et l'or sont en accord avec celles remarquées ailleurs dans la région. Les amas de diorite sont les plus fortement pyritisés. Dans le bloc de minerai entre les niveaux de 350 et de 725 pieds, ces amas de diorite contiennent 75 pour cent de l'or qu'on estime présent dans toute la masse, bien qu'ils ne forment que 25 pour cent du minerai à abattre (communication personnelle, de J. Lyons, autrefois géologue à la mine Barnat).

Le quartz, dans les amas fracturés de diorite et de porphyre et dans les zones bréchiques, ne contient généralement pas d'or et très peu ou pas de pyrite. Cependant, lorsqu'on trouve de l'or visible, il est dans le quartz. Au-dessus du niveau de 525 pieds on a retracé, sur une longueur de plus de 50 pieds, une veinule de quartz à travers une cheminée de diorite. Cette veinule, d'environ un pouce de largeur, contient de nombreuses concentrations d'or visible.

La plus grande partie du minerai appartient à la première phase de minéralisation. D'autre part, on rencontre çà et là des petites veinules de quartz vitreux, typiques de la seconde phase de minéralisation, qui recoupent le minerai et le quartz ancien. Un peu d'or s'est indubitablement introduit après la principale période de minéralisation.

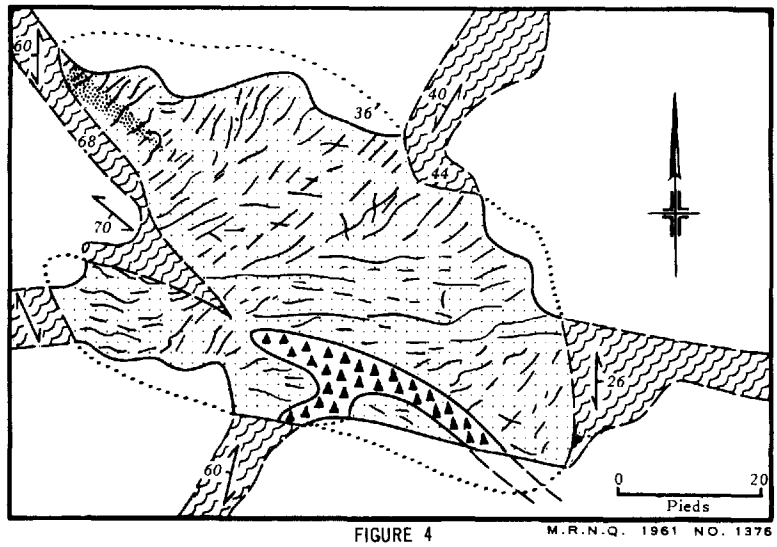


FIGURE 4 M.R.N.Q. 1961 NO. 1376

MINE BARNAT

PARTIE DU NIVEAU DE 525 PIEDS MONTRANT UN CULOT DE DIORITE FRACTURÉE.

Minerai dans la diorite — Schiste talc-chloriteux

Zone de brèche — Fractures remplies de quartz-noir.

Minéralisation

Aperçu général

Les minerais se sont formés au cours de deux périodes de minéralisation, terminées toutes deux avec le développement d'une variété distinctive de quartz sous forme de filons et de masses de substitution. La première phase de minéralisation comprenait la recristallisation de minces bandes de diorite, de porphyre et de grauwacke le long des fractures, ainsi que l'introduction de divers éléments, comme le soufre et l'or, et la perte de certains autres. Cette phase prit fin avec la déposition d'une variété de quartz cherteux ou granuleux. La deuxième phase de minéralisation n'a produit de recristallisation appréciable que le long des fractures dans les masses de porphyre, recristallisation qui fut accompagnée d'une déposition d'or et de quartz. Cependant, on retrouve de l'or et du quartz de cette deuxième phase dans les roches affectées par la première minéralisation, et leur présence enrichit les minerais qui étaient de teneur non économique.

Les minerais sont d'une minéralogie simple. Dans un échantillon mégascopique, le quartz et la pyrite sont les seuls minéraux bien visibles qu'on rencontre constamment dans la roche aurifère, avec les minéraux constitutifs de la roche. L'or se trouve à l'état natif, associé à une grande quantité d'argent dans les grauwackes minéralisées, mais à une faible quantité d'argent dans les autres minerais de la région. On a trouvé des tellurures aurifères dans quelques minerais, mais ils ne sont relativement pas importants.

La succession des événements survenus au cours de la formation du minerai était complexe et elle est souvent représentée de façon incomplète dans les minerais d'une zone quelconque.

Succession des événements

Le premier événement dans la formation du minerai fut la fracturation qui permit aux agents minéralisateurs de pénétrer dans les types "favorables" de roche. De faibles mouvements se sont continués au cours des phases de minéralisation. Une période de fracturation intense et de faille sépare la deuxième de la première phase de minéralisation.

Dans certains cas, les effets de l'une des phases de minéralisation recoupent ceux d'une phase antérieure, les canaux de celle-ci s'étant refermés avant le début de la seconde phase laquelle s'effectua le long de nouvelles fractures. Ainsi, on voit parfois des filons de quartz qui recoupent des zones de la roche encaissante antérieurement altérée, zones qui apparaissent généralement sous forme de bandes le long des filons de quartz (voir fig. 6, page 81).

La succession des événements apparaît plus bas dans le tableau 17, le plus ancien en haut et le plus récent en bas.

Minéraux métalliques

Les minéraux métalliques importants sont l'or, l'argent et la pyrite. Les autres minéraux mentionnés plus loin dans le tableau 18 sont très peu importants. L'étude des relations minéralogiques est difficile parce que les minéraux métalliques, sauf la pyrite, sont très pauvrement distribués.

Tableau 17

Succession des événements

Fracturation et formation de brèches: formation de la zone de Sladen et bris des masses intrusives dans les zones de cisaillement; formation des brèches de la zone Nord de Barnat;

PREMIERE PHASE DE MINERALISATION: a) recristallisation des épontes le long des fractures dans la diorite, le porphyre et la grauwacke, formation de pyrite et déposition d'or; b) faibles mouvements dans certaines parties; c) silicification et déposition de quartz cherteux;

Fracturation et formation de failles; formation de la faille de Sladen; fracturation des zones précédemment silicifiées et des filons de quartz;

DEUXIEME PHASE DE MINERALISATION: a) recristallisation des épontes le long des fractures dans le porphyre, formation de pyrite et déposition d'or. Autre déposition d'or et d'argent dans la zone de Sladen; b) faibles mouvements dans certaines parties; c) déposition de quartz "vitreux";

Ajustements mineurs;

DEPOSITION D'OR ET DE TELLURURES: tellurures déposés surtout dans la partie centrale de la zone de Sladen;

Ajustements mineurs; formation de veinules de quartz et épidote ainsi que de calcite;

DERNIERE DEPOSITION DE L'OR.

Dans les épontes des fractures, la plus grande partie de la pyrite s'est formée par l'action des solutions ou vapeurs alcalines de sulfure sur les minéraux ferrifères qui composent la roche. Après la formation de la plus grande partie de la pyrite dans les épontes, de faibles quantités de pyrite et d'autres sulfures se sont introduites le long des fractures dans le quartz.

Nous n'avons pas fait nous-mêmes l'examen des sections polies des minerais de Malartic et, conséquemment, plusieurs des observations faites dans les parties qui suivent sont basées sur le travail d'autres auteurs.

Tableau 18

Minéraux métalliques

Or: Minerai principal; accompagné d'argent dans les grauwackes minéralisées;

Argent: il n'y en a de quantités importantes que dans les grauwackes minéralisées et dans certaines parties du porphyre fortement silicifié le long de la zone de minerai de Sladen;

Tellurures: la calaverite, la petzite, la wehrlite, la melonite(?) et la sylvanite sont présentes en très faibles quantités dans les minerais de la zone de Sladen;

Sulfures: a) la pyrite est le principal sulfure des gisements;

b) on trouve de l'arsénopyrite en faibles quantités dans le minerai de Malartic Gold Fields;

c) on trouve de la chalcopyrite, de la galène et de la sphalérite en faibles quantités dans les filons de quartz et de carbonate;

d) la molybdénite forme de minces couches le long des diaclases dans le porphyre et le quartz vitreux;

e) la pyrrhotine est présente en faibles quantités.

Or

L'or est omniprésent dans la zone aurifère de Malartic. On le trouve partout, dans toutes les roches, et le long des fractures dans les minéraux de dernière formation. Il s'est montré plus mobile que ne l'indique sa relative inertie chimique dans des conditions normales, et il est ainsi souvent difficile de déterminer au cours de quelle phase ou phases particulières l'or d'un gisement s'y est déposé. Cependant, les concentrations économiques de minerai aurifère sont étroitement reliées aux deux phases de minéralisation, et la plus grande partie de l'or s'est déposée au cours de ces phases.

On a observé que l'or se présentait dans les conditions suivantes:

1) sous forme d'ampoules microscopiques à l'intérieur des grains de pyrite. Ces particules ne sont apparemment pas associées aux fractures dans la pyrite;

2) dans les fractures de la pyrite et autour des grains de pyrite;

3) dans les fractures du quartz;

4) dans les fractures des filonnets d'amphibolite;

5) dans les fractures, les diaclases et les géodes dans la grauwacke, le porphyre et la diorite, sans être accompagné d'aucun autre minéral que ceux qui constituent la roche;

6) sous forme de minces pellicules le long des plans de foliation dans le schiste talco-chloriteux;

7) dans les filonnets de carbonate de formation tardive. On a observé que de l'or s'était substitué à la calcite dans un filonnet de carbonate qui recoupe le minerai dans la zone principale d'East Malartic;

8) sous forme de minuscules grumeaux et de cristaux isométriques dans la sylvanite et la petzite.

La plus grande partie de l'or des minerais de la phase ancienne se trouve avec la pyrite, ou à proximité de celle-ci dans la roche encaissante. Un concentré de pyrite a permis de récupérer par flottage 95 pour cent de l'or provenant de la diorite minéralisée de la mine Malartic Gold Fields, ce qui indique que la présence de l'or dans ce minerai est étroitement associée à la pyrite (Halet, 1948). On trouve des relations semblables dans les autres gisements de la première phase de minéralisation.

Au contraire, dans la grauwacke l'or s'est déposé, avec la pyrite de la première phase de minéralisation, seulement en quantités non économiques (0.01 à 0.08 once à la tonne, Derry et Herz, 1948). Là où il y a des gisements, on constate que l'or s'est introduit durant une phase postérieure, qu'il n'est pas associé à la pyrite, et qu'à plusieurs endroits, il est seul. De tels gisements se sont formés, dans des parties déjà minéralisées, là où il y eut fracture.

Dans la plupart des minerais de la région, l'or forme un alliage avec de très faibles quantités d'argent (Au:Ag = 10:1). Cependant, dans les grauwackes minéralisées, l'or est allié à une grande quantité d'argent et les proportions de l'or à l'argent varient à peu près entre deux à un et un à trois. Puisqu'il n'y a pas d'indice de zonage qui expliquerait la haute teneur en argent, nous devons conclure que la déposition de celui-ci dans les grauwackes minéralisées a été provoquée par quelque chose dans la nature de la grauwacke, qui ne se trouve pas dans les autres roches des zones de minerai.

Tellurures

On a remarqué des tellurures dans les minerais provenant de la partie centrale de la zone de minerai de Sladen. On les trouve dans la grauwacke fortement silicifiée, dans les filons de quartz cherteux et dans les filons de quartz vitreux de formation postérieure. On a remarqué de l'or natif dans la sylvanite et la petzite, mais non dans la pyrite qui accompagne les tellurures. Le tellurure le plus abondant est la sylvanite; la petzite y est en plus petites quantités (Gunning et Ambrose, 1940, p.139).

R.M. Thompson de l'université de la Colombie-Britannique et de l'université de Toronto a identifié la petzite, la wehrlite et la calaverite dans le quartz vitreux provenant de Canadian Malartic (communication personnelle de H. Herz, directeur de la mine Canadian Malartic). On soupçonne aussi la présence de la melonite. On trouve ces tellurures seuls ou accompagnés d'or natif dans les minuscules fractures du quartz.

Pyrite

La pyrite est le seul sulfure important dans les minerais. On la trouve dans les épontes altérées le long des fractures et elle consiste en grains automorphes ou xénomorphes de toutes les grosseurs, atteignant jusqu'à 5 mm. de diamètre. Elle forme aussi des rangées de grains le long des fractures qui sont parfois recoupées par des veinules de quartz. En général, on la rencontre rarement dans le quartz mais, dans ce cas, elle n'y est qu'en faibles quantités.

La plus grande partie de la pyrite s'est formée par l'action des solutions alcalines de sulfures sur les minéraux ferrifères dans les épontes des fractures. Un peu de pyrite s'est aussi déposée dans le quartz à partir de solutions.

On trouve, largement distribués dans les schistes talco-chloriteux des zones de minerai, des cristaux de pyrite bien développés. La pyrite forme parfois, le long de la foliation, de minces pellicules qui furent polies par des mouvements postérieurs, ce qui leur donne une apparence très inhabituelle.

Autres sulfures

On rencontre, en faibles quantités de la chalcopyrite, de la sphalérite, de la galène et de la pyrrhotine dans le quartz vitreux de la deuxième minéralisation. Ces minéraux ont très peu d'importance.

On note la présence d'arsénopyrite dans les minerais de la mine Malartic Gold Fields. On croit qu'il s'agit du sulfure qui a été le premier formé et déposé dans les fractures du quartz (communication personnelle de P.T. Black).

Minéraux filoniens

Le quartz est le seul minéral filonien important dans les minerais. On trouve fréquemment des veinules de calcite de formation tardive recoupant les roches plus anciennes; cependant, leurs dimensions et leur nombre sont négligeables.

Dans les zones de minerai de Canadian Malartic, East Malartic et Barnat, on trouve du quartz de deux âges différents, représentant les premières et seconde phases de minéralisation. Il y a aussi deux âges de quartz dans les zones de minerai Nos 1 et 2 de Malartic Gold Fields, mais ils diffèrent de ceux qu'on trouve dans les trois autres mines.

Nous énumérons dans le tableau 19 les minéraux filoniens rencontrés dans la région.

Tableau 19

Minéraux filoniens

Quartz:	variétés cherteuse et vitreuse
Carbonate:	surtout de la calcite, accompagnée de quelques variétés contenant du fer et du magnésium. Dans le quartz cherteux et vitreux, et en filons et amas de formation moins ancienne;
Albite, muscovite,	biotite et muscovite en grandes paillettes; chlorite, scheelite, rutile, fluorine, béryl, ankérite, tourmaline et grenat dans le quartz vitreux;
Tourmaline	en minces filonnets recoupant le quartz cherteux et les minerais de formation ancienne;
Actinote	en filonnets dans le minerai de première formation recoupés par le quartz cherteux.

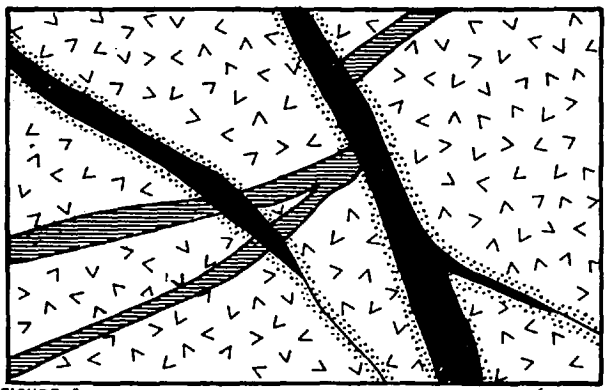


FIGURE 5 - CROQUIS DU MUR SUD-EST DE LA GALERIE LATÉRALE NO 1, GALERIE 505, MINE CANADIAN MALARTIC. A REMARQUER L'ALTÉRATION LE LONG DU QUARTZ VITREUX, MAIS NON LE LONG DU QUARTZ A CHERT.

M.R.N.Q. 1961 NO 1377

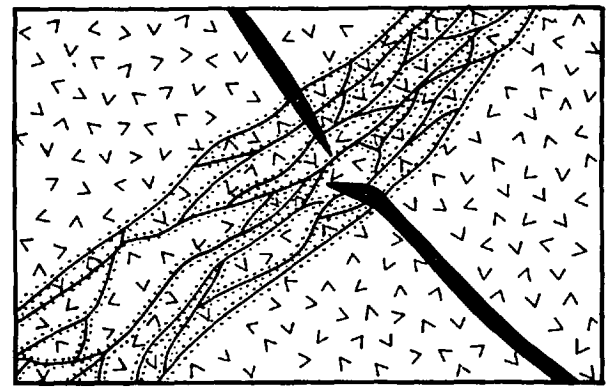


FIGURE 6 - CROQUIS DU MUR SUD, FRONT D'AVANCEMENT 681, 6ième NIVEAU DE LA MINE CANADIAN MALARTIC. LE QUARTZ VITREUX RECOUPE L'ALTÉRATION QUI D'ORDINAIRE EST PRÉSENTE LE LONG DES VEINES DE QUARTZ VITREUX.

M.R.N.Q. 1961 NO 1378

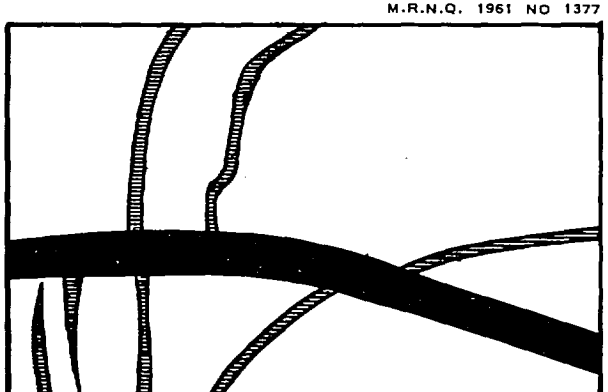


FIGURE 7 - 13ième NIVEAU, MINE EAST MALARTIC. VEINES DE QUARTZ VITREUX LE LONG D'UNE FAILLE RECOUPANT DES VEINES DE QUARTZ A CHERT

M.R.N.Q. 1961 NO 1379

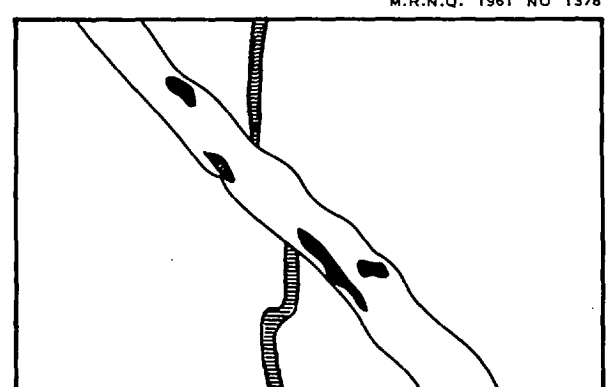


FIGURE 8 - 13ième NIVEAU, MINE EAST MALARTIC. ZONE DE GLISSEMENT ET SCHISTE RECOUPANT DES VEINES DE QUARTZ A CHERT

M.R.N.Q. 1961 NO 1380

RELATIONS ENTRE LE QUARTZ A CHERT ET LE QUARTZ VITREUX

Porphyre ; porphyre altéré ; grauwacke ; quartz à chert ; quartz vitreux

Quartz

Le quartz des mines Canadian Malartic et Barnat appartient au moins à deux âges. Le plus ancien est une variété saccharoïde cherteuse ou à grain moyen qu'on trouve le long des fractures dans les minerais de la première phase, et sous forme de masses irrégulières de substitution. Le quartz plus récent est une variété en éclats à grain moyen ou grossier ayant l'apparence du verre ou de l'eau. Lorsqu'on rencontre les deux variétés, le quartz vitreux recoupe toujours le quartz "cherteux", et les deux sont séparés par une période de fracturation, et, à certains endroits, une période de failles. (voir fig. 5, 7 et 8).

La quantité de quartz présent dans les minerais est variable et n'a pas d'effet appréciable sur la teneur. Dans une grande partie du minerai à haute teneur de la mine East Malartic, on remarque que le quartz est absent des parties minéralisées.

Quartz cherteux

Ce quartz caractérise la première phase de minéralisation et s'est formé à la fin de celle-ci. Il se révèle en filons et en filonnets le long des fractures et dans les zones de brèche. Le quartz qui remplace la grauwacke présente un lustre ciré typique et une couleur vert olive qui le distinguent du porphyre fortement silicifié. Ce dernier est généralement de couleur grisâtre et contient parfois des phénocristaux de feldspath résiduel.

Le quartz qu'on trouve dans les fractures est généralement plus granuleux et plus blanc que celui des masses irrégulières de substitution.

Quartz vitreux

Ce quartz recoupe les filons et les masses de quartz cherteux. Il caractérise la deuxième phase de minéralisation, et il est abondant dans les zones de porphyre minéralisé de Canadian Malartic. Les filons de quartz vitreux contiennent souvent des petites concentrations locales de biotite, d'albite et de calcite à grain grossier qui leur donnent une apparence pegmatitique. C'est pourquoi on appelle cette variété vitreuse quartz "pegmatitique".

Dans les zones de minerai Nos 1 et 2 de Malartic Gold Fields, les filons sont constitués de quartz incolore ou gris bleuâtre à grain moyen ou grossier. Dans certaines parties du minerai, on remarque dans les filons du quartz noir, apparemment plus récent que la variété incolore. Nous n'avons pas établi de corrélation entre ces

variétés de quartz et celles déjà décrites provenant des trois autres mines. On trouve le type de quartz vitreux de Canadian Malartic dans la zone de minerai "P" au sud des principales zones de minerai de la mine.

Tourmaline

La tourmaline forme des filonnets, de l'épaisseur du papier, qui recoupent les épontes pyritisées et le quartz cherteux de la première phase de minéralisation. On la trouve aussi en faibles quantités dans les filons de quartz vitreux. Cependant, elle est particulièrement abondante dans les minces bandes de schiste talco-chloriteux le long des contacts entre les masses de diorite et de porphyre.

Actinote

On trouve de l'actinote d'une riche couleur verte, sous forme de filonnets qui recoupent la diorite pyritisée et le porphyre albitisé. Elle constitue aussi de minces agrégats de forme radiale, sur les plans des diaclases.

Première phase de minéralisation

La première phase de minéralisation dans la région a affecté deux milieux lithologiques: 1) la zone de schiste et 2) la grauwacke. La minéralisation est contemporaine dans ces deux milieux, mais les altérations résultantes diffèrent légèrement et il est plus facile de traiter séparément la minéralisation de ces deux milieux.

1) Milieu de la zone de schiste

Aperçu général

Les plus importants amas de minerai de la région se situent dans le milieu de la zone de schiste affecté par la première phase de minéralisation. La zone de minerai Nord de Barnat, la zone principale d'East Malartic et les zones Nos 1 et 2 de Malartic Gold Fields sont de cette catégorie. On rencontre d'autres secteurs affectés par la première phase de minéralisation dans les zones de schiste talco-chloriteux de la bande de roche verte, mais dans celles qui furent étudiées, les amas aurifères se sont révélés trop petits, par rapport à la dimension et à la concentration des intrusions, pour être exploités.

Nous considérons que la première phase de minéralisation fut caractérisée par des poussées de solutions ou vapeurs hydrothermales qui traversèrent les zones de cisaillement et pénétrèrent dans les masses intrusives le long des fractures et des plans de foliation. Les solutions suivirent les zones de fracturation dans les masses intrusives et les zones de fort cisaillement dans les schistes talco-chloriteux.

Dans les différentes roches, les altérations ont été causées par la recristallisation due à la chaleur des solutions et des vapeurs envahissantes et aux réactions de ces solutions et vapeurs sur la roche encaissante. Les agents minéralisateurs étaient surtout de nature alcaline; ainsi, la biotitisation et l'albitisation sont des altérations communes. La pyrite s'est formée par la réaction entre les solutions sulfureuses, probablement de nature alcaline, et le fer contenu dans les minéraux de la diorite et du porphyre. La principale déposition d'or a accompagné la formation de la pyrite et s'est produite avant la formation des filonnets de quartz le long des fractures et des zones de silicification.

La succession des altérations, en commençant par la plus ancienne, est la suivante:

1) albitisation
2) biotitisation
3) albitisation et pyritisation - (déposition d'or)
4) amphibolitisation
5) silicification et formation de filons de quartz

Dans certains secteurs, les altérations se chevauchent les unes les autres, tandis qu'ailleurs, la recristallisation d'une seule phase est visible.

Les altérations sont bien définies dans la diorite et le schiste, et c'est dans ces roches qu'on peut suivre le mieux la succession des recristallisations.

Etendue de l'altération

La minéralisation a donné lieu à des changements nombreux et très distinctifs dans les roches originelles des zones de cisaillement. L'étendue de ces changements a été étroitement contrôlée, en grande partie, par l'étendue de la fracturation et de la foliation dans les masses de roche. Plusieurs des altérations ne se

sont pas étendues à plus d'un pied de chaque fracture et, le plus souvent, les bandes d'altération intense n'ont pas plus de deux à six pouces de largeur, le long des fractures. Dans les masses intrusives massives, particulièrement dans le porphyre, on observe parfois une altération étendue qui affecte toute la roche et ne semble pas contrôlée par les fractures. L'examen minutieux d'un échantillon mégascopique et plus spécialement d'une coupe mince, révèle le plus souvent que la roche montre partout d'abondantes fractures minuscules dans toute la région de l'altération. La cicatrisation des fractures par recristallisation donne, à première vue, une apparence remarquablement fraîche à la roche.

Habituellement, il y a démarcation relativement bien tranchée entre les bandes de roche fortement altérée, le long des fractures, et la roche adjacente peu ou non altérée. L'altération s'étend de façon régulière sur une certaine distance à partir des fractures, et disparaît ensuite de façon assez abrupte, de sorte que le passage graduel de la roche altérée à la roche non altérée se fait sur une largeur d'environ un demi-pouce seulement. Il peut arriver que la démarcation entre la roche non altérée ou peu altérée et la roche fortement altérée soit très nette et qu'elle ne présente aucun passage graduel d'un faciès à l'autre. En général, la largeur d'une bande d'altération, le long d'une fracture bien définie, demeure constante dans le sens de la direction et du pendage de la fracture. L'apparence de la diorite ou du porphyre régulièrement fracturés est souvent très frappante car la recristallisation rend généralement la roche plus pâle, et les bandes d'altération, le long des fractures, ressortent sur le fond plus foncé de la roche non altérée.

Dans les schistes talco-chloriteux et la péridotite "massive tendre" des bandes et des zones irrégulières d'amphibolitisation se sont développées plus ou moins le long de la direction et du pendage des roches encaissantes non affectées.

Dans les gisements de minerai de Malartic, il n'existe pas de larges zones d'altération qui recoupent tous les types de roche, comme il arrive si communément aux environs des gisements de métaux usuels.

Albitisation

Dans la diorite.- L'albite s'est formée de deux façons dans la diorite: premièrement, par simple recristallisation de minéraux sodiques autres que le plagioclase pour former la nouvelle albite et d'autres nouveaux minéraux; deuxièmement, par l'introduction de sodium dans la roche pour former de l'albite. Dans le premier cas, la recristallisation n'implique généralement pas de grands changements dans la composition générale de la roche, sauf l'addition d'un peu de carbone et la perte de silice. Cette recristallisation ne semble pas être contrôlée par l'étendue de la fracturation. On trouve la deuxième forme d'albitisation le long des fractures et elle est accompagnée de biotitisation, de pyritisation et de déposition d'or intenses. Nous traiterons de cette deuxième forme d'albitisation un peu plus loin.

La formation d'albite, par une recristallisation relativement simple, implique peu de changements de composition; elle est la plus étendue, bien que la plus faible, de toutes les altérations de la diorite. Les principaux changements minéralogiques sont:

1) Transformation partielle de la hornblende en magnétite, albite et carbonate;

2) Altération partielle ou complète de la titanite en ilménite.

La diorite typique non altérée est une roche vert foncé, à grain allant de fin à moyen, composée de hornblende (65 à 80 pour cent), d'albite (15 à 30 pour cent) et de titanite (jusqu'à 5 pour cent), avec de\faibles quantités variables de magnétite, de pyrite, d'épidote et de clinozoïsite. En échantillon mégascopique, les cristaux de hornblende ont une forme aciculaire bien développée avec contours bien définis, et la roche a une apparence nettement fraîche.

Dans les zones de minerai, plusieurs des masses de diorite ont une teinte gris bleuâtre ou grisâtre cachant quelque peu la couleur originelle vert foncé de la roche. Dans les échantillons mégascopiques de cette diorite, les cristaux de hornblende ne présentent plus de contours bien définis et, dans l'ensemble, la texture de la roche est d'apparence granuleuse.

Au microscope, on voit que l'albite se développe au détriment de la hornblende le long des clivages et forme des grains allant d'irréguliers à arrondis, à l'intérieur de la hornblende. Dans les parties fortement affectées, la hornblende paraît criblée et on remarque des grains de hornblende non remplacés, complètement entourés

d'albite. La formation de grains de magnétite à l'intérieur et près des cristaux de hornblende accompagne le développement de l'albite au détriment de la hornblende. A mesure que la quantité de magnétite augmente, celle de titanite diminue jusqu'à ce qu'on ne la trouve plus dans la roche. Naturellement, le titane de la titanite a formé de l'ilménite qui s'est mélangée aux grains de magnétite lors de leur formation, de sorte que la présence d'un minéral titanifère n'est plus évidente.

On trouve dans la roche des quantités variables de carbonate, surtout de la calcite en grains qui se substituent à la hornblende, et sont irrégulièrement distribués dans l'albite.

La hornblende des grains accompagnant l'albite et la magnétite nouvelles a perdu sa teinte bleuâtre distinctive qu'on remarque dans les grains non affectés.

On peut obtenir la composition approximative de la hornblende dans la diorite non altérée en calculant à nouveau la cellule standard de la diorite finement grenue d'East Malartic (No 3 du tableau 21) jusqu'aux minéraux modaux. La composition minéralogique du matériel analysé était simple et consistait en hornblende, 84 pour cent, albite, 10 pour cent (An_{5-10}) et titanite, 5 pour cent; le dernier un pour cent était constitué de faibles quantités de magnétite, de calcite et d'épidote. En recalculant les minéraux de composition connue: albite, titanite, magnétite et calcite (on peut laisser de côté l'épidote, car la quantité présente est minime et sa composition incertaine), on obtient pour la hornblende la composition approximative suivante:

Si	–	45 pour cent	
Al	–	15	
Fe'''	–	4	(Fer total 12 pour cent)
Fe''	–	8	
Mg	–	12	
Ca	–	8	
Na	–	8	
Total		100 pour cent	

Ainsi, la hornblende contient assez de sodium et de fer pour permettre la formation d'albite et de magnétite.

Le matériel soumis à l'analyse (No 5 du tableau 21) comme étant une diorite non altérée, en provenance du dyke minéralisé de Malartic Gold Fields, est plutôt une diorite intensément carbonatée et albitisée. Nous avons discuté à la page 31 des changements qui se seraient produits si cette roche était provenue d'une diorite non altérée.

Cette phase de recristallisation semble être une réaction, aux conditions variables de température et de pression, des minéraux constituant la diorite non altérée pour former des minéraux plus stables.

Tableau 20

Modes de la diorite altérée

Minéraux	1	2	3	4	5	6	7
Hornblende	50	50	17	20	-	-	-
Albite	45	38.5	50	64	50	50	50
Biotite	-	-	17	-	17	25	7
Carbonate	présent	12	5	présent	15	8	20
Magnétite-ilménite	5	8	10	présente	12	2	4
Pyrite	présente	présente	1	15	5	12	18
Titanite	présente	1.5	présente	1	1	3	1

1. Diorite albitisée, zone de minerai Nord, mine Barnat.

2. Diorite albitisée et carbonatée, zone de minerai No 2, mine Malartic Gold Fields (No 5 du tableau 21).

3. Diorite biotitisée, mine East Malartic.

4. Diorite pyritisée et albitisée, mine Barnat (même coupe mince que celle du mode No 1).

5. Diorite pyritisée et biotitisée (minerai), mine Barnat (No 2 du tableau 21).

6. Diorite pyritisée et biotitisée (minerai), mine East Malartic (No 4 du tableau 21).

7. Diorite pyritisée et biotitisée (minerai), mine Malartic Gold Fields (No 6 du tableau 21).

En réalité, ces transformations ne sont peut-être pas étroitement reliées aux altérations postérieures de la diorite, lesquelles peuvent être définitivement attribuées à la minéralisation, mais elles représenteraient plutôt les conditions d'une recristallisation plus ancienne, là où les masses de diorite sont situées dans des zones de schiste.

Dans le porphyre.- L'étude des altérations des masses de porphyre gris incluses dans les zones de schiste est rendue compliquée et confuse à cause de plusieurs facteurs inhérents à la nature de la roche. Tout d'abord, il existe plusieurs variétés minéralogiques et chimiques de porphyre gris qui ont à peu près la même apparence en échantillon mégascopique mais qui ont réagi de façon différente à l'altération. De plus, il y a une grande variation dans la grosseur du grain entre les très petites masses et les cheminées et dykes de grosseur moyenne situés dans les zones de cisaillement. Plusieurs des petites masses de porphyre sont finement grenues, elles ont une apparence dense, semblable à celle des phases altérées des masses à grain moyen, mais ces dernières montrent des bandes d'altération le long des fractures. Mais que l'apparence dense et finement grenue des petits amas de porphyre gris soit le résultat de l'altération est matière à discussion.

En deuxième lieu, les réseaux de fractures dans le porphyre indiquent que cette roche était beaucoup plus fragile que la diorite. Dans les amas de porphyre, particulièrement dans les plus petits et les plus étroits, les mêmes mouvements qui ont créé des fractures en réseau plus ou moins régulier dans la diorite, ont produit, dans le porphyre adjacent, un écrasement tel que les masses ont été complètement brisées par des fractures minuscules, nombreuses, irrégulières et très rapprochées. Des recristallisations subséquentes le long de ces fractures ont fait disparaître celles-ci en détruisant la nature originelle de la roche sans laisser la moindre preuve des tendances de l'altération dans la masse.

Le troisième facteur et peut-être le plus important, c'est que la composition minéralogique des phases altérées se rapproche beaucoup de celle du porphyre gris non altéré. La roche non altérée est constituée principalement d'albite et de quantités variables de feldspaths quartziques et potassiques, ayant comme minéral accessoire principal de la biotite en quantités qui varient d'environ 3 à 15 pour cent accompagnée de faibles quantités de séricite. Tous ces minéraux se sont également développés au cours de la recristallisation et les textures qui en résultent sont souvent tellement semblables aux textures originelles qu'il est difficile de les distinguer l'une de l'autre.

A part la silicification, l'albitisation est l'altération la plus fréquemment observée dans les porphyres gris. La roche porphyrique gris moyen est transformée en un agrégat dense aux teintes de gris beaucoup plus pâles, et souvent chamois et roses, le long des

fractures et des zones irrégulières dans toute la roche. Les contours des phénocristaux deviennent imprécis et indistincts, et, avec l'altération intense, le caractère porphyrique de la roche disparaît complètement.

Le microscope permet de constater que les principaux changements effectués ont été la recristallisation de l'albite dans la pâte de la roche et l'altération de la biotite en chlorite. Les contours des phénocristaux sont en général rongés et les cristaux sont pliés et cassés par la fracturation antérieure. Avec l'altération plus intense, la biotite disparaît complètement, et il ne reste que quelques grains de magnétite et de pyrite comme constituants mafiques. Le carbonate y est toujours en quantités variables comme remplacement des autres minéraux et comme remplissage des fractures.

L'épidote et les autres produits d'altération dans les feldspaths ont d'ordinaire disparu dans les phases altérées.

La destruction de la biotite est responsable de l'apparence remarquablement lessivée de plusieurs amas de porphyre. Les teintes rosâtres sont peut-être dues à la fine poussière d'hématite le long des contacts des grains et le long des clivages dans les feldspaths (Gunning et Ambrose, 1940).

Le porphyre albitisé est recoupé par des filonnets de biotite et d'amphibole formées plus récemment au cours de la période de minéralisation.

Biotitisation

Dans la diorite.- Le développement de la biotite, dans la diorite, est largement contrôlé par l'étendue de la fracturation ou de la foliation dans les dykes ou les cheminées. La biotitisation semble s'être propagée des fractures dans la roche beaucoup plus loin que la pyritisation. On trouve souvent, le long des fractures, des zones étroites de pyritisation dans les régions où la diorite a été complètement biotitisée.

La diorite vert foncé non altérée et la diorite grisâtre albitisée sont transformées en une roche d'apparence granuleuse et de couleur allant du brun au noir bleuâtre foncé et qui semble très uniforme en échantillon mégascopique. La couleur de la roche altérée dépend beaucoup de la variété de biotite qui s'y est formée au cours du procédé. Dans les dykes minéralisés de Malartic Gold Fields, la

biotite présente est une variété brun rougeâtre, et la couleur résultante de la roche est d'un brun foncé caractéristique. Cependant, dans plusieurs des diorites d'East Malartic, la biotite qui s'est formée est une variété chloritique verte (on trouve aussi habituellement de la chlorite), et la roche a une couleur noir bleuâtre qui rappelle souvent celle de la diorite albitisée.

La biotite se développe au détriment de la hornblende et, lorsque l'altération est complète, la roche est composée de 50 pour cent d'albite, 30 pour cent de biotite, 10 pour cent de magnétite, de quantités variables de carbonate ainsi que des rangées de grains et cubes épars de pyrite. L'altération n'est pas nécessairement toujours complète et on peut observer toutes les phases du développement depuis la diorite albitisée à paillettes rares de biotite, jusqu'aux roches qui contiennent seulement quelques grains résiduels de hornblende.

Les paillettes de biotite et les grains de magnétite sont en général groupés ensemble aux endroits où il y avait à l'origine de la hornblende, et l'ancienne texture de la roche n'est pas entièrement détruite. Cependant, nous n'avons pas vu de hornblende pseudomorphique dans aucune des coupes minces que nous avons examinées. Les grains de magnétite se développent en une forme qui suggère une cristallisation le long des plans de clivage de la hornblende. Ces agrégats de magnétite se groupent en lentilles là où la roche a été légèrement foliée au cours du développement de la biotite ou après.

Plusieurs des amas de diorite dans la principale zone de minerai d'East Malartic et dans la zone de minerai Sud de Barnat sont des schistes à biotite qui ont une couleur noire très distinctive.

Le carbonate s'est développé en quantités variables dans la roche biotitisée. Dans l'ensemble, la diorite biotitisée des dykes minéralisés de Malartic Gold Fields est beaucoup plus intensément carbonatée que ne le sont les dykes des autres zones de minerai de la région. Elle est par conséquent, de couleur d'ordinaire plus pâle et contient jusqu'à 15 ou 20 pour cent de grains et filonnets de carbonate. Dans les roches d'East Malartic et de Barnat, la quantité de carbonate est en général considérablement plus faible et ne forme d'habitude que 5 pour cent de la roche.

Le développement de la biotite est accompagné d'une augmentation d'albite qui se substitue à la hornblende dans la roche. Dans les phases complètement altérées, on trouve plus d'albite qu'il n'a pu s'en former à partir du sodium présent dans la hornblende

(assez de Na pour former 40 pour cent d'albite, si la composition calculée à la page 87 est représentative). Sans aucun doute, du sodium s'est aussi introduit au cours du procédé.

Les diorites non altérées sont très pauvres en potassium (environ 0.4 - 0.6 cation de K) et ainsi, cet élément a été introduit dans la roche pour aider à la formation du 15 ou 20 pour cent de biotite qu'on y trouve généralement. Au cours de la même période, il a dû se produire un apport de quantités variables de carbone pour la formation des grains de carbonate.

Dans les roches talco-chloriteuses.- Les schistes talco-chloriteux et la péridotite "massive tendre", des zones de cisaillement montrent deux phases distinctes de recristallisation dues à la minéralisation. La première comporte la formation d'abondante biotite qui a formé les schistes à biotite, la péridotite "massive tendre" biotitisée et de minces bandes de biotite massive, le long de contacts intrusifs et d'importants plans de foliation. La deuxième recristallisation semble avoir été la réaction vis à vis des conditions changeantes de température et de pression dans les roches talco-chloriteuses; elle s'est manifestée par le développement de porphyroblastes d'amphibole. Les relations qu'on observe sur le terrain et l'examen des coupes minces montrent que le développement des porphyroblastes d'amphibole est toujours postérieur à celui de la biotite.

Le développement de la biotite dans les roches talco-chloriteuses prend deux formes. La première est le développement plus ou moins normal de schiste à biotite et de péridotite "massive tendre" biotitisée. La deuxième est assez particulière: elle consiste en minces bandes de biotite noire, allant de massive à un peu schisteuse, le long des contacts des roches intrusives et elle se prolonge sous forme de minces filonnets dans les schistes adjacents.

On trouve partout, dans les zones de cisaillement, du schiste à biotite et de la péridotite "massive tendre" biotitisée, mais leur développement n'a pas de relations apparentes avec les masses

intrusives. Ils ne forment pas d'enveloppes autour des masses et on ne les voit pas au voisinage des groupes de dykes et de cheminées. Plusieurs des roches biotitisées sont amphibolitisées et apparemment, dans plusieurs cas, les altérations se sont produites dans les mêmes zones à travers les roches.

Les analyses spectrochimiques montrent qu'il n'y a pas beaucoup de différence entre le contenu de chrome et de nickel dans les schistes à biotite et celui de la péridotite "massive dure" et des schistes talco-chloriteux. Ainsi, il n'y a aucun doute que les roches à biotite sont des phases d'altération de la péridotite. Cependant, les schistes talco-chloriteux et les péridotites "massives tendres" contiennent très peu de potassium (0.1 à 0.3 cation de K), il faut donc présumer que du potassium a été introduit dans la roche pour former la biotite.

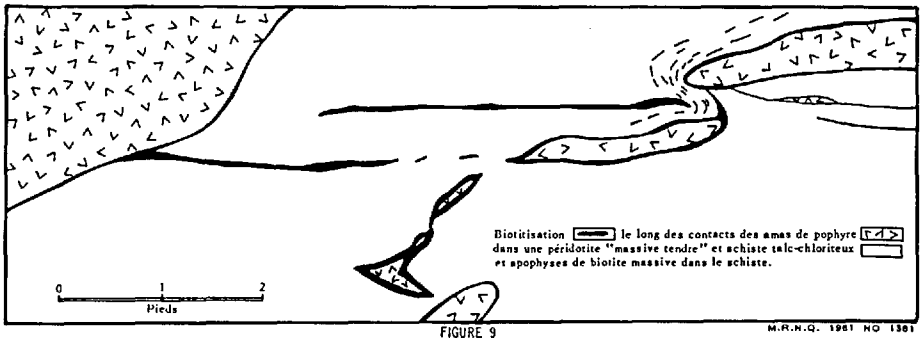


FIGURE 9

M.R.N.Q. 1961 NO 1361

ZONE PRINCIPALE DE MINERAI D'EAST MALARTIC, MUR OUEST, TRAVERS-BANC 13-16-2E, 13ième NIVEAU.

Ces roches biotitisées se sont formées par suite du passage des solutions contenant du potassium à travers certaines parties des zones de cisaillement. Pour des raisons que nous ignorons, ces solutions semblent n'avoir réagi avec les roches encaissantes qu'à certains endroits seulement.

La deuxième forme de biotitisation est appelée "altération en bandes noires", parce que c'est l'apparence qu'elle présente le long des contacts de plusieurs des amas intrusifs. Ces bandes d'altération consistent en biotite massive qui se présentent habituellement sur une épaisseur d'un à deux pouces, le long de contacts intrusifs mais elles peuvent atteindre jusqu'à cinq pouces. Du côté de la bande le plus éloigné du contact, la biotite passe assez brusquement à de la chlorite vert clair qui se mélange à la roche talco-chloriteuse adjacente. Lorsqu'on casse des échantillons de l'altération en "bandes noires", la bande de biotite continue d'adhérer fermement à la roche intrusive tandis que la roche talco-chloriteuse se sépare à son contact avec la biotite. L'examen attentif de certains contacts révèle que de minces filonnets de biotite pénètrent dans l'intrusion le long de fractures minuscules. Nous avons observé des courts filonnets de biotite dans le porphyre albitisé et dans la diorite.

Des filonnets d'altération en "bandes noires" s'éloignent également des bandes de contact le long des fractures ou des gros plans de foliation dans les roches talco-chloriteuses sur des distances pouvant atteindre 6 ou 8 pieds. On remarque de même des bandes de biotite le long d'un plan de foliation entre des lentilles de porphyre ou de diorite (voir fig. 9).

C'est J.E. Gill qui nous a fourni la meilleure description de cette altération: "Le contact de l'intrusion nous apparaît comme s'il avait été tracé sur le mur d'une galerie avec de la suie provenant d'une lampe au carbure".

L'examen en coupe mince montre que l'altération en "bandes noires" est composée de paillettes de biotite ordinaire, agencées en une structure décussée. On voit clairement, en coupe mince, les filonnets de biotite qui pénètrent dans les intrusions et de la biotite d'apparence identique à celle du filonnet et de la bande principale, le long des plans de foliation dans le porphyre, à distance des filonnets.

La présence de gros porphyroblastes d'actinote ou de tourmaline est une caractéristique fréquente de l'altération en "bandes noires". Ces cristaux montrent souvent un arrangement radial qui part du centre vers le contact. Dans certains cas, les cristaux d'amphibole s'étendent eux aussi de l'altération en "bandes noires" jusque dans la roche intrusive.

L'altération en "bandes noires" n'est pas nécessairement présente partout et elle est souvent absente le long de plusieurs contacts intrusifs. Dans certains cas, nous l'avons observée le long d'un contact d'une intrusion et ne l'avons pas vue le long de l'autre. D'une façon générale, elle est particulièrement bien développée et fréquente le long des contacts des amas de porphyre, mais elle l'est également le long de certains contacts de la diorite.

Nous ne considérons pas cette altération comme étant le résultat du métasomatisme de contact des roches talco-chloriteuses par les amas intrusifs pour les raisons suivantes:

1) on ne la rencontre pas partout.

2) on la remarque seulement dans les zones de schiste. Il n'y en a pas de visible le long des contacts intrusifs dans la grauwacke, les roches volcaniques ou la péridotite "massive dure".

3) on la trouve à proximité des contacts de deux intrusions de types et d'âges très différents. De plus, les diorites contiennent très peu de potassium.

4) dans certains cas, l'altération s'éloigne du contact. Le matériel qui les sépare d'environ un demi-pouce est chloritique et talqueux, et semble être un schiste normal.

5) des filonnets de l'altération pénètrent dans les roches intrusives minéralisées et dans les roches talco-chloriteuses, en s'éloignant des intrusions.

La biotite s'est formée dans les roches très pauvres en potassium, de sorte que, l'altération a nécessité un apport de cet élément dans la roche. Ceci correspond à l'introduction du potassium dans les schistes, et les deux altérations ne diffèrent que par la foliation qui s'est développée dans les schistes.

Les solutions riches en potassium qui ont imprégné les zones de cisaillement ont trouvé des passages faciles le long des contacts intrusifs, car ce furent les premiers à s'ouvrir à chaque mouvement dans les zones. Le second facteur qui a pu affecter la formation de l'altération en "bandes noires" est la chaleur qui est demeurée dans les amas intrusifs après consolidation ou qui a été engendrée par le passage des solutions minéralisatrices. Ailleurs dans ces zones, la biotitisation n'a pu se produire qu'au moment où elles furent envahies par de grandes quantités de solutions dont les plus riches, après un certain temps, ont porté les roches encaissantes à une température telle que la biotite a pu se former en grande quantité.

Dans le porphyre.- Le seul indice de biotitisation dans le porphyre est le développement de filonnets de biotite le long des fractures et, dans certains cas, la formation de paillettes de biotite le long des plans de foliation. On peut voir que certains des filonnets sont directement reliés à l'altération en "bandes noires".

La biotitisation intense dans la diorite et les roches talco-chloriteuses est une manifestation du passage des solutions riches en potassium dans les zones de cisaillement, puisqu'on trouve l'altération le long des fractures dans les amas de diorite et le long des contacts et des plans de foliation des schistes.

Pyritisation

Nous avons décrit aux pages (75 à 80) de ce rapport la distribution de la pyrite dans les différents types de roche des milieux de la zone de schiste et les relations entre les teneurs en or et les quantités de pyrite qu'on trouve dans le minerai. La pyrite s'est formée dans la diorite en quantités atteignant de 20 à 25 pour cent et s'est distribuée dans les épontes le long des fractures. Le schiste montre parfois des concentrations de pyrite comparables à celles qu'on voit dans la diorite, mais elles sont plutôt rares et leur étendue limitée. Il est rare qu'elles dépassent 5 pour cent dans le porphyre.

Dans la diorite.- La pyritisation se rencontre surtout dans la diorite biotitisée et carbonatée, bien qu'elle se développe aussi dans la diorite albitisée sans la présence de carbonate ou de biotite. Le développement de la pyrite est étroitement contrôlé par l'étendue de la fracturation dans la roche ou par la foliation. La pyritisation se propage rarement à plus d'un pied de chaque fracture et se situe plus souvent dans une bande de moins d'un pouce ou à peu près le long du contact de la fracture. Elle est disséminée de façon uniforme dans les bandes d'altération le long des fractures, ou forme des rangées de grains dans les bandes lorsque les épontes ont été légèrement foliées par les mouvements produits le long de la fracture. La pyrite présente elle aussi des rangées de grains le long de minuscules fractures, surtout lorsque celles-ci sont éloignées des principales zones de pyritisation.

Les divers aspects de la pyritisation qu'on rencontre dans les différentes zones de minerai sont en grande partie dues au genre de foliation ou de fracturation qu'on trouve dans les amas de diorite. Dans les dykes de Malartic Gold Fields, la fracturation

s'est développée en lignes plus ou moins régulières pour former des fractures espacées mais importantes qui traversent les dykes de diorite. La minéralisation qui suivit se déposa le long de ces fractures et forma des bandes de pyritisation d'un pied de largeur. Celles qui sont situées sur le toit des fractures légèrement inclinées sont généralement plus larges que celles des murs. D'autre part, la fracturation dans les amas de diorite de Barnat a été irrégulière; de petites fractures se créèrent dans les amas et la pyritisation subséquente forma de minces bandes le long de chaque fracture.

Plusieurs des diorites d'East Malartic sont cisaillées, et la pyrite est disséminée dans le schiste à biotite qui représente la diorite massive originale.

Le microscope permet de constater que la pyrite s'est développée au détriment de la magnétite et, dans certains cas, aux dépens de la hornblende; on observe aussi des grains de magnétite au centre des grains de pyrite. A mesure que la quantité de pyrite augmente, celle de la magnétite décroît proportionnellement et des grains de titanite apparaissent; dans un cas, ces grains entourent un grain de pyrite. Il est évident que le titane ne joue aucun rôle dans la réaction qui a produit la pyrite à partir de la magnétite, puisque nous avons déjà expliqué (p. 87) que la magnétite avait précédemment provoqué la mise en solution de la titanite. En conséquence, lorsque la magnétite se transforma en pyrite, le titane fut rejeté de la solution et réapparut sous forme de titanite.

A mesure que la pyritisation s'intensifie, la quantité d'albite présente dans la diorite augmente. Une partie du sodium nécessaire à la formation de ce minéral provient sans doute de la désagrégation de la hornblende durant la formation de la pyrite mais, d'après la quantité d'albite qu'on trouve généralement, il est évident qu'il y a eu addition de sodium dans la roche.

Nous démontrerons dans la partie qui traite de transformation chimique que le contenu total en fer demeure constant durant la transformation de la pyrite. Ce fait est mis en évidence par l'examen en coupe mince, puisqu'on voit souvent la pyrite se former au détriment de la magnétite et peut-être de la hornblende. Plus la quantité de pyrite augmente dans la diorite, plus celle de la magnétite diminue, et lorsque la pyritisation est intense, il ne reste que peu ou pas de magnétite.

Dans le porphyre.- Il y a des petites quantités de pyrite sous forme de petits grains ou groupes de grains disséminés par toutes les phases légèrement ou fortement altérées du porphyre. L'examen en coupe mince révèle qu'elle se forme surtout le long des fractures sans relations particulières avec les minéraux composant la roche. La pyritisation est visible dans les roches de n'importe quelle composition minéralogique, mais elle semble plus intense dans celles qui contiennent de la biotite ou de la magnétite.

Dans le schiste.- Les bandes de schiste pyritisé sont peu nombreuses. La seule zone de minerai où la pyrite se montre relativement abondante dans le schiste est la zone principale de minerai d'East Malartic. On rencontre ici et là des zones de schiste pyritisé le long des contacts des amas intrusifs fortement minéralisés.

Au microscope, on voit que, dans les roches talco-chloriteuses, la pyrite est habituellement accompagnée de grains épars d'albite.

Amphibolitisation

On trouve des cristaux verts d'amphibole tantôt irréguliers, tantôt bien développés:

1) en zones diffuses d'amphibolitisation dans le schiste talco-chloriteux et dans la péridotite "massive tendre".

2) en zones presque complètement constituées d'amphibole dans les roches talco-chloriteuses ("altération amphibolitique intense").

3) en cristaux disposés de façon plus ou moins radiale le long des contacts intrusifs dans certaines parties, soit dans le schiste talco-chloriteux, soit dans la péridotite "massive tendre" ou encore dans l'altération en "bandes noires".

4) sur les murs des fractures dans les schistes talco-chloriteux et la péridotite "massive tendre". Les fractures contiennent souvent à certains endroits des filons de quartz cherteux.

5) en filonnets et veinules recoupant la diorite pyritisée et recouvrant les surfaces des diaclases dans le porphyre.

6) le long des fractures dans le porphyre albitisé.

Dans les zones irrégulières et plutôt diffuses de schistes talco-chloriteux et de péridotite "massive tendre" et leurs équivalents biotitisés, on observe des cristaux verts d'amphibole de forme aciculaire ou lamelleuse qui atteignent un pouce de longueur et forment jusqu'à 60 pour cent de la roche. On peut voir tous les degrés de développement de l'amphibolitisation allant de faible à intense. Ces zones n'ont aucune relation spécifique avec les intrusions. Dans les régions où il y a plusieurs masses intrusives, les schistes ne montrent aucun signe d'amphibolitisation, tandis que dans les parties où il n'y en a à peu près pas, l'amphibolitisation peut être très marquée.

La seconde forme d'amphibolitisation consiste en bandes composées presque entièrement d'amphibole allant du vert foncé au noir. Ces bandes sont appelées, par le personnel des mines de la région, "altérations amphibolitiques intenses". Cette forme est particulièrement bien développée dans la zone Nord de Barnat où on la trouve en zones de cristaux d'amphibole non orientés, allant jusqu'à un pouce de longueur et formant des bandes qui atteignent plusieurs pieds de largeur, dans le schiste et la péridotite "massive tendre". Dans nombre de cas, ces zones ont des limites bien définies avec la forme d'amphibolitisation diffuse; elles se trouvent assez souvent à une certaine distance des amas intrusifs. Mais, dans la partie supérieure de la zone Nord de minerai de Barnat, où le sondage au diamant a été très poussé, les bandes d'altération amphibolitique intense semblent, dans plusieurs cas, former des gaines incomplètes autour des parties inférieures des amas intrusifs. On voit des veinules de cette altération s'éloigner des zones et pénétrer dans la péridotite "massive tendre" et le schiste talco-chloriteux, et recouper la diorite pyritisée ainsi que les rangées de grains de pyrite le long des fractures.

Une troisième forme d'amphibolitisation consiste en le développement de cristaux le long des contacts des intrusions. Dans l'altération en "bandes noires", les cristaux y atteignent jusqu'à plusieurs pouces de longueur, mais lorsqu'il n'y a pas de biotite, ces cristaux sont généralement petits. Des cristaux semblables d'amphibole se développent le long des fractures de la péridotite "massive tendre" subséquemment remplies de quartz.

Dans les dykes étroits de porphyre fortement albitisé, l'amphibole s'est formée le long des fractures à travers la roche et s'étend vers l'intérieur à partir de l'altération en "bandes noires". Lorsque le porphyre est dense et blanc, la roche amphibolitisée résultante ressemble remarquablement à une syénite à hornblende quelque peu foliée.

La plus grande partie de l'amphibole qui s'est formée est de l'actinote verte. Cependant, dans la péridotite "massive tendre", certaines zones contiennent de l'amphibole trémolitique et, dans une coupe mince que nous avons examinée, les porphyroblastes ont été remplacés par le talc. Au microscope, on voit que les porphyroblastes recoupent le rubanement et la schistosité des schistes et sont plus récents que le talc, la chlorite, la biotite et le carbonate. Cependant, à certains endroits, on peut voir le carbonate se substituant partiellement à l'amphibole.

Silicification et déposition de quartz

La silicification de la diorite et du porphyre, ainsi que la formation de filons de quartz le long des fractures et dans les zones de brèche sont les dernières manifestations de la première phase de minéralisation. A plusieurs endroits, le quartz recoupe des zones de biotitisation, d'albitisation, de pyritisation et d'amphibolitisation.

Il arrive que la diorite soit parfois très fortement silicifiée mais, dans l'ensemble, la silicification n'est pas une altération commune. D'autre part, le porphyre semble avoir été très sensible à la silicification, et plusieurs amas sont en grande partie remplacés par le quartz. L'altération de la roche débute dans la pâte, où le quartz remplace l'albite, la biotite et les feldspaths potassiques et forme des veinules à travers les phénocristaux. A mesure que progresse l'altération, la pâte est presque totalement remplacée et il ne reste plus que des phénocristaux corrodés de plagioclase et de feldspath potassique. Ces derniers semblent très résistants à la substitution par le quartz et ce n'est que dans les roches très fortement altérées qu'ils disparaissent. Lorsqu'elle est faible, la silicification produit une roche semblable au porphyre albitisé et il devient difficile de différencier dans les échantillons macroscopiques les deux altérations.

Après la principale période de silicification, des filons de quartz se sont formés allant de cherteux à grain moyen. Dans presque tous les cas, le quartz s'est développé le long des voies d'amenée de la pyritisation dans la diorite, de sorte que la pyritisation et le quartz sont étroitement associés. Nous avons observé en de rares occasions des filons de quartz recoupant les zones de pyritisation, ce qui indique que le quartz est en réalité moins ancien que la pyrite.

La plupart des filons de quartz semblent s'être formés par substitution le long des fractures plutôt que par remplissage des fissures. Il peut arriver que le long d'une fracture minuscule, des filons de quartz recoupent les zones de pyritisation ou les rangées de grains de pyrite. Lorsque ces zones ou rangées rencontrent obliquement les filons, on peut les projeter en ligne droite à travers le filon pour rejoindre leur prolongement de l'autre côté du filon.

La quantité de quartz, dans les minerais, diffère considérablement d'une zone de minerai à l'autre. Dans les amas de Malartic Gold Fields, les filons de quartz constituent parfois jusqu'à 25 pour cent des minerais et peuvent atteindre une largeur d'un pied. On trouve les filons le long des fractures bien définies, de longueur souvent considérable et traversant un dyke de part en part.

Dans la zone de Barnat, le quartz se montre en minces filonnets le long des fractures irrégulières dans les cheminées de diorite et de porphyre. Cependant, dans les zones bréchiques, on trouve souvent des amas considérables de quartz cherteux contenant de nombreuses enclaves de diorite, de porphyre et de roche talco-chloriteuse. Lorsque les enclaves de diorite sont très fortement pyritisées, les zones de brèche forment généralement du minerai à haute teneur.

La zone principale de minerai d'East Malartic est caractérisée par la faible quantité de quartz contenue dans les minerais. Les filonnets et les filons de quartz ne sont pas abondants dans la diorite pyritisée, en particulier lorsqu'elle est foliée. Cependant, dans certains amas de porphyre, les filonnets de quartz sont très abondants.

On ne voit que de faibles quantités de pyrite dans les filons de quartz de toutes les zones de minerai et la plus grande partie de l'or visible découvert dans les mines se trouve dans ce quartz.

Déposition de l'or

Comme nous l'avons mentionné précédemment, l'or est étroitement associé à la pyrite de la roche encaissante dans la diorite minéralisée. L'examen d'une surface polie montre que l'or forme de petites ampoules de l'ordre d'un micron, dans la pyrite et le long des fractures de ce minéral. On le trouve aussi dans les minéraux qui entourent les grains de pyrite dans la roche encaissante.

Partant de ce fait, il appert que la principale période de déposition d'or s'est nécessairement produite au cours de la pyritisation et peu après celle-ci, et avant la déposition du quartz le long des fractures. De toute évidence, la pyrite a agi comme précipitant de l'or en solution.

On a soutenu que l'introduction de l'or est récente, parce qu'il se présente dans les fractures du quartz et dans les autres sulfures des filons, et que, lorsqu'il est visible, on ne le trouve en général que dans le quartz. Des indices révèlent que les solutions de la deuxième phase de minéralisation pénétrèrent dans les zones de minerai de la première phase, puisqu'on trouve en abondance, quoique disséminés, de petits globules et des filonnets de quartz vitreux dans la plupart des minerais de la première phase, sauf à la mine Malartic Gold Fields. Dans les fractures du quartz ancien, de l'or s'est certainement déposé au cours de cette première minéralisation, mais il semble absurde de penser que toute la déposition d'or se soit faite durant cette période. Pour expliquer la relation étroite entre l'or et la pyrite, il faut supposer une refracturation de tous les canaux d'amenée de la pyritisation, ce qui aurait permis aux solutions, ou vapeurs aurifères d'atteindre les grains de pyrite et permis à l'or de se déposer autour et à l'intérieur de ceux-ci. Nous ne croyons pas possible que les canaux d'amenée aient pu se réouvrir suffisamment pour que ce fait puisse expliquer les relations très étroites entre l'or et la pyrite dans la diorite.

Carbonatation

Des grains et des filons de carbonate se sont développés dans toutes les roches des zones de minerai et accompagnent toutes les phases d'altération. Le carbonate qui prédomine semble riche en calcium, mais on trouve aussi des carbonates de fer et de magnésium.

La carbonatation la plus prononcée se trouve dans la diorite pyritisée le long des fractures dans les gisements de minerai de Malartic Gold Fields. L'apparence généralement lessivée des bandes pyritisées est due à l'abondance du carbonate qui représente jusqu'à 30 pour cent des minerais et se substitue à tous les autres minéraux. On le trouve aussi en bordure des filonnets de quartz.

L'examen en coupe mince et l'analyse chimique indiquent que la carbonatation s'étend loin des parties très carbonatées. Les diorites albitisées sont en général très fortement carbonatées et les dykes de porphyre gris contiennent par endroits jusqu'à 15 pour cent

de ce minéral en grains irrégulièrement disséminés à travers la roche. On trouve de la carbonatation dans les autres zones de minerai de la région, mais rarement en aussi grande abondance que dans les zones de minerai de Malartic Gold Fields.

Transformations chimiques

Chacune de ces "diorites" comprenait les phases de la roche non altérée et les phases altérées de la roche encaissante provenant des trois principaux milieux de zones de schiste. Trois séries d'analyses chimiques des "diorites", ont servi de base à l'étude des transformations chimiques provoquées par la première phase de minéralisation dans les milieux de zones de schiste. Dans les trois séries d'analyses, les transformations sont remarquablement semblables, malgré qu'elles représentent des zones de minerai très éloignées les unes des autres.

Nous avons choisi avec soin les échantillons soumis à l'analyse pour qu'ils soient représentatifs des types de roche particuliers à chaque zone de minerai. Tous les échantillons ont été débarrassés du matériel filonien et des pellicules de chlorite le long des diaclases avant d'être soumis à l'analyse.

Les échantillons de diorite de Malartic Gold Fields provenaient d'un même dyke, de points espacés de quelques pieds. Dans les zones de minerai d'East Malartic et de Barnat, il était difficile de trouver, dans les zones de minerai, des amas de diorite d'apparence absolument fraîche; c'est pourquoi nous avons choisi plutôt des échantillons provenant des dykes qui se trouvent dans le mur de péridotite massive.

Diorite de Barnat - Diorite minéralisée.- L'échantillon de "diorite" non altérée que nous avons soumis à l'analyse provient d'un dyke situé dans la péridotite massive à environ cent pieds au sud de la zone Nord. Il nous a été impossible de trouver une masse de diorite absolument fraîche dans la zone de minerai proprement dite, parce que les dykes et les cheminées sont si petits qu'ils ont tous été plus ou moins affectés par la minéralisation.

L'échantillon de diorite altérée (minerai) provient de la cheminée de diorite mise à découvert dans la région élargie du travers-banc, à l'intersection du puits et de la galerie principale au niveau de 525 pieds (voir fig. 4). Dans cette cheminée les altérations présentent les caractères typiques de celles qui se sont produites dans les autres amas de diorite de la zone. La roche est

traversée en tous sens par de nombreuses petites fractures remplies de minces filonnets de quartz cherteux. Entre les fractures, la diorite est un agrégat de couleur brune, équigranulaire et bien pyritisé.

La "diorite" non altérée consiste en 65 pour cent de hornblende, 29 pour cent d'albite, 2.1 pour cent de titanite et 2.5 pour cent d'épidote. On y trouve de faibles quantités de pyrite, de magnétite et de carbonate. La diorite minéralisée est composée de 54 pour cent d'albite, 17 pour cent de biotite, 9 pour cent de magnétite et 5 pour cent de pyrite avec un peu de sphène et 15 pour cent de carbonate.

Si on compare les cellules standard de la diorite non altérée et de la diorite altérée, on voit que la roche originelle passe à la diorite biotitisée, albitisée et pyritisée par:

l'addition de		la soustraction de	
0.2	Ti	5.3	Si
2.5	Na	1.9	Al
1.2	K	.3	Fe
8.4	C	.1	Mn
12.3	cations	2.3	Mg
		3.3	Ca
		13.2	cations
		4.8	OH
		18.0	ions

La différence, du contenu total en fer, entre les deux roches n'est que de 0.3 cation, soit 12.3 cations dans la roche non altérée et 12.0 cations dans la roche altérée; c'est à dire que la quantité de fer n'a diminué que légèrement, bien qu'on observe une différence marquée dans l'état du fer de la roche altérée.

Tableau 21

Cellules standard de la diorite
et de la diorite minéralisée

Cations/160 Oxygènes

	1	2	3	4	5	6
Si	48.6	43.3	47.3	46.0	44.1	40.5
Ti	.7	.9	1.2	1.5	1.1	1.0
Al	16.6	14.7	14.9	16.0	14.5	15.2
Fe'''	2.9	3.6	4.5	1.7	4.6	.4
Fe''	9.0	5.9	7.2	3.4	6.8	3.3
Fe'' dans S	.4	2.5	.4	7.1	.4	9.2
Mn	.2	.1	.2	.2	.2	.2
Mg	8.4	6.1	11.0	5.4	6.5	6.8
Ca	9.8	6.5	9.1	6.2	7.4	7.6
Na	7.5	10.0	9.7	11.2	8.6	8.2
K	.6	1.8	.4	2.8	.6	2.1
P	.1	.1	.1	.1	.1	.1
C	-	8.4	.3	4.4	7.3	10.5
(OH)	(8.6)	(3.8)	(8.6)	(7.6)	(9.0)	(7.6)
	104.8	103.9	106.3	106.0	102.2	105.1
Total Fe	12.3	12.0	12.1	12.2	11.8	12.9

1. Diorite non altérée, mine Barnat. Analyse No 1, appendice II.
2. Diorite minéralisée, mine Barnat. Analyse No 4, appendice II.
3. Diorite non altérée, mine East Malartic. Analyse No 2, appendice II.
4. Diorite minéralisée, mine East Malartic. Analyse No 5, appendice II.
5. Diorite albitisée et carbonatée, mine Malartic Gold Fields. Analyse No 3, appendice II.
6. Diorite minéralisée, mine Malartic Gold Fields. Analyse No 6, appendice II.

Dans la diorite non altérée, on trouve le fer sous forme de Fe''' - 2.9, Fe'' - 9.0, avec 0.4 cation de Fe'' faisant partie de la pyrite; ainsi donc, on trouve le fer presque entièrement dans la hornblende. Dans la diorite altérée, le total du fer est comme suit: Fe''' - 3.6, Fe'' - 5.9 et Fe'' dans la pyrite - 2.5 cations. Le fer de la hornblende primitive servit à former la biotite, la magnétite et la pyrite; une petite quantité se combina au titane pour produire l'ilménite.

Diorite d'East Malartic - Diorite minéralisée.- L'échantillon de diorite non altérée choisi pour l'analyse provient d'un petit dyke de diorite dans le travers-banc qui part du puits No 3 au 8ième niveau, à environ cinquante pieds de la principale zone de minerai. En échantillon macroscopique, c'est une roche vert foncé, presque noire, finement grenue dans laquelle on peut apercevoir des cristaux d'amphibole. En coupe mince, c'est un agrégat décussé de hornblende et d'albite à grain fin contenant des grains de titanite de différentes grosseurs (voir tableau 12, p. 30). On trouve de la pyrite et de la magnétite en petites quantités.

L'échantillon de diorite minéralisée choisi provient d'un petit dyke dans la principale zone de minerai du travers-banc 811, au même niveau que l'échantillon de diorite non altérée. Le matériel analysé était une diorite massive, brune, équigranulaire et bien pyritisée. Une grande partie de la diorite minéralisée, dans la principale zone d'East Malartic, est schisteuse; cependant, aucun échantillon de cette roche n'a été analysé, parce que l'examen en coupe mince des deux variétés montre qu'elles n'ont pas de différences minéralogiques importantes. L'échantillon de diorite minéralisée est constitué d'albite, de biotite, de pyrite, de carbonate et de magnétite et contient 3 pour cent de titanite (voir mode 6, tableau 20, p. 88). Nous n'avons pas identifié de hornblende en coupe mince, mais nous avons décelé sa présence antérieure par les groupements de grains de biotite, de magnétite et de pyrite à peu près aux mêmes endroits que la hornblende occupait auparavant.

La "diorite" non altérée d'East Malartic passe à une diorite biotitisée, albitisée et pyritisée par:

l'addition de		la soustraction de	
.3	Ti	1.3	Si
1.1	Al	5.6	Mg
.1	Fe	2.9	Ca
1.5	Na	9.8	cations
2.4	K	1.0	(OH)
4.1	C	10.8	ions
9.5	cations		

La variation du total des cations dans la cellule standard et la variation du nombre total d'ions sont relativement faibles.

Le fer total présent dans la "diorite" non altérée est de 12.1 cations de Fe et de 12.2 dans la roche pyritisée. La transformation de l'état du fer dans la roche a été comme suit: Fe''' 7.2, Fe'' 7.5 à Fe''' 3.4, Fe'' 10.5 cations, soit accroissement en fer ferreux et diminution en fer ferrique. Des 10.5 cations de fer ferreux présents dans la roche, 7.1 ions forment la pyrite. La quantité de fer ferreux présente qui n'a pas été associée à la pyrite a diminué de 7.4 à 3.4 ions.

Diorite de Malartic Gold Fields - Diorite minéralisée.- Le matériel soumis à l'analyse provenait du dyke de diorite No 6 au niveau de 750 pieds dans la zone de minerai No 2. Nous avons prélevé l'échantillon non altéré d'une partie de la diorite apparemment fraîche, située entre deux bandes de diorite fortement pyritisée séparées l'une de l'autre d'environ 5 pieds le long des fractures. L'échantillon de minerai provenait de la bande supérieure de pyritisation.

Nous avons découvert par la suite que l'échantillon non altéré était une diorite albitisée et assez fortement carbonatée. Nous avons déjà décrit cette roche à la page 33. En échantillon mégascopique, la diorite minéralisée est un agrégat à grain moyen, bien pyritisé et d'apparence plutôt uniforme, d'une couleur allant de chamois à grisâtre. Sa composition minéralogique est la suivante: albite, 50 pour cent, carbonate, 20 pour cent, pyrite, 18 pour cent, biotite, 7 pour cent, magnétite-ilménite, 4 pour cent et titanite, 1 pour cent.

Si on compare la cellule standard de la diorite pyritisée avec celle de la "diorite" non altérée de Barnat, on voit que le type de "diorite" de Barnat passe à la diorite pyritisée de Malartic Gold Fields par:

l'addition de		la soustraction de	
.7	Na	8.1	Si
1.5	K	1.4	Al
.6	Fe	1.6	Mg
.3	Ti	2.2	Ca
3.1		13.3	cations
10.5	C	1.0	(OH)
13.6	cations	14.3	ions

Cette transformation est semblable à celles qu'on observe entre les roches non altérées et pyritisées d'East Malartic et de Barnat.

Résumé des transformations chimiques dans la diorite

Quelques-unes des différences, dans les cellules standard, entre la diorite non altérée et la diorite altérée, sont probablement dues à certaines variations des roches originelles affectées par la recristallisation et non pas à de réels changements de composition dus à la minéralisation. Nous donnons dans le tableau qui suit les variations de quantités des éléments, dans les cellules standard des deux diorites les moins altérées:

	Cations	Variation
Si	47.3 à 48.6	1.3
Ti	.7 à 1.2	.5
Al	14.9 à 16.6	1.7
Fe	12.0 à 12.1	.1
Mn	.2	-
Mg	8.4 à 11.0	2.6
Ca	9.1 à 9.8	.7
Na	7.5 à 9.7	2.2
K	0.4 à 0.6	.2
P	.1	-
C	0.0 à .3	.3

La composition chimique de la diorite provenant de ces deux dykes, très espacés l'un de l'autre, est presque identique. D'autres dykes de diorite ont une composition minéralogique semblable à celle des deux échantillons analysés et leur composition chimique se situe probablement dans des limites indiquées sur le tableau précédent.

Les différences en Al, Ti et en Fe entre les cellules standard de la diorite non altérée et celles de la diorite minéralisée sont très faibles et restent dans les limites de variation de ces éléments dans les diorites les moins altérées. C'est pourquoi nous croyons que ces éléments n'ont été ni introduits ni déplacés au cours de la minéralisation, bien qu'ils puissent avoir changé plusieurs fois leur état d'association. Le titane, dans les diorites les moins altérées, se présente sous forme de titanite, mais change d'état au cours des phases anciennes d'altération, passant en solution avec la magnétite pour former l'ilménite. Lors de la formation de la pyrite au détriment de la magnétite, le titane retourne à sa forme originelle, la titanite.

Les changements importants, dans les cellules standard des diorites au cours de la minéralisation sont comme suit:

	1	2	3	4
Si	-5.3	-1.3	- 8.1	-3.6
Mg	-2.3	-5.6	- 1.6	+ .3
Ca	-3.3	-2.9	- 2.2	+ .2
OH	-4.8	-1.0	- 1.0	-2.4
Na	+2.5	+1.5	+ .7	- .4
K	+1.2	+2.4	+ 1.5	+1.5
C	+8.4	+4.1	+10.5	+3.2

1. Transformation de la diorite de Barnat en diorite minéralisée.
2. Transformation de la diorite d'East Malartic en diorite minéralisée.
3. Transformation de la diorite de Barnat en diorite minéralisée de Malartic Gold Fields.
4. Transformation de la diorite carbonatée et albitisée de Malartic Gold Fields en diorite minéralisée.

Dans les cellules standard des minerais, on constate une diminution de silicium à peu près proportionnelle à l'augmentation de la quantité de carbone. Cette substitution du carbone au silicium au cours de la recristallisation semble être une caractéristique commune à l'altération dans la région. Le carbone introduit éliminerait le magnésium, le fer, et surtout le calcium des silicates, libérant ainsi le silicium qui passerait subséquemment en solution.

La perte de silicium au cours de ces transformations en minerai correspond à peu près aux quantités de quartz qu'on trouve dans les minerais des trois zones. Une partie du quartz dans les fractures et les zones de brèche s'est sans doute formée à partir du Si éjecté des épontes au cours de la recristallisation. Cependant, sauf les données quantitatives sur l'étendue de l'altération en rapport avec les filons de quartz, il est impossible d'évaluer, dans le minerai, la quantité réelle de quartz provenant de la recristallisation des épontes. Il est possible qu'une relation étroite existe entre la quantité de Si éjectée des épontes des fractures et la quantité de quartz qu'on trouve le long de ces fractures.

La quantité constante de fer dans la diorite, au cours de la pyritisation, est remarquable. Les trois transformations que nous avons étudiées représentent trois degrés différents de pyritisation. Dans l'échantillon de minerai de Barnat, on trouve 5 pour cent de pyrite, dans celui d'East Malartic, la teneur est de 14 pour cent et, dans celui de Malartic Gold Fields, de 18 pour cent. Cependant, durant ces trois transformations, la quantité de fer dans les roches n'a pas varié de plus de 1.1 ion dans les réseaux unitaires, ce qui indique que la plus grande partie de la pyrite provient de la réaction entre les solutions sulfureuses et les minéraux ferrifères de la diorite.

Transformations minéralogiques

Les transformations minéralogiques importantes sont:

1) passage de la hornblende à l'albite, la magnétite et le carbonate, avec addition d'un peu de carbone et de faibles quantités de sodium.

2) passage de la hornblende à la biotite, l'albite, la magnétite et le carbonate, avec addition de quantités appréciables de potassium dans les roches et aussi avec introduction d'un peu de sodium et de carbone.

3) passage de la magnétite (et de la hornblende ?) à la pyrite avec addition de soufre.

4) formation de carbonates avec éjection de silicium.

5) formation de minéraux anhydres à partir des minéraux aquifères, avec éjection de l'eau des compositions générales.

II) Milieu de la grauwacke

Aperçu général

La première phase de minéralisation a affecté la grauwacke et, à un certain degré, le porphyre gris le long de la zone de brèche de Sladen et du contact entre le schiste et la grauwacke dans la zone principale de minerai d'East Malartic. Au cours de cette phase, il s'est déposé de l'or en quantités non économiques le long de cette bande de grauwacke, mais la plupart des amas de minerai ne se sont formés que lors de la fracturation subséquente et de la deuxième phase de minéralisation, le long de la faille de Sladen. Cette

phase a permis l'enrichissement de la roche déjà aurifère et la déposition d'or dans les parties de grauwacke et de porphyre silicifiés par la première phase.

L'aspect général de la zone de minerai est relativement simple et la succession des événements semble avoir été la suivante:

1) Fracturation et formation de brèche;
2) Recristallisation de la grauwacke et pyritisation;
3) Fracturation mineure;
4) Silicification et déposition de quartz.

La deuxième phase de minéralisation s'est ajoutée aux effets de ces événements antérieurs.

L'aspect simple de l'altération en échantillon macroscopique dissimule de nombreuses transformations minéralogiques compliquées dans la grauwacke au cours de la recristallisation. Le grain extrêmement fin de plusieurs des roches recristallisées rend difficiles leur étude et leurs déterminations minéralogiques.

Une analyse de minerai et deux analyses de grauwacke non altérée apportent la preuve de transformations chimiques durant la formation du minerai. Ces transformations chimiques ont différé légèrement de celles qui se sont produites dans les milieux de zones de schiste. La recristallisation de la roche encaissante dans les deux milieux est caractérisée par la perte de silicium et l'addition de quantités appréciables de potassium et de carbone. Cependant, les transformations de la grauwacke diffèrent de celles de la diorite par l'addition de grandes quantités de magnésium et de calcium au cours de la recristallisation; c'est donc un renversement de la tendance des transformations de la diorite là où il y eut perte de calcium et de magnésium.

Le mode de formation de la pyrite est incertain, mais cette formation a pu résulter de l'action des solutions sulfureuses sur des minéraux ferrifères dans la grauwacke.

Etendue de l'altération

La recristallisation est contrôlée par la fracturation de la même façon qu'elle l'était dans les milieux de la zone de schiste. Cependant, la fracturation dans la grauwacke a pu s'étendre plus loin dans la zone de Sladen, et les bandes de roches altérées y sont plus larges que celles qu'on trouve ailleurs dans la région.

Les altérations les plus fortes sont restreintes à quelques pouces le long de chaque fracture et aux zones fortement bréchiques. La recristallisation moins prononcée, de beaucoup la plus abondante, s'étend sur de plus grandes distances dans les épontes.

La silicification, limitée aux zones irrégulières plus ou moins bien définies, est particulièrement forte le long du contact de la grauwacke et du stock de porphyre gris et, en allant vers l'est, le long de la partie centrale de la zone principale de minerai d'East Malartic et du contact entre le schiste et la grauwacke.

Recristallisation

La grauwacke non altérée est une roche finement grenue de couleur allant de gris foncé à noire, légèrement mais distinctement schisteuse, et présentant une texture plutôt rugueuse dans les bandes à grain plus grossier. Elle est constituée de quantités variables de quartz, de feldspath (An_{25}), de biotite et de muscovite, ainsi que de faibles quantités de pyrite et de magnétite.

Dans les zones de fracturation et de brèche, la grauwacke, par recristallisation, passe à une couleur brune et perd sa texture rugueuse, presque toute sa schistosité et sa stratification. Des grains de pyrite abondamment disséminés mais en général minuscules se développent dans toute la roche et des rangées de cristaux de pyrite très espacés se forment aussi le long des fractures minuscules.

Le long des grosses fractures et dans les zones fortement bréchiques, la grauwacke est altérée en une roche dure, dense, de couleur allant du chamois au jaune verdâtre. Cette altération ne s'étend en général à pas plus d'un pouce de chaque fracture, mais de larges zones se sont formées là où la grauwacke brune a été brisée par des fractures très rapprochées ou a été transformée en brèche. En général, l'altération ressemble à la silicification et la roche est tellement dure que le personnel des mines locales y réfère comme à de la grauwacke "silicifiée". L'altération est une recristallisation de la grauwacke accompagnée de la destruction de la biotite (ce qui explique son apparence lessivée) et, habituellement, de la formation d'abondants grains de carbonate. La forme bréchique originelle de la roche est souvent oblitérée par la recristallisation.

La pyrite n'est pas abondante, mais on la trouve largement et plutôt régulièrement distribuée dans la grauwacke brune. Dans les bandes fortement recristallisées le long des fractures, on ne voit pas de concentrations remarquables de pyrite comme c'est le cas dans les dykes de diorite dans les milieux de zones de schiste. Au contraire, la grauwacke intensément recristallisée et lessivée, le long des fractures, contient moins de pyrite que les zones brunes et mal définies de roches légèrement altérées.

Les zones de grauwacke brune proviennent de la recristallisation des constituants originaux de la roche en un agrégat granuleux à grain fin de quartz, de feldspath, de carbonate et occasionnellement d'épidote. La biotite originelle se recristallise généralement en paillettes plus grandes mais plus espacées. Parsemés dans toute la roche, on trouve des grains plus grossiers d'albite et de microcline; on trouve aussi de minces veinules de ces minéraux et des petits grains de magnétite. Des filonnets de carbonate recoupent les minéraux formés antérieurement, les filonnets de quartz et les lentilles. Cette roche est par endroits intensément carbonatée.

Lorsque l'altération est plus forte, la biotite se transforme en chlorite et, lorsqu'elle devient intense, la biotite est complètement détruite et sert à former du carbonate et un peu de magnétite. La perte de biotite explique l'apparence lessivée des phases très fortement altérées le long des fractures.

Il y a d'ordinaire de la séricite en quantités variables, dans les roches recristallisées. Dans quelques lames minces, ce minéral recoupe nettement des paillettes de chlorite (provenant de la biotite) et il ne montre aucune orientation.

On voit de la pyrite dans les parties recristallisées des roches, mais on n'y décèle aucune relation particulière avec l'un quelconque des minéraux. On en trouve aussi le long des filonnets de feldspath, de quartz et de carbonate, sous forme de cristaux bien formés, généralement beaucoup plus gros que les grains des minéraux encaissants.

Silicification

Des zones de forte silicification recoupent les zones plus anciennes de grauwacke recristallisée et transforment la roche en un chert résistant, esquilleux, allant du chamois au vert olive. Les échantillons les plus fortement silicifiés sont étonnamment translucides

et on y remarque clairement des lambeaux résiduels de grauwacke. Les couleurs verdâtres de plusieurs des cherts sont dues à la présence de petites paillettes de chlorite qui ne furent pas remplacées.

L'une des zones de silicification les plus fortes et les plus continues de la mine Canadian Malartic est située le long du principal contact entre le porphyre et la grauwacke du stock. Les roches ont été silicifiées de chaque côté du contact et, à plusieurs endroits, à cause de la forte altération, il est difficile de localiser exactement le contact dans la zone silicifiée. On peut en général distinguer par leur couleur les cherts provenant de ces deux types de roches. La silicification de la grauwacke produit en général un chert de couleur allant de chamois à jaune verdâtre tandis que le chert qui provient du porphyre va de grisâtre à légèrement brunâtre.

Un autre caractère distinctif du porphyre fortement silicifié consiste en la présence de phénocristaux résiduels de feldspath, lesquels semblent plus résistants que la pâte à la substitution. Sous ce rapport, les feldspaths potassiques résistent très bien à la substitution par le quartz, puisqu'ils sont souvent les seuls minéraux qui demeurent après que tous les autres aient été détruits et remplacés par une mosaïque de quartz.

La silicification dans le porphyre gris débute par la fracturation et le cintrage des phénocristaux de feldspath, et la recristallisation de la pâte en une mosaïque finement grenue de quartz, d'albite, de feldspath potassique, de muscovite et de carbonate. Cette recristallisation s'étend ensuite dans la roche, attaque la bordure des phénocristaux et elle est accompagnée de la formation de filonnets et de lentilles de quartz à grain fin ou moyen. Lorsque la silicification est plus forte, la roche devient une mosaïque de quartz et de grains de carbonate disséminés qui entourent les grains de feldspath fracturés et les ilôts de la pâte originelle finement grenue et recristallisée.

De gros filons irréguliers, habituellement horizontaux, ainsi que plusieurs filonnets de quartz cherteux recoupent la grauwacke brune, les zones de grauwacke fortement altérée et les zones de silicification. Ces filons ne contiennent généralement pas d'or.

Distribution de l'or

La distribution de l'or dans la zone de Sladen est très erratique, mais les plus hautes teneurs semblent se trouver dans les zones brunes de grauwacke qui n'ont pas été fortement altérées. Les zones de silicification intense sont généralement stériles, sauf lorsqu'elles ont été affectées par la deuxième phase de minéralisation.

Transformations chimiques

Nous donnons plus loin, dans le tableau 22, les cellules standard de la grauwacke non altérée et de la grauwacke minéralisée. Nous avions cru que les prélèvements, faits aux fins d'analyse, étaient les échantillons représentatifs des roches de la zone, mais l'examen subséquent, en coupe mince, révèla que les grauwackes avaient une composition minéralogique variable (voir tableau 2, p. 9) et que, en conséquence, leur composition chimique était variable elle aussi.

Une analyse partielle de grauwacke qui a été faite au laboratoire d'East Malartic reste disponible, mais nous ne savons pas jusqu'à quel point elle est digne de confiance. En comparant les deux analyses de grauwacke non altérée (Nos 1 et 3 du tableau 22) on voit que les échantillons analysés contenaient des quantités semblables de Si, Al, Fe et Ca, mais différentes de Mg, Na et K. L'échantillon d'East Malartic était quelque peu carbonaté, comme l'indique la présence de 2.1 cations de carbone dans la cellule standard.

Tableau 22

Cellules standard de la grauwacke et de la grauwacke minéralisée

Cations/160 Oxygènes

	1	2	3
Si	58.7	45.8	55.2
Ti	.4	.2	nil
Al	17.1	15.5	18.7
Fe'''	.6	1.0	{ 4.2
Fe''	3.1	3.7	
Fe'' dans S	.2	1.5	0.3
Mn	.1	.1	nil
Mg	3.7	8.9	5.6
Ca	2.4	7.6	2.9
Na	7.9	5.4	3.5
K	2.4	7.3	1.1
P	.1	.4	nil
C	.1	7.1	2.1
(OH)	(6.6)	(7.8)	nil
	96.8	104.5	93.6
Total Fe	3.9	6.2	4.5

1. Grauwacke non altérée, mine Canadian Malartic, Analyse No 14, appendice II.

2. Grauwacke minéralisée, mine Canadian Malartic, Analyse No 15, appendice II.

3. Grauwacke, mine East Malartic, Analyse No 16, appendice II.

L'échantillon de grauwacke minéralisée soumis à l'analyse est typique à ce genre de minerai dans la mine Canadian Malartic. Nous avons éliminé les filonnets de quartz avant de soumettre l'échantillon à l'analyse.

En comparant les cellules standard de la grauwacke et de la grauwacke minéralisée (1 et 2 du tableau 22), on voit que la grauwacke passe à du minerai par:

addition de	soustraction de
2.3 Fe	12.9 Si
5.2 Mg	.2 Ti
5.2 Ca	1.6 Al
4.9 K	2.5 Na
.3 P	17.2 cations
7.0 C	
24.9 cations	
1.2 OH	
26.1 ions	

La grauwacke d'East Malartic passerait à de la grauwacke minéralisée par:

addition de	soustraction de
1.7 Fe	
3.3 Mg	
4.7 Ca	9.4 Si
1.9 Na	3.2 Al
6.2 K	
5.0 C	

La tendance des transformations chimiques est la même dans les deux cas, sauf pour le sodium qui est ajouté dans la formation d'une grauwacke, dans le cas de la cellule standard de la grauwacke d'East Malartic.

Les transformations chimiques sont essentiellement:

1) l'addition de magnésium, de calcium et de potassium en quantités variables avec un peu de fer,

2) la perte de grandes quantités de silicium et de faibles quantités d'aluminium. Le sodium est soit enlevé, soit ajouté, selon la composition originelle de la roche non altérée.

La quantité totale de fer dans la cellule standard du minerai est considérablement plus élevée que dans les cellules standard des grauwackes non altérées. Cependant, dans la pyrite, la quantité de fer n'a augmenté que de 0.2 à 1.5 ion.

Nous ne savons pas si cette augmentation de la quantité de fer, qui ne sert pas à former la pyrite, représente un changement dans les grauwackes originelles non altérées sur lesquelles les transformations dues à la minéralisation se sont produites, ou si elle représente une addition réelle de fer à la roche.

Nous donnons dans le tableau 23 les cellules standard de la grauwacke silicifiée de la mine East Malartic et du porphyre gris silicifié de la mine Canadian Malartic.

En comparant les cellules standard du porphyre gris non altéré avec celles du porphyre gris silicifié de Canadian Malartic, on voit que l'altération se produit par:

addition de	soustraction de
	6.7 Al
	1.3 Fe
	1.6 Mg
7.9 Si	1.6 Ca
.5 C	1.9 Na
8.4 cations	1.3 K
	.1 P
	14.5 cations
	3.8 OH
	18.3 ions

Cette altération est essentiellement une perte d'aluminium et de faibles quantités de fer, de magnésium, de calcium, de sodium et de potassium, et une addition de grandes quantités de silicium.

La silicification de la grauwacke comporte de semblables changements de composition.

Tableau 23

Cellules standard de la grauwacke et du porphyre silicifiés

Cations/160 Oxygènes

	1	2
Si	62.0	65.4
Ti	nil	.2
Al	7.8	11.0
Fe'''	(	.1
Fe''	(1.5	.2
Fe'' dans S	1.6	1.1
Mn	-	-
Mg	3.2	.6
Ca	4.1	1.6
Na	3.0	7.9
K	1.2	2.5
P	-	.1
C	4.7	1.6
(OH)	-	(1.6)
	89.1	92.3
Total Fe	3.1	

1. Grauwacke silicifiée, mine East Malartic, Analyse No 13, appendice II.

2. Porphyre gris silicifié, mine Canadian Malartic, Analyse No 17, appendice II.

Deuxième phase de minéralisation

Aperçu général

La recristallisation le long des fractures due à la deuxième phase de minéralisation, ne peut être reconnue que dans les amas de porphyre gris. Cependant, dans la plupart des amas de minerai

des zones de la première phase de minéralisation, on voit, des globules épars et des filonnets de quartz vitreux, typiques à la deuxième phase de minéralisation dans le porphyre. On peut voir un développement typique de la deuxième phase de minéralisation dans la masse de porphyre gris de Canadian Malartic, au nord de la zone de minerai de Sladen. On y rencontre des zones de fracturation et la recristallisation des épontes des fractures due à la deuxième phase de minéralisation est accompagnée de la formation de filons de quartz vitreux d'apparence pegmatitique.

On constate la présence de la deuxième phase de minéralisation dans quelques-uns des amas de porphyre gris de la zone de minerai d'East Malartic et la zone Sud de Barnat. Nous avons étudié la minéralisation typique des zones de porphyre de Canadian Malartic dans un gros dyke de porphyre gris qui occupe le contact sud de la "zone de roche verte" sur les terrains de Malartic Gold Fields.

La succession des événements au cours de la deuxième phase de minéralisation dans les amas de porphyre est la suivante:

1) fracturation;
2) recristallisation intense le long des fractures et développement des pyrites dans les porphyres gris fortement et faiblement altérés;
3) autres mouvements dans certaines parties;
4) formation de filons de quartz vitreux.

Etendue de l'altération

Comme dans les zones de la première phase de minéralisation, la recristallisation et la déposition du quartz sont étroitement contrôlées par l'étendue de la fracturation. La recristallisation intense est restreinte à des bandes étroites le long de chaque fracture. L'altération plus faible peut s'étendre sur plusieurs pieds dans les épontes.

Dans les zones où les fractures sont rapprochées et souvent irrégulières, il se forme des bandes plus larges et des parties irrégulières de porphyre fortement altéré.

Altération "rose"

Cette altération a une apparence très frappante, car le porphyre gris est transformé en bandes à grains saccharoïdes roses ou presque blancs le long des fractures remplies de quartz vitreux incolore.

Les bandes d'altération ont généralement de deux à trois pouces de largeur; cependant, à certains endroits le long des fractures, on en trouve qui atteignent jusqu'à un pied. La roche recristallisée est finement grenue, elle est saccharoïde et, en échantillon mégascopique, se montre faiblement porphyrique.

En dehors des bandes d'altération intense "rose", le porphyre gris est légèrement rosâtre à cause de la coloration de certains phénocristaux de feldspath. Cette altération diffère de "l'altération rouge", mentionnée à la page 38, en ce que la couleur est plus terne et que la biotite n'a pas été chloritisée au même degré.

Dans les bandes d'altération rose, la pyrite est en grains petits et assez largement disséminés. La quantité de pyrite présente n'est jamais élevée et elle constitue généralement d'un à trois pour cent de la roche. Dans certains cas, la pyritisation s'étend dans le porphyre gris légèrement altéré, où l'on trouve à peu près la même quantité de pyrite que dans la roche intensément recristallisée.

Au microscope, on voit que la recristallisation responsable de l'altération "rose" est relativement simple et qu'elle comprend la chloritisation et la destruction de la biotite, ce qui a produit l'apparence lessivée qu'on remarque sur l'échantillon mégascopique. La couleur rosâtre de la roche altérée est peut-être due à la précipitation de la poussière d'hématite en bordure des cristaux et le long des plans de clivage dans les feldspaths, le fer provenant de la désintégration de la biotite.

Les cristaux de feldspath sont, en général, légèrement fracturés et la pâte s'est recristallisée et a pénétré le long des fractures. Dans la plus grande partie du porphyre affecté par l'altération, les phénocristaux sont étroitement groupés ensemble dans une quantité de pâte relativement faible. La recristallisation de la pâte en petits grains de quartz, d'albite, d'orthose, de muscovite et de carbonate a produit une structure ressemblant à du mortier. Dans les bandes d'altération, on trouve, logés dans la pâte et se substituant aux phénocristaux, de gros grains de carbonate. Cependant, le degré de carbonatation est faible.

Les feldspaths sont souvent séricitisés et l'on voit parfois le long des fractures des rangées de paillettes de séricite atteignant 1 mm. de longueur. En général, quelques filonnets ou lentilles minuscules de quartz recoupent les phénocristaux et la pâte.

La réaction de coloration des feldspaths potassiques dans le porphyre légèrement altéré et le porphyre altéré "rose" met dans les échantillons mégascopiques, ces feldspaths très en évidence et fait ressortir le caractère porphyrique réel des bandes d'altération. La recristallisation n'affecte aucunement, ni la dimension des phénocristaux de feldspath potassique, ni leur nombre dans les bandes altérées "roses".

Déposition du quartz

Le quartz vitreux, fréquemment d'apparence pegmatitique, remplit les fractures et forme, dans l'altération rose, des petites masses irrégulières ressemblant à des globules. On le voit parfois non accompagné de bandes d'altération et, en de rares occasions, il recoupe les zones d'altération "rose".

La plupart des filons semblent avoir été formés par substitution et plusieurs contiennent sur leurs bordures des grains de feldspath rose "non digérés" (originellement des phénocristaux). Le quartz vitreux contient des concentrations éparses de grains grossiers de biotite, de chlorite, d'albite et de calcite et de faibles quantités de pyrite, ainsi que de rares particules visibles d'or.

On trouve, dans la zone adjacente de grauwacke minéralisée, des filons de quartz vitreux identique qui recoupent le quartz cherteux de formation plus ancienne et les bandes d'altération.

Distribution de l'or

La formation des gisements de minerai dans les zones de porphyre est contrôlée le plus souvent par l'espace restreint entre les fractures et par les bandes d'altération "rose".

En général, le degré de pyritisation détermine la teneur du minerai le long d'une zone d'altération et de déposition de quartz. L'analyse montre que l'or se trouve et dans le quartz et dans les épontes. Derry (1939) rapporte que l'analyse de pyrite provenant de parties aurifères a révélé des teneurs en or allant de traces jusqu'à 7 onces à la tonne.

Transformations chimiques

L'échantillon de porphyre altéré en "rose" que nous avons analysé provenait d'une bande d'altération qui longe un gros filon de quartz dans l'élargissement "K", au 7ème niveau de la mine Canadian Malartic. Nous avons éliminé les filonnets de quartz de l'échantillon avant de soumettre celui-ci à l'analyse.

L'analyse rosiwal d'une coupe mince semblable révèle que ce matériel est composé de 70 pour cent de plagioclase, 10 pour cent de feldspath potassique, 7 pour cent de quartz, 7 pour cent de muscovite, 4 pour cent de chlorite et de faibles quantités de biotite chloritisée, d'apatite et de pyrite.

Le porphyre gris non altéré passe au porphyre altéré "rose" (Nos 1 et 2 du tableau 24) par:

addition de	soustraction de
	1.3 ion de Al
	1.7 ion de Fe
	1.5 ion de Mg
2.9 ions de Si	1.1 ion de Ca
.8 ion de Na	.2 ion de K
.2 ion de C	.1 ion de P
3.9 cations	5.9 cations
	3.0 (OH)
	8.9 ions

La transformation est essentiellement:

1) une addition d'une petite quantité de silicium et de très petites quantités de sodium et de carbone;

2) une perte de petites quantités d'aluminium, de magnésium, de calcium et de fer, ainsi qu'une diminution de la quantité de l'eau de combinaison dans la roche.

Ces transformations correspondent aux changements minéralogiques qu'on y observe. Elles diffèrent de celles de la première phase de minéralisation en ce que le silicium ne semble pas avoir été éliminé de la roche encaissante au cours de la recristallisation. De plus, cette recristallisation n'apporte pas de grandes variations dans le contenu d'alcalis des roches.

Tableau 24

Cellules standard du porphyre
et du porphyre minéralisé

Cations/160 oxygènes

	1	2
Si	57.5	60.4
Ti	.2	.2
Al	17.7	16.4
Fe'''	1.0	.4
Fe''	1.6	.4
Fe'' dans S	.1	.2
Mn	-	-
Mg	2.2	1.9
Ca	3.2	1.9
Na	9.8	10.6
K	3.8	3.6
P	.2	.1
C	1.1	1.3
(OH)	(5.4)	(2.4)
	98.5	96.4

1. Porphyre gris non altéré, mine Canadian Malartic, Analyse No 7, appendice II.

2. Porphyre gris altéré de la roche encaissante, mine Canadian Malartic, Analyse No 10, appendice II.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Caractères géologiques

Des solutions d'or et d'autres éléments, formées à une grande profondeur dans la croute terrestre, ont pénétré une zone de température et de pression favorables à la déposition de l'or. Les milieux physiques et chimiques dans lesquels ces solutions se sont déplacées furent de la plus grande importance pour déterminer l'emplacement et la concentration de l'or en quantités d'intérêt économique. Ces milieux sont les "caractères géologiques" des gisements.

L'état physique des roches fut, lui aussi, un facteur, car les solutions eurent nécessairement besoin de passages pour se déplacer facilement dans la roche fracturée ou foliée, et trouver des emplacements où déposer leurs charges. Le milieu structural était donc un facteur de première importance dans la détermination des dimensions et de la forme des gisements. La nature chimique des roches, que les solutions traversèrent, était d'égale importance, mais dépendait des conditions structurales pour leurs moyens d'accès.

Le milieu régional des gisements de Malartic consiste en une assise géosynclinale précambrienne plissée et métamorphisée, qui fut envahie par de la péridotite le long d'une importante faille longitudinale appelée "cassure de Malartic" et par de nombreux petits amas de "diorite" et de "porphyre".

Cassure de Malartic

La cassure de Malartic est le seul élément indépendant parmi les caractères des gisements. Les milieux structuraux sont le résultat à la fois direct et indirect du cisaillement, de la fracturation et du plissotement causés par les dislocations le long de cette zone principale de faille. La cassure s'est produite au début de la succession des événements. Cette zone de faille étant de grandes dimensions, elle a fourni le passage aux magmas de péridotite, de diorite et, pour une grande partie, de porphyre. D'après la distribution des gisements, il est évident que ce passage a aussi servi de principal canal d'amenée aux solutions aurifères.

Caractères structuraux

Les mouvements le long de la cassure de Malartic ont fixé les milieux structuraux des gisements. Le plus important fut le cisaillement du filon-couche de péridotite le long de ses bordures et en certains secteurs de sa partie centrale, et le développement d'une zone subsidiaire de brèche dans la grauwacke. Les plis d'entraînement, dans les schistes ainsi formés, ont créé des sites pour les groupes d'amas intrusifs venus plus tard, dont les formes et les dimensions devaient jouer un rôle important dans la minéralisation subséquente et la formation de concentrations économiques d'or.

Les périodes de minéralisation ont été précédées par une fracturation, elle-même causée sans aucun doute par des mouvements le long de la faille. L'étendue de la fracturation fut un important facteur qui contrôla les dimensions et la forme des secteurs minéralisés. Les plis d'entraînement et les courbes, dans les contacts, ont

été très importants à certains endroits, pour la formation de passages adéquatement fracturés et de lieux de déposition.

Caractères lithologiques

La présence du filon-couche de péridotite a peut-être été le facteur individuel le plus important qui ait déterminé l'aspect de plusieurs gisements de minerai dans la région. Cette roche ayant cédé aisément au métamorphisme dynamique, de larges zones de schistes tendres et souvent "pulpeux" ont pu se former. Les plis d'entraînement de certaines parties de ces zones et le mouvement produit le long des contacts et autour des ilôts de roches massives créèrent des lieux d'intrusion aux amas de diorite et de porphyre, dont les formes ont par la suite été si importantes pour l'apparition de concentrations économiques d'or. Sans cette masse de péridotite et ses dérivés talco-chloriteux, les zones de minerai plutôt extraordinaires, qui consistent en cheminées et en amas irréguliers de porphyre et de diorite minéralisés, n'auraient probablement jamais pris forme. Dans les schistes non plissés, et particulièrement dans les zones étroites de schiste, les intrusions auraient formé des dykes et des filons-couches normaux tandis que la fracturation et la minéralisation subséquentes auraient produit des zones de minerai de forme plus conventionnelle.

Le contenu en fer des amas intrusifs et de la grauwacke adjacente fut le facteur qui contrôla le développement de la pyrite. Comme ce minéral joua le rôle de précipitateur de l'or, il fut l'agent qui contrôla la déposition des concentrations économiques d'or. Il existe une relation constante entre la quantité de fer et celle de pyrite qu'on trouve dans chaque roche. Dans la diorite, le développement théorique maximum de pyrite, à partir du fer présent dans la roche, serait d'un poids correspondant à environ 25 pour cent. Il est intéressant de remarquer que la pyritisation excède très rarement ce pourcentage.

Dans la grauwacke et les porphyres, la quantité de fer forme seulement de 6 à 8 pour cent de pyrite et là encore, cette limite de pyritisation est rarement dépassée.

Il ne s'est pas formé de pyrite dans les roches talco-chloriteuses riches en fer. Quelque chose dans la nature de ces roches empêcha la réaction entre les solutions sulfureuses et le fer des roches.

Minéralisation

A deux époques différentes, des solutions aurifères ont envahi les canaux d'amenée. La première vague de solutions (première phase de minéralisation) a provoqué la biotitisation de tous les types de roches et a produit une forte pyritisation avec une déposition d'or dans les amas de diorite. Ces minerais de première formation diffèrent de plusieurs autres gisements d'or en ce que la déposition du quartz a suivi la formation de la pyrite et la déposition principale de l'or. La chaleur des solutions a provoqué l'amphibolitisation dans les roches talco-chloriteuses et une partie de l'amphibole ainsi développée a servi à former des filonnets dans le porphyre et la diorite altérés.

La seconde vague (deuxième phase de minéralisation) a causé une recristallisation identifiable de la roche encaissante dans le porphyre seulement, mais de l'or (et un peu de pyrite) se sont déposés dans la grauwacke. Cette vague de solutions s'est terminée avec la déposition de quartz vitreux d'apparence pegmatitique. Après les deux phases de déposition d'or, responsables des principales concentrations d'or, des solutions circulant à travers les zones de minerai ont pu transporter à nouveau de l'or ou redistribuer celui qui s'y trouvait déjà. La deuxième minéralisation aurifère qui recoupe les minerais formés antérieurement provient de ces solutions.

Les deux principales vagues des solutions, chimiquement différentes, ont produit des effets différents sur la roche encaissante. La première vague a été remarquable en ce qu'elle a introduit du potassium et du sodium, des quantités variables de carbone et de soufre, et débarrassé la roche encaissante du silicium pour former, du moins en partie, le quartz filonien des minerais.

La seconde phase n'a pas produit de variations distinctes dans le contenu d'alcalis de la roche encaissante, et les recristallisations semblent être une réorganisation des minéraux, accompagnée de l'introduction de petites quantités de silicium et de soufre. La biotite a été détruite pour former de la séricite, de l'albite, du quartz et de la pyrite.

Les résultats des expériences faites par Lindner et Gruner (1939) sur l'action des solutions alcalines de sulfure sur les roches communément ferrifères sont importants pour la présente étude. Les expériences furent conduites avec des solutions de sulfure de sodium (Na_2S), d'hydrosulfure de sodium (NaHS) et d'acide sulphydrique (H_2S) à des températures de 300° C. et des pressions correspondant à 85 atmosphères, dans une bombe d'essai à revêtement intérieur d'or.

Voici quelques-unes de leurs conclusions:

La magnétite s'est formée dans plusieurs cas par les solutions de H_2S et Na_2S;

la silice est dissoute avec les trois types de solutions;

la pyrite se forme facilement avec les solutions de NaHS et H_2S mais non dans celles de Na_2S;

l'or se dissout rapidement dans les solutions de NaHS mais non dans celles de Na_2S ou H_2S;

de l'hématite en plaques hexagonales s'est formée dans plusieurs cas sur les minéraux ferrifères dans les solutions de NaHS et Na_2S;

en employant les solutions de NaHS, les auteurs ont trouvé que la pyrite avait tendance à se constituer à partir du fer provenant du minéral originel. La pyrite ne s'est pas formée par substitution mais elle repose à la surface du minéral attaqué. Elle a semblé se former en même temps que la perte du fer car, à la fin des expériences, on a vu très peu de fer dans les solutions. De plus, on trouva que l'or était constamment dissout et que sa concentration en solution, après sept jours à 300° C., était approximativement de 2.4 grammes d'or par litre. Ceci indique les quantités énormes d'or qui ont pu être transportées par le NaHS.

Il ne s'est pas formé de magnétite dans le NaHS et la chlorite et l'antigorite ont été très légèrement altérées. La biotite montrait une légère altération et de petits octaèdres d'or étaient clairement visibles par endroits.

Dans l'ensemble, la chlorite et l'antigorite n'ont pas subi d'altération, car la nature chimique de ces minéraux ne favorise pas les réactions avec les solutions de sulfure de sodium.

D'une certaine façon, les expériences de Lindner et Gruner ont reproduit les réactions qui ont eu lieu au cours de la minéralisation des roches dans les amas de minerai de Malartic. Les résultats de ces expériences démontrent que les solutions de sulfures alcalins forment rapidement de la pyrite au détriment des minéraux ferrifères, à l'exception de la chlorite et de l'antigorite, et qu'elles dissolvent rapidement la silice. Certaines solutions de nature alcaline transportent facilement l'or.

Les solutions de sulfures alcalins produisent de l'hématite à partir des minéraux ferrifères - c'est une altération commune dans les amas de porphyre affectés par la deuxième phase de minéralisation. Une fine poussière d'hématite disséminée se forme dans les porphyres, le long des grains de minéraux et le long des clivages dans les feldspaths.

Principales conclusions

1. L'or a été déposé par plusieurs vagues de solutions aurifères.

2. Une grande partie de l'or s'est déposée avant la formation du quartz dans les minerais.

3. La plus grande partie de la pyrite dans les minerais s'est formée par l'action des solutions sulfureuses sur les minéraux ferrifères.

4. Un peu de pyrite, d'autres sulfures, des tellurures et de l'or se sont déposés à partir de solutions plus récentes.

APPENDICE I

Méthode de Barth pour calculer les cellules standard à partir des analyses

(avec modifications par le professeur J.E. Riddell et R.L. Eakins)

Les études sur l'altération de la roche encaissante dans la région de Malartic comprennent la comparaison des analyses chimiques des roches non altérées avec celles des roches altérées. Comme les altérations semblent s'être produites sans changement appréciable de volume, il nous a semblé que la méthode mise au point par Barth (1952), qui consiste à calculer le volume standard, était des plus adéquates. Nous avons ainsi recalculé toutes les analyses, y compris celles tirées de la littérature que nous avons comparées avec les roches de Malartic, pour en arriver aux cellules standard.

L'oxygène constitue environ 94 pour cent en volume de la plupart des roches et tous les cations (Si, Al, Ti, etc...) en constituent moins de 6 pour cent en volume. Barth estime que si l'altération s'est produite sans variation importante de volume, il est normal de dire que le nombre d'atomes d'oxygène est demeuré constant.

Ainsi, si l'on veut comparer la composition des roches altérées avec celle des roches non altérées, on doit employer des échantillons contenant le même nombre d'atomes d'oxygène, c'est-à-dire, d'un volume égal.

La cellule standard est considérée comme un volume de roche contenant exactement 160 ions d'oxygène. On a choisi le nombre 160, car si l'on compte les cations associés, on arrive à un total approchant de 100, tandis que le nombre de cations individuels correspondra, de très près, à celui des pourcentages atomiques des éléments qui composent la roche, sauf l'oxygène, ou celui des pourcentages moléculaires équivalents de Niggli.

La "norme" de la cellule standard peut être obtenue directement à partir de la liste des cations; on peut aussi obtenir la combinaison normative ou modale de n'importe quel minéral simplement en recombinant les mêmes chiffres (Barth 1952).

Le procédé et le tableau 25 (ci-dessous) ont été mis au point par le professeur J.E. Riddell, qui s'est basé sur une brève description de Barth concernant le procédé de calcul de la cellule standard.

Calcul de la cellule standard

Procédé de calcul de la cellule standard (voir tableau 25)

1. On divise la colonne A par B pour obtenir la colonne C.
2. On multiplie la colonne C par 1,000 pour éliminer les décimales.
3. On multiplie alors la colonne C par le nombre de cations pour chaque anion, comme l'indique la formule de l'oxyde, (par ex. par 1 pour SiO_2, et par 2 pour Al_2O_3) pour obtenir la colonne D.
4. Ensuite, on multiplie la colonne C par le nombre d'anions, tel qu'indiqué dans la formule de l'oxyde, pour obtenir la colonne E.
5. On additionne alors les colonnes D et E; (OH) n'est pas compris dans la somme. La somme de la colonne E est alors divisée par 160, et cette réponse constitue le facteur qui varie généralement de 50.00 à 60.00.
6. Chaque chiffre de la colonne D est alors multiplié par le facteur pour arriver à la colonne F.
7. On fait ensuite la somme de la colonne F.

Vérification: La somme de la colonne D multipliée par le facteur devrait être égale à la somme de la colonne F.

On traite l'eau de la même façon que les oxydes, mais on ne l'additionne pas avec ceux-ci dans les colonnes D, E et F.

Etude des sulfures

En faisant ces calculs, Barth n'a pas proposé de méthode pour l'étude des sulfures communs tels que la pyrite, la chalcopyrite, la galène et la sphalérite. Le professeur J.E. Riddell a mis au point une méthode par laquelle on peut tenir compte des sulfures dans le calcul, méthode qui a été utilisée, après certaines modifications de R.L. Eakins, dans les calculs que nous donnons dans ce rapport.

Dans les analyses chimiques des roches qui contiennent de la pyrite ou d'autres sulfures, on rapporte le soufre séparément et le fer des sulfures sous forme d'oxyde ferrique. En réalité, le fer de la pyrite est ferreux, mais lorsqu'on fait une analyse pour le fer ferreux, le fer de la pyrite n'est pas attaqué, c'est pourquoi on ne l'inclut pas avec l'oxyde ferreux. Lorsqu'on fait l'essai pour le fer ferrique, le fer ferreux de la pyrite s'oxyde et s'incorpore ainsi à l'oxyde ferrique.

En calculant, dans la cellule standard, la quantité de fer dans la pyrite, il faut traiter ce fer de façon spéciale puisqu'il est associé à un anion de soufre, lequel a un volume différent de l'anion d'oxygène. C'est pourquoi il faut employer un facteur de conversion, lequel, dans le cas du soufre dans la pyrite, équivaut à 1.01*.

Ainsi, pour étudier les sulfures, il faut d'abord déterminer la quantité d'oxyde ferrique équivalente à la quantité donnée de soufre. Prenons par exemple, une analyse de roche qui indique S - 5.93 pour cent en poids. La quantité d'oxyde ferrique équivalente à cette quantité de soufre serait de 7.35 pour cent en poids. De la même façon, la quantité d'oxyde ferreux équivalente à cette quantité de soufre serait de 6.63 pour cent en poids. La quantité d'oxyde ferrique ainsi déterminée doit être soustraite de la quantité totale d'oxyde ferrique trouvée et indiquée ailleurs dans le tableau. On traite alors ce fer de la même façon que le reste du fer jusqu'à ce qu'on soit rendu à la colonne des proportions d'anions, dans laquelle il faut le multiplier par le facteur 1.01, mentionné plus haut, afin d'apporter la correction pour la différence de volume entre les anions de soufre et d'oxygène.

*Communication personnelle de J.E. Riddell.

En faisant ces calculs, R.L. Eakins a jugé qu'il était plus précis de soustraire de la quantité totale d'oxyde ferrique, l'oxyde ferrique calculé comme étant associé à la pyrite, et ensuite de le convertir en oxyde ferreux en quantité déterminée d'après le soufre et de l'indiquer comme tel. Lorsqu'il y a de grandes quantités de pyrite, il peut y avoir, en suivant cette méthode, une différence considérable de cations dans chaque cellule standard telle que déterminée en dernier lieu. Cependant, lorsqu'il y a de faibles quantités de pyrite, il n'est aucunement nécessaire d'employer le facteur 1.01, puisque la proportion de cations doit être de plus de 50 pour que la différence de volume ait un certain effet sur le calcul final.

Tableau 25

Calcul d'une cellule standard, à partir de l'analyse de la grauwacke minéralisée, d'après la méthode de Barth

	A	B	C	D	E	F
	P. pour cent	P.M.	P.M.	P.C.	P.A.	C/160 O.
SiO_2	47.48	60	791	791	1582	45.78
TiO_2	0.28	80	4	4	8	0.23
Al_2O_3	13.72	102	134	268	402	15.51
Fe_2O_3	1.35	160	9	18	27	1.04
FeO	4.54	72	63	63	63	3.65
* FeO	1.91	72	26	26	26	1.50
MnO	0.11	71	1	1	1	0.06
MgO	6.13	40	153	153	153	8.85
CaO	7.35	56	132	132	132	7.64
Na_2O	2.88	62	47	94	47	5.44
K_2O	5.87	94	63	126	63	7.29
P_2O_5	0.38	142	3	6	15	0.35
(OH)	1.20	18	(67)	(67)	(67)	(3.88)
CO_2	5.40	44	123	123	246	7.12
S	1.70	-	-	-	-	-
	100.30			1805	2765	104.46

* FeO représente le fer dans la pyrite, non rapporté par l'analyse, mais calculé d'après le contenu de soufre.

$160 \div 2765 = 57.87$

La colonne A représente le pourcentage en poids, tel que donné par l'analyste.
La colonne B représente le poids moléculaire de chaque oxyde.
La colonne C représente la proportion moléculaire, multipliée par 1,000.
La colonne D représente la proportion de cations.
La colonne E représente la proportion d'anions.
La colonne F représente le nombre de cations associés à 160 anions d'oxygène.

APPENDICE II

Analyses chimiques des roches de Malartic*

Diorites

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48.64	47.61	45.81	44.29	44.24	38.74
TiO_2	0.86	1.70	1.47	1.26	1.94	1.32
Al_2O_3	14.19	12.75	12.87	12.67	13.07	12.26
Fe_2O_3	4.36	6.41	6.97	8.33	11.24	12.21
FeO	10.91	8.65	8.52	7.29	3.85**	3.81
MnO	0.16	0.20	0.21	0.14	0.16	0.20
MgO	5.63	7.35	4.47	4.14	3.42	4.35
CaO	9.11	8.48	7.22	6.15	5.63	6.82
Na_2O	3.94	4.96	4.57	5.27	5.55	3.99
K_2O	0.52	0.33	0.49	1.38	2.05	1.56
Li_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P_2O_5	0.14	0.09	0.14	0.22	0.18	0.15
H_2O+	1.27	1.26	1.44	0.87	1.06	1.14
H_2O-	0.09	0.12	0.13	0.03	0.12	0.12
CO_2	0.03	0.17	5.56	6.27	3.11	7.42
S (total)	0.43	0.31	0.42	2.63	7.27	9.48
Cr_2O_3	tr.	tr.	tr.	tr.	0.00	0.00
V_2O_3	0.016	0.03	0.05	0.016	0.03	0.04
ZrO_2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03
BeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
NiO	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
BaO	tr.	tr.	tr.	0.03	0.04	tr.
SrO	0.006	0.00	tr.	0.06	0.07	tr.
Cu	tr.	tr.	tr.	tr.	0.01	tr.
Pb	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Sn	0.00	tr.	tr.	0.00	tr.	tr.
Bi	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
SO_3	-	-	-	-	0.08	-
Total	100.32	100.43	100.35	101.06	103.19	103.64
-O pour S	0.16	0.12	0.16	.99	2.79	3.56
	100.16	100.31	100.19	100.07	100.40	100.08

*Sauf indication contraire, les analyses chimiques ont été faites par le Service de Laboratoires du ministère des Mines, Québec; Analystes; - J.G. Baillot, C. Tousignant et H. Boileau.

**FeO indiqué comprend le Fe provenant de la chalcopyrite.

Porphyres

	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	63.09	55.12	64.21	68.34	65.35	63.38	75.29
TiO_2	0.32	0.72	0.35	0.29	0.41	0.69	0.32
Al_2O_3	16.45	16.55	16.47	15.81	15.45	16.53	10.79
Fe_2O_3	1.69	0.80	1.76	0.97	2.04	2.16	1.70
FeO	2.14	3.81	1.89	0.49	0.49	1.30	0.24
MnO	0.03	0.08	tr.	0.02	0.03	0.03	0.02
MgO	1.58	2.57	1.18	0.53	0.79	1.35	0.48
CaO	2.94	4.99	3.72	1.98	1.60	2.68	1.50
Na_2O	5.61	7.75	4.09	6.24	4.45	8.29	4.73
K_2O	3.25	1.00	2.53	3.24	6.40	0.90	2.25
Li_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P_2O_5	0.34	0.35	0.69	0.10	0.24	0.30	0.17
H_2O-	0.86	1.18	0.61	0.38	0.21	0.48	0.26
H_2O-	0.06	0.08		0.20	0.09	0.08	0.04
CO_2	0.90	4.80	1.71	1.05	1.13	1.29	1.27
S (total)	0.05	0.40	0.20	0.24	1.38	0.09	1.30
Cr_2O_3	0.00	0.01		tr.	0.00	0.00	tr.
V_2O_3	0.006	0.01		0.12	0.005	0.004	0.012
ZrO_2	0.03	0.05		tr.	tr.	tr.	tr.
BeO	0.00	tr.		tr.	0.00	0.00	tr.
NiO	tr.	tr.		tr.	tr.	tr.	tr.
BaO	0.44	0.17		0.30	0.22	0.17	0.22
SrO	0.35	0.09		0.12	0.09	0.18	0.12
Cu	0.00	0.00		0.00	0.00	tr.	0.00
Pb	tr.	tr.		tr.	tr.	tr.	tr.
Zn	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.02	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
Bi	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
SO_3					0.04	0.07	
Total	100.15	100.53	99.45	100.42	100.41		100.71
-O pour S	0.02	0.15	0.08	0.09	0.52		0.49
	100.13	100.38	99.37	100.33	99.89		100.22

Grauwackes

	14	15	16	17
SiO_2	65.00	47.48	62.12	71.56
TiO_2	0.58	0.28	n.d.*	
Al_2O_3	16.10	13.72	17.99	7.71
Fe_2O_3	1.08	3.46	6.47	4.51
FeO	3.78	4.54		
MnO	0.08	0.11		
MgO	2.71	6.13	4.23	2.48
CaO	2.49	7.35	3.08	4.42
Na_2O	4.54	2.88	2.07	1.82
K_2O	2.06	5.87	0.86	1.01
Li_2O	0.00	0.00		
P_2O_5	0.11	0.38		
H_2O+	0.13	1.20		
H_2O-	0.16	0.11		
CO_2	0.06	5.40		
S (total)	0.15	1.70	0.35	1.87
Cr_2O_3	0.04	0.04		
V_2O_3	0.014	0.006		
ZrO_2	0.05	0.005		
BeO	tr.	0.00		
NiO	tr.	tr.		
BaO	0.07	0.08		
SrO	0.09	0.06		
Cu	0.00	0.00		
Pb	tr.	tr.		
Zn	0.00	0.00		
Co	tr.	0.01		
Sn	0.00	0.00		
Bi	0.00	0.00		
			1.79	4.01
Total	100.29	100.81		
-O pour S	0.06	0.64		
	100.23	100.17		

*n.d.: non déterminé.

Coulées de Blake River

	18	19
SiO_2	51.40	45.83
TiO_2	0.60	1.48
Al_2O_3	16.70	n.d.*
Fe_2O_3	2.91	6.40
FeO	7.17	6.80
MnO	0.22	0.20
MgO	6.60	6.60
CaO	8.30	7.20
Na_2O	3.40	n.d.*
K_2O	0.90	n.d.*
Li_2O	n.d.*	n.d.*
P_2O_5	0.06	n.d.*
H_2O-	1.61	n.d.*
H_2O-	0.05	n.d.*
CO_2	0.21	5.13
S (total)	0.23	0.35
Cr_2O_3	tr.	tr.
V_2O_3	0.04	0.03
ZrO_2	0.01	0.01
BeO	tr.	tr.
NiO	tr.	tr.
BaO	tr.	tr.
SrO	0.01	tr.
Cu	0.00	0.00
Pb	tr.	tr.
Zn	0.00	0.00
Co	tr.	tr.
Sn	0.00	0.00
Bi	0.00	0.00
SO_3		

-O pour S

* n.d.: non déterminé.

Péridotites

	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO_2	41.61	40.06	39.54	43.59	39.98	39.38	42.16	38.35	39.52
TiO_2	0.20	0.32	0.39	0.64	0.27	0.32	0.35	0.31	0.33
Al_2O_3	5.61	5.06	5.34	4.82	5.31	4.87	n.d.*	n.d.*	n.d.*
Fe_2O_3	8.23	5.26	3.53	7.48	2.23	3.88	3.98	3.77	2.23
FeO	3.52	4.40	5.34	3.21	6.22	5.62	6.07	5.64	6.77
MnO	0.12	0.10	0.16	0.16	0.14	0.15	0.11	0.16	0.18
MgO	26.50	26.29	25.93	25.64	24.07	25.27	25.88	25.28	18.82
CaO	6.67	4.84	5.57	7.08	6.47	5.73	3.49	6.23	8.18
Na_2O	0.30	0.19	0.11	0.41	0.02	0.00	n.d.*	n.d.*	n.d.*
K_2O	0.24	0.13	0.33	0.06	0.09	0.20	n.d.*	n.d.*	n.d.*
Li_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.*	n.d.*	n.d.*
P_2O_5	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	n.d.*	n.d.*	n.d.*
H_2O-	6.17	5.69	5.15	5.74	5.00	5.34	n.d.*	n.d.*	n.d.*
H_2O-	0.17	0.12	0.11	0.17	0.16	0.15	n.d.*	n.d.*	n.d.*
CO_2	0.66	6.91	8.03	0.22	9.66	8.50	5.54	9.42	12.37
S (total)	0.07	0.14	0.09	0.27	0.04	0.14	0.04	0.06	0.22
Cr_2O_3	0.12	0.44	0.29	0.44	0.44	0.51	0.15	0.12	0.13
V_2O_3	0.008	tr.	tr.	0.03	0.01	0.01	0.01	0.004	0.007
ZrO_2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
BeO	0.00	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
NiO	0.15	0.09	0.08	0.13	0.13	0.23	0.14	0.10	0.06
BaO	tr.	0.00	0.00	0.00	0.00	tr.	tr.	tr.	0.01
SrO	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Cu	tr.	0.00	0.00	tr.	tr.	tr.	0.00	0.00	0.00
Pb	tr.	0.00	0.00	tr.	0.00	tr.	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	tr.	0.00	tr.	0.00	0.00	0.00	tr.	tr.	tr.
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	tr.	tr.	tr.
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO									
Total	100.38	100.08	100.03	100.13	100.27	100.35			
-O pour S	0.03	0.05	0.03	0.01	0.02	0.05			
	100.35	100.03	100.00	100.12	100.25	100.30			

*n.d.: non déterminé.

Description et provenance des échantillons

1. Diorite non altérée, mine Barnat, zone Nord, niveau de 350 pieds, à 35 pieds au nord-est de la station d'arpentage dans le principal travers-banc partant du puits No 3, dans la péridotite massive.

2. Diorite non altérée, mine East Malartic, principale zone de minerai, 8ème niveau, travers-banc 811 qui part du puits No 3, dans la péridotite massive.

3. Diorite carbonatée, mine Malartic Gold Fields, zone de minerai No 2, niveau de 750 pieds, galerie 7-6, dyke minéralisé No 6.

4. Diorite minéralisée, mine Barnat, zone Nord, niveau de 525 pieds, élargissement à l'intersection du travers-banc qui part du puits et de la galerie, mur Nord.

5. Diorite minéralisée, mine East Malartic, zone principale de minerai, 8ème niveau, travers-banc 811.

6. Diorite minéralisée, mine Malartic Gold Fields, zone de minerai No 2, niveau de 750 pieds, galerie 7-6, dyke minéralisé No 6.

7. Porphyre gris (porphyre syénitique quartzeux), mine Canadian Malartic, 8ème niveau près de la station du puits No 2.

8. Porphyre gris carbonaté, mine Malartic Gold Fields, zone de minerai No 2, niveau de 900 pieds.

9. Porphyre gris, mine East Malartic, région du puits No 1, t.de s. No 24, 265-290 pieds. Analyste: R.J.C. Fabry, laboratoires du ministère des Mines, Ottawa.

10. Porphyre pegmatitique gris altéré, mine Canadian Malartic, 8ème niveau au Nord de la station du puits No 1, élargissement "K", près du filon de quartz.

11. Porphyre minéralisé, mine East Malartic, 13ème niveau, travers-banc 13-16-2E.

12. Porphyre gris minéralisé, mine East Malartic, 8ème niveau, travers-banc 811, zone principale de minerai.

13. Porphyre gris intensément silicifié, mine Canadian Malartic, 5ème niveau, galerie 505 près de son intersection avec le travers-banc qui part du puits No 2.

14. Grauwacke non altérée, mine Canadian Malartic, 3ème niveau, travers-banc "J".

15. Grauwacke minéralisée, mine Canadian Malartic, 7ème niveau, amas de minerai "D".

16. Grauwacke légèrement altérée, mine East Malartic, niveau de 670 pieds. Laboratoire d'East Malartic.

17. Grauwacke silicifiée, mine East Malartic, chambre d'abatage Sud 2 - 1. Laboratoire d'East Malartic.

18. Coulée basique massive, mine Barnat, à 4,400 pieds au nord-ouest du puits No 3 et de la cassure de Malartic, t. de s. No S-94, 534-544 pieds.

19. Schiste dans les coulées basiques massives, mine Barnat, t. de s. No S-94, 581 pieds.

20. Péridotite "massive dure", mine Barnat, zone Nord de minerai, niveau de 525 pieds, principal travers-banc, à 30 pieds au nord-est de la station d'arpentage No 308.

21. Péridotite "massive tendre", mine Barnat, zone Nord de minerai, niveau de 725 pieds.

22. Schiste talco-chloriteux, mine Barnat, zone Nord de minerai, niveau de 725 pieds.

23. Péridotite "massive dure", mine Malartic Gold Fields, zone de minerai No 2, niveau de 750 pieds à l'extrémité nord de la station du puits No 2.

24. Péridotite "massive tendre" légèrement schisteuse, mine Malartic Gold Fields, zone de minerai No 2, niveau de 750 pieds, principal travers-banc.

25. Schiste talco-chloriteux, mine Malartic Gold Fields, zone de minerai No 2, principal travers-banc.

26. Péridotite "massive tendre", mine Barnat, t. de s. No S-81, 85-90 pieds.

27. Schiste talco-chloriteux, mine Barnat, t. de s. No S-81, 106-110 pieds.

28. Schiste talco-chloriteux, mine Barnat, t. de s. No S-87, 678-685 pieds.

BIBLIOGRAPHIE

AUGER, P.-E. (1941), - Zoning and District Variations of the Minor Elements in Pyrite of Canadian Gold Deposits; Econ. Geology, Vol. 36, No. 4, pp. 401-423.

BARTH, Tom. F.W. (1952), - Theoretical Petrology; New York.

BYERS, A.R. and GILL, J.E. (1948), - Sladen-Malartic Mine; Symposium, Structural Geology of Canadian Ore Deposits, pp. 858-864.

CLARKE, F.W. (1924), - The Data of Geochemistry (fifth edition); U.S. Geol. Surv. Bull. 770.

CORMIE, J.M. (1948), - East Malartic Mine; Symposium, Structural Geology of Canadian Ore Deposits, pp. 865-867.

DERRY, D.R. (1939), - The Geology of the Canadian Malartic Gold Mine, Northern Quebec; Econ. Geology, Vol. 34, No. 5, pp.495-523.

DERRY, D.R. and HERZ, H.C. (1948), - Canadian Malartic Mine; Symposium, Structural Geology of Canadian Ore Deposits, pp. 853-857.

DRESSER, J.A. et DENIS, T.-C. (1946), - R.G. 20; La Géologie de Québec, Vol. II, Géologie Descriptive; Min. des Mines, Québec.

DRESSER, J.A. et DENIS, T.-C. (1951),-R.G. 20; La Géologie de Québec, Vol. III, Géologie Economique; Min. des Mines, Québec.

DU RIETZ, T. (1935), - Peridotites, Serpentines and Soapstones of Northern Sweden; Geol. Foren i Stockholm Forhdl., Vol. 57, pp. 133-260.

GUNNING, H.C. (1937), - Région de Cadillac (Québec), Com. Géol. Canada, Mém. 206.

GUNNING, H.C. et AMBROSE, J.W. (1940), - Région de Malartic, Québec, Com. Géol. Canada, Mém. 222.

GÜSSOW, W.C. (1937), - Petrogeny of the Major Acid Intrusives of the Rouyn-Bell River Area of Northwestern Quebec; Trans. Soc. Roy. Can., Vol. 31, Sect. IV, pp. 129-161.

HALET, R.A. (1948), - Malartic Gold Fields Mine; Symposium, Structural Geology of Canadian Ore Deposits, pp. 868-875.

HARKER, A. (1932), - Metamorphism; Methuen, London.

HESS, H.H. (1933), - Hydrothermal Metamorphism of an Ultrabasic Intrusive at Schuyler, Virginia; Am. Jour. Sci., 5th Ser., Vol. XXVI, pp. 377-408.

IDDINGS, J.P. (1909, 1913), - Igneous Rocks, Composition, Texture and Classification, Description and Occurrence; 2 Vols.

INGHAM, W.N. (1953), - Ore Deposits of the Val d'Or District; Geol. Soc. Am. and Geol. Ass. Can., Guide-book for Field trip No. 10, pp. 21-27.

KEITH, M.R. (1939), - Selective Staining to Facilitate Rosiwal Analysis; Am. Mineralogist, Vol. 24, No. 9, pp. 561-565.

LINDNER, J.L. and GRUNER, J.W. (1939), - Action of Alkali Sulphide Solutions on Minerals at Elevated Temperatures; Econ. Geol., Vol. 34, No. 5, pp. 537-560.

NORMAN, G.W.H. (1943), - Notes sur la Structure de la région de Cadillac-Bourlamaque, Comté d'Abitibi, Québec; Com. Géol. Canada, Brochure 43-6.

NORMAN, G.W.H. (1948), - The Malartic-Haig Section of the Southern Gold Belt of Western Quebec; Symposium, Structural Geology of Canadian Ore Deposits, pp. 839-845.

NORMAN, G.W.H. (1948), - Major Faults, Abitibi Region; Symposium, Structural Geology of Canadian Ore Deposits, pp. 822-839.

O'NEILL, J.J. (1935), - La Mine d'Or Canadian Malartic, Comté d'Abitibi; Serv. des Mines, Québec, Rap. Ann. 1934, partie B, pp. 69-95.

PETTIJOHN, F.J. (1949), - Sedimentary Rocks; Harper, New York.

TURNER, F.J. (1948), - Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks; Geol. Soc. Am. Mem. 30.

WILSON, M.E. (1919), - Le Comté de Timiskaming, Province de Québec, Com. Géol. Canada, Mém. 103.

" " (1949), - District de Noranda, Québec; Com. Géol. Can., Mém. 229.

INDEX ALPHABETIQUE

Page

Actinote 80,83
Albite 30,32,44,80,86
Albitisation
  dans la diorite 86
  dans le porphyre 89
Ambrose, J.W. 4,5,6,8,9,11,18,33
  36,39,44,45,46,49,50,51,79
  90,139
Amphibolite 25,33
Amphibolitisation 98,99
Andésite 14,15,16
Ankérite 80
Argent 60,75,77
Arsénopyrite 77

Baillot, J.G. 132
Barth, T.F.W. ... 11,128,129,139
Barnat Mines Ltd. 3,5,17,29
  53,55
Basalte 16
Béryl 80
Biotite 10,80
Biotitisation
  dans la diorite 90
  dans les roches talco-
  chloriteuses 92
  dans la porphyre 96
Black, P.T. 56,80
Boileau, H. 132

Calaverite 77,79
Canadian Malartic Gold Mines
  Ltd. 3,5,9,17,49,53,55
Carbonatation 26,102
Carbonate 77,80,86,91
Cartier Malartic 45

Page

Cassure de Cadillac 6
Cassure de Malartic ... 6,18,50
  124
Chalcopyrite 77
Chlorite 80
Chrome 17,18
Clarke, F.W. 23,139
Composition chimique 11,22,33
  38,39,40,41,43,108
Constantin Rock 3
Cormie, J.M. 68,139
Cortlandites 25

Denis, T.-C. ... 57,62,68,69,70
Déposition de quartz .. 100,121
Déposition de tellurures 76
Déposition d'or 76,84,101
Derry, D.R. 5,36,37,49,65
  78,139
Desjardins, Bertrand 3
Diorite 29,30,32,52,86,103,104
  105,106,107,132,137
Diorite minéralisée 103,104,105
  106,107,137
Distribution de l'or .. 115,121
Dresser, J.A. 57,62,68,69
  70,139
Dunites 25
Du Rietz 23,139
Dykes de lamprophyre 49

Eakins, R.L. 128,130
East Malartic Mines Ltd. 3,4,9
  17,29,53,55
Epidote 90

Page

Failles 50
Faille de Sladen 53
Fluorine 80
Formation de la calcite 76
Formation de veinules de quartz 76
Formation de veinules d'épidotite 76
Fracturation et formation de failles 76
Fracturation et formation de brèches 76

Gabbros 32
Galène 77
Gisements de minerai 54
Gill, J.E. 2,4,94
Gites aurifères 56
Granite à albite 46,47
Granite de Cartier Malartic 45,47
Granite de Parbec 46
Granite de Valco 46
Granite et porphyre quartzo-feldspathique 34,45
Granodiorite 44
Grauwacke ...10,12,45,51,58,112 115,131,134,137
Grauwacke minéralisée ... 77,115 131,137
Grauwacke silicifiée ... 118,137
Groupe de Blake River 12,51,135
Groupe de Cadillac 18
Groupe de Kewagama 9
Gruner, J.W. 126,127
Gunning, H.C. 4,5,6,8,9,11,18 33,36,39,44,45,46,49,50,51,79 90,139
Güssow, W.C. 48,139

Page

Halet, R.A. 78,139
Harker, A. 26,139
Herz, H.C. 65,78,79,139
Hess, H.H. 23,139

Iddings, J.P. 23,25,139
Ingham, W.N. 5,139
Intrusion de la diorite 52
Intrusion du porphyre 53

Keith, M.R. 35,139
Kersantite 49
Kranck, E.H. 2

James, W.F. 4

Lindner, J.L. 127,139
Lyons, J. 73

Malartic Gold Fields Ltd. 3,4 25,29,55
Melonite 77
Minéralisation (phases de) 55,58,70,71,74,76,83,118,126
Minéraux filoniens 80
Minéraux métalliques 75,77
Molybdénite 77
Muscovite 80

Nickel 17,18
Norman, G.W.H. 5,8,48,139

O'Neill, J.J. 5,36,139
Or 1,56,75,77

Péridotite 16,17,18,20,22,24 93,98,136,137
Pettijohn, F.J. 11,139
Petzite 77,79

Page

Plis d'entrainement 50,51
Pli d'entrainement de
Fournière 13,18,51
Porphyre 33,98,122,123,133,137
Porphyre gris 36,39,40,41
42,137
Porphyre minéralisé 123,137
Porphyre rouge 43
Porphyre silicifié 118,137
Précambrien 8
Pyrite 2,55,60,75,77,79
Pyritisation
dans la diorite 96
dans le porphyre 98
dans le schiste 98
Pyrrhotine 77

Quartz 80
Quartz aurifère 56
Quartz cherteux 80,82
Quartz vitreux 80,82

Recristallisation 112
Riddell, J.E. 2,128,129
Roches ignées basiques 32
Roches intrusives 8,18,28
Roches intrusives acides du
Nord-Ouest du Québec 44
Roches sédimentaires et
volcaniques 8
Rutile 80

Scheelite 80
Schiste talco-chloriteux 22,54
60,93,98,137

Page

Schiste talqueux 21,24
Silicification 100,111,113
Sladen Malartic 4,8,53,55
Sphalérite 77
Spilite 16,32
Stevenson, J.J. 2
Sulfures 77,80,130
Sylvanite 77,79

Tellurures 77,79
Tourmaline 80,83
Tousignant, C. 132
Transformations chimiques 103
107,115,117,121
Transformations minéralogi-
ques 110
Turner, F.J. 33,139

Wehrlite 25,77,79
Wilson, M.E. 9,139

Zone aurifère de Malartic 3,5,8
Zone de minerai de Barnat .. 58
Zone de minerai d'East
Malartic - Barnat 67
Zone de minerai de Malartic
Gold Fields 58,66
Zone de minerai Nord de
Barnat 70
Zone de minerai de Sladen 54
58,62
Zone de porphyre de Canadian
Malartic 65
Zone de schiste 83
Zones de cisaillement ... 52,71