

MB 94-30

Pétrographie, géochimie et gîtologie des roches plutoniques ultramafiques et mafiques protérozoïques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava : implications sur la distribution des éléments du groupe des platinoïdes

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

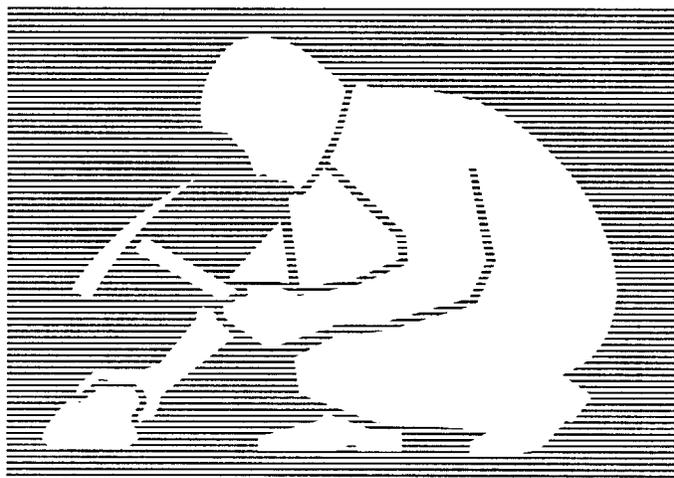
Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Pétrographie, géochimie et gîtologie des roches plutoniques ultramafiques et mafiques protérozoïques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava: implications sur la distribution des éléments du groupe des platinoïdes

Christian Picard
Danièle Giovenazzo
François Thibert
Christian Tremblay



Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur de la part de D. Francis, S. J. Barnes et D. Lamothe avant la remise de la version finale au ministère.

MB 94-30

1994



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines

Résumé

Dans la partie méridionale de la Fosse de l'Ungava, les intrusions qui recoupent le Groupe de Povungnituk sont constituées par des dykes indifférenciés de diabase dans la Formation de Dumas ainsi que des filons-couches différenciés de gabbro - ferrogabbro (Dumas, Kovik...); des filons-couches différenciés de péridotite - gabbro - anorthosite et/ou de ferrogabbro (Povungnituk 1 - 2, Delta 1 et 3, Roméo 1 et 2...); des dykes et des conduits nourriciers ultramafiques faiblement différenciés de pyroxénite - péridotite (Méquillon, Delta 2b et b', Delta 4...). Ces trois dernières familles d'intrusions forment trois horizons distincts : l'horizon de Vaillant dans la Formation de Dumas (filons-couches gabbroïques de Dumas et ultramafiques à mafiques Gulf et Povungnituk 1 et 2; dykes ultramafiques de Méquillon et de Vaillant); l'horizon de Delta dans la Formation de Cécilia (filons-couches ultramafiques à mafiques Delta 1 et 3; Roméo 1 et 2...; dykes Delta 2b et b' et Delta 4...); et finalement l'horizon de Raglan à l'interface entre les Groupes de Povungnituk et de Chukotat (conduits nourriciers ultramafiques subvolcaniques de lac Cross, Katinik et Donaldson).

Les filons-couches différenciés ultramafiques à mafiques sont généralement pauvres en minéralisations sulfurées (1 à 2 % de sulfures disséminés). Toutefois, plusieurs d'entre eux (Delta 3, Roméo 1) possèdent un "reef" contenant 2 à 20% de sulfures (pyrrhotite + pentlandite + chalcopyrite ± breithauptite...) enrichis en Ni-Cu-EGP dans leur séquence gabbroïque. Les dykes et les conduits nourriciers ultramafiques non différenciés (Delta 2, lac Cross, Katinik, Raglan, Méquillon) contiennent à leur base des amas de sulfures (pyrrhotite + pentlandite + chalcopyrite + traces de sperrylite, kotulskite, mérenskyite, sudburyite...) enrichis Ni-Cu-EGP.

L'étude géochimique fine des bordures figées des filons-couches différenciés ultramafiques à mafiques, et des dykes et conduits nourriciers ultramafiques montre que leurs liquides parents peuvent être corrélés avec les magmas primaires qui ont produit les différentes séquences de basalte komatiitique du Chukotat. Le comportement des terres rares et l'évolution de plusieurs rapports caractéristiques montrent que ces liquides résultent de différents stades de la fusion progressive du manteau, expliquant ainsi l'évolution de leurs compositions en éléments majeurs, en éléments

traces, en terres rares et en éléments du groupe des platinoïdes (EGP). Ainsi les taux de fusion, compris entre 18 et 26%, ont permis la fonte complète des sulfures contenus dans le manteau, entraînant la formation de liquides hautement magnésiens possédant un potentiel élevé pour la formation de gîtes de EGP. De plus, les caractéristiques des bordures figées montrent qu'aucun liquide sulfuré n'a été extrait des liquides parents avant la mise en place des intrusions, leur conférant à toutes un bon potentiel économique. Par contre, dans les conduits nourriciers subvolcaniques et volcaniques de l'horizon de Raglan, la décompression et la chute de température des magmas au moment de leur mise en place semblent avoir provoqué une sur-saturation brutale des liquides en soufre, provoquant la démixion d'un liquide sulfuré enrichi en Ni et en EGP à l'origine des amas métalliques observés. Dans les horizons Delta et Méquillon, les liquides ultramafiques, également enrichis en EGP ont localement produits des dépôts de sulfures par immiscibilité magmatique, mais les contrastes de pression et de température, moins forts qu'à Raglan à cause de la plus grande profondeur de mise en place, n'ont pas apparemment permis à ce processus de prendre toute son ampleur, conduisant à la production d'une plus faible quantité de sulfures par contre davantage enrichis en EGP (gîtes de Méquillon, Delta 2b'). Pour ces mêmes raisons, et à cause des plus faibles taux de fusion partielle, les liquides parents des filons-couches de péridotite-gabbro Delta 3 et Roméo 1 étaient sous-saturés en soufre au moment de leur mise en place et le sont restés jusqu'à un stade où la concentration des EGP dans les liquides résiduels gabbroïques et l'augmentation de la fugacité en soufre a permis la démixion d'une phase sulfurée qui a pu se piéger dans les gabbros sous forme d'un horizon de type reef. Toutefois à Delta et surtout à Roméo, des remobilisations tardi à postmagmatiques semblent être également intervenues pour modeler la distribution des EGP. De tels mécanismes sont également responsables de la remobilisation du cuivre et du palladium dans plusieurs des gîtes de l'horizon de Raglan, notamment à Donaldson et dans plusieurs gîtes de lac Cross. Dans l'horizon Delta, ces remobilisations ont localement modifié les compositions des bordures figées et la distribution des EGP dans le reef. Enfin, dans les zones D8 et D9 de Delta où d'importants dépôts de sulfures de Ni-Cu semblent reliés à la précipitation d'un liquide sulfuré ayant déjà subi des fractionnements antérieurs de sulfures (sulfures

riches en Ni mais appauvris en EGP), les transformations tectono-métamorphiques des roches semblent responsables de la forte remobilisation du cuivre et du palladium, entraînant la formation de petites veinules de cuivre enrichies en Cu et Pd.

Ainsi, trois grands types de gîtes de Ni-Cu-EGP avec deux sous-types sont répartis dans le domaine sud de la Fosse de l'Ungava :

- 1) des amas sulfurés enrichis en Ni-Cu-EGP associés aux conduits ultramafiques subvolcaniques de lac Cross, Katinik et Raglan, et aux intrusions ultramafiques de Bravo, Delta 2b' et Méquillon;
- 2) des gîtes de type reef "localisés" dans la séquence gabbroïque de filons-couches différenciés de péridotite-gabbro (Delta 3 - Roméo 1);
- 3) des amas sulfurés remobilisés enrichis en Ni-Cu et accessoirement en EGP associés à des zones de cisaillement: les zones D-8 et D-9 dans les intrusions Delta 1c et 2c ainsi que quelques occurrences locales à Donaldson-Est (Raglan).

Quant aux filons-couches différenciés de gabbro - ferrogabbro, la composition de leurs bordures figées montre qu'ils sont comagmatiques des basaltes à plagioclase du Chukotat. Ces filons ne possèdent aucun potentiel en EGP, l'essentiel des phases sulfurées ayant été soustraites des liquides avant leur mise en place. Enfin, les dykes de diabase de la Formation de Dumas, seraient comagmatiques des basaltes à plagioclase du Povungnituk et comme les précédents montrent que les liquides correspondants ne possèdent aucun potentiel pour les EGP.

Remerciements

Nous tenons à remercier le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (M.E.R.Q.) qui a financé et permis de réaliser ce projet ainsi que le CRSNG qui a financé un certain nombre d'analyses de EGP notamment pour la reconnaissance des liquides.

Nous remercions particulièrement Daniel Lamothe (Géologue au M.E.R.Q. et Directeur du Projet Fosse de l'Ungava) pour sa collaboration dans ce projet, ainsi que Madame Sarah Janes Barnes pour

son assistance scientifique à divers étapes de ce travail.

Merci à la société Falconbridge et particulièrement à Mr Jean-Pierre Cloutier qui nous ont aidé dans notre travail en nous fournissant un soutien logistique sur le terrain et ont contribué à l'acquisition d'une partie des analyses de la région du Lac Kenty. Merci également à Messieurs Michel Piboule (Professeur) et Jean Amossé (Chercheur CNRS) de l'Institut Dolomieu à Grenoble (France) qui nous ont fourni une partie des analyses d'ultratracés Pt-Pd-Rh et Au du filon-couche Delta 3.

Le présent rapport est le fruit du travail de plusieurs chercheurs, et à ce titre, nous tenons à remercier : François Thibert de l'Université de Montréal qui a participé à ce travail en effectuant une thèse de Maîtrise sur la pétrologie des filons-couches Roméo 1 et 2 et en rédigeant la quatrième partie de ce manuscrit; Christian Tremblay de l'Université du Québec à Chicoutimi qui a participé à ce travail en effectuant une thèse de Maîtrise sur la pétrologie et la gîtologie de l'intrusion du Lac Méquillon et en rédigeant la majeure partie de la cinquième partie de ce manuscrit; Jean Phillippe Desrochers qui a contribué à ce travail en effectuant l'étude pétrographique et minéragraphique de la séquence ultramafique de Katinik (projet de fin d'étude, université de Montréal, 1988), contribuant ainsi à la rédaction du chapitre 3.3; et Valérie Desroches et Francine Gaudard qui ont effectué deux projets de fin d'étude (Université de Montréal) sur le filon-couche Delta 3 apportant ainsi un certain nombre de données sur la pétrographie et la géochimie de ce filon.

Merci enfin aux dessinateurs de l'université de Montréal et de l'UQAC, à Mr Gilles Gauthier, technicien analyste du laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal et à tous ceux qui d'une manière ou d'une autre nous ont aidé dans ce travail.

TABLE DES MATIÈRES

	PAGE
Résumé	i
Remerciements	ii
Première partie	1
1.1 Introduction	2
1.2 Cadre régional	2
1.2.1 Cadre géographique	3
1.2.2 Géologie régionale	3
1.2.2.1 Lithostratigraphie	3
1.2.2.2 Géologie structurale	4
1.2.2.3 Pétrogenèse des roches volcaniques du Domaine sud.	4
1.2.2.4 Évolution géotectonique	5
1.2.2.5 Gîtologie	12
1.3 Géologie générale des roches plutoniques rencontrées dans le groupe de Povungnituk	12
1.3.1 Introduction	12
1.3.2 Les dykes de diabase	12
1.3.3 Les filons-couches différenciés de gabbro - ferrogabbro et ferrodiorite	13
1.3.4 Les intrusions ultramafiques et ultramafiques à mafiques	13
1.3.4.1 L'horizon de Vaillant	13
1.3.4.2 L'horizon de Delta	15
1.3.4.3 L'horizon de Raglan	18
1.4 Généralités sur la pétrographie des roches plutoniques	20
1.4.1 Recristallisation métamorphique des silicates magmatiques	20
1.4.2 Nomenclature des roches plutoniques	21
1.5 Facteurs contrôlant le comportement des EGP	21
1.5.1 Facteurs magmatiques	22
1.5.2 Facteurs contrôlant les teneurs en Ni-Cu-EGP dans un gîte magmatique	23
1.5.3 Les modifications post-magmatiques	24
1.5.4 Méthodes d'étude du comportement des EGP	25
1.5.4.1 Les spectres Ni-EGP-Cu normalisés	25
1.5.4.2 Les rapports d'éléments traces et les diagrammes discriminants	26
1.5.4.3 Conclusion	28
1.6 Données analytiques	29
Deuxième Partie	31
2.1 Composition des liquides primaires et corrélations avec les épisodes magmatiques du Povungnituk et du Chukotat	32
2.1.1 Les dykes de diabase	32
2.1.2 Les filons-couches différenciés de gabbro - ferrogabbro	41
2.1.3 Les filons-couches différenciés de péridotite - gabbro-ferrogabbro	41
2.1.3.1 Caractéristiques pétrographiques des bordures figées	41
2.1.3.2 Caractéristiques géochimiques des liquides parents	44
2.1.4 Les dykes ultramafiques de péridotite-pyroxénite	45
2.1.4.1 Caractéristiques pétrographiques des bordures figées	45
2.1.4.2 Caractéristiques géochimiques des liquides parents	56
2.1.5 Teneurs en EGP des bordures figées	58
2.1.6 Discussion	62
2.1.7 Conclusions sur la composition des liquides parents	65
2.2 Calcul des taux de fusion à l'origine des liquides primaires et nature des matériaux sources	67

2.3 Distribution et comportement des EGP dans les liquides primaires des Groupes de Povungnituk et de Chukotat	69
Troisième partie	79
3.1 Introduction	89
3.2 Pétrographie des filons-couches ultramafiques à mafiques	89
3.2.1 Les filons-couches de l'horizon de Vaillant	89
3.2.2 Les filons-couches de l'horizon de Delta dans le secteur du Lac Kenty	89
3.2.2.1 Le filon-couche Delta 3	89
3.2.2.2 Le filon-couche différencié Delta 1A	111
3.2.2.3 Le filon-couche différencié Delta 1B	111
3.2.2.4 Le filon-couche Delta 1C	111
3.2.3 Les filons-couches de l'horizon de Delta dans le secteur du lac Cross	117
3.2.3.1 Pétrographie du filon-couche Roméo 1	117
3.2.3.2 Pétrographie du filon-couche Roméo 2	147
3.3 Pétrogenèse des filons-couches de péridotite - gabbro	154
3.3.1 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Delta 3	154
3.3.2 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Delta 1A	162
3.3.3 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Delta 1B	162
3.3.4 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Delta 1C	162
3.3.5 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Roméo 1	162
3.3.6 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Roméo 2	171
3.3.7 Discussion : Modalités de mise en place et de cristallisation	171
3.4 Les Gîtes de Ni - Cu - EGP associés aux filons-couches différenciés	183
3.4.1 Les indices minéralisés associés aux filons-couches différenciés de l'horizon de Vaillant	184
3.4.2 Les indices minéralisés associés aux filons-couches différenciés de l'horizon de Delta	184
3.4.2.1 Les indices minéralisés associés au filon-couche Delta 3	184
3.4.2.1.1 Caractéristiques pétrographiques	184
3.4.2.2 Les minéralisations associées au filon-couche Delta 1A	203
3.4.2.3 Les minéralisations associées au filon-couche Delta 1B	203
3.4.2.4 Les minéralisations associées au filon-couche Delta 1C	204
3.4.2.5 Les minéralisations associées au filon-couche Roméo 1 et 2	204
3.5 Discussion : Comportement des éléments Ni - Cu - EGP dans les filons-couches différenciés	204
3.5.1 Comportement des éléments Ni-Cu-EGP dans le Filon-couche Delta 3	204
3.5.2 Comportement des éléments Ni-Cu-EGP dans le Filon-couche Roméo 1	210
3.5.3 Les éléments Ni-Cu-EGP dans les Filons-couches de Vaillant	210
Quatrième partie	219
4.1 Pétrographie des dykes et des conduits ultramafiques	220
4.1.1 Les dykes ultramafiques de l'horizon de Vaillant	220
4.1.2 Les dykes ultramafiques de l'horizon de Delta	220
4.1.2.1 L'intrusion ultramafique Delta 2A	220
4.1.2.2 L'intrusion ultramafique Delta 2B	220
4.1.2.3 L'intrusion ultramafique Delta 2B'	225
4.1.2.4 L'intrusion ultramafique Delta 2C	226
4.1.2.5 L'intrusion ultramafique Delta 4	226
4.1.2.6 L'intrusion ultramafique Delta 4'	234
4.1.3 Les dykes ultramafiques de l'horizon de Raglan	234
4.1.3.1 La région de lac Cross	234
4.1.3.1.1 Le secteur au nord de la faille axiale	238
4.1.3.1.2 Le secteur au sud de la faille axiale	238
4.1.3.2 La région de Katinik	245
4.1.3.3 La région de Raglan	253
4.1.3.3.1 Les roches encaissantes	253
4.1.3.3.2 Les intrusions ultramafiques R1 à R4	259

4.2 Pédogénese	261
4.2.1 Lithogéochimie des Dykes ultramafiques des horizons de Vaillant et de Delta	261
4.2.2 Lithogéochimie des conduits nourriciers ultramafiques de l'horizon de Raglan	277
4.2.3 Discussion: mise en place des conduits nourriciers ultramafiques	277
4.3 Les gîtes de Ni - Cu - EGP associés aux Dykes et conduits ultramafiques	296
4.3.1 Les Gîtes de l'horizon de Vaillant	296
4.3.2 Les Gîtes associés à l'horizon de Delta	299
4.3.2.1 Les minéralisations du conduit Delta 2B'	299
4.3.2.2 Les indices minéralisés du conduit Delta 4	304
4.3.2.3 Les indices minéralisés des conduits Delta 1C et 2C (zones D8-D9)	304
4.3.3 Les Gîtes de l'horizon de Raglan	305
4.3.3.1 Les indices minéralisés associés au conduit de lac Cross	305
4.3.3.1.1 Les indices minéralisés contenus dans le conduit ultramafique	316
4.3.3.1.1.1 Les indices C1, C2 et Cr1 à Cr4 localisés sur le flanc sud	316
4.3.3.1.1.2 Les indices Cr6 à Cr9 situés au nord de la faille axiale de lac Cross	319
4.3.3.1.2 Les Indices minéralisés localisés dans les roches encaissantes	320
4.3.3.1.2.1 Indices minéralisés dans les sédiments	320
4.3.3.1.2.2 Indices minéralisés associés aux premières coulées du Chukotat	320
4.3.3.2 Les indices minéralisés associés au conduit nourricier de Katinik	335
4.3.3.3 Les indices minéralisés du secteur de Donaldson Est	343
4.3.3.3.1 Les indices minéralisés associés au conduit ultramafique R1	343
4.3.3.3.2 Les indices minéralisés associés au conduit ultramafique R2	343
4.3.3.3.3 Les indices minéralisés associés au conduit ultramafique R3	343
4.3.3.3.4 Les indices minéralisés associés au conduit ultramafique R4	345
4.3.3.3.5 Les minéralisations associées aux roches encaissantes	345
4.4 Comportement des éléments Ni - Cu - EGP dans les conduits ultramafiques	345
4.4.1 Typologie des gîtes de Ni - Cu - EGP	345
4.4.1.1 Les gîtes de ségrégation magmatique	345
4.4.1.2 Les gîtes remobilisés	364
4.4.2 Discussion : comportement des EGP dans les séquences ultramafiques et genèse des gîtes de Ni-Cu-EGP	365
4.4.2.1. Les séquences ultramafiques de l'horizon de Raglan	365
4.4.2.2 Les séquences ultramafiques de l'horizon de Delta	365
Cinquième partie	381
5.1 Typologie des gîtes Ni-Cu-EGP associés aux intrusions	382
I) Les gîtes de ségrégation magmatique associés aux intrusions ultramafiques	383
II) «Gîtes Ni-Cu-EGP de type "reef" associés aux intrusions différenciées	384
III) Gîtes Ni-Cu-EGP associés aux zones de cisaillement	386
5.2 Histoire magmatique et métallogénique des intrusions reliées à l'ouverture océanique du chukotat	388
Bibliographie	395

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Carte géologique simplifiée de la Fosse de l'Ungava (modifié d'après Lamothe, 1986 et St-Onge et al., 1987 - 1988A) et localisation des régions étudiées dans le présent rapport.	7
Figure 1.2 : Évolution géotectonique de la Fosse de l'Ungava d'après Picard et al. (1990).	8
Figure 1.3 : Caractéristiques pétrographiques et gîtologiques des principaux types d'intrusions rencontrées dans le Groupe de Povungnituk, exemples des filons-couches de gabbro du Lac Dumas, du filon-couche ultramafique à mafique Delta 3 et du conduit ultramafique sub-volcanique de lac Cross.	9

- Figure 1.4 : Position schématique des intrusions ultramafiques et ultramafiques à mafiques rencontrées dans le Groupe de Povungnituk. On reconnaît l'horizon de Vaillant dans la partie inférieure du Beauparlant formé du dyke de Méquillon et des filons-couches ultramafiques à mafiques Gulf et Povungnituk, l'horizon Delta à l'interface entre les parties médiane et supérieure du Beauparlant et formé des intrusions Delta 1 à 4 et Roméo; et finalement l'horizon de Raglan à l'interface entre le Povungnituk et le Chukotat et formé des conduits ultramafiques subvolcaniques de lac Cross - Katinik - Raglan. 10
- Figure 1.5 : Colonnes lithologiques comparées des filons-couches différenciés de péridotite-gabbro intrusifs dans le Groupe de Povungnituk. 11
- Figure 1.6 : Carte géologique des intrusions Delta dans la région à l'est du lac Kenty. 14
- Figure 1.7 : Carte géographique schématique de la région de Katinik (d'après carte fournie par la compagnie Falconbridge nickel). 17
- Figure 1.8 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant le comportement des phases sulfurées. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990). 19
- Figure 1.9 : Diagrammes a) Ni/Cu versus Pd/Ir et b) Cu/Ir versus Ni/Ir de Barnes et al. (1988) et Barnes (1990). 27
- Figure 2.1 : Diagramme $MgO = f(TiO_2)$ illustrant les relations magmatiques entre les laves et les liquides parents des intrusions de la Fosse de l'Ungava. 36
- Figure 2.2 : Distribution des terres rares normalisées aux chondrites dans les bordures figées des filons-couches différenciés intrusifs dans le Groupe de Povungnituk. 37
- Figure 2.3 : Microphotographie d'un échantillon prélevé dans la bordure figée inférieure du filon-couche différencié Delta 3 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-OB, 1 = 5,5 mm). Noter la présence et la forme de fantômes d'olivine dans la pâte magmatique recristallisée. 39
- Figure 2.4 : Profils de terres rares normalisés des basaltes des Groupes de Povungnituk et de Chukotat (données de Picard, 1989a et Francis et al., 1983). 43
- Figure 2.5 : diagramme $(La/Sm)_n = f(La)$ montrant les tendances de fractionnement des basaltes du Groupe de Chukotat dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava et la distribution des liquides parents des intrusions ultramafiques à mafiques. On constate que les liquides primitifs des différentes séquences sont de plus appauvris en La, et possèdent un rapport $(La/Sm)_n$ de plus en plus faible en raison de l'augmentation du taux de fusion de la source (Fusion de type progressive). De même, le rapport $(La/sm)_n$ diminue de la base au sommet des séquences de basalte à olivine évoquant encore l'influence de la fusion partielle. 46
- Figure 2.6 : Microphotographie en lumière polarisée (1=5,5mm) montrant le contact entre l'intrusion ultramafique 2C et le filon-couche gabbroïque 1C (éch. 2C-19). Noter que le contact est très net et prouve la nature intrusive du Delta 2C. 47
- Figure 2.7 : Bordure figée inférieure de l'intrusion ultramafique Delta 4, en contact avec l'anorthosite et le gabbro rodingitisé de la partie sommitale du filon-couche différencié Delta 3. 47
- Figure 2.8 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon prélevé dans la bordure figée en contact avec l'anorthosite sommitale du filon-couche Delta 3, et correspondant à la base de l'intrusion ultramafique Delta 4 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-297, 1 = 5,5 mm). 51
- Figure 2.9 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de la bordure figée inférieure du conduit nourricier de lac Cross (éch. Cr4-1, 1 = 5,5 mm). 51

- Figure 2.10 : Pétrographie de la bordure supérieure de la séquence ultramafique de Katinik. Noter les fantômes automorphes d'olivine dispersés dans la mésostase (éch. Kt 1-15, L.N., 1 = 5,5 mm) 53
- Figure 2.11 : Distribution des terres rares normalisées aux chondrites dans les bordures figées des dykes ultramafiques intrusifs dans le Groupe de Povungnituk. 55
- Figure 2.12 : Teneurs moyennes en EGP des roches volcaniques des Groupes de Povungnituk et de Chukotat, et des liquides parents des intrusions recoupant de Groupe de Povungnituk. 60
- Figure 2.13 : Diagrammes Zr - Zr/Y illustrant les mécanismes pétrogénétiques à l'origine des différentes séquences de basalte du Groupe de Chukotat, dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava d'après Picard (en préparation). On constate que le rapport Zr/Y diminue, pour chaque séquence, des basaltes à olivine les plus magnésiens vers les moins magnésiens (vecteur 1) ce qui ne peut s'expliquer que par un processus de fusion partielle progressive du manteau. Au contraire les vecteurs 2 et 3 traduisent l'évolution des liquides par cristallisation fractionnée d'un mélange à olivine-pyroxène pour le vecteur 2, et d'un mélange à plagioclase ± pyroxène ± olivine pour le vecteur 3. (cf données analytiques dans Picard, 1989a). 61
- Figure 2.14 : Diagrammes Zr - Zr/Y illustrant les mécanismes pétrogénétiques qui contrôlent la composition des bordures figées des intrusions rencontrées dans le Groupe de Povungnituk. Les vecteurs définis par les basaltes du Groupe de Chukotat résultent respectivement 1) de la fusion partielle du manteau; 2) du fractionnement précoce du mélange olivine-pyroxène pour les basaltes à pyroxène; et 3) du fractionnement du mélange olivine-pyroxène pour les basaltes à plagioclase. On constate que les bordures figées les plus magnésiennes sont appauvries en Zr à cause de l'accumulation des cristaux d'olivine qui cristallisent dans le système. 63
- Figure 2.15 : Diagrammes de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés au manteau pour les roches volcaniques tholéïtiques et komatiitiques des groupes de Povungnituk et de Chukotat. Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988). 68
- Figure 2.16 : Diagrammes de distribution Ni - EGP -Cu normalisés au manteau pour les basaltes du Groupe de Chukotat et les bordures figées des intrusions ultramafiques et ultramafiques à mafiques. Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988). 73
- Figure 2.17a : Diagramme Pd/Ir vs Ni/Cu des basaltes des groupes de Povungnituk et de Chukotat. 74
- Figure 2.17b : Diagramme Pd/Ir vs Ni/Cu des intrusions mafiques et ultramafiques dans les groupes de Povungnituk et de Chukotat. 74
- Figure 2.18a : Diagrammes Ni/Pd vs Cu/Ir des basaltes des groupes de Povungnituk et de Chukotat. 75
- Figure 2.18b : Diagramme Ni/Pd vs Cu/Ir des intrusions mafiques et ultramafiques dans les groupes de Povungnituk et de Chukotat. 75
- Figure 2.19 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant le comportement des phases sulfurées dans les liquides magmatiques des groupes de Chukotat et de Povungnituk. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990). 76
- Figure 2.20 : Diagramme Cu/Pd illustrant le comportement des phases sulfurées dans les liquides à l'origine des dykes et des filons-couches intrusifs dans le Groupe de Povungnituk. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990). 78
- Figure 2.21 : Diagrammes de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés au manteau pour les basaltes tholéïtiques à plagioclase des groupes de Povungnituk et de Chukotat et les liquides parents des filons-couches différenciés de gabbro. Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988). 78

Figure 3.1 : Vue générale du filon-couche Gulf, dans la région du lac Vaillant.	81
Figure 3.2 Colonne lithologique du filon-couche différencié Gulf dans le secteur à l'est du lac Vaillant. . . .	83
Figure 3.3 : Colonne lithologique des filons-couches différenciés Povungnituk 1 et 2.	84
Figure 3.4 : Vue générale des filons-couches différenciés Povungnituk 1 et 2 à proximité du coude que fait la rivière Povungnituk quelques kilomètres au sud du lac Vaillant.	85
Figure 3.5 : Exemple de litage magmatique pyroxénite-péridotite observé dans la partie inférieure du filon-couche Povungnituk 2.	85
Figure 3.6 : Vue générale avec regard vers l'ouest des intrusions Delta. (centre de la photo). Noter dans la partie centrale de la photo la succession péridotite-gabbro du filon-couche différencié Delta 3, puis au sud du Lac Francine l'intrusion de dunite-péridotite Delta 4. Le Lac Francine correspond au coeur du synforme du bloc structural D.	87
Figure 3.7 : Colonnes lithologiques du filon-couche différencié Delta 3 et de l'intrusion ultramafique Delta 4 (flanc sud).	90
Figure 3.8 : Colonnes lithologiques du filon-couche différencié Delta 3 et de l'intrusion ultramafique Delta 4 (flanc nord, coupes géologiques D4 et D5).	91
Figure 3.9 : Distribution des minéraux dans le filon-couche Delta 3 (flanc sud, coupe D2).	92
Figure 3.10 : Vue générale avec regard vers l'est du filon-couche Delta 3 (flanc sud). Noter de droite à gauche la succession webstérite-péridotite-gabbro.	93
Figure 3.11 : Photographie du contact entre la webstérite basale et l'horizon de péridotite du filon-couche Delta 3 (flanc sud). Noter le caractère graduel de ce contact, caractérisé sur le terrain par un net changement de couleur et l'augmentation rapide du pourcentage d'olivine au détriment du pyroxène.	93
Figure 3.12 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de péridotite provenant du filon-couche différencié Delta 3 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-70,1 = 5,5 mm). Noter l'abondance des fantômes d'olivine en inclusion dans un cristal pœcilitique de clinopyroxène.	97
Figure 3.13 : Photographie du contact entre l'horizon de péridotite et la séquence sus-jacente de webstérite-gabbro du filon-couche Delta 3 (flanc sud). Noter le caractère rapide de ce contact, caractérisé sur le terrain par un net changement de couleur et l'augmentation rapide du pourcentage de pyroxène et l'apparition de plagioclase.	97
Figure 3.14 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de webstérite à olivine (texture ortho à mésocumulat) situé immédiatement au-dessus de l'horizon de péridotite du filon-couche différencié Delta 3 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-104, 1 = 5,5 mm). Noter la forme automorphe des fantômes d'olivine et des cristaux de pyroxène. Noter également la pâte interstitielle chloriteuse cryptocristalline qui moule les minéraux cumulus.	99
Figure 3.15 : Même microphotographie que ci-dessus en lumière naturelle (éch. 200-104, 1 = 5,5 mm). Noter la différence entre les fantômes d'olivine limpides et de faible relief, avec des cristaux de pyroxène à réfringence élevée.	99
Figure 3.16 : Microphotographie en lumière naturelle d'un échantillon de gabbro-norite (texture subophitique) du filon-couche différencié Delta 3 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-230, 1 = 5,5 mm). Noter les fantômes épidotisés de plagioclase en inclusion partielle dans un fantôme d'orthopyroxène et dans les fantômes de clinopyroxène. Noter également l'abondance des minéraux opaques qui se développent à l'intérieur des clivages et des microfractures du fantôme d'orthopyroxène.	103

- Figure 3.17 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon provenant de l'horizon pegmatitique du filon-couche différencié Delta 3 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-241, 1 = 5,5 mm). 103
- Figure 3.18 : Photographie du contact supérieur entre l'anorthosite sommitale (à droite) du filon-couche Delta 3 (flanc sud) et la séquence de dunite-péridotite correspondant à l'intrusion ultramafique Delta 4. Noter le caractère abrupt de ce contact, caractérisé sur le terrain par un net changement de couleur la présence d'une mince bordure figée et d'une zone de rodingite entre les deux horizons. 105
- Figure 3.19 : Microphotographie en lumière polarisée (1 = 5,5 mm) d'un échantillon provenant du contact entre les gabbros anorthositiques du Delta 3 et l'intrusion ultramafique du Delta 4. À cet endroit, on observe un mince horizon de rodingite composé de cristaux d'augite diopsidique (Di) flottant dans une matrice d'hydrogrossulaire retromorphosé en chlorite + zoïsite (Ch + Zo) à l'extrême gauche de la photo. Cet échantillon fut prélevé au nord de la tranchée (indice 3.1). 105
- Figure 3.20 : Vue générale avec regard vers l'est du flanc nord du filon-couche Delta 3. Noter de gauche à droite la succession webstérite-péridotite-gabbro correspondant au filon-couche Delta 3 et la similitude de cette séquence avec celle observée sur le flanc sud. 107
- Figure 3.21 : Colonne lithologique du filon-couche Delta 1A et du dyke ultramafique Delta 2A (coupe A1). 110
- Figure 3.22 : Colonnes lithologiques des intrusions Delta 1B, 2B et 2B' correspondant aux coupes géologiques B1 à B2 (cartes géologiques 2.1-2.3). 112
- Figure 3.23 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de gabbro à leucoxène provenant de la partie supérieure du filon-couche différencié Delta 1B (éch. KA6-243, 1 = 5,5 mm). Noter l'abondance des fantômes de plagioclase (Ab-Olg + Ep) en inclusion partielle dans des plages de sphène-ilménite à texture lamellaire, et dans des fantômes de clinopyroxène. 113
- Figure 3.24 : Microphotographie en lumière naturelle du même échantillon de gabbro à leucoxène que ci-dessus. 113
- Figure 3.25 : Colonne lithologique du filon-couche Delta 1C et du dyke ultramafique Delta 2C, zone D8. Cf. localisation du forage sur la carte géologique n° 2.4. 115
- Figure 3.26 : Colonne stratigraphique et modale du filon-couche Roméo 1. 116
- Figure 3.27 : Contact sédiment-intrusif montrant la relation recoupante entre la roche encaissante et le filon-couche Roméo 1. 119
- Figure 3.28 : Horizon péridotitique caractérisé par sa patine d'altération ocre et son méga-débit prismatique. 119
- Figure 3.29 : (Éch. R1-12, L.P., 1 = 5,5 mm). Péridotite à texture de mésocumulat pœcilitique. Le clinopyroxène constitue de grandes plages postcumulus avec en inclusion des cristaux d'olivine cumulus complètement recristallisée en antigorite 121
- Figure 3.30 : (Éch. R1-12, L.P., 1 = 3 mm). Péridotite montrant des cristaux hypidiomorphes d'olivine partiellement recristallisée en antigorite, baignant dans une pâte de chlorite cryptocristalline formée par la recristallisation du liquide interstitiel piégé. 121
- Figure 3.31 : (Éch. R1-8, L.N., 1 = 3 mm). Cristal d'orthopyroxène pœcilitique altéré en bastite contenant en inclusion des cristaux cumulus d'olivine partiellement recristallisée en antigorite. On observe également quelques cristaux de ferrochromite en inclusion dans les fantômes d'olivine. 123
- Figure 3.32 : (Éch. R1-16, L.P., 1 = 3 mm). Microphotographie de l'horizon de pyroxénite à pyroxène cumulus texture et à texture d'adcumulat, intercalé dans la séquence péridotitique. 123

- Figure 3.33 : Vue générale montrant de droite à gauche : a) la partie sommitale de l'horizon de péridotite; b) l'horizon de gabbro-norite à olivine; c) l'horizon de pyroxénite à olivine; et d) la partie inférieure de l'horizon de mélanogabbro et de gabbro-norite. 125
- Figure 3.34 : (Éch. R1-26, L.N., 1 = 3 mm). Gabbro-norite à olivine. Noter les lattes fantômes de plagioclase entre les fantômes de clinopyroxène. L'altération des plagioclases en zoïsite leur confère un aspect brunâtre à forte réfringence. 125
- Figure 3.35 : Séquence gabbroïque montrant de droite à gauche : a) un horizon de mélanogabbro à olivine et orthopyroxène, b) un horizon de gabbro-norite non minéralisé, c) un horizon de mélanogabbro à olivine contenant des sulfures disséminés, d) et un horizon de gabbro-norite non minéralisé, et finalement la partie basale de la séquence de gabbro à quartz. 129
- Figure 3.36 : Vue générale de la séquence de gabbro à quartz montrant de droite à gauche : a) la zone irrégulièrement litée, puis en b) la zone à litage régulier. 129
- Figure 3.37 : (Éch. R1-52, L.N., 1 = 5,5 mm). Gabbro à quartz à texture intersertale à subophitique. Le plagioclase forme des lattes partiellement altérées en épidote, le clinopyroxène est sous forme de cristaux prismatiques et les plages limpides représentent du quartz interstitiel. 132
- Figure 3.38 : (Éch. R1-52, L.P., 1 = 5,5 mm). Cristal mâclé et prismatique de clinopyroxène peu altéré (augite) dans la séquence de gabbro à quartz. Le quartz forme une page micrographique avec le plagioclase. 133
- Figure 3.39 : Litage magmatique irrégulier marqué par l'alternance irrégulière et discontinue de lits enrichis en plagioclase et de lits riches en pyroxène. 135
- Figure 3.40 : Litage magmatique régulier marqué par des contacts de proportion rectilignes entre les lits plagioclasiques et les lits pyroxénitiques. 135
- Figure 3.41 : (Éch. R1-54, L.N., 1 = 5,5 mm). Gabbro à quartz montrant une texture fluidale (mésocumulat) marquée par l'orientation préférentielle des cristaux de plagioclase, ces derniers étant cimentés par des plages limpides de quartz interstitiel. 137
- Figure 3.42 : (Éch. R1-56, L.P., 1 = 5,5 mm). Zone granophyrique. Noter à gauche de la photo la texture micrographique entre le quartz et le plagioclase. 137
- Figure 3.43 : (Éch. R1-63, L.N., 1 = 5,5 mm). Gabbro à quartz à texture intergranulaire à subophitique. La minéralogie se compose de lattes de plagioclase (partiellement altérées en épidote), de pyroxènes prismatiques, de quartz interstitiel, d'apatite et d'une forte altération en stilpnomélane oxydé. 141
- Figure 3.44 : Microphotographie d'un affleurement de gabbro à quartz situé dans la partie sommitale du filon-couche Roméo 1. Il est caractérisé par de nombreux cristaux de pyroxène aciculaires définissant une texture harristique (crescumulat). 141
- Figure 3.45 : (Éch. R1-66, L.P., 1 = 5,5 mm). Cristal d'orthopyroxène pœcilitique avec de nombreuses lattes fantômes de plagioclase en inclusion. 143
- Figure 3.46 : Partie sommitale du filon-couche différencié Roméo 1 montrant l'imbrication entre des horizons granophyriques, des horizons de microgabbro et des horizons sédimentaires partiellement démantelés. 143
- Figure 3.47 : (Éch. R1-70, L.P., 1 = 5,5 mm). Roche encaissante du filon-couche Roméo 1 montrant une texture microblastique. 145
- Figure 3.48 : Colonne lithologique du filon-couche différencié Roméo 2, région du lac Cross. 148

Figure 3.49 : Colonne lithologique et distribution des éléments MgO, Al ₂ O ₃ , Ni, Cu, Cr, Pd, Pt et (Σ HEGP) dans le flanc sud du filon-couche Delta 3.	158
Figure 3.50 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces, des EGP et des minéraux dans le filon-couche Delta 3 (flanc sud, coupe D2).	159
Figure 3.51 : Colonne lithologique et distributions du MgO, Al ₂ O ₃ , Ni, Cu, Cr, Pd et Pt dans les intrusions Delta 1A et 2A (coupe A1).	160
Figure 3.52 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans les intrusions Delta 1B, 2B et 2B' (coupes géologiques B1 et B2).	163
Figure 3.53 : Colonne lithologique et distribution des éléments MgO, Al ₂ O ₃ , Ni, Cu, Cr, Pd et Pt dans le forage 87-86, Delta 1C et 2C, zone D8. Cf. localisation du forage sur la carte géologique n° 2.4.	167
Figure 3.54 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 1 (région du lac Cross).	173
Figure 3.55 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 2.	174
Figure 3.56a : Diagramme des terres rares du filon-couche différencié Delta 3.	176
Figure 2.56b : Diagramme des terres rares du filon-couche différencié Roméo 1.	176
Figure 3.57a : Diagramme $(La/Sm)_n = f(La)$ illustrant les mécanismes de cristallisation des liquides komatiitiques dans le filon-couche Roméo 1.	179
Figure 3.57b : Diagramme $(La/Sm)_n = f(La)$ illustrant les mécanismes de cristallisation des liquides komatiitiques dans le filon-couche Delta 3.	179
Figure 3.57c : Diagramme $(La/Sm)_n = f(La)$ illustrant les mécanismes de cristallisation des liquides komatiitiques dans l'intrusion ultramafique de Katinik.	179
Figure 3.58 : Colonne lithologique des filons-couches différenciés Povungnituk 1 et 2 et distribution des éléments Pt-Pd-Au.	185
Figure 3.59 : Localisation de l'indice 3.1 (symbole •) dans le flanc sud du filon-couche Delta 3. La photo montre également une section caractéristique (regard vers l'est) du filon-couche Delta 3 à droite et de l'intrusion ultramafique Delta 4 sur la partie gauche de la photo.	187
Figure 3.60 : Coupe géologique recoupant l'indice 3.1 (flanc sud du filon-couche différencié Delta 3) et distribution des éléments Ni, Cu, Co, Cr, Pd, Pt et S.	189
Figure 3.61 : Microphotographie en lumière réfléchie de l'échantillon 3.1E (indice 3.1 du filon-couche Delta 3). On aperçoit surtout des grains de pyrrhotite (Po), avec des flammes de pentlandite (Pn) et un minéral non-identifié à haute réflectivité (Inc. 1) qui pourrait être un minéral porteur de EGP.	191
Figure 3.62 : Microphotographie en lumière naturelle de l'échantillon de gabbro 3.1F1 (indice 3.1 du filon-couche Delta 3). Les plagioclases (P1) sont pseudomorphosés en un mélange microblastique de zoïsite et d'albite et les pyroxènes (Px) sont ouralitisés. On observe des sulfures 1) en position interstitielle par rapport aux plagioclases, et 2) en remplacement des pyroxènes.	191
Figure 3.63 : Microphotographie en lumière réfléchie de l'échantillon 3.1F1 (indice 3.1 du filon-couche Delta 3).	193

- Figure 3.64 : Microphotographie en lumière réfléchi de l'échantillon 3.1F1 (indice 3.1 du filon-couche Delta 3, agrandissement de la photo précédente). Les sulfures sont du type 2 et sont constitués de pyrrhotite (Po) et de pentlandite (Pn). 193
- Figure 3.65 : Coupe géologique recoupant les indices 3.2 et 4.1 localisés sur le flanc sud du filon-couche différencié Delta 3 et de l'intrusion ultramafique Delta 4. 197
- Figure 3.66 : Microphotographie en lumière réfléchi de l'échantillon 3.3F (indice 3.3 du filon-couche Delta 3). On aperçoit de la pyrrhotite (Po) dans les espaces interstitiels entre les pyroxènes. 199
- Figure 3.67 : Microphotographie en lumière naturelle de l'échantillon 3.2D. La roche est constituée de cristaux automorphes d'orthopyroxène (Opx) partiellement bastitisé et de clinopyroxène (Cpx) partiellement ouralitisé. Les sulfures essentiellement de type 1 sont situés en position interstitielle. 199
- Figure 3.68 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP au niveau de l'horizon sulfuré dans le filon-couche différencié Roméo 1 (région du lac Cross). 201
- Figure 3.69 : Histogramme de la moyenne des teneurs en EGP le long du « Reef » situé dans le filon-couche Delta 3. 202
- Figure 3.70 : Diagramme de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés au manteau pour les roches minéralisées en Ni et EGP au Reef Delta 3. Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988). 205
- Figure 3.71 : Diagrammes de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés aux valeurs du manteau pour les roches du filon-couche différencié Delta 3 (coupe D2). Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988). 206
- Figure 3.72a : Diagramme Pd/Ir versus Ni/Cu (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du filon-couche Delta 3. 208
- Figure 3.72b : Diagramme Ni/Pd versus Cu/Ir (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du filon-couche Delta 3. 208
- Figure 3.73 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant les propriétés du filon-couche Delta 3, et du reef Delta 3. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990). 211
- Figure 3.74 : Diagrammes de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés aux valeurs du manteau pour les roches du filon-couche différencié Roméo 1. Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988). 212
- Figure 3.75 : Diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu et Ni/Pd versus Cu/Ir (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du filon-couche Roméo 1. 213
- Figure 3.76 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant les propriétés du filon-couche Roméo 1. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990). 215
- Figure 4.1 : Vue générale de l'intrusion ultramafique du lac Vaillant. On voit nettement que cette intrusion recoupe les microgabbros et les basaltes du Groupe de Povungnituk. 221
- Figure 4.2 : Colonnes lithologiques des dykes de Méquillon et de Vaillant. 223

- Figure 4.3 : Vue générale avec regard vers l'ouest montrant de gauche à droite : 1) les intrusions Delta 1B et Delta 2B de nature gabbroïque et péridotitique; 2) une lentille de roches volcano-sédimentaires du Povungnituk, pincée entre les intrusions Delta 2B et Delta 2B'; et 3) l'intrusion ultramafique Delta 2B' qui recoupe nettement les roches volcano-sédimentaires. Noter également la présence d'un indice minéralisé dans la partie inférieure de la photo. 227
- Figure 4.4 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de dunite provenant de l'intrusion Delta 2B (éch. KΔ6-186, 1 = 5,5 mm). Noter l'abondance des cristaux d'olivine partiellement recristallisés en antigorite et cimentés par des plages de chlorite cryptocristalline. 229
- Figures 4.5 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de pyroxénite massive provenant de la base du conduit nourricier Delta 2B' (éch. KΔ8-01, 1 = 5,5 mm). 231
- Figure 4.6 : Microphotographie en lumière naturelle d'un échantillon de dunite provenant du conduit nourricier Delta 2B' (éch. KΔ11-44, 1 = 5,5 mm). Noter l'abondance des fantômes d'olivine cimentés par des plages de minéraux opaques. 231
- Figure 4.7 : Vue générale de l'horizon de péridotite observé au coeur du synforme du bloc structural D et correspondant à l'intrusion ultramafique Delta 4. Noter la teinte d'altération de la péridotite et le débit en petites billes. 233
- Figure 4.8 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de péridotite provenant du coeur du synforme et correspondant à l'intrusion ultramafique Delta 4 (coupe géologique D2, éch. KΔ16-C, 1 = 5,5 mm). Noter l'abondance des reliques d'olivine cimentés par l'antigorite qui se développe à partir des microfractures. Noter aussi les plages d'augite diopsidique poecilitique, et la présence d'une pâte interstitielle microcristalline. 235
- Figure 4.9 : Microphotographie en lumière naturelle d'un échantillon de dunite provenant de la base de l'intrusion ultramafique Delta 4 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-298, 1 = 5,5, mm). Noter l'abondance des fantômes d'olivine recristallisés en serpentine (antigorite), et les amas de magnétite qui tapissent la paroi interne des fantômes d'olivine, ou remplissent des microfissures provoquées par la serpentinisation de la roche. Noter également la présence de cristaux automorphes de ferrochromite et/ou de sulfure. 235
- Figure 4.10 : Vue générale (avec regard vers le nord-est) du conduit nourricier du lac Cross. On voit nettement l'horizon péridotitique de lac Cross surmonté au nord par les basaltes du Groupe de Chukotat. 237
- Figure 4.11 : Colonnes lithologiques du conduit nourricier de lac Cross correspondant aux coupes géologiques AA', BB' et CC'. 239
- Figure 4.12 : Photographie, dans l'environnement de l'indice C1, du contact entre l'horizon péridotitique du conduit nourricier de lac Cross et les roches sédimentaires sous-jacentes. 241
- Figure 4.13 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de pyroxénite à olivine provenant de la partie basale du conduit nourricier de lac Cross (éch. Cr4-4, 1 = 5,5 mm). Noter les fantômes d'olivine antigoritisée, en inclusion dans les plages de clinopyroxène ouralitisé. 243
- Figure 4.14 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de péridotite provenant du conduit nourricier de lac Cross (éch. Cr4-9, 1 = 5,5 mm). Noter les fantômes d'olivine antigoritisée, en inclusion dans les plages de clinopyroxène ouralitisé. 243
- Figure 4.15 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de microgabbro provenant du sommet du conduit nourricier de lac Cross (éch. Cr4-11, 1 = 5,5 mm). 247

- Figure 4.16 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de pyroxénite provenant du sommet de l'horizon de péridotite du conduit nourricier de lac Cross (éch. Cr5-7, 1 = 5,5 mm). Noter la texture ortho à mésocumulat et l'abondance des cristaux cumulus d'augite diopsidique partiellement ouralitisés. Noter également la pâte interstitielle chloriteuse qui moule les cristaux de pyroxène. 247
- Figure 4.17 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de microgabbro à leucoxène (éch. Cr5-10, 1 = 5,5 mm) provenant du sommet du conduit nourricier de lac Cross dans le secteur où celui-ci est dépourvu d'indice minéralisé. 251
- Figure 4.18 : Micrographie en lumière naturelle d'un échantillon de microgabbro à leucoxène (éch. Cr5-9, 1 = 5,5 mm) provenant du sommet du conduit nourricier de lac Cross dans le secteur où celui-ci est dépourvu d'indice minéralisé. Noter l'abondance et l'habitus des plages de sphène-ilménite. 251
- Figure 4.19 : Carte géographique schématique de la région de Katinik. 254
- Figure 4.20 : Pétrographie de la bordure inférieure de la séquence ultramafique de Katinik, au niveau du contact avec le filon-couche de gabbro encaissant (éch. Kt 1-2, L.P., 1 = 5,5 mm). Noter les fantômes d'olivine entourés par les cristaux pœcilitiques de clinopyroxène, et la mésostase. 255
- Figure 4.21 : Exemple de lattes chloriteuses aciculaires, disposées en gerbes dans la mésostase ou en inclusions partielles dans les clinopyroxènes (éch. Kt 3-3, L.P., 1 = 5,5 mm). De telles lattes représentent vraisemblablement des cristaux squelettiques d'olivine ferrifère entièrement pseudomorphosés lors du métamorphisme. 255
- Figure 4.22 : Exemple de lattes chloriteuses aciculaires, en contact interpénétratif avec des cristaux de clinopyroxène (éch. Kt 3-3, L.N. 1 = 5,5 mm). 257
- Figure 4.23 : Exemple de werhlite à texture de mésocumulat (éch. Kt 1-5, L.P., 1 = 5,5 mm). 257
- Figure 4.24 : Photographie des installations minières du Lac Raglan. 263
- Figure 4.25 : Interprétation géologique de la section nord-sud AA' comprenant les forages 160-172, 160-179 et 160-181. 265
- Figure 4.26 : Interprétation géologique de la section nord-sud BB' comprenant le forage 160-228. 266
- Figure 4.27 : Interprétation géologique de la section nord-sud CC' comprenant le forage 160-236. 267
- Figure 4.28 : Microphotographie de l'échantillon 179-1 (x 10, 1 = 5,5 mm) illustrant le gabbro à quartz (diorite) à texture granophyrique caractéristique de l'intrusion G1. 269
- Figure 4.29 : Microphotographie en lumière polarisée (x 2,5, 1 = 4,5 mm) de l'échantillon 236-20 illustrant les roches métasomatiques en contact avec les sulfures massifs situés à la base de l'intrusion R3. Celle-ci est constituée d'aiguilles radiales d'actinote, de biotite verte et brune et de sulfures disséminés comprenant surtout de la chalcopyrite. 269
- Figure 4.30 : Microphotographie de l'échantillon 172-12 (x 2,5, 1 = 4,5 mm) illustrant la texture de la péridotite observée dans l'intrusion R1. Les olivines sont transformées en un mélange microblastique de talc et de carbonates et flottent dans une matrice microblastique composée de chlorite, d'antigorite et de sulfures. 271
- Figure 4.31 : Microphotographie en lumière polarisée (x 2,5, 1 = 4,5 mm) de l'échantillon 236-7 représentant la péridotite cisailée de l'intrusion ultramafique R3. Une altération en talc et carbonate est présente et une zone de mylonite constitue la partie gauche de la photo. 273

- Figure 4.32 : Microphotographie en lumière polarisée (x 2,5, l = 4,5 mm) d'un échantillon (236-11) de péridotite. Les cristaux d'olivine, transformés en un mélange microblastique de talc et de carbonate, flottent dans une matrice essentiellement chloriteuse. Ils sont traversés par des microveinules de magnétite. 273
- Figure 4.33 : Microphotographie en lumière polarisée (x 2,5, l = 4,5 mm) d'un échantillon (236-23) de péridotite appartenant à l'intrusion R4. Elle est constituée de fantômes d'olivine transformée en un mélange de talc et de carbonates puis surimposés par une trémolitisation tardive. 275
- Figure 4.34 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans les intrusions Delta 1B, 2B et 2B' (coupes géologiques B1 et B2). 278
- Figure 4.35 : Colonne lithologique et distribution des éléments MgO, Al₂O₃, Ni, Cu, Cr, Pd et Pt dans le forage 87-86, Delta 1C et 2C, zone D8. Cf. localisation du forage sur la carte géologique numéro 2.4. 279
- Figure 4.36 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche Delta 3 (flanc sud, coupe D2) et l'intrusion ultramafique Delta 4. 280
- Figure 4.37 : Distribution des EGP dans le conduit nourricier de lac Cross le long des coupes Cr3, Cr4 et Cr5. 281
- Figure 4.38 : Distribution des minéraux, des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans la séquence ultramafique de Katinik le long de la coupe géologique KT-1. 282
- Figure 4.39 : Distribution des terres rares normalisées aux chondrites dans les dykes de péridotite - pyroxénite. 295
- Figure 4.40 : Distribution des éléments Pd, Pt, Ni, Cu, Cr et S dans l'intrusion ultramafique du Lac Méquillon. 298
- Figure 4.41 : Distribution des éléments Pd, Pt, Ni, Cu, Cr et S dans l'intrusion ultramafique du lac Vaillant. 302
- Figure 4.42 : Distribution des éléments Pd, Pt, Ni et Cu dans l'intrusion ultramafique localisée au sud de la rivière Povungnituk. N.B. : Les unités lithologiques sont représentées d'après leur épaisseur apparente car le pendage est indéterminé. 303
- Figure 4.43 : Microphotographie en lumière polarisée de l'échantillon de dunite 4.1C (indice 4.1 de l'intrusion ultramafique Delta 4). Les cristaux d'olivine sont complètement pseudomorphosés en antigorite et le matériel intercumulus est surtout composé de magnétite et de ferrochromite avec des traces de sulfures. 309
- Figure 4.44 : Position des forages 77-24 et 25, 77-29, 80-71, 80-77 et 87-86 des zones D-8 et D-9 des conduits Delta 1C et 2C. 311
- Figure 4.45 : Colonne géologique et distribution du Ni, Cu, Pd, Pt, Cr, Co, S et Fe dans l'horizon minéralisé du forage 77-29, zone D8. 312
- Figure 4.46 : Colonne géologique et distribution du Ni, Cu, Cr, Co, Pd, Pt, S et Fe dans la lentille minéralisée du forage 77-24, zone D9. 312
- Figure 4.47 : Microphotographie en lumière polarisée du contact entre une pyroxénite trémolitisée et les sulfures massifs du forage DDH-77-29-223' (zone D8). Au contact de ces deux unités, on peut noter des traces de remobilisation et de recristallisation des silicates et des sulfures. 313
- Figure 4.48 : Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon provenant du forage DDH-77-29-223' (zone D8). Le contact trémolite-sulfures massifs est marqué par une mince bande de chalcopryrite (Cp) contenant des minéraux de sudburyite. 313

- Figure 4.49 : Microphotographie en lumière réfléchi (x 2,5, l = 4,5 mm) provenant d'un échantillon prélevé dans le forage DDH-77-24 (zone D9). On y trouve surtout des prophyroblastes de pentlandite (Pn) dans des pyrrhotites (Po) à texture granoblastique. Cet échantillon a subi un métamorphisme et une recristallisation intense. . . . 315
- Figure 4.50 : Vue générale de l'indice minéralisé situé dans la partie inférieure de la coupe AA' du conduit nourricier de lac Cross. On voit nettement l'amas sulfuré oxydé encaissé dans la partie supérieure de la pyroxénite basale. 317
- Figure 4.51 : Colonnes lithologiques du conduit nourricier de lac Cross correspondant aux coupes géologiques AA', BB' et CC'. 324
- Figure 4.52 : Photographie en lumière naturelle de l'échantillon C1B, prélevé dans le conduit nourricier de lac Cross dans la tranchée C1. Il s'agit d'une péridotite à cumulats d'olivine (Ol) et de ferrochromite avec des cristaux poëcilitiques de clinopyroxène. 325
- Figure 4.53 : Photographie en lumière réfléchi de l'échantillon C1B prélevé dans le conduit nourricier de lac Cross dans la tranchée C1. Les sulfures sont en amas et remplacent les cristaux d'olivine et de pyroxène. Noter aussi la magnétite qui tapisse les parois internes des fantômes d'olivine. 325
- Figure 4.54 : Photographie en lumière naturelle de l'échantillon C2-A, provenant de la tranchée C2. On voit des cristaux cumulus d'olivine serpentinisée avec un rebord de chlorite et de biotite. 327
- Figure 4.55 : Photographie en lumière réfléchi de l'échantillon C2-A. Ici on voit surtout de la pyrrhotite (Po) et de la ferrochromite (Fc). 327
- Figure 4.56 : Photographie en lumière réfléchi de l'échantillon Cr4-5 prélevé dans le conduit nourricier de lac Cross, le long de la coupe géologique AA'. Cet échantillon contient une veine de sulfures massifs formés surtout de pyrrhotite et de pentlandite transformée partiellement en violarite. 329
- Figure 4.57 : Photographie en lumière réfléchi de l'échantillon Cr4-8 prélevé dans le conduit nourricier de lac Cross, le long de la coupe géologique AA'. On voit une gouttelette d'immiscibilité composée de pyrrhotite (Po), de pentlandite (Pn) et de chalcopyrite. 329
- Figure 4.58 : Photographie des indices minéralisés observés dans la charnière du synforme de lac Cross. Ces derniers sont situés d'une part dans les métasédiments au contact du conduit nourricier de lac Cross (indice Cr10) et d'autre part, dans les pyroxénites et péridotites à la base du conduit nourricier de lac Cross (indice CR2). 331
- Figure 4.59 : Photographie, avec regard vers le nord-est, de la faille axiale contenant les indices minéralisés Cr10 dans les métasédiments et Cr1 dans la partie basale du conduit nourricier de lac Cross. On aperçoit les premières laves du Chukotat (Bas) dans le haut de la photo. 331
- Figure 4.60 : Photographie en lumière réfléchi de l'échantillon Cr11-B provenant d'une formation de fer pyriteuse avec un litage syn-sédimentaire, et possédant des veinules de pyrrhotite (Po), de chalcopyrite (Cp), de sphalérite (Sp) et de pyrite (Py) à grains plus grossiers. 333
- Figure 4.61 : Distribution des minéraux, des éléments Al₂O₃-MgO-Cr-Cu-Ni et des EGP dans l'indice minéralisé Kt-3 de Katinik. 336
- Figure 4.62 : Micrographie en lumière réfléchi d'un échantillon de pyroxénite à olivine contenant des sulfures disséminés (Po + Pn) en interaction avec les silicates (éch. Kt 3-4,1 = 3 mm). 337
- Figure 4.63 : Micrographie en lumière réfléchi de gouttelettes de sulfure dans un échantillon de pyroxénite à olivine, montrant la pentlandite exsolvée vers l'extérieur à partir de la pyrrhotite (éch. Kt3-5, L.R., l = 3 mm). . . . 337

- Figure 4.64 : Micrographie en lumière réfléchi de la zone de sulfures massifs de l'indice Kt3. Celle-ci est essentiellement composée de pentlandite avec quelques grains de pyrrhotite (éch. Kt3-7, L.R., 1 = 3 mm). . . 339
- Figure 4.65 : Micrographie en lumière réfléchi de la partie supérieure de l'indice Kt 3. Celle-ci contient des sulfures qui remplacent les grains d'olivine et forment une texture réticulée inverse (éch. Kt 3-9, L.R., 1 = 3 mm). 339
- Figure 4.66 : Gouttelette d'immiscibilité essentiellement composée de pentlandite avec quelques grains dispersés de chalcopryrite (éch. Kt 1-10, L.R., 10x). 341
- Figure 4.67 : Micrographie en lumière réfléchi de cristaux de sulfure (pentlandite et chalcopryrite) remplaçant le coeur d'un grain d'olivine (éch. Kt 1-6, L.R., 1 = 3 mm). 341
- Figure 4.68 : Colonne géologique et variations des teneurs Ni, Cu, Co, Cr, S, Pd et Pt dans la partie du forage 160-172 qui intercepte l'intrusion ultramafique R1, le filon-couche G1 et les horizons minéralisés R1A et R1B. . 354
- Figure 4.69 : Colonnes géologiques et variations des teneurs en MgO, Al₂O₃, Ni, Cu, Co, Cr, Pd et Pt dans la partie des forages 160-181 et 160-179 qui intercepte l'intrusion ultramafique R1, le filon-couche G1 et les horizons minéralisés R1C et R1D. 355
- Figure 4.70 : Microphotographie en lumière réfléchi (x 2,5, 1 = 4,5 mm) de l'échantillon 172-5 (horizon minéralisé R1B) illustrant l'horizon de sulfures massifs, constitué surtout de pyrrhotite (Po) et de pentlandite (Pn) recristallisée. Noter la présence de fragments déformés de périclase. 357
- Figure 4.71 : Microphotographie en lumière réfléchi des sulfures massifs (x 2,5, 1 = 4,5 mm, éch. 172-5) de l'horizon minéralisé R1B. Ces derniers sont composés de pyrrhotite (Po) et de pentlandite (Pn) qui définissent une lamination d'origine métamorphique. 357
- Figure 4.72 : Colonne géologique et variations des teneurs en Ni, Cu, Co, Cr, Pd et Pd dans la partie du forage 160-228 qui intercepte le filon-couche G1 et l'intrusion ultramafique R2. 359
- Figure 4.73 : Colonne géologique et variations des teneurs en Ni, Cu, Pd, Pt, S dans la partie du forage 160-236 qui intercepte les intrusions ultramafiques R2, R3 et R4 et les horizons minéralisés R3A et R3B. 360
- Figure 4.74 : Microphotographie en lumière réfléchi (x 100, 1 = 0,11 mm), de l'échantillon 236-20 provenant de l'horizon minéralisé R3B. Celle-ci illustre des minéraux non-identifiés du groupe des platinoïdes (1-2) en inclusions dans de la pyrrhotite (Po), de la pentlandite (Pn) et de la chalcopryrite (Cp). 361
- Figure 4.75 : Microphotographie en lumière réfléchi (x 2,5, 1 = 4,5 mm) de l'horizon de sulfures massifs, situé au sommet de l'intrusion R3, (éch. 236-5, R3A). Celui-ci est constitué essentiellement de pyrrhotite (Po) à texture granoblastique et de porphyroblastes de penlandite (Pn). 361
- Figure 4.76a : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour la moyenne des échantillons provenant des gîtes du lac Cross, Katinik et Donaldson. 363
- Figure 4.76b : Valeurs Ni, Cu, EGP pour la moyenne des échantillons provenant des sulfures remobilisés retrouvés à Donaldson-Est. 363
- Figure 4.76c : Langmuir (1) et de Agnew (3) sont des sulfures massifs remobilisés parfois brèchiques. Agnew (2) provient de sulfures massifs normaux. Langmuir (Green et al., 1981) et Agnew (Barnes et al., 1988). . . . 363
- Figure 4.76d : Profils du Merensky Reef, du gîte hydrothermal de Rathbun Lake (Rowell et al., 1986) et de Sudbury (Naldrett et al., 1976). 363

- Figure 4.77 : Diagrammes de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés au manteau pour les roches des dykes ultramafiques de lac Cross (coupes Cr3 et Cr4) et de Katinik. 370
- Figure 4.78 : Diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu et Ni/Pd versus Cu/Ir (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du complexe ultramafique de Katinik. 371
- Figure 4.79 : Diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu et Ni/Pd versus Cu/Ir (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du conduit nourricier ultramafique de lac Cross (coupe Cr4). 372
- Figure 4.80 : Diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu et Ni/Pd versus Cu/Ir (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du conduit nourricier ultramafique de lac Cross (coupe Cr3). 373
- Figure 4.81a : Diagramme discriminant Ni/Cu versus Pd/Ir pour les divers gîtes appartenant à l'horizon de Raglan. 374
- Figure 4.81b : Diagramme discriminant Cu/Ir versus Ni/Pd pour les divers gîtes appartenant à l'horizon de Raglan. 374
- Figure 4.82 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant les propriétés du système nourricier de Katinik. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990). 375
- Figure 4.83 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant les propriétés du conduit nourricier ultramafique de lac Cross (coupe Cr4). Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990). 376
- Figure 4.84 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant les propriétés du conduit nourricier ultramafique de lac Cross (coupe Cr3). Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs expérimentalement par Barnes (1990). 377
- Figure 4.85a : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour des échantillons de sulfures massifs remobilisés, localisés dans des zones de cisaillement, Donaldson-Est. 378
- Figure 4.85b : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour la moyenne des échantillons provenant des minéralisations localisées dans les intrusions ultramafiques de l'horizon Delta et du dyke de Méquillon. . . . 378
- Figure 4.86a : Diagramme discriminant Ni/Cu versus Pd/Ir pour les gîtes et minéralisations de l'horizon Delta 379
- Figure 4.86b : Diagramme discriminant Cu/Ir versus Ni/Pd pour les gîtes et minéralisations de l'horizon Delta. 379
- Figure 4.87a : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour des échantillons de sulfures massifs remobilisés, localisés dans des zones de cisaillement, Donaldson-Est. 380
- Figure 4.87b : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour des échantillons de sulfures massifs et de type veines associées à des zones de cisaillement, zones D-8 et D-9 de Delta (valeurs tirées de Giovenazzo et al., 1989). 380
- Figure 5.1a : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau, représentant les moyennes des échantillons minéralisés en provenance des gîtes de lac Cross, Katinik et Donaldson. Les valeurs Donaldson-Ouest sont tirées de Dillon-Leich et al., 1986. 385
- Figure 5.1b : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau des moyennes des échantillons en provenance de l'intrusion Méquillon (Tremblay, en prép.) et de l'intrusion Delta-4 (indice minéralisé 3.3). 385

Figure 5.2 : Profils des éléments Ni-EGP-Cu normalisés au manteau des minéralisations observées dans les filons-couches différenciés Delta 3 et Roméo 1.	387
Figure 5.3a : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour des échantillons de sulfures massifs remobilisés, localisés dans des zones de cisaillement, Donaldson-Est.	389
Figure 5.3b : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour des échantillons de sulfures massifs et de type veines associées à des zones de cisaillement, zones D-8 et D-9 de Delta. (valeurs tirées de Giovenazzo et al., 1989).	389
Figure 5.4 : Schéma illustrant la genèse des gîtes Ni, Cu et EGP associés aux intrusions ultramafiques.	394

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Liste des abréviations utilisées dans le texte et dans les tableaux.	6
Tableau 2.1 : Compositions chimiques (minimum et maximum) des dykes de diabase (Beauparlant 1) et de la bordure figée des filons-couches différenciés de gabbro-ferrogabbro (Beauparlant 1), comparés à celle des basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk (Beauparlant 2).	33
Tableau 2.2 : Compositions chimiques des différents liquides parents à l'origine des intrusions qui recourent le Groupe de Povungnituk.	34
Tableau 2.3 : Composition chimique des liquides parents des filons-couches différenciés de gabbro	35
Tableau 2.4 : Composition chimique des liquides parents des filons-couches différenciés de péridotite - gabbro.42	
Tableau 2.5 : Composition chimique des liquides parents des dykes ultramafiques de péridotite - pyroxénite. 57	
Tableau 2.6 : Composition chimique de quelques basaltes à olivine et pyroxène du Groupe de Chukotat.	58
Tableau 2.7 : Composition chimique de quelques basaltes à plagioclase des Groupes de Povungnituk et de Chukotat.	59
Tableau 2.8 : Compositions chimiques des liquides primaires à l'origine des intrusions qui recourent le Groupe de Povungnituk.	64
Tableau 2.9 : Calcul des taux de fusion partielle pour deux types de source mantellique selon un modèle de fusion à l'équilibre tel que $F = [(Co/Cl)-D]/(D-1)$, et en fonction des coefficients de partage établis par Pearce et Norry (1979) pour Zr, Y et par Hanson (1980) pour Ce et Yb.	66
Tableau 3.1 : Formule structurale de quelques minéraux types du filon-couche Delta 3 calculée à partir des analyses Microsonde.	149
Tableau 3.2 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le flanc sud du filon-couche Delta 3 (coupe D2).	151
Tableau 3.3 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le flanc sud du filon-couche Delta 3 (coupe D3).	155
Tableau 3.4 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le flanc nord du filon-couche Delta 3 (coupe D4).	156

Tableau 3.5 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans la partie ouest du filon-couche Delta 3, coupe D1 (flanc sud) et coupe D5 (flanc nord).	157
Tableau 3.6 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche Delta 1A (coupe A1).	161
Tableau 3.7 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans la partie occidentale du filon-couche différencié Delta 1B (coupe B1).	164
Tableau 3.8 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans la partie orientale du filon-couche différencié Delta 1B (coupe B2).	165
Tableau 3.9 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Delta 1C (forage 87-86, zone D8).	166
Tableau 3.10 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 1.	168
Tableau 3.10 (SUITE) : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 1.	170
Tableau 3.10 (SUITE) : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 1.	170
Tableau 3.11 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 2.	175
Tableau 3.12 : Résultats d'analyses partielles du filon-couche Gulf.	177
Tableau 3.13 : Résultats analytiques en Pt-Pd et Au des filons-couches différenciés Povungnituk 1 et 2.	180
Tableau 3.14 : Résultats analytiques des indices 3.1 et 3.2 correspondant au reef du filon-couche Delta 3 (flanc sud).	186
Tableau 3.15 : Minéragraphie et résultats analytiques des indices minéralisée 3.3 et 3.4 situés sur le flanc nord et dans la charnière occidentale du filon-couche Delta 3.	195
Tableau 3.16 : Minéragraphie et résultats analytiques des indices minéralisés observés dans l'intrusion Delta 1B.	195
Tableau 4.1 : Formule structurale de quelques minéraux types des dykes et conduits ultramafiques de la bande de Cape Smith calculée à partir des analyses Microsonde.	220
Tableau 4.2a : Pétrographie et minéragraphie du complexe ultramafique de Katinik (coupe Kt1).	252
Tableau 4.2b : Pétrographie et minéragraphie du complexe ultramafique de Katinik au niveau de l'indice minéralisé Kt3.	252
Tableau 4.3 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans les intrusions ultramafiques Delta 2A et Delta 2B (coupes B1 et B2).	284
Tableau 4.4 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique Delta 2B' (coupes B1-B2).	285

Tableau 4.5 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le dyke reliant les intrusions ultramafiques Delta 2B et 2B' et dans les dykes tardifs.	286
Tableau 4.6 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique Delta 2C (forage 87-86, zone D8).	287
Tableau 4.7 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique Delta 4 (coupes D1, D2 et D).	288
Tableau 4.8 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique Delta 4' (coupes D4 et D5).	289
Tableau 4.9 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique du lac Cross (coupe AA').	290
Tableau 4.10 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique du lac Cross (coupe CC').	291
Tableau 4.11 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique du lac Cross (coupe BB').	292
Tableau 4.12 : Caractéristiques géochimiques du complexe ultramafique de Katinik au niveau de la section Kt1 (cf composition minéralogique des échantillons, tableau 5.3.1).	293
Tableau 4.13 : Caractéristiques géochimiques de l'indice minéralisé Kt3 (cf composition minéralogique des échantillons, tableau 5.3.3).	294
Tableau 4.14 : Résultats d'analyse partielle obtenues à l'indice Méquillon.	297
Tableau 4.15 : Résultats d'analyses partielles obtenues à l'indice du lac Vaillant.	300
Tableau 4.16 : Résultats d'analyse partielle du secteur de la rivière Povungnituk.	301
Tableau 4.17 : Minéragraphie et résultats analytiques des indices minéralisés observés dans les intrusions ultramafiques Delta 2B' et Delta 4.	306
Tableau 4.18 : Distribution des éléments traces Ni-Cu-Cr-Co-Au-Pd-Pt et du fer dans les horizons minéralisés interceptés par les forages 77-29 et 77-24 (zones D8 et D9).	307
Tableau 4.19 : Résultats analytiques des indices minéralisés localisés dans le conduit nourricier de Cross. . .	321
Tableau 4.20 : Résultats analytiques des indices minéralisés localisés dans l'intrusion différenciée de lac Cross au nord de la faille axiale (flanc nord du synforme de lac Cross).	322
Tableau 4.21 : Résultats analytiques des indices minéralisés localisés dans les sédiments et les basaltes de la région du lac Cross.	323
Tableau 4.22 : Résultats analytiques des échantillons de l'intrusion gabbro-dioritique G1 (forages 160-181, 160-179 et 160-228).	347
Tableau 4.23 : Résultats analytiques partiels de l'intrusion ultramafique R1, forage 160-172.	348
Tableau 4.24 : Résultats analytiques de l'intrusion ultramafique R2 (forage 160-228).	349

Tableau 4.25 : Résultats analytiques partiels des échantillons de l'intrusion ultramafique R3 et de ses encaissants (forage 160-236).	350
Tableau 4.26 : Résultats analytiques des échantillons de l'intrusion ultramafique R4 (forage 160-236).	351
Tableau 4.27 : Résultats analytiques des roches sédimentaires situées dans l'encaissant des intrusions du secteur de Donaldson Est.	352
Tableau 4.28 : Résultats analytiques des dykes de lamprophyre (Kersantite).	353
Tableau 5.1 : Valeurs moyennes des gîtes Ni-Cu-EGP de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava.	390



AVERTISSEMENT

L'équipe de numérisation tient à informer le lecteur qu'il y a des erreurs dans la numérotation des pages. Le document est donc complet.

Pages manquantes : p.40, p.48, p.52, p.54, p. 82, p 86, p.88, p.94, p. 98, p.100, p.102, p.104, p.106, p.108, p.114, p.120, p.122, p.124, p.126, p.130, p.134, p.136, p.138, p.142, p.144, p.146, p.188, p.192, p.194, p.200, p.222, p.228, p.230, p.232, p.236, p.240, p.242, p.244, p.248, p.256, p.258, p.264, p.270, p.272, p.274, p.276, p.314, p.326, p.328, p.330, p.332, p.334, p.338, p.340, p.342, p.358, p.362.

PREMIÈRE PARTIE

PRÉSENTATION GÉNÉRALE

1.1 Introduction

Depuis 1979, de nombreux travaux ont été réalisés sur l'évolution pétrologique des roches volcaniques de la Fosse de l'Ungava (Hynes et Francis, 1982; Francis et al., 1981, 1983; Picard, 1989 a-b; Picard et al., 1990...) et de nombreux gîtes de Ni, Cu, EGP ont été découverts et étudiés (Barnes et al., 1982; Coats, 1982; Dillon-Leitch et al., 1986; Giovenazzo, 1985; 1986a-b, 1989; Giovenazzo et al., 1989...). Or depuis 1986, nous avons entrepris, dans le cadre d'un projet concerté entre le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (MERQ) et l'Institut de Recherche en Exploration Minérale (IREM) de Montréal, l'étude des gîtes de Ni-Cu-EGP associés aux intrusions ultramafiques et mafiques de la partie méridionale de la Fosse de l'Ungava (Nouveau Québec, figure 1.1). Ce projet a fait l'objet de deux campagnes sur le terrain au cours des étés 1986 et 1987, et d'une mission complémentaire en Ungava au cours de l'été 1988. Plusieurs rapports intérimaires, ont été déposés auprès du MERQ, et ce travail fait la synthèse de tous les travaux accomplis de 1986 à 1989. Parallèlement à ce travail, une thèse de Maîtrise a été soutenue par Christian Tremblay (1990) à l'Université du Québec à Chicoutimi sur le dyke de Méquillon dans le secteur du lac Vaillant, une autre thèse de Maîtrise est en cours (François Thibert) sur la pétrologie du filon-couche Roméo (secteur du lac Cross) à l'Université de Montréal, et Danièle Giovenazzo a réalisé un Ph.D. sur la métallogénie des indices de Ni-Cu-EGP associés aux intrusions ultramafiques à mafiques Delta dans le secteur du Lac Kenty.

Les travaux présentés dans ce manuscrit ont pour objectifs de décrire la pétrographie et la distribution des éléments du groupe des platinoïdes (EGP) dans les intrusions ultramafiques à mafiques de la Fosse de l'Ungava avec une emphase toute particulière sur les intrusions des régions du lac Kenty, du lac Vaillant, et de lac Cross, Katinik et Raglan (figure 1.1) dans lesquelles plusieurs gîtes de EGP sont connus (Coats, 1982; Barnes et al., 1982; Dillon-Leitch et al., 1986). Aussi, nous décrirons successivement la pétrographie des intrusions puis la genèse de leurs liquides parents et finalement l'histoire magmatique des intrusions en examinant à chaque étape les implications des mécanismes évoqués sur la genèse des gîtes de EGP.

1.2 Cadre régional

Les premiers travaux de cartographie de la Fosse de l'Ungava ont été réalisés par Bergeron (1957, 1959), Beall (1959, 1960, 1977), De Montigny (1959),

Gélinas (1962), Gold (1962), Dimroth et al. (1970), Taylor (1982) et Avramtchev (1982). De 1983 à 1989 les équipes du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (MERQ) ont cartographié au 1:50000 les parties centrale et occidentale de la Fosse de l'Ungava entre 74° 15'W de longitude et la Baie d'Hudson (Barrette, 1988, 1989; Hervet, 1984; Lamothe et al., 1983; Moorhead, 1985, 1987, 1988; Roy, 1989; Tremblay, 1987, 1989). Parallèlement, de 1985 à 1987 la Commission géologique du Canada (CGC) a cartographié à la même échelle, la région comprise entre 74° 15'W et le détroit d'Hudson à l'est (St-Onge et al., 1986, 1987, 1988a-b). Ainsi, la Fosse de l'Ungava, qui traverse de part en part la péninsule de l'Ungava, est aujourd'hui entièrement cartographiée à l'échelle 1:50 000.

Les cartes géologiques produites, combinées à diverses données géophysiques, ont été la source de nombreux travaux scientifiques sur l'histoire magmatique des roches volcaniques (Francis et Hynes, 1979; Hynes et Francis, 1982; Francis et al., 1981, 1983; Picard, 1986a-b, 1989a-b; Picard et Piboule, 1989; Picard et al., 1990; Gaonac'h et al., 1989; Hegner et Bevier, 1989) et plutoniques (Barnes et al., 1982; Bédard et al., 1984; Feininger, 1986; Scott et al., 1988, 1989; Thibert et al., 1989) et sur l'évolution structurale et métamorphique de la Bande de Cape Smith (Hoffmann, 1985; St-Onge et al., 1986, 1987, 1988a-b, 1989; St-Onge et Lucas, 1990; Béguin et Carmichael, 1987; Bégin et al., 1988; Béguin, 1989; Lucas et St-Onge, 1988, 1989; Scott et al., 1988, 1989). Enfin les principales minéralisations de la bande de Cape Smith ont été décrites par Coats (1982); Barnes et al. (1982), Dillon-Leitch et al. (1986), Giovenazzo (1986, 1989), Giovenazzo et Picard (1989, sous presse); Lamothe et al. (1987) et Tremblay (sous presse).

1.2.1 Cadre géographique

La Fosse de l'Ungava forme un vaste plateau dénudé et vallonné compris entre 150 et 700 mètres d'altitude dans le Grand Nord québécois. Les principaux reliefs, constitués par les filons-couches et les roches volcaniques du Groupe de Chukotat, sont allongés parallèlement aux structures majeures avec une direction GÉNÉRALE est-ouest. Les principaux lacs (Lac Nuvilik, Lac Chukotat...) et la plupart des rivières (rivières Povungnituk et Chukotat) suivent également ces directions. Toutefois certains lacs (Lac Watts) et quelques rivières recoupent perpendiculairement ces structures (rivière Déception), révélant ainsi d'excellents secteurs où réaliser les études géologiques. La densité de l'affleurement varie

en moyenne de 40 à 50% avec souvent de vastes étendues d'affleurement continu. Le recouvrement glaciaire est faible, surtout caractérisé par des champs de blocs. Le sol gelé en permanence présente de nombreuses structures polygonales typiques du pergélisol. La végétation de type toundra est surtout constituée de mousses, de lichens et de quelques graminées avec localement des arbustes nains (saule, bouleau) dans les zones protégées. Quant au climat, de type subarctique, il est très rigoureux et sec avec 9 à 10 mois d'hiver et seulement 2 mois d'été en juillet et août.

1.2.2 Géologie régionale

1.2.2.1 Lithostratigraphie

La Fosse de l'Ungava constitue une série volcano-sédimentaire et plutonique protérozoïque plissée (1999 à 1840 Ma, Parrish, 1989; St Onge et al., 1987, 1988; St-Onge et Lucas, 1989) divisée en deux domaines litho-stratigraphiques séparés par la faille majeure Bergeron (Bergeron, 1957 - 1959; Hynes et Francis, 1982; Lamothe et al., 1983; Lamothe, 1986; St Onge et al., 1987 - 1988; Picard et al., 1990).

Le domaine sud, objet de la présente étude, comprend plusieurs blocs structuraux imbriqués dont les assemblages lithologiques permettent de reconnaître trois groupes du sud au nord, les Groupes de Lamarche, de Povungnituk et de Chukotat.

Le Groupe de Lamarche, au sud, présente un assemblage de grès, de conglomérats, de dolomies, de quartzites et de phyllades avec quelques formations de fer intercalées (Lamothe, en prép., St-Onge et Lucas, 1989).

Le Groupe de Povungnituk est un assemblage volcano-sédimentaire divisé en plusieurs formations. **La Formation de Dumas** (Lamothe, en prép.) occupe le niveau structural le plus inférieur et comprend des horizons de grès, de quartzite et de siltstone qui alternent avec des sills subvolcaniques de diabase et quelques coulées massives de basalte tholéiitique. **La Formation de Beauparlant** est essentiellement constituée de basaltes à plagioclase d'affinité tholéiitique continentale (MgO < 10 %, TiO₂ = 1.2-3.6 %, type E MORB) à débit en coussins ou massif avec quelques intercalations de siltstone et de volcanoclastites. **Les Formations de Cécilia et de Nuvilik**, d'extension plus limitée, surmontent dans plusieurs blocs structuraux la Formation de Beauparlant. Elles comprennent toutes deux un assemblage de volcano-clastites basiques à felsiques,

de basanite - néphéline (TiO₂=3.4 à 7.8%) et de phonolite (Picard, 1986-1989a; Picard et al., 1990; Gaonac'h et al., 1989) et quelques dômes felsiques intercalés et surmontés par des grauwaches et des phyllades. Ces derniers assemblages sont finalement surmontés par une séquence de cherts et de phyllades graphiteuses, localement imprégnées de pyrite et enrichis en terres rares légères, en particulier dans l'environnement du lac Cross, de Katinik et de Raglan.

Le Groupe de Chukotat, qui appartient également au domaine sud, repose structuralement sur le Groupe de Povungnituk. Comme ce dernier, il est constitué de plusieurs blocs structuraux imbriqués à l'intérieur desquels les laves sont très peu déformées et forment, sauf exception, une série monoclinale orientée est-ouest fortement pentée vers le nord. Les laves forment de nombreuses coulées coussinées, intercalées par un nombre plus faible de coulées massives et localement par quelques coulées litées (Hynes et Francis, 1982; Baragar, 1984; Picard, 1989a-b; Picard et Piboule, 1989; Picard et al., 1990). Les premiers blocs structuraux au sud sont composés de plusieurs séquences volcaniques superposées, évoluant chacune depuis des basaltes komatiitiques à olivine (MgO = 19 - 11%, TiO₂ < 0.9%, type T puis N MORB) vers des basaltes tholéiitiques à pyroxène (MgO = 12.5 - 7%, TiO₂ = 0.8 - 1.1%, type T puis N MORB). Dans la partie septentrionale du groupe, les blocs structuraux sont surtout constitués de basalte à plagioclase (MgO < 8%, TiO₂ = 1.3 - 2.8%, type N MORB) avec localement quelques coulées de basalte à olivine ou pyroxène à la base des séquences (Hynes et Francis, 1982; Picard et al., 1990).

Au nord de la faille Bergeron (figure 1.1), les roches de la Fosse de l'Ungava ont été affectées par un métamorphisme de moyenne pression (faciès amphibolite s.l.) puis rétrotransformées sous les conditions du faciès schiste vert (St-Onge et al., 1986, 1987, 1988, St-Onge et Lucas, 1989; Bégin et al., 1989). Elles forment plusieurs nappes de charriage superposées dont le sens de transport est controversé, du nord vers le sud selon Hoffman (1985, modèle du Klippe), St-Onge et al. (1986 - 1987 -1988) et St-Onge et Lucas (1989); du sud vers le nord selon St-Julien et al. (modèle de collision continentale avec zone de suture, 1989). Elles comprennent du nord au sud :

- un ensemble de sédiments (quartzite - siltstone...) et de basaltes (Groupe de Gagné selon Lamothe, en prep.);

- un vaste complexe ophiolitique (Groupe de Watts, extension de l'ordre de 100 km d'est en ouest et de 10 à 30 Km du nord au sud, Scott et al., 1988; St-Onge et al. 1987 - 1988; St-Onge et Lucas, 1989; Picard et al., 1990) comprenant dans la région du Lac Watts: a) des écaillés de dunite - périclase - pyroxénite litées (zone à cumulat) structurellement intercalées dans un vaste assemblage lité ($\epsilon \geq 1000$ m, 1999 ± 2 Ma, Parrish, 1989; Scott et al., 1988; Picard et al., 1990) de pyroxénite - gabbro - anorthosite; b) un vaste massif de clinopyroxénite à olivine \pm périclase intrusif dans les gabbros lités; et c) un système filonien (sheeted dykes, Scott et al., 1988) et plusieurs séquences de basaltes tholéitiques massifs ou à coussins de type N MORB. Dans la région de l'ancienne mine Asbestos Hill (Purtuniqu) et de la Rivière Déception, il comprend un assemblage de gabbros lités, apparemment recoupés par une séquence faiblement litée de périclase - gabbro - ferrogabbro, localement recoupée dans sa partie supérieure par des dykes tardifs de diabase et surmontée par un nouvel assemblage de basaltes massifs ou coussinés.
- une épaisse séquence de phyllades, de siltstones et de quartzites associées dans la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava à des séquences de volcanoclastites mafiques à felsiques et quelques massifs localisés de lave felsique d'affinité calcoalcaline incertaine (Groupe de Parent, Tremblay, 1986; Moorhead, 1986; Picard et al., 1990).
- des massifs de diorite, de tonalite, de granodiorite ou de granite, intrusifs dans les Groupes de Watts et de Parent. Des datations par la méthode U-Pb sur zircon réalisées sur ces derniers par la Commission Géologique du Canada, ont donné des âges de 1910 ± 5 Ma pour un massif de monzogranite folié anté à syn D1, de 1888 ± 5 Ma et 1860 ± 3 sur des plutons de tonalite syn-D2, et de 1840 ± 2 Ma pour une alaskite non foliée post D2 (Parrish, 1989).

1.2.2.2 Géologie structurale

D'une manière GÉNÉRALE, les roches ont été affectées par trois phases de déformation lors de l'orogénèse trans-hudsonienne (1910 à 1840 Ma; St-Onge et al., 1986 - 1987 - 1988; St-Onge et Lucas, 1989, Lamothe, 1986; St-Julien et al., 1989). D'après St-Onge et al. (1986 - 1987 - 1988), St-Onge et Lucas (1989) et Hoffman (1985), le premier épisode s'est

surtout traduit par le transport du nord vers le sud des matériaux volcano-sédimentaires et plutoniques protérozoïques sous forme d'écaillés tectoniques aujourd'hui séparées par d'importantes failles de chevauchement. Ces failles, marquées par d'importantes zones de cisaillement, découpent le domaine sud (Groupes de Povungnituk et de Chukotat) en de nombreux blocs structuraux imbriqués, et définissent plusieurs nappes de charriage superposées dans le domaine nord (figure 1.1). Cette première phase s'accompagne d'une foliation S1, le plus souvent confondue avec le litage So, surtout visible dans le Groupe de Povungnituk au sud et dans le domaine géologique nord. Seuls quelques plis synfoliaux P1 d'axe est-ouest, déversés vers le sud, d'amplitude décimétrique à métrique et associés à S1 sont localement associés à cette première phase de déformation.

Le deuxième épisode, relié à une compression nord-sud, est à l'origine de plis d'axe est-nord est, à charnière faiblement pentée et d'amplitude métrique à pluri-kilométrique. Ces derniers développent localement une schistosité coaxiale S2 à pendage abrupt vers le nord. Ils sont fréquents dans les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Povungnituk et dans le domaine nord où ils plissent les nappes de charriage en un vaste synforme. Ils sont rares dans les basaltes du Groupe de Chukotat, lesquels forment dans la plus grande partie de la région une série monoclinale fortement pentée vers le nord. Ces derniers présentent toutefois quelques plis de grande amplitude P2 dans les portions centre et est de la Fosse. Plusieurs failles est-ouest normales ou inverses sont également associées à cette phase de déformation.

Le troisième épisode, de faible ampleur, se limite à quelques plis ouverts d'axe N-NW, localement associés à un clivage de crénelation S3, visibles à l'échelle régionale. Il est responsable des larges ondulations soulignées par les intrusions mafiques/ultramafiques de la partie sud-est de la Bande de Cap Smith (voir par exemple carte de la région du lac Vaillant).

1.2.2.3 Pétrogenèse des roches volcaniques du Domaine sud.

Du point de vue pétrogénétique (Francis et al., 1981-83; Picard, 1989a-b), les basaltes de type E MORB du Groupe de Povungnituk semblent résulter de la fusion partielle à l'équilibre ($F=10$ à 15%) d'une source mantellique faiblement enrichie en TRL puis de la cristallisation fractionnée dans des réservoirs

magmatiques d'un mélange de plagioclase + pyroxène ± olivine ± ilméno-magnétite. Les basanites-néphélines et les phonolites de la Formation de Cécilia (Picard, 1986b - 1989a; Gaonac'h et al., 1989) sont fortement enrichis en TRL, Zr et Nb et semblent résulter de la fusion partielle ($F=1$ à 3%) d'une source mantellique, puis de la cristallisation fractionnée du mélange plagioclase - clinopyroxène - olivine - ilméno-magnétite pour les basanites-néphélines; puis du mélange plagioclase + clinopyroxène + ilméno-magnétite ± amphibole dans le cas des phonolites. Dans la partie méridionale du Groupe de Chukotat, les basaltes à olivine les plus primitifs de chaque séquence (de plus en plus déprimés en TRL) semblent provenir de liquides magmatiques issus de fusions partielles successives ("dynamic batch melting", $F= 20$ à 35%) d'une source mantellique progressivement appauvrie en TRL d'une phase à l'autre. Par ailleurs, les basaltes à olivine de chaque séquence semblent résulter à la fois des différentes étapes de la fusion partielle progressive du manteau (diminution du rapport $(La/Sm)_n$) et du fractionnement partiel de l'olivine. Dans ces mêmes séquences, les basaltes à pyroxène sus-jacents semblent dériver du fractionnement eutectique olivine-pyroxène des derniers liquides produits par la fusion partielle. Plus tardivement, de nouvelles phases de fusion partielle du manteau ($F \geq 15\%$) semblent avoir généré les liquides parents des basaltes à plagioclase. A la différence des précédents, ces-derniers ont vraisemblablement été piégés dans des réservoirs magmatiques à l'intérieur de la croûte océanique où ils se sont à leur tour différenciés en fractionnant un mélange de plagioclase + pyroxène ± olivine pour finalement s'épancher sous forme de basalte à plagioclase.

1.2.2.4 Évolution géotectonique

La formation de la Fosse de l'Ungava est le sujet d'un intense débat. La controverse a été initiée en 1968 par Tuzo Wilson, qui proposa que ce sillon de roches vertes protérozoïques pourrait constituer une géosuture résultant de la collision de deux continents. Sur la base de cette proposition, divers modèles furent élaborés favorisant une mise en place des roches de la Fosse de l'Ungava à la suite d'une collision continentale (Gibb et Walcott, 1971; Burke et al., 1977; Thomas et Gibb, 1977; Gibb, 1983).

Ces modèles furent contestés par plusieurs géologues (Baer, 1977; Schimann, 1978; Taylor, 1982; Hynes et Francis, 1982; Doig, 1983). Ainsi, Dimroth et al. (1970), Baragar et Scoates (1981) et Gibb (1983) ont interprété la Fosse de l'Ungava comme un segment

autochtone du géosynclinal Circum-Ungava (ou Circum-Supérieur). Dans cet ordre d'idée, Francis et Hynes (1979), Hynes et Francis (1982), Francis et al. (1981-1983) ont interprété les roches magmatiques des Groupes de Povungnituk et de Chukotat comme résultant de l'ouverture progressive d'un rift continental puis océanique. Toutefois ces auteurs n'ont pas formulé d'hypothèse précise sur l'origine de la partie nord de la Fosse et ont considéré cette dernière comme l'équivalent possible mais plus métamorphisé du Groupe de Povungnituk. Cette idée a été reprise par Hervet (1985 - 1986) qui a suggéré de plus que certaines roches magmatiques de composition intermédiaire à felsique, injectées dans le Groupe de Watts, seraient reliées à un épisode de subduction majeure.

La mise en évidence que le contact nord entre les roches de la Fosse et le socle archéen constitue un plan de décollement majeur (Lamothe et al., 1983; Hervet, 1985; Tremblay, 1985; St-Onge et al., 1986 - 1987 - 1988; St-Onge et Lucas; 1989) implique une remise en question de certains aspects de l'évolution tectonique de la Fosse. Aussi Hoffmann (1985), St-Onge et al. (1986) ont proposé l'hypothèse selon laquelle les roches de la Fosse de l'Ungava seraient allochtones et correspondraient à un klippe dont les matériaux proviendraient d'une zone enracinée 30 à 90 kilomètres plus au nord dans la région de Salluit. Cette hypothèse, basée sur une réinterprétation des données gravimétriques et magnétiques, présente l'avantage d'expliquer l'absence de suture à l'extrémité est de la Fosse dans le socle archéen, et présume qu'une telle suture serait située au nord du site actuel de la Fosse.

Des données récentes (St-Onge et al., 1987 - 1988; Scott et al., 1988; Parrish, 1989; Picard et al., 1990) ont permis de montrer que les roches du Groupe de Watts sont de nature ophiolitique et vraisemblablement plus anciennes (1999 ± 2 Ma) que les basaltes tholéitiques de type protorift du Povungnituk (1960 Ma, Parrish, 1989) et que les basaltes océaniques subséquents du Chukotat (1922 ± 7 Ma; Parrish, 1989). Aussi Picard et al. (1989, 1990, figure 1.2) ont proposé que les domaines nord et sud de la Bande de Cap Smith correspondaient à deux domaines paléogéographiques indépendants, le domaine sud (1960 à 1922 Ma, Parrish, 1989) résultant de l'ouverture progressive d'un rift continental asymétrique (Groupe de Povungnituk) puis océanique (Groupe de Chukotat), tandis que l'ophiolite de Purtunik (1999 ± 7 Ma) située dans le domaine nord correspondrait à une paléocroûte

Tableau 1.1 : Liste des abréviations utilisées dans le texte et dans les tableaux.

MINÉRAUX		NOMS DES ROCHES		DIVERS	
Ab	Albite	Anorth.	Anorthosite	é	Epaisseur
Ac	Actinote	Bas. alc.	Basalte alcalin	L ou l	Longueur
Am	Amphibole	B.f.	Bordure figée	Ma	Millions d'années
Ant	Antigorite	Dun.	Dunite	Max	Maximum
Ap	Apatite	Fe. Gab	Ferrogabbro	TR	Terres rares
Ba	Bastite	Gab.	Gabbro	TRLE	Terres rares légères
Bi	Biotite	Gab. Nor.	Gabbro-norite	TRLO	Terres rares lourdes
Ca	Calcite	Gab. Peg.	Gabbro pegmatitique	EGP	Eléments du groupe des platinoïdes
Cb	Carbonate	Gab. hét.	Gabbro hétérogène	MGP	Minéraux du Groupe des platinoïdes
Ch	Chlorite	Gab. Rod.	Gabbro rodingitisé	ø	Dimension des minéraux
Chr	Chromite	Grano.	Granophyre	inf.	Inférieur
Cp	Chalcopyrite	Le. Gag	Leucogabbro	sup.	Supérieur
Cpx	Clinopyroxène	Lher.	Lherzolite		
Di	Diopside	Me. Gab.	Mésogabbro		
Ep	Epidote	Mel. Gab.	Mélagabbro		
Il	Ilménite	Peg.	Pegmatite		
Hb	Hornblende	Pér.	Péridotite		
Hbv	Hornblende verte	Pyr.	Pyroxénite		
Hbb	Hornblende brune	Web.	Webstérite		
He	Hématite	Wer.	Werhlite		
Le	Leucoxène				
Mt	Magnétite	Mudst.	Mudstone		
Mu	Muscovite	Qzt.	Quartzite		
Ol	Olivine	Séd.	Sédiment		
Olg	Oligoclase	Siltst./Sst.	Siltstone		
Op	Minéraux opaques				
Opx	Orthopyroxène	Chl.	Chloritite		
Ox	Oxyde	Trém.	Trémolite		
Pi	Pistachite				
Pl	Plagioclase	Mylo.	Mylonite		
Pn	Pentlandite	Min.	Minéralisé		
Po	Pyrrhotite				
Py	Pyrite				
Sul/S.	Sulfure				
Qz	Quartz				
Se	Séricite				
Sph	Sphène				
Sr	Serpentine				
Stp	Stilpnomélane				
Tc	Talc				
Tr	Trémolite				
Zo	Zoïsite				

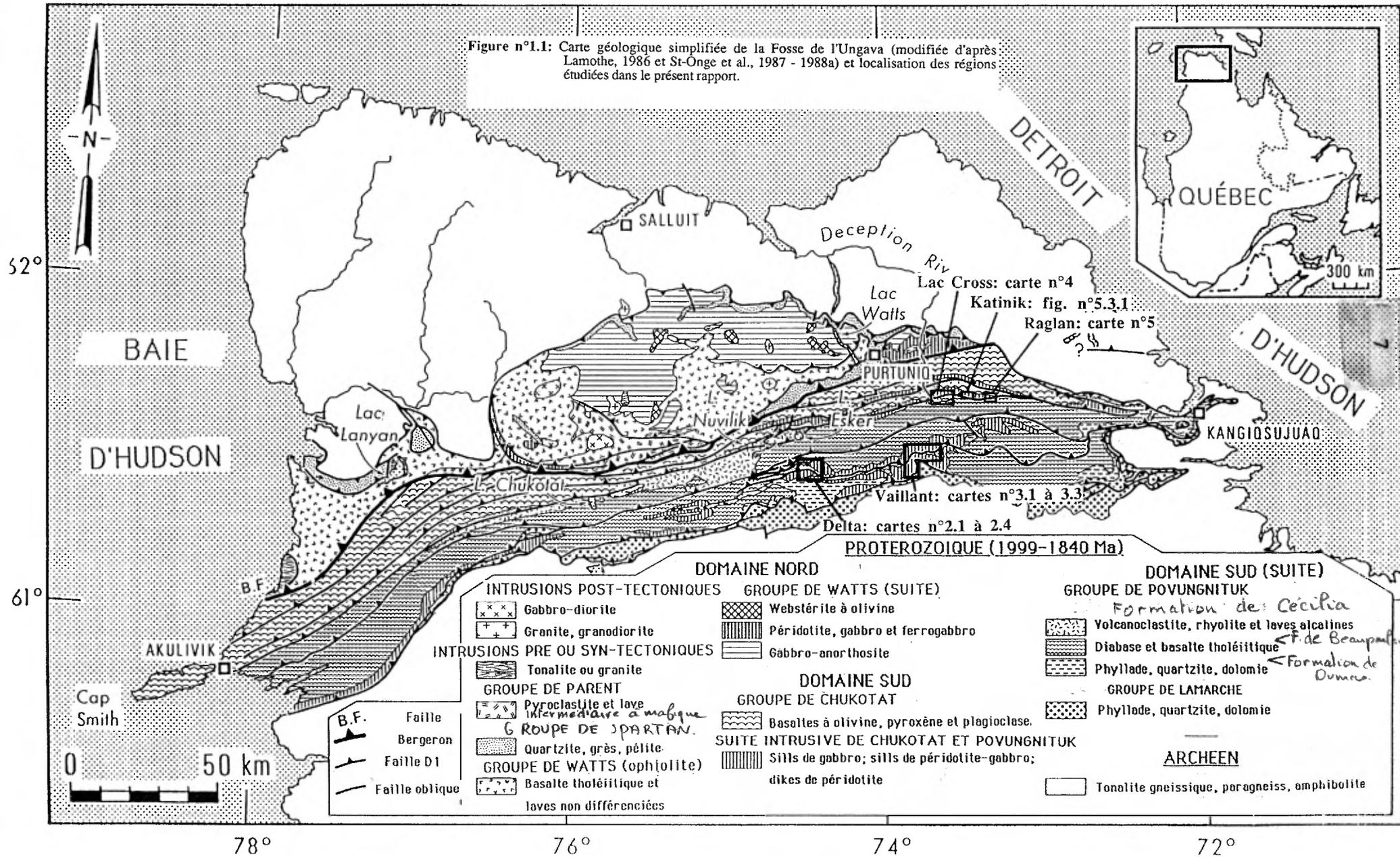
78°

76°

74°

72°

Figure n°1.1: Carte géologique simplifiée de la Fosse de l'Ungava (modifiée d'après Lamothe, 1986 et St-Onge et al., 1987 - 1988a) et localisation des régions étudiées dans le présent rapport.



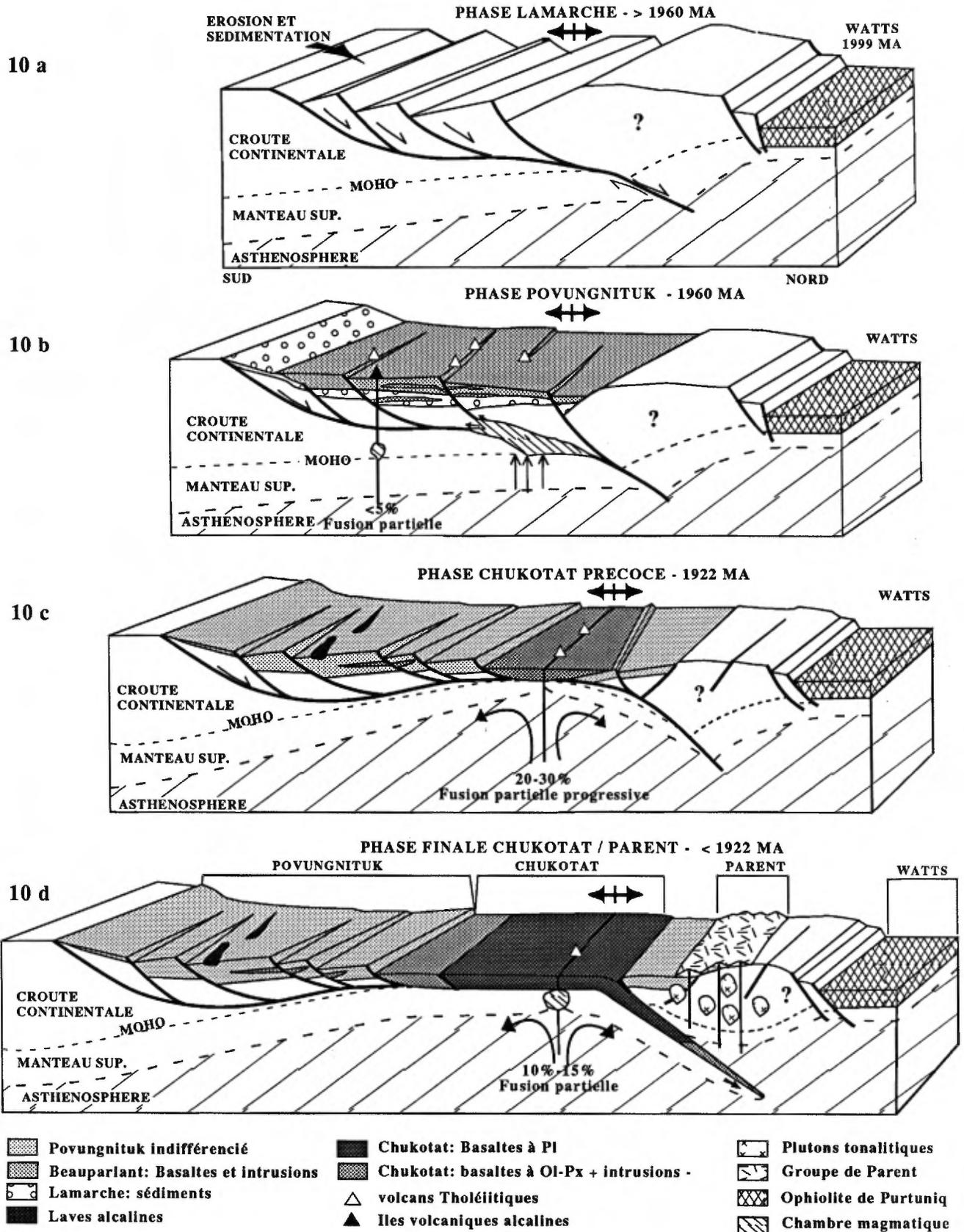


Figure 1.2 : Évolution géotectonique de la Fosse de l'Ungava d'après Picard et al. (1990).

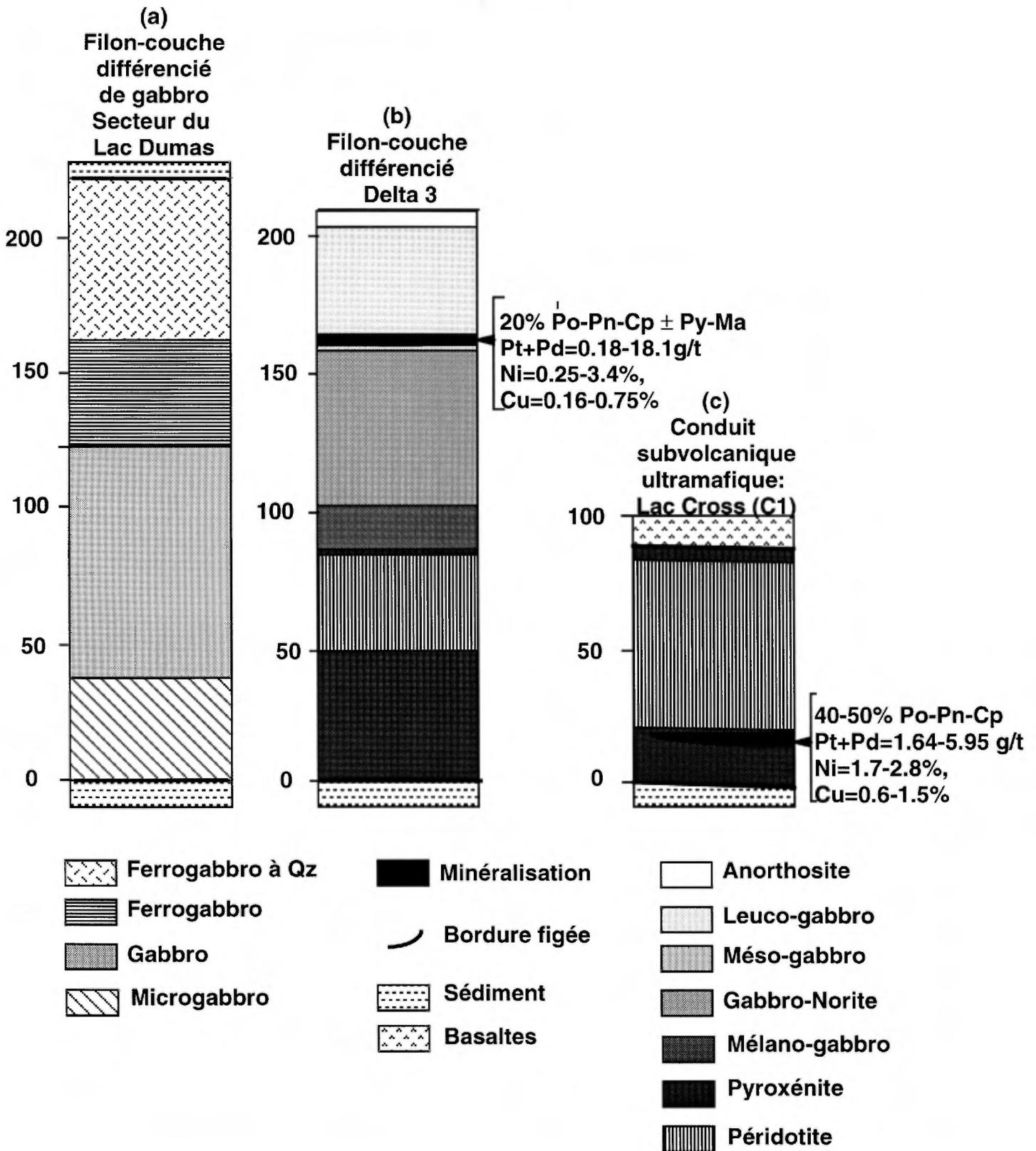


Figure 1.3 : Caractéristiques pétrographiques et géologiques des principaux types d'intrusions rencontrées dans le Groupe de Povungnituk, exemples des filons-couches de gabbro du Lac Dumas, du filon-couche ultramafique à mafique Delta 3 et du conduit ultramafique sub-volcanique de lac Cross.

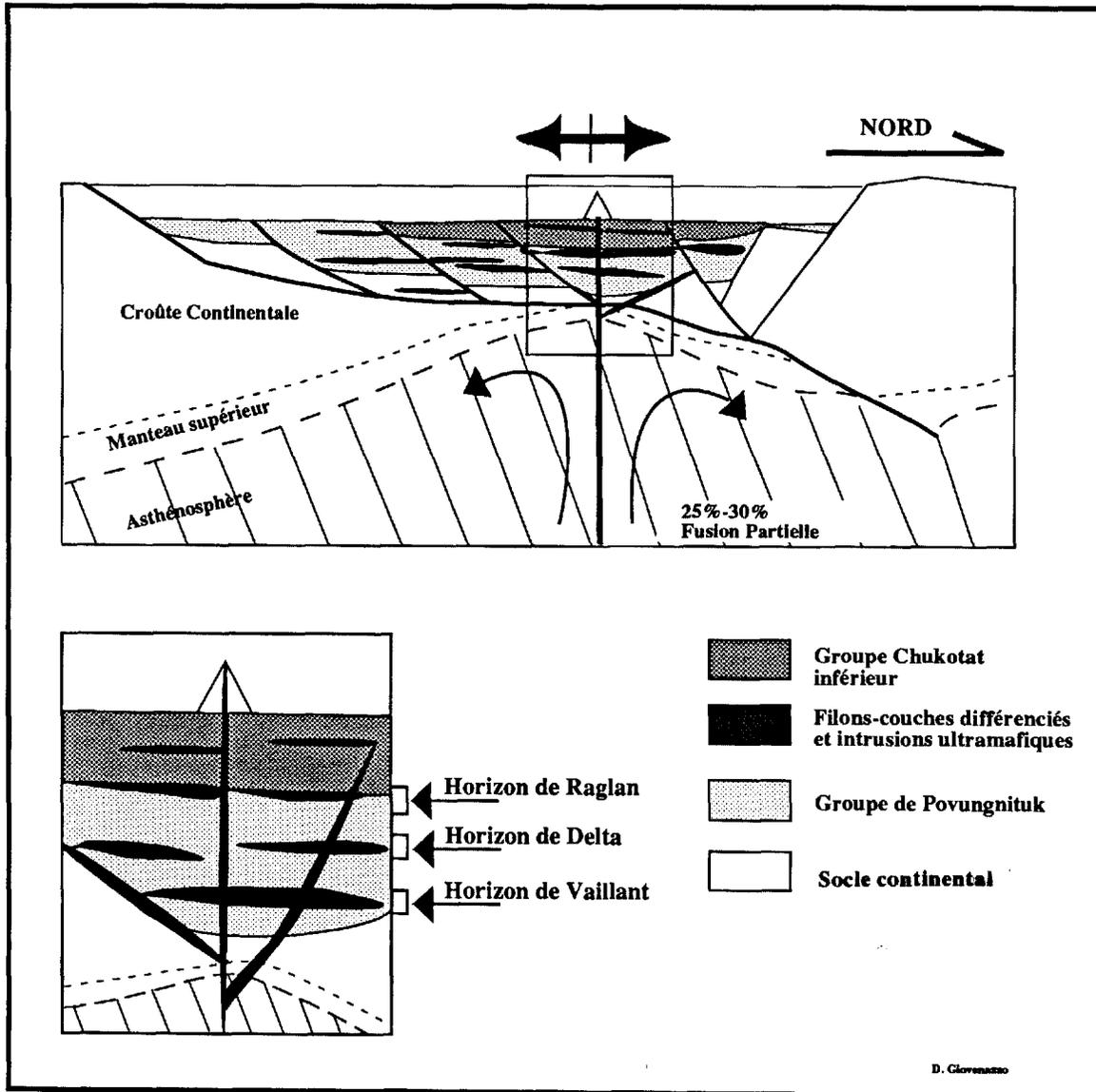
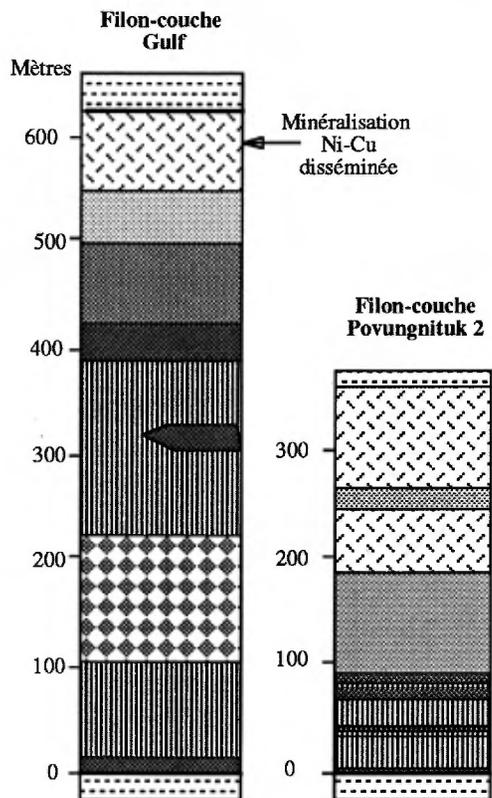


Figure 1.4 : Position schématique des intrusions ultramafiques et ultramafiques à mafiques rencontrées dans le Groupe de Povungnituk. On reconnaît l'horizon de Vaillant dans la partie inférieure du Beuparlant formé du dyke de Méquillon et des filons-couches ultramafiques à mafiques Gulf et Povungnituk, l'horizon Delta à l'interface entre les parties médiane et supérieure du Beuparlant et formé des intrusions Delta 1 à 4 et Roméo; et finalement l'horizon de Raglan à l'interface entre le Povungnituk et le Chukotat et formé des conduits ultramafiques subvolcaniques de lac Cross - Katinik - Raglan.

HORIZON VAILLANT



HORIZON DELTA

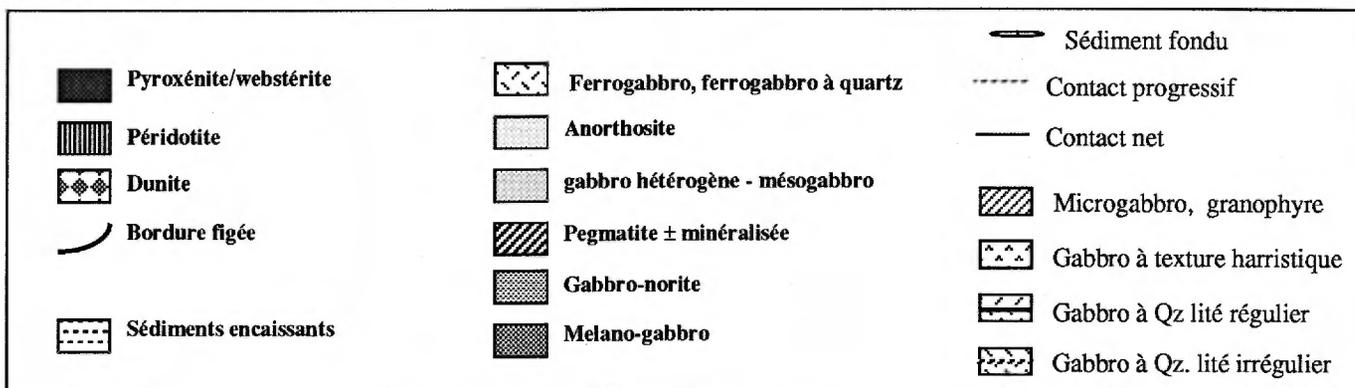
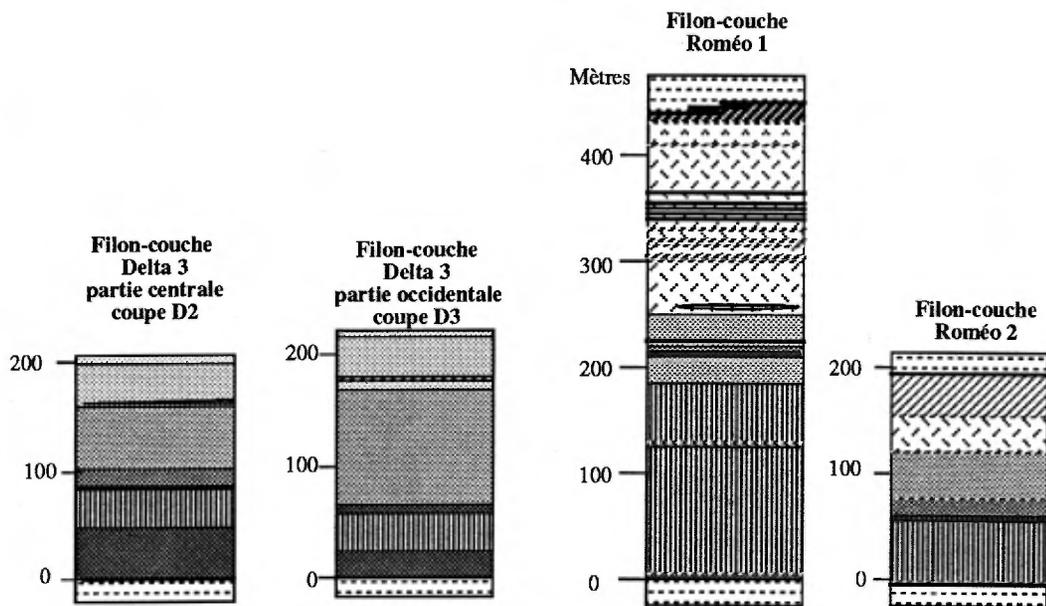


Figure 1.5 : Colonnes lithologiques comparées des filons-couches différenciés de périidotite-gabbro intrusifs dans le Groupe de Povungnituk.

océanique entrée en collision avec le domaine sud lors de l'orogénèse trans-hudsonienne. Les séquences de volcanoclastites et de laves felsiques, localisées immédiatement au nord de la faille Bergeron ont alors été interprétées comme les restes d'un arc insulaire formé lors de la subduction du domaine sud sous la croûte océanique du domaine nord (Picard et al., 1989, 1990). Dans ce modèle, seules les roches volcaniques du Groupe de Watts auraient subi un important transport et la faille Bergeron constituerait également une ligne de suture (St-Julien et al., 1989). Toutefois, la datation récente par la méthode U/Pb sur zircon d'une granodiorite, intrusive dans la Formation de Beuparlant (1991 \pm 2/-3 Ma, Lamothe, donnée non publiée) pourrait remettre en cause certaines de ces interprétations en montrant que les stades précoces de l'ouverture du domaine sud, pourraient être plus anciens que la formation du Watts (Picard, en prep.). Le débat entre ces différents modèles reste donc actuellement ouvert et les travaux en cours devraient permettre de déboucher sur un consensus entre les différents chercheurs impliqués.

1.2.2.5 Gîtologie.

Depuis 1950, plusieurs compagnies minières ont effectué des travaux de géophysique, de cartographie et de forage dans la partie sud de la Fosse de l'Ungava conduisant à la découverte de nombreux gîtes de nickel-cuivre sulfuré d'importance économique parmi lesquels nous pouvons citer les gisements du lac Cross (68.3% Falconbridge, 10 Mt de réserves estimées avec 1.6% Ni et 0.8% Cu), de Katinik (Falconbridge, 10.2 Mt de réserves estimées avec 2.4% Ni et 0.7% Cu) et de Raglan (Falconbridge, 2.6 Mt de réserves estimées avec 4.4% Ni et 1.0% Cu) (Coats, 1982; Barnes et al., 1982; Giovenazzo, 1985-1986a et b; Lamothe et al., 1987); et les gîtes du Lac Méquillon (Tremblay, 1990) et de Delta 2c (zones D8 et D9, ce rapport).

Ces gîtes sont tous situés dans la semelle péridotitique de "sills ou dykes" de péridotite-dunite intrusifs dans le sous-groupe de Beuparlant. Toutefois, d'autres indices de Ni-Cu-EGP (ce rapport) ont été découverts dans des filons-couches de péridotite-gabbro où ils forment un mince horizon minéralisé dans la séquence gabbroïque. Notons que les gîtes de Ni-Cu-EGP sont surtout abondants dans les parties orientale et centrale du Groupe de Povungnituk, leur présence étant associée à l'abondance des péridotites et pyroxénites, beaucoup plus rares dans la partie occidentale de la Fosse. D'autres indices sulfurés de Ni-Cu ont été signalés dans les clinopyroxénites à olivine intrusives dans le complexe ophiolitique du Groupe de Watts,

mais ces minéralisations sont d'extension locale et de faible importance.

Par ailleurs des minéralisations hydrothermales aurifères et argentifères, des minéralisations polymétalliques de Cu-Zn dans des veines, des minéralisations sédimentaires stratiformes ainsi que plusieurs autres indices de platinoïdes dans les roches sédimentaires et volcano-sédimentaires des Groupes de Povungnituk et de Chukotat ont été répertoriés par Giovenazzo (1985 - 1986b), Giovenazzo et Lefebvre (1986) et Giovenazzo et Picard (1988). Enfin rappelons l'existence de la mine d'amiante Asbestos Hill, exploitée jusqu'en 1983 dans un massif de péridotite aujourd'hui rapportée au complexe ophiolitique du Groupe de Watts.

1.3 Géologie générale des roches plutoniques rencontrées dans le groupe de Povungnituk

1.3.1 Introduction

Quatre types d'intrusions mafiques et ultramafiques recourent le Groupe de Povungnituk (Picard, 1989a-b): 1) des intrusions hypovolcaniques non différenciées de diabase; 2) des filons-couches différenciés de gabbro - ferrogabbro (figure 1.3a); 3) des filons-couches différenciés de péridotite - pyroxénite - gabbro - ferrogabbro (figures 1.3b); et 4) des conduits nourriciers de pyroxénite - péridotite - dunite (figure 1.3c). Les deux premiers types ne contiennent aucune minéralisation de Ni-Cu-EGP et sont fréquents dans la Formation de Dumas (partie méridionale du Groupe de Povungnituk, Picard, 1989 a-b). Les filons-couches ultramafiques et mafiques et les dykes et conduits ultramafiques contiennent au contraire des minéralisations de Ni-Cu-EGP sous forme de minces horizons minéralisés dans les gabbros des filons-couches (Ex. Delta 3, figure 1.3b), ou sous forme d'amas minéralisés dans la semelle péridotitique des conduits ultramafiques (figure 1.3c).

1.3.2 Les dykes de diabase

Les dykes de diabase (Picard, 1989a-b) forment de nombreux horizons massifs et homogènes qui alternent de manière subconcordante avec les horizons de quartzite et de siltstone dans la Formation de Dumas. Leur épaisseur varie de quelques mètres à une centaine de mètres et leur extension latérale varie de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres. A l'exception des horizons les plus minces où la texture est aphyrique, la plupart possèdent une texture microgrenue au coeur et aphyrique faiblement amygdalaire en bordure. Leur assemblage

minéralogique est composé d'un amalgame microblastique d'actinote (35 à 50%), d'épidote (25 à 40%), de chlorite (5 à 10%), de leucoxène (5 à 10%) et de quartz (2 à 8%) dont l'architecture est mimétique des textures intersertales à intergranulaires des diabases. Ils contiennent également des traces d'albite-oligoclase, de calcite, de biotite, d'apatite, de pyrrhotite et de pyrite, disséminées dans la roche ou concentrées dans les amygdales. Enfin, les horizons de diabase sont généralement très homogènes et ne présentent pas de ségrégation des cristaux. Ces dykes de diabase sont donc pétrographiquement comparables, sauf pour leur texture, aux basaltes massifs à plagioclase du Beauparlant inférieur (paragénèse à plagioclase cumulus [labrador] + clinopyroxène + ilméno-magnétite ± apatite) suggérant qu'ils sont vraisemblablement comagmatiques de ces derniers. Ils ne contiennent aucune minéralisation de Ni-Cu-EGP.

1.3.3 Les filons-couches différenciés de gabbro - ferrogabbro et ferrodiorite

La plupart des filons-couches différenciés de gabbro, ferrogabbro et ferrodiorite sont intrusifs dans les roches sédimentaires de la Formation de Dumas où ils forment des horizons stratiformes dont l'épaisseur varie de 130 à 240 mètres (figure 1.1). Dans le secteur du Lac Dumas, l'une de ces intrusions (affl. 21 A à E de Picard, 1989a, figure 1.3a), métamorphisée dans le faciès schistes verts, montre typiquement une mince bande de microgabbro à leucoxène (é = 50 m), une séquence de mésogabbro à sphène-leucoxène à grain moyen (é = 80 m) de plus en plus riche en plagioclase vers le haut; une séquence de ferrogabbro intergranulaire (é = 50 m) contenant 3 à 5% de sphène / leucoxène; une séquence de ferrogabbro (é = 60 m) à plagioclase cumulus et pyroxène pœcilitique (50 à 60%), à cristaux aciculaires d'apatite et à gros cristaux interstitiels de quartz et de leucoxène (5-10%); et finalement une mince bordure figée supérieure (é = 1 m) de texture et de minéralogie similaire au microgabbro basal.

Au sud du Lac Lanyan (partie occidentale de la Fosse de l'Ungava (coupe AA', Affl. 240-3 à 16 de Picard, 1989b), trois intrusions sont intercalées dans les sédiments du Groupe de Lamarche. Celles-ci mesurent respectivement 170, 240 et 90 mètres d'épaisseur et sont séparées par de minces horizons de siltstones et de grès cornéifiés dont l'épaisseur maximale ne dépasse pas 40 mètres. Elles sont limitées par de minces bordures de microgabbro subophitique à sphène / leucoxène tout à fait similaires par leur

texture et leur composition minéralogique au dykes de diabase mentionnés plus haut. Elles présentent une différenciation de plus en plus poussée quand on passe de l'une à l'autre du sud vers le nord et semblent génétiquement reliées. La première est uniquement constituée de mélanogabbro et de mésogabbro ophitique à cristaux interstitiels de sphène, leucoxène et ilménite (1 à 3%). La seconde comprend une épaisse séquence de mésogabbro ophitique (170 mètres) à sphène / leucoxène / ilméno-magnétite (3-5%), surmontée de ferrogabbro et de ferrodiorite (70 mètres) à sphène / ilméno-magnétite (5 à 10%) et quartz (1 à 10%). Enfin la troisième intrusion est uniquement composée de ferrodiorite à sphène / ilméno-magnétite (10 à 15%) et quartz (10 à 20 %).

1.3.4 Les intrusions ultramafiques et mafiques à mafiques

Les intrusions ultramafiques et mafiques rencontrées dans le Groupe de Povungnituk se répartissent dans trois horizons distincts (figures 1.4 et 1.5) :

- **l'horizon de Vaillant** dans la Formation de Dumas, contenant les filons-couches Gulf et Povungnituk 1 et 2, et les dykes de Vaillant et Méquillon (Tremblay, 1990);
- **l'horizon de Delta** recoupant les Formations de Beauparlant et de Cécilia, contenant les filons-couches Delta 1-3 et Roméo 1-2 et les dykes Bravo (Barnes et Giovenazzo, 1990), Delta 2 et Delta 4;
- **l'horizon de Raglan** à l'interface des Groupes de Povungnituk et de Chukotat, contenant les conduits nourriciers ultramafiques subvolcaniques de lac Cross, de Katinik (Barnes et al., 1982; Barnes et Barnes, 1990), de Donaldson Ouest (Dillon-Leitch et al., 1986) et de Donaldson Est.

1.3.4.1 L'horizon de Vaillant

Les intrusions de l'horizon de Vaillant ont été cartographiées par Beall en 1959. Elles comprennent des filons-couches différenciés de péridotite-gabbro localement très épais, concordants avec les roches encaissantes tels les filons-couches Gulf et Povungnituk 1 et 2 (carte 3.1), et des dykes non différenciés de péridotite-pyroxénite, discordants avec les roches encaissantes. De 1957 à 1968, la compagnie Cominga fut détenteur des terrains situés dans l'environnement des Lacs Vaillant et Méquillon,

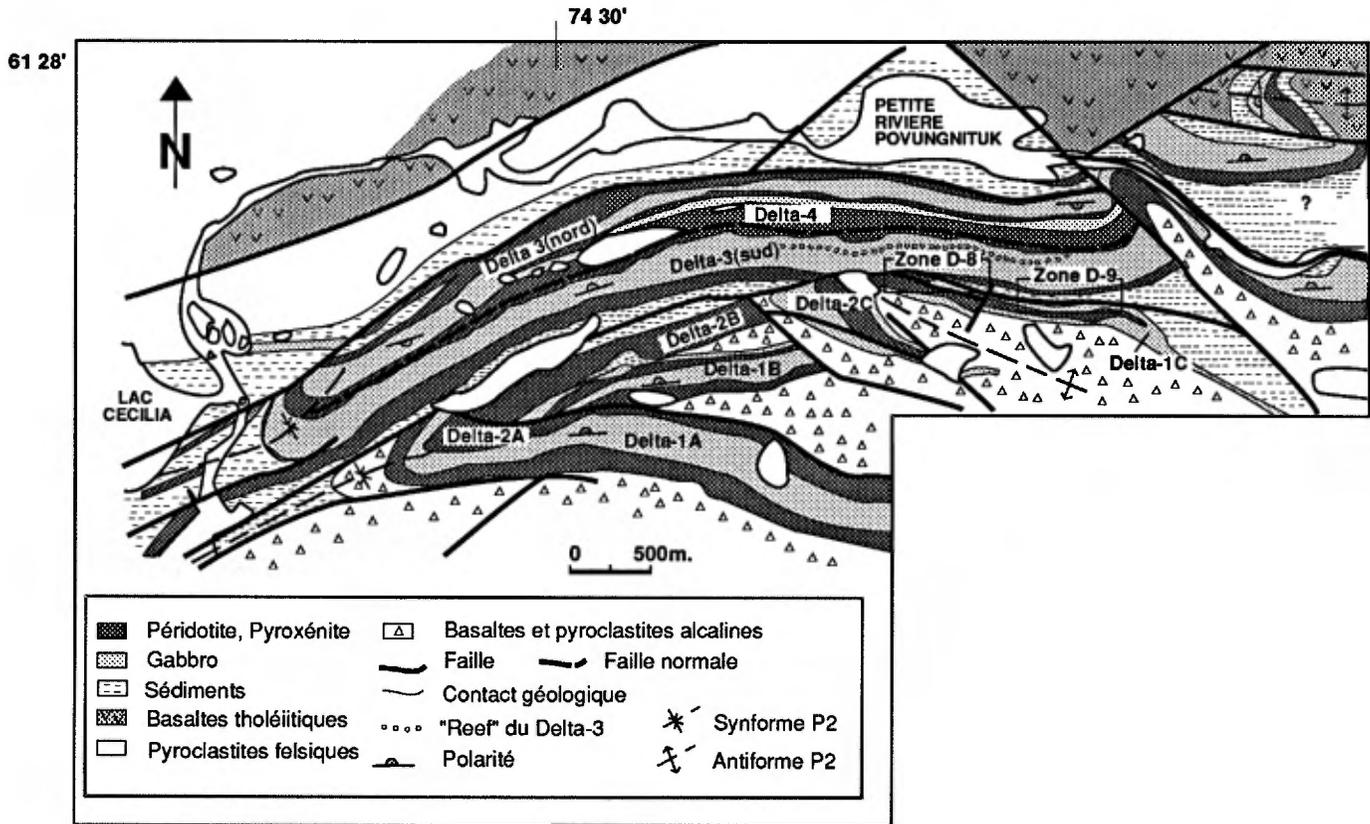


Figure 1.6 : Carte géologique des intrusions Delta dans la région à l'est du lac Kenty.

puis en 1968, la compagnie New Québec Raglan prit possession de ces terrains. Plus récemment, la Compagnie Delaware Ressources a obtenu un permis d'exploration qui couvre un vaste territoire dans lequel est incluse une partie du lac Vaillant.

Les roches encaissantes sont essentiellement de nature volcano-sédimentaire et appartiennent à la Formation de Dumas. Elles sont surtout constituées de grès et de phyllades graphiteux, recuits sur quelques mètres en contact avec les intrusions. Les roches volcaniques forment plusieurs coulées de basalte tholéitique qui s'intercalent avec les roches sédimentaires et apparaissent similaires aux basaltes de la Formation de Beauparlant. Des horizons de gabbro pyroxénitique (diabase), semblables à ceux décrits plus haut, sont intimement associés aux basaltes. Ils montrent dans quelques cas un débit prismatique à leur base évoquant des conditions relativement rapide de refroidissement. Ils sont très homogènes et possèdent une texture intersertale avec une granulométrie fine à moyenne. De tels horizons pourraient représenter les conduits nourriciers des roches volcaniques adjacentes.

Les travaux effectués au cours de l'été 1986 ont permis de cartographier et d'échantillonner les intrusions ultramafiques et ultramafiques à mafiques et des indices minéralisés de la région du lac Vaillant. Ils sont compris entre les latitudes 73°40' à 73°55', et les longitudes 61°25' à 61°40' et ont permis la réalisation de plusieurs cartes géologiques (cartes géologiques n° 3.1-3.2-3.3). Plusieurs coupes géologiques ont été également accomplies à travers les principaux filons-couches différenciés (Gulf et Povungnituk 1-2) et les indices minéralisés des dykes ultramafiques du Lac Méquillon et du lac Vaillant. Les résultats obtenus sur le dyke Méquillon et les minéralisations associées ont fait l'objet de la thèse de Maîtrise de C. Tremblay (1990) à l'Université du Québec à Chicoutimi.

En ce qui concerne les relations structurales des intrusions entre elles, il faut noter l'existence de trois phases de déformation. La première est illustrée à l'échelle de l'affleurement par des plis isoclinaux d'amplitude plurimétrique, à charnière subhorizontale d'axe est-ouest visibles dans les sédiments au bord de la rivière Povungnituk. La seconde phase de déformation est illustrée dans les mêmes sédiments où les plis P1 sont repris par des plis ouverts d'amplitude pluridécimétrique à métrique également d'axe est-ouest et à charnière faiblement inclinée. Enfin la troisième phase de déformation est exprimée à l'échelle régionale par de grands plis ouverts d'échelle

kilométrique à charnière vraisemblablement subhorizontale et de plan axial orienté N320°. De plus, plusieurs générations de failles dissèquent la région. Compte tenu de cette structure, les intrusions et en particulier les filons-couches sont souvent très faiblement pentés et occupent une surface assez importante dans la région. Ils forment des plis d'axe nord-est et de longueur d'onde plurikilométrique dus à l'interaction des deuxième et troisième phases. Les relations structurales montrent que les dykes ultramafiques se sont mis en place après les filons-couches.

1.3.4.2 L'horizon de Delta

L'horizon de Delta, qui inclut les intrusions Delta et Roméo, fut visité pour la première fois en 1932 par les prospecteurs Watts et Mc Carth. Au cours des années 1950, cette région fut la cible de nombreux travaux d'exploration par les compagnies Kovik Québec Mines Ltd et Asarco Nickel Co.. En 1968, Amax Exploration Ltd prend possession de plusieurs permis d'exploration dans la région du Lac Kenty puis, en 1974, cette société s'associe avec la compagnie Cominco afin d'effectuer une cartographie détaillée de ce secteur, ainsi qu'une campagne de forage qui se termine en 1980 (Avramtchev, 1982 et G.M. 37127). Au cours de l'été 1985, Giovenazzo (1986 - 1987) a effectué un inventaire des indices minéralisés de la partie est de la région du Lac Kenty et mis en évidence plusieurs valeurs intéressantes en EGP dans un indice de Ni - Cu situé dans la partie gabbroïque du filon-couche Delta 3. Cette découverte, l'existence dans le même secteur de hautes valeurs de EGP dans un forage effectué quelques années auparavant par la compagnie Cominco et la montée des cours du platine ont relancé l'exploration minérale de ce secteur par la compagnie Falconbridge en avril 1986.

Les intrusions Delta 1 à 4, sont situées au nord-est du Lac Kenty, à l'est du Lac Cécilia et immédiatement au sud de la Petite Rivière Povungnituk (figures 1.1, 1.5 et 1.6) au sein de l'assemblage volcano-sédimentaire de la Formation de Cécilia (Lamothe en prep.), et correspondent au bloc structural 2a, défini par Hynes et Francis (1982). L'environnement géologique est constitué de roches sédimentaires (phyllades, siltstones, siltstones dolomitiques, dolomies et quartzites), de roches pyroclastiques felsiques avec des interlits de dolomie et d'un complexe volcanique alcalin de basanites - néphélines et de phonolites (Picard, 1986 - 1989a, Giovenazzo, 1987; Gaonac'h, et al., 1989).

En utilisant comme base les anciennes cartes géologiques de cette région, nous avons effectué des travaux de cartographie et d'échantillonnage complétant ceux déjà effectués aux cours des dernières années (Giovenazzo, 1986 et 1987, Picard, 1986) dans le but de mieux comprendre d'une part les intrusions mafiques/ultramafiques de ce secteur, et d'autre part la nature des amas sulfurés Ni - Cu - EGP. Au cours des étés 1986 et 1987, nous avons dressé plusieurs cartes de détail aux échelles 1/1000, 1/2000 et 1/10 000 des intrusions Delta 1 à 4 (cartes géologiques hors texte n°2.1 à 2.4). Les échantillonnages effectués ont permis de doser les éléments majeurs, les éléments traces et les éléments du groupe des platinoïdes le long de plusieurs coupes géologiques et dans les indices minéralisés.

Au nord-est du Lac Kenty et au sud de la Petite Rivière Povungnituk, les diverses intrusions mafiques et ultramafiques et les roches volcano-sédimentaires sont réparties dans plusieurs blocs structuraux limités par des failles (carte géologique n°2.1, figure 1.6). A l'exception de la partie nord de l'intrusion Delta 3, la majorité des roches de ce secteur possèdent un pendage et un sommet vers le nord révélant une position structurale de plus en plus superficielle du sud vers le nord. En conséquence, ces intrusions ont été divisées suivant leur position stratigraphique et structurale, en quatre systèmes magmatiques notés Delta 1 à 4 (carte géologique 2.1, figure 1.6), la notation A à D faisant référence au bloc structural dans lequel se situe l'intrusion.

Le bloc structural A correspond au niveau structural le plus profond. Il est séparé du bloc B par une faille de chevauchement d'attitude est-ouest et contient un filon-couche différencié, Delta 1A et une intrusion ultramafique, Delta 2A. Le filon-couche différencié Delta 1A, possède une épaisseur réelle de 350 mètres et présente un pendage de 60° à 70° vers le nord. Il recoupe à angle faible les basaltes à plagioclase tholéiitiques de la Formation de Beuparlant à l'est du secteur couvert par la carte de la figure 1.6, puis les séquences sus-jacentes de basanites - néphélinites et de volcanoclastites alcalines de la Formation de Cécilia. Ces dernières sont aussi recoupées par plusieurs petits dykes ($\leq 2m$) de composition ultramafique.

Le bloc structural B comprend le filon-couche différencié Delta 1B et les intrusions ultramafiques Delta 2B et 2B'. Le filon-couche différencié Delta 1B recoupe à angle faible la partie sommitale des basanites - néphélinites et des volcanoclastites alcalines. Les intrusions Delta 2B et 2B' forment

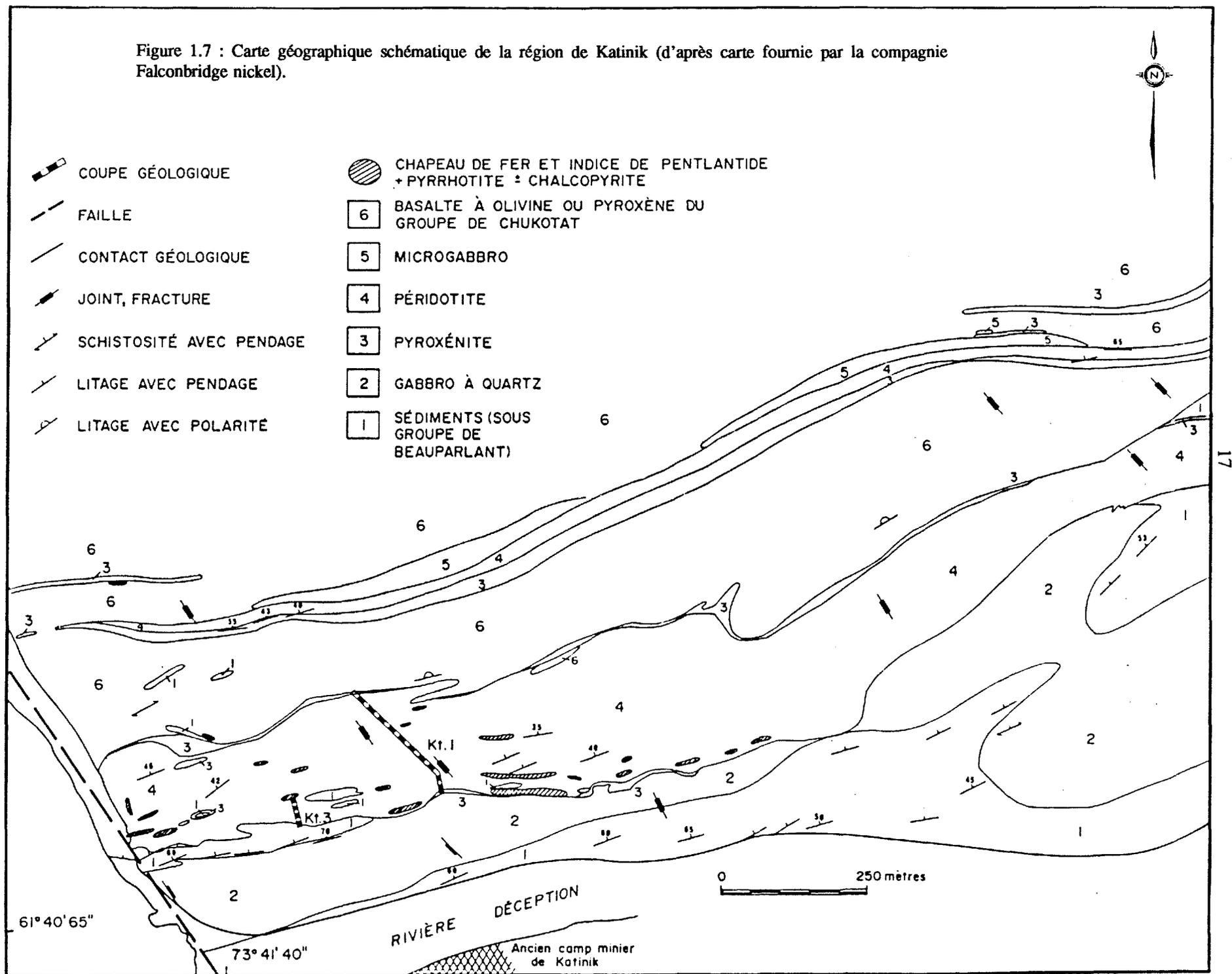
deux systèmes connectés l'un à l'autre par un mince dyke de pyroxénite (carte 2.3). Elles possèdent toutes deux un sommet vers le nord avec des pendages variant de 30 à 70° vers le nord. L'intrusion Delta 2B recoupe à angle faible la partie sommitale du filon-couche Delta 1B ainsi que les basanites - néphélinites puis les roches sédimentaires sus-jacentes. L'intrusion Delta 2B' recoupe à angle faible les roches sédimentaires au dessus des basanites - néphélinites. Ainsi les sédiments (siltstones, quartzites \pm minéralisés) et les basanites - néphélinites se trouvent pincés entre les intrusions Delta 1B et Delta 2B d'une part et l'intrusion Delta 2B' d'autre part (cf carte 2.3).

Le bloc structural C est situé au sud du bloc structural D dont il est séparé par une série de failles verticales, et à l'est du bloc structural B. Il comprend une intrusion gabbroïque, Delta 1C recoupée par une intrusion ultramafique, Delta 2C. Ces intrusions n'affleurent que très localement et leurs caractéristiques ont surtout été établies à partir des carottes de forage. Elles sont plissées en un antiforme droit relié à la deuxième phase de déformation dont l'axe orienté ouest-nord ouest est tronqué par une faille. Le flanc nord du pli D2 recèle des minéralisations de Ni - Cu - EGP et a été intensément foré par la compagnie Cominco (G.M. 37127) puis plus récemment par la compagnie Falconbridge.

Le bloc structural D est situé au nord des blocs structuraux B et C. Il comprend le filon-couche différencié Delta 3, lui même recoupé dans sa partie sommitale par une nouvelle intrusion ultramafique, Delta 4 (figures 1.5 et 1.6). Dans ce bloc structural, les intrusions Delta 3 et 4 constituent un synforme P1 d'axe globalement est-ouest et de plan axial incliné à 55 - 60° vers le sud. Dans sa partie occidentale, ce synforme est repris par un pli P2 d'axe est - nord est à faible plongée vers l'est. Ce pli vient buter sur une faille de chevauchement fortement inclinée vers le nord qui limite au nord l'ensemble Delta 3 - Delta 4. Enfin, un pli ouvert P3 d'axe nord-sud déforme à son tour l'ensemble Delta 3 et 4.

Les filons-couches Roméo 1 et 2 (Thibert et al., 1989) sont localisés respectivement au sud-est du lac Cross (figure 1.1, carte géologique n°4) où ils sont intrusifs dans la partie sommitale des roches volcano-sédimentaires du Groupe de Povungnituk. Une coupe dans ce secteur montre successivement du sud au nord: i) des coulées basaltiques massives, localement coussinées et cisailées appartenant à la Formation de Beuparlant; ii) une séquence de siltstone; iii) le filon-couche Roméo 1; iv) un deuxième horizon de

Figure 1.7 : Carte géographique schématique de la région de Katinik (d'après carte fournie par la compagnie Falconbridge nickel).



siltstone et de quartzite; v) le filon-couche différencié Roméo 2; vi) un troisième horizon sédimentaire de phyllades; vii) le conduit nourricier ultramafique du lac Cross; et enfin viii) les basaltes du Groupe de Chukotat.

Le filon-couche différencié Roméo 1 s'étend latéralement d'est en ouest sur une distance de plusieurs kilomètres. Sur la coupe réalisée (coupe R1, carte géologique 4), son épaisseur apparente est de 480 m, ce qui correspond à une épaisseur réelle de 460 m. Il est fortement incliné vers le nord et présente une polarité vers le nord. De la base au sommet, il évolue de roches ultramafiques à mafiques (figure 1.5). Le filon-couche Roméo 2 (figure 1.5) s'étend parallèlement au filon-couche Roméo 1 dont il est séparé par 150 mètres de roches sédimentaires, essentiellement des quartzites et des siltstones (N250/60). Il se termine brutalement vers l'ouest par une troncature dont l'origine, probablement structurale, demeure énigmatique. Un dyke de péridotite s'étend juste au-delà de cette limite. Son extension orientale n'a pas été déterminée. Il est limité au nord par une vallée de 250 mètres de largeur constituée de blocs de composition diverse. Au-delà de cette zone débute le Groupe de Chukotat.

Outre leur cartographie, l'étude des filons-couches Roméo 1 et 2 se résume principalement à la réalisation de deux coupes géologiques au 1:2000 (R1 et R2, carte géologique 4), perpendiculaires à la direction des filons. La localisation de la coupe R1 du filon-couche Roméo 1 a été déterminée par la présence d'un petit canyon au travers du filon-couche, révélant ainsi une section d'affleurement continu. Les échantillons ont été prélevés aux contacts inférieur et supérieur de chaque horizon et espacés régulièrement de façon à noter le plus précisément possible les variations pétrographiques.

1.3.4.3 L'horizon de Raglan

Située à 25 kilomètres au sud du site de la Mine Asbestos Hill (Purtuniqu), l'horizon de Raglan (figure 1.1) constitue l'interface entre les Groupes de Povungnituk et de Chukotat.

Au lac Cross (carte géologique n° 4), les roches plutoniques ultramafiques (figure 1.3) sont en contact au sud avec les séquences de siltstone et de quartzite observées au sommet du Groupe de Povungnituk, et l'épaisse séquence des basaltes komatiitiques à tholéitiques du Groupe de Chukotat. Les roches forment un synclinal droit à déjeté avec une faible plongée vers l'est (au maximum 15 à 25°, carte

géologique n°4). Sur le terrain, les roches magmatiques sont faiblement déformées avec des pendages généralement faibles, qui dépassent rarement 50 - 60° sur le flanc sud. Elles sont affectées par plusieurs failles orientées N50°, N300° et N20° par ordre d'âge. L'une des failles N50°, située dans l'axe du synforme (appelée "la faille axiale") sépare deux domaines dans lesquels les roches intrusives apparaissent sensiblement différentes.

Le complexe ultramafique de Katinik est situé dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava au sud du site minier de Purtuniqu (figures 1.1 et 1.7). Il occupe la même position stratigraphique que l'intrusion ultramafique du lac Cross à l'interface des Groupes de Povungnituk et de Chukotat, et se situe environ 30 Km à l'est du lac Cross. Globalement orienté N65°, il possède une forme lenticulaire et mesure environ 2.5 kilomètres de longueur et 45 à 150 mètres d'épaisseur. Penté en moyenne de 45 degrés vers le nord, il recoupe à angle faible au sud, un assemblage de siltstones et de phyllades cornéifiés (pentés à 40° vers le nord) et un filon-couche de mésogabbro à grains moyens. Au nord, il est recouvert par les basaltes à coussins du Groupe de Chukotat dans lesquels on retrouve plusieurs coulées litées ainsi que de rares sédiments intercalés. Dans le passé, les caractéristiques pétrologiques et gîtologiques de ce complexe ultramafique ont été étudiées par Barnes et al. (1982) qui ont suggéré qu'il résultait d'une série d'injections ultramafiques (MgO = 19%) constituant ainsi un conduit nourricier au volcanisme du Chukotat. Il a également été étudié par les géologues de la compagnie Falconbridge Nickel (Coats, 1982), laquelle détient les permis d'exploitation de ce secteur. Récemment Barnes et Barnes (1990) ont proposé une nouvelle interprétation pour le complexe de Katinik et suggèrent qu'il représenterait non pas une série d'intrusions hypovolcaniques, mais un lac de lave périodiquement réalimenté.

Le secteur du lac Raglan (carte n° 5.2 hors-texte) forme un plateau dénudé, recouvert de dépôts meubles et de blocs soulevés par le gel - dégel. Situé à la transition des Groupes de Povungnituk et Chukotat, ce secteur n'affleure que très peu. Aussi, notre étude du contexte géologique a été accomplie en utilisant les anciennes cartes, sections et plans de forage de la compagnie Falconbridge Nickel, et en effectuant l'examen et l'échantillonnage de carottes de forage bien représentatives et encore disponibles. Ce secteur a été la cible de nombreux travaux d'exploration et de développement par la compagnie Falconbridge Nickel dont les anciennes installations minières sont encore en bon état. Il comprend les gisements de Ni - Cu de

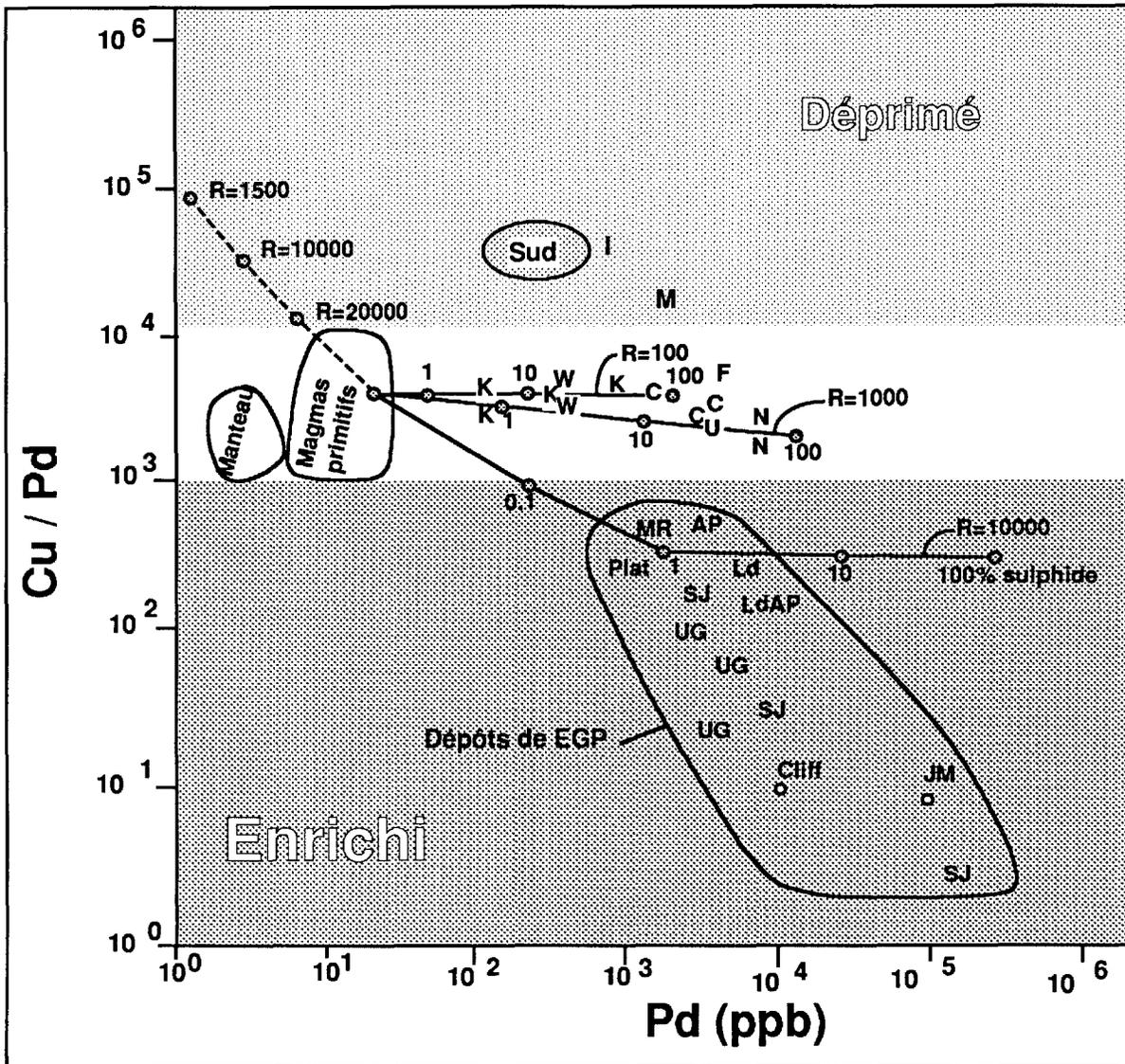


Figure 1.8 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant le comportement des phases sulfurées. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990).

I = Insiswa; F = Faeøy; M = Minnemax; K = Komatiites de l'Abitibi; W = komatiites de l'Ouest australien; LF = Lillefjell Kulumpen; N = Noril'sk; S = Sudbury; K = Katinik.

Donaldson Est et Ouest dont les réserves prouvées et probables s'établissent à 3 835 172 tonnes métriques titrant 3.5% Ni et 0.8% Cu (Coats, 1982). Dillon-Leitch et al (1986) ont publié un article sur la géologie du secteur de Donaldson-Ouest et Dillon Leitch effectue une thèse de Ph.D sur ce secteur. Pour cette raison nous avons limité notre travail au secteur de Donaldson-Est.

Les intrusions ultramafiques de la région du lac Raglan constituent la partie orientale du système de lac Cross - Katinik et présentent de nombreuses ressemblances avec les séquences ultramafiques de ces deux secteurs. Plusieurs failles de chevauchement d'attitude Est - Ouest à faible pendage vers le nord et plusieurs failles tardives d'attitude N-E et à pendage subvertical recoupent cette région. En particulier les failles Esker, N-E, N-W, Povungnituk (carte 5.2) semblent posséder des mouvements rotationnels ou normaux avec une composante en décrochement, et séparent les secteurs de Donaldson Est et Ouest. Les intrusions de Donaldson-Est sont minces ($\epsilon < 50$ m.), possèdent des épaisseurs et une forme irrégulière et leurs zones sulfurées contiennent des teneurs élevées en nickel et en EGP. Les roches encaissantes comprennent des coulées basaltiques, des sédiments argileux à grains fins, des quartzites, des cherts, des siltstones laminés, des phyllades graphiteuses, des phyllades riches en sulfures, un filon-couche de composition gabbro-dioritique et des dykes de lamprophyre. Plus en détail, la partie Est de la région du lac Raglan (Donaldson-Est) contient quatre intrusions de composition ultramafique (R1 à R4) et une intrusion de composition dioritique (G1) qui envahissent les séquences volcanosédimentaires sommital et du Groupe de Povungnituk, près du contact inférieur avec les basaltes du Groupe de Chukotat. L'intrusion ultramafique R1 est la plus superficielle et la plus proche du Groupe de Chukotat.

1.4 Généralités sur la pétrographie des roches plutoniques

Toutes les roches plutoniques rencontrées dans le Groupe de Povungnituk ont été affectées de manière à peu près uniforme par le métamorphisme général. Ainsi, les silicates primaires sont plus ou moins recristallisés suivant les conditions du métamorphisme schiste vert (Winkler, 1979) ou dans quelques cas de l'altération hydrothermale. Les formes minérales sont généralement préservées et les associations pseudomorphiques sont en général caractéristiques, si bien que la nature initiale des silicates et les textures magmatiques sont aisément reconnaissables. De façon

à simplifier les descriptions pétrographiques, l'altération des principaux minéraux rencontrés est décrite en détail ci-dessous. Par la suite, le texte ne comportera qu'une description sommaire des assemblages métamorphiques. Par contre, les assemblages magmatiques et leurs variations seront expliquées en détail.

1.4.1 Recristallisation métamorphique des silicates magmatiques

Les cristaux d'olivine sont généralement entièrement pseudomorphosés. De la serpentine (antigorite ou lizardite) se développe à partir des micro-fractures de l'olivine et définit une charpente dans laquelle se développe accessoirement des plages chloriteuses. Lorsque l'altération est plus poussée, des aiguilles de trémolite tendent à envahir la bordure des fantômes d'olivine. La serpentinitisation de l'olivine s'accompagne d'une migration du fer vers sa bordure, et provoque une cristallisation concomitante de magnétite contre les parois interne des grains et dans des microveinules qui dissèquent les grains. Dans certains horizons de périclase ou de dunité, des reliques d'olivine, localement abondantes, se retrouvent dans les fantômes, où elles forment de petits îlots entourés d'antigorite ou de lizardite, le tout étant auréolé d'un chapelet de magnétite. Dans certains cas des sulfures remplacent plus ou moins complètement les cristaux d'olivine. Enfin, l'olivine peut être exceptionnellement remplacée par du talc et des carbonates.

Les cristaux de clinopyroxène (augite) sont plus ou moins intensément recristallisés et les reliques minérales sont fréquentes. Dans de nombreux cas, ils sont faiblement transformés et constituent actuellement des plages d'augite diopsidique, de diopside ou de pyrobole avec des traces de trémolite fibreuse. Ces reliques sont incolores en lumière naturelle. En lumière polarisée, elles sont fréquemment maclées et montrent très souvent un clivage net et un angle d'extinction d'environ 45° . Dans d'autres cas, l'altération est plus poussée et le diopside est lui-même totalement ou partiellement remplacé par des fibres accolées de trémolite (ou d'anthophyllite) qui miment le minéral initial (conservation des formes et des macles) et lui confère un aspect effiloché sur sa bordure. Enfin, la trémolite peut elle-même être remplacée par de la chlorite qui généralement se développe du cœur du clinopyroxène vers sa bordure ou à partir des clivages.

Les cristaux d'orthopyroxène (enstatite et/ou bronzite) sont dans la plupart des cas fortement

recristallisés et les reliques minérales sont rares. Dans les cas favorables, ils sont pseudomorphosés par des fibres accolées de bastite (gris blanc en lumière polarisée, extinction droite) qui se développent à partir du réseau de micro-fractures et miment le minéral initial. Toutefois, la bastite est elle-même fréquemment remplacée par des fibres de trémolite qui donnent au fantôme d'orthopyroxène un aspect fibrilleux avec une extinction subdroite non uniforme. Dans de nombreux cas, les fantômes d'orthopyroxène sont imprégnés par de nombreux grains de pyrrhotite, de pentlandite ou de chalcopyrite dans leur clivages ou les microfractures.

Les cristaux de plagioclase sont pseudomorphosés en un amalgame microcristallin de fine épidote microblastique (zoïsite) baignant dans un fond albitique. De la chlorite, de la trémolite et du quartz peuvent accessoirement être associés à l'épidote. Cette recristallisation, caractéristique de l'altération des plagioclases calciques, leur confère un aspect granuleux et brunâtre avec une forte réfringence en lumière naturelle, et une teinte bleue sombre en lumière polarisée. D'une manière GÉNÉRALE, l'abondance de l'épidote présente dans le fond albitique est directement proportionnelle à la teneur en anorthite des plagioclases avant le métamorphisme.

Les cristaux d'ilménite, localement observés dans les horizons gabbroïques sont partiellement pseudomorphosés en sphène ou leucoxène avec lesquels ils forment une texture lamellaire en triangle caractéristique. Lorsque bien développées, de telles textures témoignent vraisemblablement de la recristallisation de cristaux primaires d'ilméno-magnétite dont les lamelles traduisent les mécanismes d'exsolution entre ilménite et magnétite.

Les cristaux de ferrochromite sont fréquents dans la partie ultramafique des intrusions non différenciées. Ils forment des cristaux plus ou moins octaédriques, parfois zonés et plus ou moins complètement recristallisés en magnétite laquelle présente une bordure d'aspect déchiquetée.

1.4.2 Nomenclature des roches plutoniques

En ce qui concerne les textures des roches plutoniques, nous avons utilisé la nomenclature des cumulats de Wager et Brown (1960, 1967) revue par Irvine (1982) dans les cas où les roches considérées étaient clairement d'origine cumulative ce qui est en général vrai pour les roches ultramafiques des diverses intrusions de la partie sud de la Bande de Cap Smith. Dans ce cas les termes utilisés sont

respectivement ortho, méso et adcumulat suivant la quantité, la nature et l'habitus des minéraux cumulus. Conformément aux recommandations d'Irvine (1982), nous avons banni le terme d'hétéradcumulat, à consonance trop génétique pour lui préférer les termes de ortho-, méso- ou adcumulat pœcilitiques chaque fois que les minéraux postcumulus possèdent une habitus largement pœcilitique. Dans le cas de certaines roches ultramafiques de la partie nord de la Bande de Cap Smith, moins clairement d'origine cumulative, nous argumenterons les termes de texture utilisés par des critères permettant d'apprécier l'origine de la roche (Ex. habitus et chimie des chromites, présence de litages magmatiques, traces de déformation haute température...). Pour les roches de composition gabbroïque dont les textures n'indiquent pas clairement si elles résultent de mécanismes de ségrégation ou de la cristallisation in situ des liquides résiduels, nous avons préféré une nomenclature encore plus descriptive. Aussi, nous avons choisi d'utiliser pour ces roches les termes de textures ophitique, subophitique, intergranulaire, intersertale, granophyrique...etc) au sens de Bard (1980). Une autre raison d'utiliser les termes de ortho-, méso- ou adcumulat pœcilitiques pour les roches ultramafiques clairement d'origine cumulative est de pouvoir clairement distinguer leur texture de celle plus ambiguë des gabbros qui suivant la même nomenclature aurait aussi dans la plupart des cas une texture ortho-, méso- ou adcumulat pœcilitique.

En ce qui concerne la classification des roches intrusives, nous utilisons la nomenclature internationalement reconnue de Streickeisen (1976) en se basant le plus souvent sur la composition modale estimée au microscope. Toutefois, afin de préciser certaines caractéristiques minéralogiques ou chimiques des roches considérées nous rajouterons au besoin certains préfixes, tel celui de ferro- pour qualifier par exemple les gabbros riches en fer; ou certains qualificatifs minéralogiques (Ex. gabbro à quartz, gabbro à leucoxène et quartz...etc) pour préciser leur nature.

1.5 Facteurs contrôlant le comportement des EGP

Au cours des quinze dernières années, plusieurs modèles génétiques ont été proposés par divers auteurs (Naldrett et Cabri, 1976; Naldrett et Duke, 1980; Naldrett, 1981; Green et Naldrett, 1981; Keays et al, 1982;) pour expliquer la distribution des éléments Ni - Cu - EGP dans les systèmes magmatiques et la formation des amas sulfurés Ni, Cu et EGP associés aux intrusions et laves ultramafiques.

Fondamentalement, ces modèles font appels à la suite des événements suivants :

1. La génération d'un magma mafique/ultramafique dans le manteau par fusion partielle élevée.
2. La montée de ce magma dans la croûte entraînant son refroidissement et sa cristallisation précédée ou suivie de la ségrégation d'un liquide sulfuré immiscible (MSS) dans lequel les éléments Ni - Cu - Co et les EGP se fractionnent. Dans de tels systèmes, l'abondance du soufre dans les magmas détermine le seuil de sursaturation en soufre du magma et donc l'instant où se formera le liquide sulfuré immiscible. Dans les cas favorables, et en raison de sa densité élevée, celui-ci tendra à se concentrer vers le bas des bains silicatés par des phénomènes de ségrégation gravitaire (densité MSS = 4, densité magma ultramafique = 2.4 à 3.1). Le MSS cristallisera alors en pyrrhotite - chalcopyrite - pentlandite ± pyrite ± chromite avec des EGP en solution solide et des minéraux d'EGP (Mackovicky et al., 1986).
3. La redistribution des éléments chimiques et des métaux par des processus tardi à post magmatiques après la cristallisation des magmas, mais pas nécessairement après leur refroidissement complet.

1.5.1 Facteurs magmatiques

Les concentrations du platine et du palladium dans le manteau sont respectivement de 8.3 et 4.4 ppb (Morgan, 1986; Barnes et al., 1985), alors que la concentration de ces éléments dans les gîtes de EGP peuvent dépasser 10 000 ppb. Les processus génétiques (fusion partielle, cristallisation fractionnée, immiscibilité, contamination et altération hydrothermale) à l'origine des gîtes de EGP doivent donc concentrer ces éléments selon un facteur qui varie de 100 à 1000. Or, la distribution des EGP dans un système magmatique donné dépend largement des phases minérales impliquées dans les processus pétrogénétiques, des coefficients de partage entre phases sulfurées et phases silicatées, et par la quantité de liquide sulfuré formé à partir d'un magma donné. Afin d'expliquer le comportement des EGP dans un environnement, il est donc important de considérer au préalable l'influence des différents facteurs qui interviennent sur la distribution des EGP.

En présence d'une phase sulfurée, tous les EGP se comportent comme des éléments chalcophiles et seront préférentiellement piégés dans cette dernière en raison de leurs coefficients de partage très élevés avec

les sulfures ($D > 20000$; Peach et al., 1989; Stone et al., 1990). Les phases sulfurées (solides ou liquides) constituent donc les principaux pièges à EGP et les facteurs qui influencent leur formation et leur évolution détermineront dans une large mesure la distribution et le comportement des EGP. Par ailleurs, une partie des éléments du groupe des platinoïdes (groupe de l'iridium) (EGPI) et en particulier l'iridium peuvent également s'incorporer dans la structure de l'olivine et de la chromite (Amossé et al., 1986; Keays, 1982; Naldrett et Barnes, 1986; Peach et al., 1989), alors que le palladium et le platine ont uniquement une affinité avec les sulfures. Les quantités d'olivine et de chromite qui fractionnent dans les liquides ou qui demeurent dans les résidus réfractaires pourront donc également jouer un rôle dans la distribution des EGP.

Pour les raisons mentionnées ci-dessus, la source essentielle des EGP est constituée par les sulfures du manteau et il suffit qu'une faible quantité de sulfures demeure dans le manteau au cours de la fusion partielle pour que les liquides qui en résultent soient irrémédiablement appauvris en EGP. Morgan (1986) et Barnes et al. (1985) ont calculé qu'un taux moyen de 20% de fusion était normalement requis pour que fonde la totalité des sulfures du manteau, et qu'ainsi les liquides qui en résultent soient enrichis en EGP. Or, 20% au moins de fusion du manteau implique la formation de magma hautement magnésien picritique, komatiitique ou boninitique (Hamlyn et al., 1985). Ce sont ces magmas qui, en règle générale, représentent de bons candidats à la formation de gîtes de EGP. Par ailleurs, on peut montrer que les magmas qui résultent d'un faible degré de fusion partielle seront plus enrichis en Pd et Pt qu'en Ir, Os et Ru. Les magmas résultant d'une plus grande fusion partielle, incorporeront une plus grande quantité d'olivine et seront plus riches en Ir, Ru et Os (Naldrett et al., 1979). La fusion partielle apparaît donc également susceptible de modifier les quantités relatives des différents EGP.

Un magma donné, généré du manteau à un taux de fusion suffisant pour être enrichi en EGP, pourra donc fournir un gîte de EGP à la condition qu'aucun sulfure ne précipite dans les conduits nourriciers avant son lieu de mise en place. En effet, pour les mêmes raisons que précédemment, la ségrégation d'une faible quantité de sulfures au cours de l'ascension des magmas, appauvrira irrémédiablement les liquides résiduels en EGP.

Après la mise en place d'un magma enrichi en EGP, la distribution des EGP sera influencée par plusieurs

facteurs comme la vitesse de refroidissement, la cristallisation fractionnée et l'évolution de la saturation en soufre des liquides, l'évolution des fugacités d'oxygène et de soufre, et éventuellement par les processus de contamination qui peuvent modifier la composition des liquides. Encore une fois, les phases sulfurées jouent un rôle prépondérant.

Si le magma demeure sous-saturé en soufre, les EGP se comporteront comme des éléments "incompatibles" et se concentreront peu à peu dans les liquides résiduels. Toutefois, une partie des EPGI et en particulier l'iridium pourront s'incorporer dans la structure de l'olivine et de la chromite au cours de la cristallisation du magma, alors que le palladium et le platine tendront à se concentrer dans les liquides (D plus faible). Ainsi le rapport Pd/Ir augmentera si l'olivine et la chromite sont extraits du magma ou au contraire diminuera dans les cumulats. Un fractionnement d'olivine dans un bain silicaté appauvrira ce dernier en Ir, Os et Ru entraînant un fractionnement des EGP. Ces processus de concentration des EGP dans les liquides résiduels se poursuivront tant que ces derniers demeureront sous-saturés en soufre. Toutefois, la précipitation des phases sulfurées peut être induite par différents mécanismes comme l'injection d'un nouveau magma (modèle proposé pour la formation des "reefs" de EGP par Campbell et al., 1983), ou l'intervention des fluides magmatiques tardifs entraînant avec eux les EGP. Ces derniers pourraient permettre aux EGP de fluer au travers de la pile magmatique jusqu'à un niveau où ils précipiteront, soit par précipitation d'une phase pegmatitique tardive (modèle du Lac des Iles, MacDonald, 1987); soit en raison de la variation des conditions de Eh-pH en contact par exemple d'un lit de chromite (autre modèle proposé pour la formation des reefs de EGP par Ballhaus et Stumpfl, 1986, 1988). De tels reefs enrichis en EGP (quelques ppm) avec seulement 1 à 2 % de sulfures formeront un mince niveau (1 cm à 1 m d'épaisseur) continu sur plusieurs centaines de mètres voire plusieurs dizaines de kilomètres le plus souvent à l'intérieur des séquences de gabbro comme dans le complexe du Bushveld en Afrique du sud (Merensky, UG-2 et Plat-reefs; Von Gruenewaldt et al., 1985, 1986), dans le complexe du Stillwater aux USA (J-M reef; Todd et al., 1982; Barnes et Naldrett, 1986), le Grand Dyke de Zimbabwe (MSZ-reef; Wilson, 1982; Wilson et Prendergast, 1987), et l'intrusion de Penikat en Finlande (SJ, AP et PV reefs; Alapieti et Lahtinen, 1986). Certains reefs ont aussi été observés en association avec des horizons de chromite dans la portion dunitique de certaines ophiolites comme dans celle de Unst (Prichard et al., 1986).

Si les magmas primitifs hautement magnésiens deviennent sur-saturés en soufre au moment de, ou immédiatement après leur mise en place, il se fabriquera alors un liquide sulfuré immiscible (MSS). Parce qu'il possède une densité élevée ($d_{MSS}=4$), ce liquide se déposera rapidement en formant des amas riches en sulfures et enrichis en Ni - Cu - EGP près de la base des intrusions ou des coulées. De tels gîtes sont connus à Sudbury en Ontario, au Noril'sk en Union Soviétique (Naldrett, 1981), à Katinik en Ungava (Barnes et al., 1982, Coats, 1982) et à Kambalda en Australie, Groves et Hudson, 1976; Groves et al., 1984).

1.5.2 Facteurs contrôlant les teneurs en Ni-Cu-EGP dans un gîte magmatique

Les teneurs en EGP dans un gîte magmatique sont déterminées par deux facteurs, la quantité de sulfures présents dans la roche et la composition des sulfures.

Le premier facteur est fonction de la quantité de sulfures qui se sont déposés en un lieu donné suite aux processus de ségrégation magmatique. Plus les sulfures sont abondants dans un gîte donné, plus la teneur du minerai en Ni - Cu - EGP est élevée. Par exemple dans le diagramme Pd versus Cu/Pd établi par Barnes (1990, figure 1.8), on peut constater que les teneurs en Pd s'accroissent lorsque les concentrations de sulfures dans un gîte donné augmentent de 1 à 100%.

Le deuxième facteur, dont les effets sont plus difficiles à percevoir, est la fraction de liquide sulfuré qui s'est séparée du magma initial. Cette fraction peut s'exprimer par le rapport

$$R = \frac{\text{Quantité de magma initial}}{\text{Quantité de liquide sulfuré formé}}$$

Or, si on considère le coefficient de distribution D_i d'un élément i entre deux phases, celui-ci s'écrit à l'aide de l'équation de Nernst :

$$D_i = Y_i / X_i \quad (1)$$

et Y_i , la concentration de l'élément i dans la phase Y s'écrit :

$$Y_i = X_i * D_i \quad (2)$$

Y_i et X_i étant les abondances de l'élément i dans les deux phases en équilibre.

Cette équation (2), valable pour déterminer les coefficients de partage entre les phases silicatées, ne tient plus lorsque qu'intervient une phase sulfurée et il faut alors remplacer la relation (2) par celle établie par Campbell et Naldrett (1979):

$$Y_i = \frac{X_i * D_i * (R+1)}{(R + D_i)} \quad (3)$$

où Y_i est la concentration de l'élément i dans les sulfures, et X_i la concentration dans les phases silicatées.

R étant le rapport de masse entre le magma initial et le liquide sulfuré mentionné plus haut, on peut déduire de l'équation (3) que la concentration d'un quelconque élément chalcophile i dans les sulfures est d'autant plus faible que le coefficient R est faible, c'est à dire que le pourcentage de liquide sulfuré séparé du magma silicaté est grand. La figure 1.8 établie quantitativement par Barnes (1990) illustre bien ces propriétés. Par exemple, si $R=10000$ (0.01% de liquide sulfuré séparé du magma initial), un minerai à 100% de sulfures contiendrait 200 000 ppb de palladium. Par contre, si $R=100$ (1% de liquide sulfuré séparé du magma initial), un minerai à 100% de sulfures ne contiendrait plus que 2000 ppb de palladium. Le facteur R influe également sur le rapport Cu/Pd et si 1% de liquide sulfuré est extrait du magma initial alors le rapport Cu/Pd demeure constant, voisin de 6000 et proche du rapport de ces éléments dans le magma primitif et dans le manteau (cf. discussion plus loin). Si $R = 10000$, alors le rapport Cu/Pd décroît jusqu'à 500 et on constate qu'il est d'autant plus faible que la quantité de sulfures précipités est grande. En effet, en raison des coefficients de partage plus élevés des éléments Pd et Pt ($D > 20000$; Peach et al., 1989), versus celui du cuivre ($D = 200$ à 1000, Rajamani et Naldrett, 1978; Peach et al., 1989), les EGP seront beaucoup plus efficacement piégés par les sulfures et une très faible quantité de sulfures extraite sera suffisante pour capter la totalité du stock de EGP, alors qu'il faudra extraire une proportion beaucoup plus grande de liquide sulfuré pour capter la totalité du stock de Cu. Il en résulte, qu'en cas d'extraction multiphasée des phases sulfurées, seule la première phase extraite sera enrichie en EGP. Les phases de sulfures extraites postérieurement, seront peut être enrichies en Cu, mais ne contiendront plus de concentrations intéressantes en EGP.

Un magma ultramafique saturé en soufre deviendra donc rapidement appauvri en EGP dès qu'une faible proportion de liquide sulfuré se sera séparée par

immiscibilité du magma initial (R élevé). Les sulfures qui précipitent seront alors très enrichis en EGP. Après mise en place du magma saturé en soufre dans un réservoir, le refroidissement provoque une ségrégation fractionnée rapide des sulfures le long des murs et du plancher de cette intrusion. Si la quantité de liquide sulfuré qui se forme devient trop grande (R plus faible), les éléments chalcophiles à coefficients de partage élevés tels les platinoïdes seront alors dilués dans la phase sulfurée. Les teneurs en EGP des sulfures diminueront par effet de dilution dans une grande quantité de sulfures. Les magmas résiduels peuvent rester saturés en soufre et précipiteront des sulfures accessoires pendant leur histoire de cristallisation, mais ils garderont toujours un caractère appauvri en EGP (Naldrett et al, 1976; Barnes et Campbell, 1988).

1.5.3 Les modifications post-magmatiques

Une fois formés, les amas sulfurés de Ni, Cu et EGP ne sont pas statiques et seront éventuellement modifiés par divers processus tectono-métamorphiques et hydrothermaux. Parmi les événements importants dans l'histoire post-dépositionnelle, on retrouve le métamorphisme régional, le métamorphisme dynamique, la serpentinitisation et les mécanismes de nature hydrothermale.

La serpentinitisation des roches ultramafiques se produit en milieu réducteur car l'oxygène est incorporé dans la magnétite et il y a un accroissement du rapport H_2/O_2 du fluide qui serpentinitise (Eckstrand, 1975). Le nickel dans les olivines est alors libéré. Si des petites quantités de sulfures sont présentes dans la roche, le nickel sera rajouté ou substitué au fer dans ces phases, donnant de la pentlandite ou un des assemblages suivants: pentlandite - millérite, millérite, pentlandite - heazewoodite ou heazewoodite (Naldrett, 1981). Les minerais à basse teneur deviendront peut-être économiques avec la serpentinitisation des roches hôtes. Si une grande quantité de sulfures est présente, le nickel sera absorbé par la masse et la promotion du minerai sera moins évidente.

Le métamorphisme régional aura pour effet, dans des minéralisations disséminées, de mobiliser les sulfures le long de plans de clivage des amphiboles et des chlorites. La pyrrhotite formera des amas polygonaux avec des ex-solutions de pentlandite le long des bordures de grains.

Lors d'un métamorphisme dynamique, les sulfures seront entraînés dans des fractures et, dépendamment

des conditions de pression et de température, ils seront remis en solution complète ou partielle. Les amas sulfurés seront alors mobilisés dans des cisaillements et formeront des amas de type brèches et/ou foliés contenant des fragments de roches encaissantes.

Quant aux mécanismes hydrothermaux, les nouvelles recherches sur la distribution hydrothermale des EGP sont dominés actuellement par trois aspects (Stumpfl, 1986) : a) la présence d'EGP (50 ppb de Pt) dans les solutions hypersalines de la mer de Salton (Harrar et al., 1984); b) la concentration des EGP dans les dépôts de type Kupferschiefer qui ne possèdent aucun lien avec une activité ignée (Kucha, 1982); et c) la participation de fluides magmatiques et de phases volatiles pour les concentrations en EGP dans les complexes ignés tels le Bushveld et le Stillwater (Balhaus et Stumpfl, 1986; Balhaus et al., 1988, Barnes et al., 1982).

Or on sait maintenant que le transport et le dépôt des EGP sont influencés par certains fluides et phases volatiles: le système C-O-H-S-Cl à 500 - 600°C, des solutions CL- à 300°C et finalement l'eau de mer à 4°C. La solubilité des différents EGP augmentent dans l'ordre suivant Ir<Os<Ru<Rh<Pd<Pt (Cousins, 1973; Westland, 1981). De plus, la nature chimique et les données thermodynamiques pour les EGP suggèrent que le Pd et le Pt peuvent être mobiles et transportés sous forme de complexes CL-, hydroxydes ou bisulfurés, tout dépendant des conditions ph, fO_2 , T et de la concentration initiale (Mountain et Wood, 1988; Westland, 1981).

Les complexes chlorhydriques (CL-) peuvent être un agent de transport important sous des conditions oxydantes, acides et salines entre T = 25 et 300°C et ils deviennent plus importants lorsque T > 400°C. Ce type de transport est probablement responsable de la concentration en Pt et Pd dans les gîtes du type de Kupferschiefer à basse température. A des températures plus élevées, ils seraient responsables des remobilisations hydrothermales observées dans le Bushveld et le Stillwater. En effet, Balhaus et al. (1986) croient en l'existence d'un fluide riche en Cl dans le Bushveld en se fiant à la composition des diverses générations d'inclusions fluides dans du quartz accessoire. Ils croient que ces fluides ont agi comme transport des EGP jusqu'à une température maximale de 730°C et à une pression de 4 à 5 kb. La présence de biotite et de phlogopite qui cristallisent près des sulfures suggère une altération par des fluides deutériques riches en Cl (Balhaus et al., 1986; Mathez et al., 1985). Barnes et al. (1988) suggèrent

que ces fluides ont une origine magmatique de fin de cristallisation.

Les complexes hydroxydes et les complexes bisulfurés semblent être le mode de transport dominant dans les zones de cisaillement traversant les roches mafiques et ultramafiques (Mountain et Wood, 1988). Le transport simultané du Cu, Ni, Pd et Pt s'explique assez bien par ces complexes, et l'or est aussi mobile sous ces conditions (Seward, 1973).

Dans un gîte Ni-Cu-EGP associé à des intrusions ultramafiques dans la Fosse de l'Ungava, il est probable qu'il existe une interaction entre deux fluides: un qui transporte le Cu, Ni, Pt, Pd et Au + Ag contenu dans des sulfures primaires, et un autre qui contient de l'As+Te issu des roches volcano-sédimentaires encaissantes.

1.5.4 Méthodes d'étude du comportement des EGP

1.5.4.1 Les spectres Ni-EGP-Cu normalisés

Barnes et al. (1985) ont montré que les éléments du groupe des platinoïdes pouvaient être divisés en deux groupes: le groupe des EGPI (Ru, Os, Ir) et le groupe des EGPP (Rh, Pt, Pd, Au). Naldrett et al. (1979) ont proposé de normaliser les teneurs en EGP des roches à celles observées dans les chondrites en disposant les EGP placés par ordre de point de fusion décroissant (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au). Une telle représentation permet de faire la distinction entre les gîtes sulfurés de Ni-Cu-EGP formés à partir des magmas primitifs tels les komatiites, et ceux de type reef résultant de magmas plus fractionnés. Ultérieurement, Barnes et al. (1985) ont montré qu'on pouvait étendre ce type d'approche à la typologie des roches silicatées et qu'il est possible de faire la part entre les roches silicatées du manteau aux profils de EGP plats et non fractionnés, les komatiites faiblement enrichies en EGPP, les tholéiites plus fortement enrichies en EGPP et au contraire les chromitites aux profils enrichis en EGPI. Cependant bien des confusions demeuraient pour discriminer les profils de EGP des intrusions litées, des basaltes océaniques, des basaltes continentaux et des ophiolites, tous très enrichis en EGPP et surtout pour identifier les processus qui contrôlent la distribution des EGP. En effet, pour les raisons évoquées plus haut, tous les EGP tendent à se concentrer dans les sulfures et tous les profils de EGP seront à peu près identiques. Or nous avons vu que les processus de fusion du manteau et de cristallisation des magmas pouvaient influencer la pente des profils en fonction de la quantité d'olivine et de chromite impliquée dans les processus. Par

contre, la rétention de sulfures dans le manteau et la cristallisation de ces derniers à différents stades de l'évolution des liquides modifient les teneurs en EGP des liquides mais ne modifient pas significativement la pente des profils. Faute de connaître les teneurs initiales en EGP des magmas primitifs, l'unique utilisation des EGP pour étudier le comportement des EGP s'est vite révélée insuffisante.

Afin de mieux illustrer les processus pétrogénétiques qui déterminent la nature des magmas, Barnes et al. (1988) proposent de normaliser les teneurs de EGP des roches à celles observées dans le manteau en ajoutant les éléments Ni - Cu de part et d'autre des profils de EGP. En effet, l'ajout de ces éléments, dont les coefficients de partage vis à vis des sulfures sont beaucoup plus faibles que ceux des EGP ($D_{Cu} = 200 - 1000$; Rajamani et Naldrett, 1978; $D_{EGP} > 20000$, Peach et al., 1989), permet d'illustrer, en plus des processus de fusion ou de cristallisation, l'influence des sulfures sur la distribution des EGP. Les normalisations au manteau, effectuées en utilisant pour Ni et Cu les teneurs mantelliques de Sun (1982), et pour les EGP la moyenne des valeurs proposées dans la littérature, en remarquant que cette moyenne est égale 0.00815 fois les teneurs de la chondrite C1 (Barnes et al., 1988), permet de simplifier l'interprétation des variations observées dans les roches dérivées du manteau. En effet, les roches qui représentent le manteau auront des profils de Ni - EGP - Cu plats et des rapports Pd/Ir = 0.7 à 1 (Barnes et al., 1985). Le rapport Pd/Ir pourra être utilisé pour définir l'aspect du patron et discuter des fractionnements. Les rapports normalisés $(Ni/Ir)_n$ et $(Cu/Pd)_n$ permettent de discuter le comportement des phases sulfurées. Les roches issues de taux de fusion partielle élevés comme les komatiites ont des spectres très plats. Au contraire, les roches issues de faibles taux de fusion partielle comme les tholéiites ou celles qui ont subi des fractionnements importants d'olivine ont des profils très pentus avec un rapport Pd/Ir élevé. Les gîtes de type "reef" comme le Bushveld ou le Stillwater ont des profils de EGP très pentus présentant un maximum d'enrichissement au niveau du palladium. Les gîtes sulfurés de Ni-Cu-EGP associés aux komatiites type Kambalda en Australie ou Katinik en Ungava, ont des profils beaucoup plus plats. Enfin les profils correspondant à des gîtes hydrothermaux apparaissent souvent très erratiques en raison de la mobilité de certains des EGP dans ces environnements.

1.5.4.2 Les rapports d'éléments traces et les diagrammes discriminants

Lors de la cristallisation d'un liquide sulfuré, une théorie veut que ce dernier subisse un fractionnement avec formation précoce d'un liquide sulfuré immiscible qui incorpore en priorité les éléments de plus grand coefficient de partage Os + Ir + Ru plutôt que l'ensemble Rh + Pt + Pd + Au (Naldrett et al., 1982; Barnes et Naldrett, 1986). Ce liquide tend à se concentrer à la base du système magmatique, entraînant la formation de sulfures précoces enrichis en Ir et pauvres en Pd ($Ni/Ir = 1 \times 10^5$; Naldrett, 1981). La fraction sulfurée résiduelle appauvrie en Os + Ir + Ru et au contraire enrichie en Pt - Pd formera les sulfures en filets après cristallisation de l'olivine et compaction de l'empilement cristallin. Les sulfures disséminés ($Ni/Ir = 2 \times 10^5$) représentent des gouttelettes de liquide sulfuré qui n'ont pu descendre avant le refroidissement, et possèdent donc la composition initiale du liquide sulfuré en équilibre avec le magma. Pour des sulfures massifs, la présence d'iridium en quantité importante est donc un premier critère témoignant d'une origine magmatique. Les rapports Pd/Ir et Pd+Pt/Ir+Ru+Os seront donc faibles (Naldrett et al., 1979; Rajamani et Naldrett, 1978). Ces sulfures auront des valeurs de EGP normalisées au manteau qui présenteront un profil relativement plat. Barnes et al. (1985) ont calculé des rapports de 230 pour des échantillons du J.M.Reef dans le Stillwater, de 9.5 pour le Merensky Reef, de 10 pour Noril'sk et Katinik et entre 10 et 25 pour les sulfures associés aux autres intrusions gabbroïques (Naldrett, 1981). A Rathbun Lake (Rowell et Edgard, 1986), un rapport supérieur à 1000 est obtenu pour des sulfures localisés dans un cisaillement, témoignant de la plus grande mobilité des éléments Pd et Pt versus les éléments Ir, Ru et Os.

Les rapports Pd/Ir, Ni/Cu, Ni/Pd et Cu/Ir sont donc le reflet des processus pétrogénétiques à l'origine des différentes roches. Aussi Barnes et al. (1988) et Barnes (1990) proposent d'utiliser ces rapports dans des diagrammes discriminants en y plaçant les champs de différents types de roches établis empiriquement à partir des données de la littérature (sources dans Barnes et al., 1985; Barnes et al. 1988 et Barnes, 1990). Dans le diagramme Pd/Ir versus Ni/Cu (figure 1.9a), les variations des rapports Pd/Ir et Ni/Cu permettent d'évaluer les influences respectives de la fusion partielle, des fractionnements de l'olivine et de la chromite, et d'éventuelles concentrations du cuivre et du palladium lors de processus hydrothermaux. Dans le diagramme Cu/Ir versus Ni/Pd (figure 1.9b),

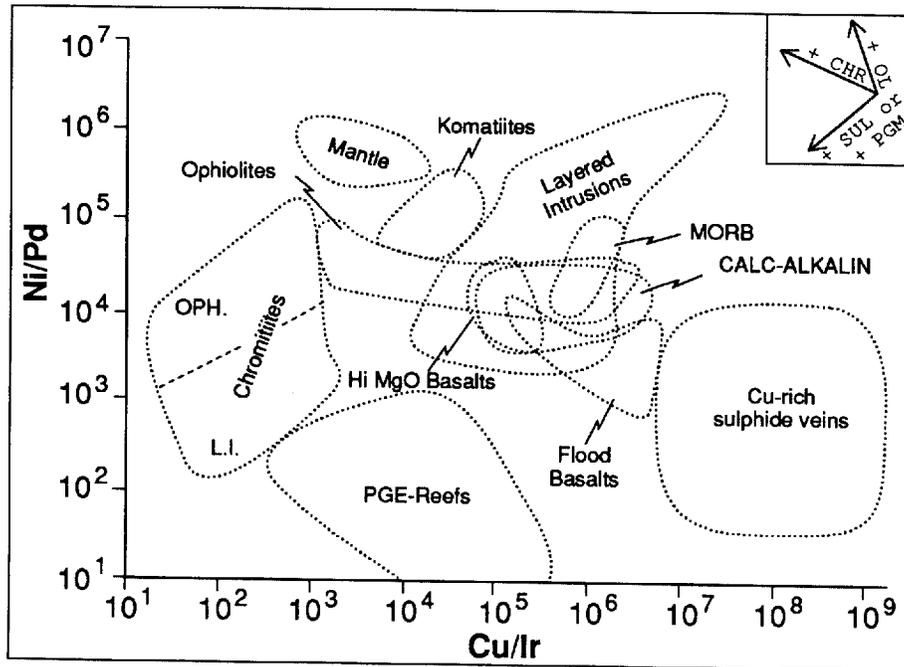
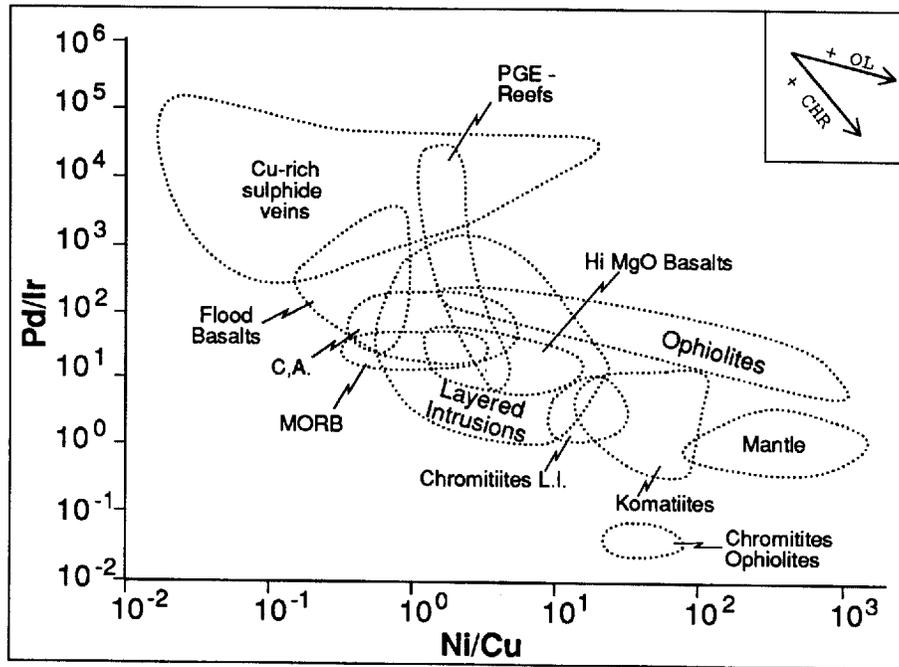


Figure 1.9 : Diagrammes a) Ni/Cu versus Pd/Ir et b) Cu/Ir versus Ni/Ir de Barnes et al. (1988) et Barnes (1990).

le rapport Cu/Ir est très sensible aux fractionnements de l'olivine et la chromite, alors que le rapport Ni/Pd enregistrera préférentiellement les effets induits par le comportement des phases sulfurées. Par exemple, comme nous l'avons vu plus haut, la soustraction d'une faible proportion de liquide sulfuré du magma entraînera une perte importante en Pd, induisant une augmentation importante du rapport Ni/Pd. Utilisés dans des cas pratiques, Barnes (1990) montre que ces diagrammes peuvent constituer un outil d'exploration intéressant pour la recherche des gîtes qui contiennent des EGP en illustrant facilement le rôle joué par les phases sulfurées. En effet, il est souvent difficile, sur le terrain, d'échantillonner les bordures figées des intrusions et seuls les cumulats sont visibles. Or, les roches dont la composition se situe le long du vecteur qui passe par le champ des basaltes komatiitiques (ou à contenu élevé de MgO) pourront être considérées comme de bons candidats pour la découverte d'un amas sulfuré riche en EGP (Barnes, 1990). Les roches formées à partir d'un magma qui a déjà fractionné des sulfures seront appauvries en EGP et les échantillons minéralisés seront situés au-dessus des champs des roches extrusives.

Utilisant un raisonnement similaire, Barnes (1990) propose de considérer les rapports Cu/Pd et Cu/Pt pour déterminer à quel stade de l'évolution des magmas, les phases sulfurées se sont fractionnées. En effet, seuls les sulfures influent sur le comportement du cuivre, du palladium et du platine au cours de la fusion partielle. Aussi, si les sulfures présents dans le manteau ont intégralement fondu, la totalité du cuivre, du palladium et du platine sera concentrée dans le magma primitif et les rapports de ces éléments seront identiques à ceux du manteau ($Cu/Pd = 6000$ et $Cu/Pt = 3000$). En raison des coefficients de partage respectifs de ces éléments ($D_{Cu} = 200 - 1000$; Rajamani et Naldrett, 1978; $D_{EGP} > 20000$, Peach et al, 1989), si des sulfures sont retenus dans le manteau ou si des sulfures précipitent dans les conduits avant la mise en place des liquides dans les intrusions ou dans les coulées, alors les éléments Pt et Pd seront soutirés du magma de manière beaucoup plus importante que le cuivre et les rapports Cu/Pd et Cu/Pt deviendront supérieurs aux rapports mantelliques. Si de nouveaux sulfures se forment à partir du liquide résiduel déprimé, ces derniers seront alors déprimés en EGP et auront des rapports Cu/Pd et Cu/Pt plus élevés que ceux du manteau. Pour qu'une intrusion puisse éventuellement contenir un gîte de EGP, il faut que les rapports Cu/Pd et Cu/Pt de son liquide parent soit respectivement inférieurs ou égaux à 6000 et 3000.

Enfin, nous avons vu plus haut que les teneurs en EGP des sulfures étaient déterminées par le facteur R. Or le diagramme Pd versus Cu/Pd (figure 1.8), établi quantitativement par Barnes (1990), permet d'estimer ce facteur en comparant la position des points représentatifs de la composition des liquides magmatiques d'un système magmatique avec l'évolution d'un liquide théorique (ligne en pointillé) établie pour différentes valeurs de R, et en comparant la position des points représentatifs des minerais avec différentes compositions de minerai déterminées suivant la quantité de sulfures présents et différentes valeurs de R (Barnes, 1990). Par exemple, les sulfures de Katinik décrits par Barnes et al. (1982, points K sur la figure 1.8), tout comme ceux du Noril'sk suggèrent qu'ils résultent de l'extraction de 0.1 à 1% de liquide sulfuré du magma primitif. Par contre les sulfures observés dans les reefs de EGP semblent tous correspondre à un très faible taux d'extraction des liquides sulfurés (au plus 0.01%).

1.5.4.3 Conclusion

Les travaux réalisés sur les EGP montrent qu'à l'exception d'un petit nombre de gîtes typiquement d'origine hydrothermale, la plupart des gîtes de Ni - Cu - EGP ont avant tout une origine magmatique et qu'un certain nombre d'entre eux ont subi des modifications post-magmatiques d'origine métamorphique, tectonique et/ou hydrothermale. Les travaux montrent également que les gîtes d'origine magmatique seront d'autant plus enrichis en EGP que les taux d'extraction des liquides sulfurés à partir du magma initial seront faibles. Enfin les travaux montrent qu'une condition importante pour qu'un gîte donné soit enrichi en EGP est qu'aucune phase sulfurée ne se soit séparée du magma avant la formation du gîte considéré. Or ces derniers gîtes sont de deux types: des gîtes de ségrégation magmatique associés aux intrusions ultramafiques; et des gîtes magmatiques de type "reef" associés aux intrusions litées et aux filons-couches ultramafiques à mafiques. Lorsque ces gîtes n'ont subi aucune altération postérieure à leur formation, ils présenteront les caractéristiques litho-géochimiques suivantes :

+ pour les gîtes magmatiques de Ni-Cu-EGP associés aux intrusions ultramafiques

1. Des rapports Cu/Pd et Cu/Pt légèrement inférieurs ou égaux à 6000 et 3000 ($R = 100$ à 1000).
2. Un rapport $Ni/Cu > 1$

3. Un rapport Pd/Ir faible et un patron EGP/Chondrite ou EGP/manteau plat.
4. Un rapport Pd+Pt/Ir+Ru+Os faible voisin de 10.
5. Pas ou presque pas d'altération de nature hydrique sauf pour la serpentinitisation.
6. Des contenus en zinc et en arsenic faibles.
7. Enfin de tels gîtes posséderont un rapport $Se/S \cdot 10^6 > 200$ si le soufre est magmatique (Ekstrand et al., 1989).

+ pour les gîtes magmatiques de Ni-Cu-EGP de type reef:

1. Des rapports Cu/Pd et Cu/Pt nettement inférieurs à 6000 et 3000 ($R \geq 10000$).
2. Un rapport Ni/Cu > 1
3. Un rapport Pd/Ir relativement élevé et un patron EGP/Chondrite ou EGP/manteau fractionné.
4. Un rapport Pd+Pt/Ir+Ru+Os faible supérieur à 10 pouvant atteindre 230 dans le JM reef.
5. Pas ou presque pas d'altération de nature hydrique sauf pour la serpentinitisation
6. Des contenus en zinc et en arsenic faibles.
7. Enfin un rapport $Se/S \cdot 10^6 > 200$ si le soufre est magmatique (Ekstrand et al., 1989).

Au contraire les gîtes hydrothermaux ou de forte composante hydrothermale seront caractérisés par;

1. Des rapports Cu/Pd et Cu/Pt nettement supérieurs à 6000 et 3000.
2. Un rapport Ni/Cu < 1, vu la plus grande mobilité du cuivre.
3. Un rapport Pd+Pt/Ir+Ru+Os très grand (> 1000) et un patron EGP/Chondrite (manteau) très enrichi en Pd-Pt et déprimé en Ir-Os-Ru.
4. La présence de halos d'altération qui peuvent être causés par la circulation de fluides.
5. La présence de phases hydratées avec un contenu en Cl- (biotite, hornblende).

6. Un contenu élevé en zinc et en arsenic.

1.6 Données analytiques

Les analyses réalisées pour cette étude ont été effectuées par XRF à l'université de Montréal, ou par torche au plasma au Centre de Recherches Minérales (CRM) à Québec pour les éléments majeurs et les éléments traces. Les ensembles Pt, Pd, Au et parfois Rh ont été dosés par spectrométrie d'émission au plasma en partie au laboratoire XRAL de Don Mills avec des seuils de détection respectivement égaux à 10, 2 et 5ppb, et en partie à l'INRS à Québec. Dans le cas des dosages de l'ensemble des éléments du groupe des platinoïdes (seuils de détection: Au = 1ppb; Ir = 0.1ppb; Os = 3ppb; Pd = 2ppb; Pt = 5ppb; Re = 5ppb; Rh = 1ppb; et Ru = 5ppb) les analyses ont été réalisées par activation neutronique au laboratoire XRAL, au CERM à Chicoutimi et à l'INRS. 20 analyses de EGP, provenant du flanc sud du filon-couche Delta 3 ont été dosés par spectrophotométrie d'absorption sans flamme (Amossé et al., 1986) à l'Institut Dolomieu de Grenoble permettant ainsi de détecter de manière significative des ultratracés de rhodium, platine et de palladium avec des seuils de détection de l'ordre d'une fraction de ppb. Enfin les analyses de Terres rares ont été analysées par activation neutronique à l'Université de Montréal ou à l'INRS. La provenance des analyses est chaque fois indiquée dans les divers tableaux de résultats.



DEUXIÈME PARTIE

GENÈSE DES LIQUIDES PARENTS

DES INTRUSIONS :

IMPLICATIONS SUR LE COMPORTEMENT DES

ÉLÉMENTS DU GROUPE DES PLATINOÏDES

2.1 Composition des liquides primaires et corrélations avec les épisodes magmatiques du Povungnituk et du Chukotat

La compréhension du comportement des éléments Ni-Cu-EGP dans les systèmes magmatiques est inséparable de la connaissance de l'histoire magmatique des liquides primaires. Il est donc fondamental de déterminer la composition chimique des liquides primaires des intrusions (teneurs en éléments majeurs, en éléments traces, en terres rares et en EGP) afin de mettre à jour les mécanismes pétrogénétiques (fusion partielle, cristallisation et éventuellement contamination) qui ont pu contrôler les teneurs en soufre, en nickel, en cuivre et en EGP dans ces liquides. En effet, nous verrons que ces processus précoces sont déterminants pour qu'un liquide primaire puisse ou non donner un gîte concentré en EGP.

La composition des liquides parents des intrusions correspond à la composition initiale des liquides magmatiques avant leur différenciation. Il est nécessaire de connaître cette composition si nous voulons déterminer les mécanismes pétrogénétiques qui ont formé les épisodes magmatiques auxquels se rattache la mise en place des intrusions.

La détermination de la composition initiale d'un magma est toujours délicate dans les complexes intrusifs. La composition de la bordure figée ou zone de trempé, dans les intrusions stratiformes est généralement considérée représentative du liquide parent (Wager et Brown, 1967; Hoover, 1977; Nadeau, 1984) mais il faut faire attention à l'hétérogénéité présentée par les échantillons des bordures figées et aux possibilités de remobilisation secondaire des éléments majeurs. Il faut aussi chercher à savoir si la bordure échantillonnée représente véritablement le liquide initial, ou si la composition de cette dernière a déjà été modifiée par des processus de cristallisation et par l'introduction éventuelle de minéraux cumulus précoces dans le liquide. Pour ces raisons, la composition globale (ou pondérale) calculée des intrusions est souvent préférée à la composition donnée par les bordures figées. Toutefois, la composition pondérale d'une intrusion n'est représentative des liquides parents qu'à la condition que le réservoir magmatique constitué par l'intrusion ait fonctionné en système fermé, et que la séquence observée ne résulte que d'une seule injection magmatique. Pour ces raisons, nous examinons ci-dessous la composition des liquides parents en utilisant les deux approches mentionnées puis nous

discuterons plus loin de la signification des différences observées.

2.1.1 Les dykes de diabase

Nous avons vu plus haut que les dykes de diabase sont pétrographiquement comparables, sauf pour leur texture, aux basaltes massifs à plagioclase du Beau-parlant inférieur (paragénèse à plagioclase cumulus [labrador] + clinopyroxène + ilméno-magnétite ± apatite). En l'absence de différenciation de la base au sommet de ces horizons, la composition chimique des échantillons prélevés (tableau 2.1, SiO₂ = 45.8 - 51.6 %; Al₂O₃ = 12.4 - 16 %; MgO = 5.40 - 7.99 %, TiO₂ = 0.90 - 4.10 %) est nécessairement représentative de celle des liquides. Celle-ci est identique à celle des basaltes du Groupe de Povungnituk (tableau 2.2, SiO₂ = 42.1 - 52.7 %; Al₂O₃ = 12.0- 18.5 %; MgO = 3.20 - 8.97 %, TiO₂ = 1.04 - 3.53 %). Par ailleurs, les spectres de terres rares légères obtenus sur ces dykes (de type E MORB, Picard 1989a-b; Picard et al., 1990) sont identiques à ceux obtenus sur les basaltes du Povungnituk. On peut donc conclure que les dykes de diabase représentent sans équivoque les conduits nourriciers des basaltes tholéitiques à plagioclase de la Formation de Beau-parlant.

2.1.2 Les filons-couches différenciés de gabbro - ferrogabbro

Dans le cas des filons-couches différenciés de gabbro - ferrogabbro observés d'une part dans la région du Lac Dumas (Picard 1989a) et dans la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava (Picard, 1989b), les compositions chimiques des bordures figées (tableau 2.1) et la composition pondérale calculée de ces intrusions conduisent à des valeurs identiques. On peut donc admettre que la composition des bordures figées est représentative de la composition des liquides parents. Si on considère cette composition chimique et les caractéristiques pétrographiques des bordures figées des filons-couches différenciés de gabbro-ferrogabbro et si on compare ces caractéristiques avec celles des basaltes du Povungnituk et du Chukotat (tableau 2.2, figure 2.1), on constate que ces bordures figées (SiO₂ = 47.4 - 48.7 %; Al₂O₃ = 13.3 - 14.1 %; MgO = 6.29 - 7.85 %, TiO₂ = 1.26 - 1.60 %, tableau 2.1) présentent de nombreuses similitudes avec les basaltes à plagioclase des deux groupes. Par contre, si on examine les spectres de terres rares des bordures figées (figure 2.2), ces derniers se révèlent très faiblement fractionnés, plats à faiblement déprimés en terres rares légères ([La/Sm]_n = 0.86 à 1.09;

Tableau 2.1 : Compositions chimiques (minimum et maximum) des dykes de diabase (Beauparlant 1) et de la bordure figée des filons-couches différenciés de gabbro-ferrogabbro (Beauparlant 1), comparés à celle des basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk (Beauparlant 2).

	Dykes non différenciés de diabase	Filons-couches différenciés de gabbro	Filons-couches différenciés de péridotite-gabbro Bordures figées					
	F. de Dumas	F. de Dumas	Horizon Delta				Horizon Raglan	
	Mini/maximum	Bordures figées Mini/maximum	Delta 1 Comp. moy.	Delta 3 Moy. D3 Moy. D2		Filon-couche Roméo 1 Comp. moy Comp. pond.		
	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	45.80 - 51.60	47.40 - 48.70	48.77	51.65	47.30	48.70	50.54	48.04
TiO ₂	0.90 - 4.10	1.26 - 1.60	0.72	0.89	0.74	0.39	0.60	0.88
Al ₂ O ₃	12.40 - 16.00	13.30 - 14.10	7.77	13.36	11.00	12.71	9.24	9.97
Fe ₂ O ₃	11.00 - 17.10	13.10 - 15.70	14.60	13.99	12.45	8.93	10.80	12.37
MgO	5.40 - 7.99	6.29 - 7.85	15.91	13.88	13.85	16.32	19.91	18.79
CaO	7.39 - 13.20	7.32 - 12.40	11.44	0.33	6.93	11.96	7.49	8.24
Na ₂ O	0.90 - 5.12	2.08 - 3.61	0.41	0.01	2.01	0.68	1.11	1.12
K ₂ O	0.08 - 1.10	0.06 - 0.35	0.11	0.05	0.52	0.15	0.08	0.35
MnO	0.20 - 0.32	0.19 - 0.26	0.21	0.13	0.20	0.16	0.19	0.19
P ₂ O ₅	0.10 - 0.74	0.09 - 0.13	0.06	0.08	0.07	0.01	0.03	0.04
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Zr	58 - 290	78 - 100	55	46	26.00	27.00	44	52
Y	15 - 42	18 - 27	17	13	<10	10.00	12	15
Nb	<3 - 27	<3 - 5	-	4	-	5.00	3	4
Cr	8 - 320	33 - 250	1600	824	1405.00	1513.00	-	-
Ni	39 - 96	73 - 110	573	279	-	415.00	662	659
Cu	33 - 228	54 - 102	91	5	-	72.00	14	-

	Dykes ultramafiques de péridotite - pyroxénite Bordures figées								
	Hor. Vaillant Méquillon	Horizon Delta				Horizon Raglan			Donaldson
	Comp. moy.	Delta 2b'	Delta 2c	Delta 4'	Bravo	Lac Cross	Katinik		Comp. moy.
	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	49.71	47.31	47.98	53.71	48.43	47.41	45.89	41.27	49.09
TiO ₂	0.45	0.52	0.32	0.47	0.40	0.64	0.60	0.32	0.71
Al ₂ O ₃	11.29	8.20	10.19	9.52	7.71	10.05	9.78	5.52	9.70
Fe ₂ O ₃	9.76	10.84	10.75	10.19	11.60	11.73	12.88	10.81	11.47
MgO	15.35	23.98	18.12	19.45	22.29	18.11	19.89	28.66	15.04
CaO	12.17	8.20	12.05	6.35	9.07	10.75	10.41	4.32	13.47
Na ₂ O	0.96	0.60	0.31	0.00	0.26	0.24	0.18	0.1	0.10
K ₂ O	0.06	0.15	0.03	0.10	0.03	0.80	0.04	0.02	0.21
MnO	0.22	0.15	0.22	0.20	0.20	0.23	0.28	0.16	0.15
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.05
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Zr	37	24	-	33	32	37	44	28	53
Y	10	7	-	6	9	11	15	8	6
Nb	3	2	-	3	-	1	7	7	8
Cr	1008	2500	1600	3017	1896	1491	2200	3212	1042
Ni	412	1500	539	802	745	497	1000	2642	400
Cu	194	130	119	30	50	173	33	-	18

Tableau 2.2 : Compositions chimiques des différents liquides parents à l'origine des intrusions qui recourent le Groupe de Povungnituk.

	F. Beauparlant Coulées de basalte tholéiitique à plagioclase Minimum/maximum	Chukotat Coulées de basalte komatiitique à olivine Minimum/maximum	Chukotat Coulées de basalte tholéiitique à pyroxène Minimum/maximum	Chukotat Coulées de basalte tholéiitique à plagioclase Minimum/maximum
SiO ₂	42.10 - 52.70	46.00-52.30	46.60-52.50	47.00-52.70
TiO ₂	1.04 - 3.53	0.53-0.88	0.65-1.07	1.00-2.76
Al ₂ O ₃	12.00 - 18.50	8.90-13.90	11.00-15.10	13.00-15.50
Fe ₂ O ₃	9.00 - 17.30	10.30-14.30	10.20-14.80	11.60-17.50
MgO	3.20 - 8.97	8.56-18.80	7.10-12.50	4.60-8.40
CaO	3.71 - 14.80	7.40-14.70	7.43-13.70	4.50-12.80
Na ₂ O	0.45 - 4.48	0.10-2.99	0.45-3.62	0.87-4.70
K ₂ O	0.02 - 2.88	0.02-0.79	0.02-1.08	0.01-2.65
MnO	0.10 - 0.34	0.14-0.21	0.14-0.21	0.15-0.25
P ₂ O ₅	0.03 - 1.17	0.01-0.08	0.03-0.10	0.07-0.30
	ppm	ppm	ppm	ppm
Zr	73 - 330	35 - 57	41 - 83	58 - 190
Y	16 - 44	10 - 16	14 - 21	17 - 42
Nb	-	<3	<3	<3 - 14
Cr	1 - 270	210 - 2200	77 - 870	14 - 350
Ni	22 - 162	113 - 730	54 - 560	42 - 161
Cu	3 - 245	35 - 147	37 - 155	96 - 197

Tableau 2.3 : Composition chimique des liquides parents des filons-couches différenciés de gabbro.

N° Ech. faciès		Filons-couches différenciés de gabbro région occidentale de la Fosse de l'Ungava					
		240-3 B. f. inf.	240-6 B. f. sup.	240-8 B. f. inf.	240-14 B. f. sup.	240-16 B. f. sup.	Moy.
SiO ₂	%	47,90	47,80	47,40	48,40	47,60	47,82
TiO ₂	%	1,32	1,38	1,58	1,26	1,60	1,43
Al ₂ O ₃	%	13,90	14,10	13,30	13,50	13,30	13,62
Fe ₂ O ₃	%	13,10	14,10	15,70	14,70	15,50	14,62
MnO	%	0,19	0,19	0,26	0,22	0,22	0,22
MgO	%	7,38	7,18	6,48	6,59	6,29	6,78
CaO	%	12,40	10,50	9,59	10,70	7,32	10,10
Na ₂ O	%	2,22	2,11	2,08	2,62	3,61	2,53
K ₂ O	%	0,14	0,06	0,15	0,07	0,08	0,10
P ₂ O ₅	%	0,11	0,10	0,12	0,09	0,13	0,11
PAF	%	1,65	2,25	2,82	1,54	3,54	2,36
Total	%	100,31	99,77	99,48	99,69	99,19	99,69
Zr	ppm	91	78	97	84	100	90
Y	ppm	25	20	24	25	27	24
Nb	ppm	3	<3	<3	<3	<3	3
Cr	ppm	250	172	73	210	68	155
Ni	ppm	104	97	80	108	73	92
Cu	ppm	102	85	85	101	54	85
La	ppm	5,00	4,80	6,00	4,00	-	4,95
Ce	ppm	14,00	13,00	15,00	11,00	-	13,25
Nd	ppm	9,00	9,00	10,00	8,00	-	9,00
Sm	ppm	2,84	2,79	3,36	2,83	-	2,96
Eu	ppm	0,97	0,96	1,04	0,98	-	0,99
Tb	ppm	0,53	0,55	0,67	0,69	-	0,61
Ho	ppm	-	-	1,00	1,10	-	1,05
Yb	ppm	2,10	2,00	2,80	2,80	-	2,43
Lu	ppm	0,39	0,34	0,48	0,47	-	0,42
Hf	ppm	2,40	2,70	3,00	2,60	-	2,68
Th	ppm	0,80	0,70	0,80	0,60	-	0,73
Ta	ppm	1,20	0,70	0,34	0,32	-	0,64
S	ppm	-	-	-	-	-	-
Se	ppm	-	-	-	-	-	-
Os	ppb	2,10	<0.5	0,50	<0.5	0,40	1,00
Ir	ppb	0,04	0,02	0,22	0,05	0,22	0,11
Ru	ppb	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rh	ppb	0,30	<0.2	0,60	0,30	0,50	0,43
Pt	ppb	5,80	2,80	6,90	1,50	10,70	5,54
Pd	ppb	3,10	1,90	10,30	1,90	7,50	4,94
Au	ppb	1,72	0,60	0,65	0,50	2,50	1,19
ΣEGP	ppb	11,34	4,90	18,52	4,00	19,32	11,62
(La/Sm) _n		1,07	1,05	1,09	0,86	-	1,02
(La/Yb) _n		1,57	1,58	1,41	0,94	-	1,38
Zr/Y		3,64	3,90	4,04	3,36	3,70	3,73
Pd+Pt/Ir+Ru+Os		4,16	-	23,89	-	29,35	19,13
Ni/Cu		1,02	1,14	0,94	1,07	1,35	1,10
Pd/Ir		77,50	95,00	46,82	38,00	34,09	58,28
Ni/Pd		33548	51053	7767	56842	9733	18704
Cu/Ir		2550000	4250000	386364	2020000	245455	776364
Cu/Pd		32903	44737	8252	53158	7200	17287
Se/S*1000000		-	-	-	-	-	-
(Cu/Pd) _n		5,17	7,03	1,30	8,35	1,13	4,60
(Ni/Ir) _n		5,56	10,38	0,78	4,62	0,71	4,41

Figure 2.1 : Diagramme MgO = f(TiO₂) illustrant les relations magmatiques entre les laves et les liquides parents des intrusions de la Fosse de l'Ungava.

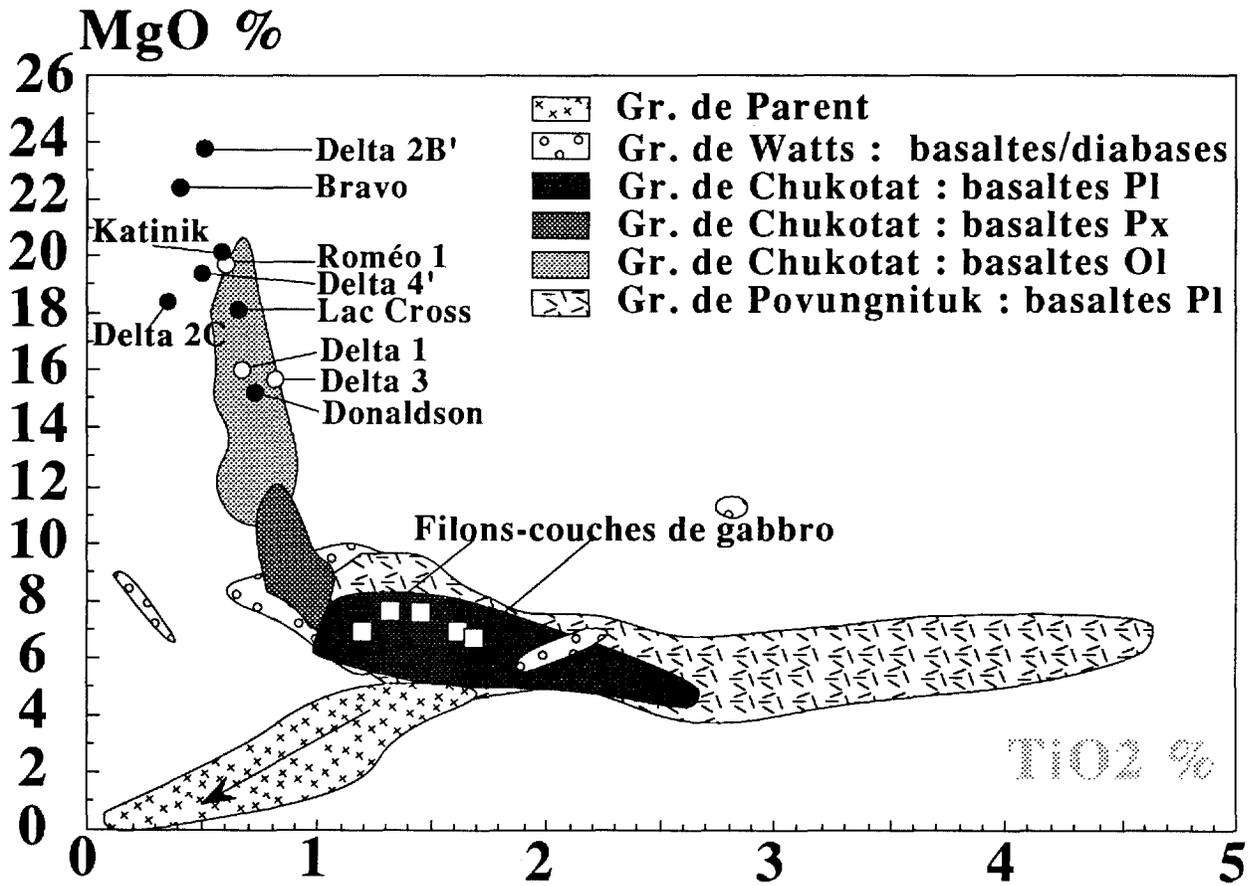
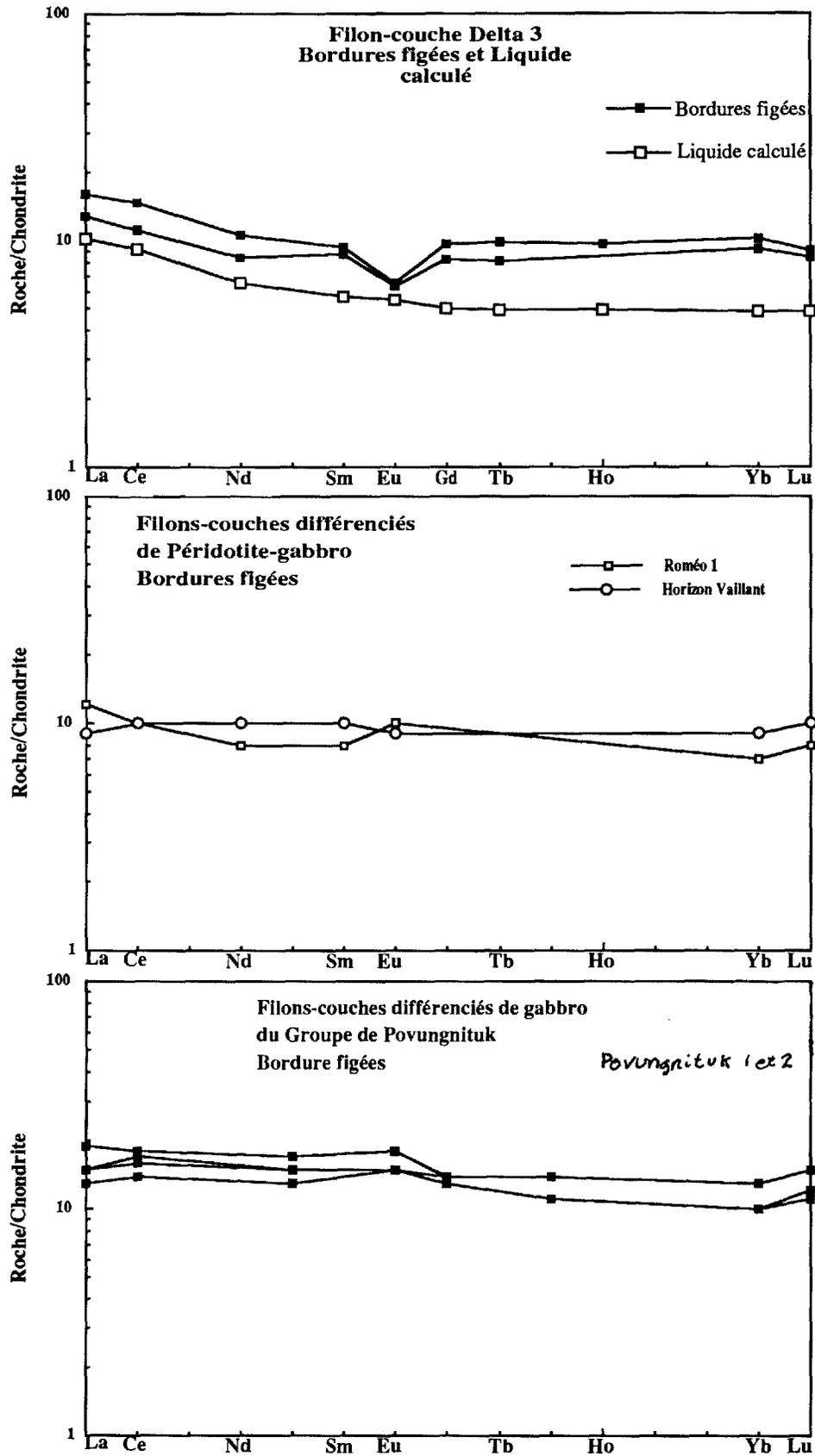


Figure 2.2 : Distribution des terres rares normalisées aux chondrites dans les bordures figées des filons-couches différenciés intrusifs dans le Groupe de Povungnituk.





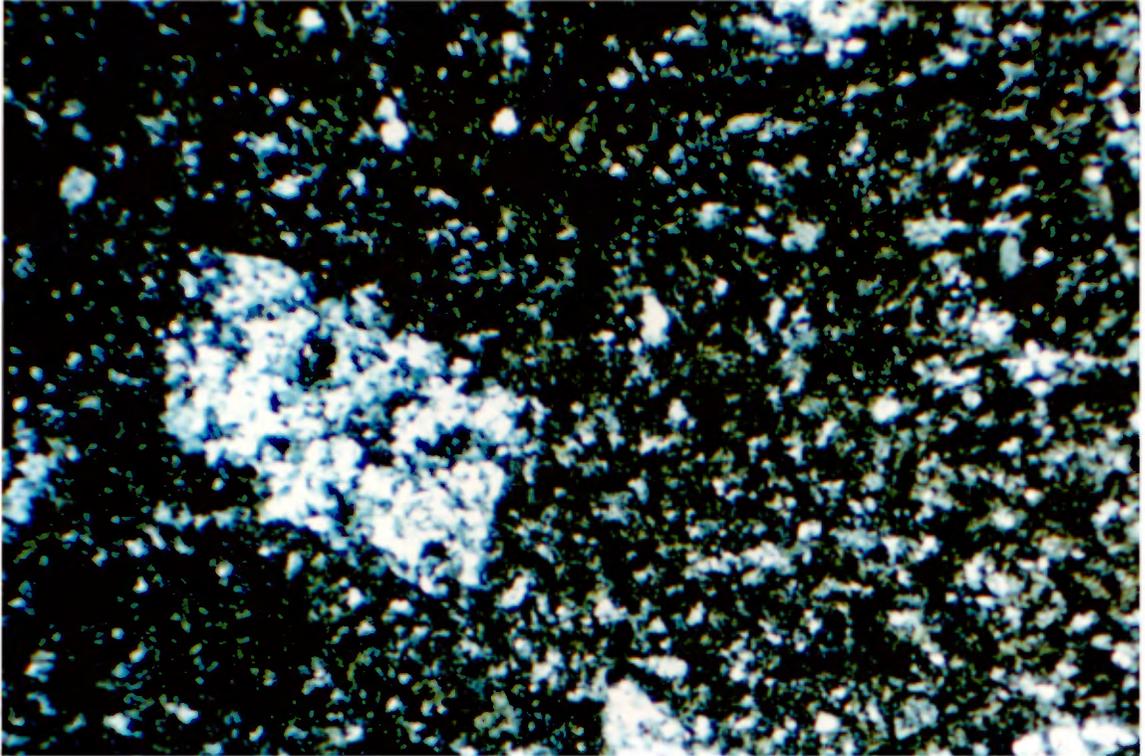


Figure 2.3 : Microphotographie d'un échantillon prélevé dans la bordure figée inférieure du filon-couche différencié Delta 3 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-OB, 1 = 5,5 mm). Noter la présence et la forme de fantômes d'olivine dans la pâte magmatique recristallisée.

[La/Yb]_n = 0.94 à 1.58, tableau 2.3) ce qui rejette l'hypothèse selon laquelle les filons-couches différenciés de gabbro-ferrogabbro seraient comagmatiques des basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk qui ont des spectres de terres rares nettement plus enrichis en terres rares légères (figure 2.2, [La/Sm]_n = 1.17 à 2.54; [La/Yb]_n = 1.32 à 4.40; Picard et al., 1990). **La seule possibilité restante est d'admettre que ces filons-couches résultent de l'évolution des liquides qui ont donné naissance aux basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat** ([La/Sm]_n = 0.68 à 1.60; [La/Yb]_n = 0.70 à 1.80; figure 2.2).

2.1.3 Les filons-couches différenciés de péridotite - gabbro-ferrogabbro

Afin de déterminer les caractéristiques des liquides parents des filons-couches différenciés de péridotite-gabbro-ferrogabbro, nous avons prélevé et analysé plusieurs échantillons des bordures figées inférieures et supérieures des intrusions Delta 1, Delta 3 et Roméo 1 (tableau 2.4). Par ailleurs, nous avons calculé la composition pondérale des intrusions Delta 3 et Roméo 1 selon la méthode présentée en annexe.

2.1.3.1 Caractéristiques pétrographiques des bordures figées

La bordure figée inférieure du filon-couche Delta 3 peut être observée dans trois sites le long de la bordure sud de l'intrusion (éch. 200-0B, KA12 et KA13). Épaisse de quelques centimètres, elle présente typiquement une texture aphanitique avec quelques fantômes d'olivine (5 - 8%, Ø ≤ 1 mm, Qz ± Ac ± Ep, éch.200-0B, figure 2.3) suggérant une affinité avec les basaltes à olivine du Groupe de Chukotat (Picard, 1989a-b). Sa mésostase constitue un amalgame microlépidoblastique de chlorite magnésienne (75 - 80%), de quartz (7 - 8%), de leucoxène (3%) avec accessoirement des cristaux disséminés d'épidote, de carbonate et d'albite, et montre localement des traces d'hybridation avec la roche sédimentaire encaissante, notamment à l'aplomb de la coupe D2. En s'élevant dans la séquence, sa granulométrie augmente rapidement et elle passe à une webstérite à olivine dans laquelle le pourcentage de fantômes d'olivine augmente rapidement. Sur le flanc nord du filon-couche, la bordure figée inférieure (éch. 243-13, 14, L295-138) se compose d'un amalgame microblastique de chlorite magnésienne, de trémolite aciculaire, d'épidote, de quartz et en faible quantité de leucoxène (± ilménite) et d'aiguilles de rutile. La bordure figée supérieure n'a pas été observée puisque le filon-cou-

che Delta 3 est recoupé par l'intrusion ultramafique Delta 4.

Le filon-couche Delta 1A présente localement une mince bordure figée (éch. 1A-3) similaire à celle observée à Delta 3. Toutefois, il débute le plus souvent par un horizon de pyroxénite (é = 35 m, éch. 1A-4) à granulométrie variable contenant des cristaux finement trémolités de clinopyroxène et des cristaux de hornblende brune dans une matrice essentiellement composée d'antigorite et de chlorite microcristalline.

La bordure figée inférieure du filon-couche Roméo 1 (é = 2 à 3 cm, éch. R1-01) est visible 150 mètres à l'est de la coupe géologique R1, effectuée dans cette intrusion (carte géologique n°4). Elle est constituée d'une pâte aphyrique gris-verdâtre, fortement affectée par l'altération, de sorte qu'aucune texture ni minéralogie primaire n'ont été conservées. Elle présente un amalgame microblastique de trémolite (60%), d'épidote (3 - 5%), de chlorite (3 - 4%, sous forme de petites plaques) et de leucoxène, ainsi que des plages cryptocristallines (30% de la roche, Ømoy = 1 mm) de chlorite, de trémolite et d'épidote. Celles-ci, de forme plus ou moins arrondies, semblent constituer les fantômes d'anciens cristaux d'olivine dont la présence n'est pas sans rappeler les bordures figées des cousins des basaltes à olivine du Groupe de Chukotat. Enfin, quelques grains opaques xénomorphes sont dispersés à travers la lame. En s'élevant dans l'intrusion, la granulométrie et le pourcentage d'olivine augmentent rapidement sur une dizaine de mètres et on passe de la bordure figée à une pyroxénite à grain fin puis à une pyroxénite à olivine à grain moyen présentant une patine d'altération ocre. La bordure figée supérieure est très hybridée et montre les traces de mélanges entre le liquide magmatique gabbroïque et les sédiments encaissants en partie fondus qui donnent naissance à des jus granophyriques.

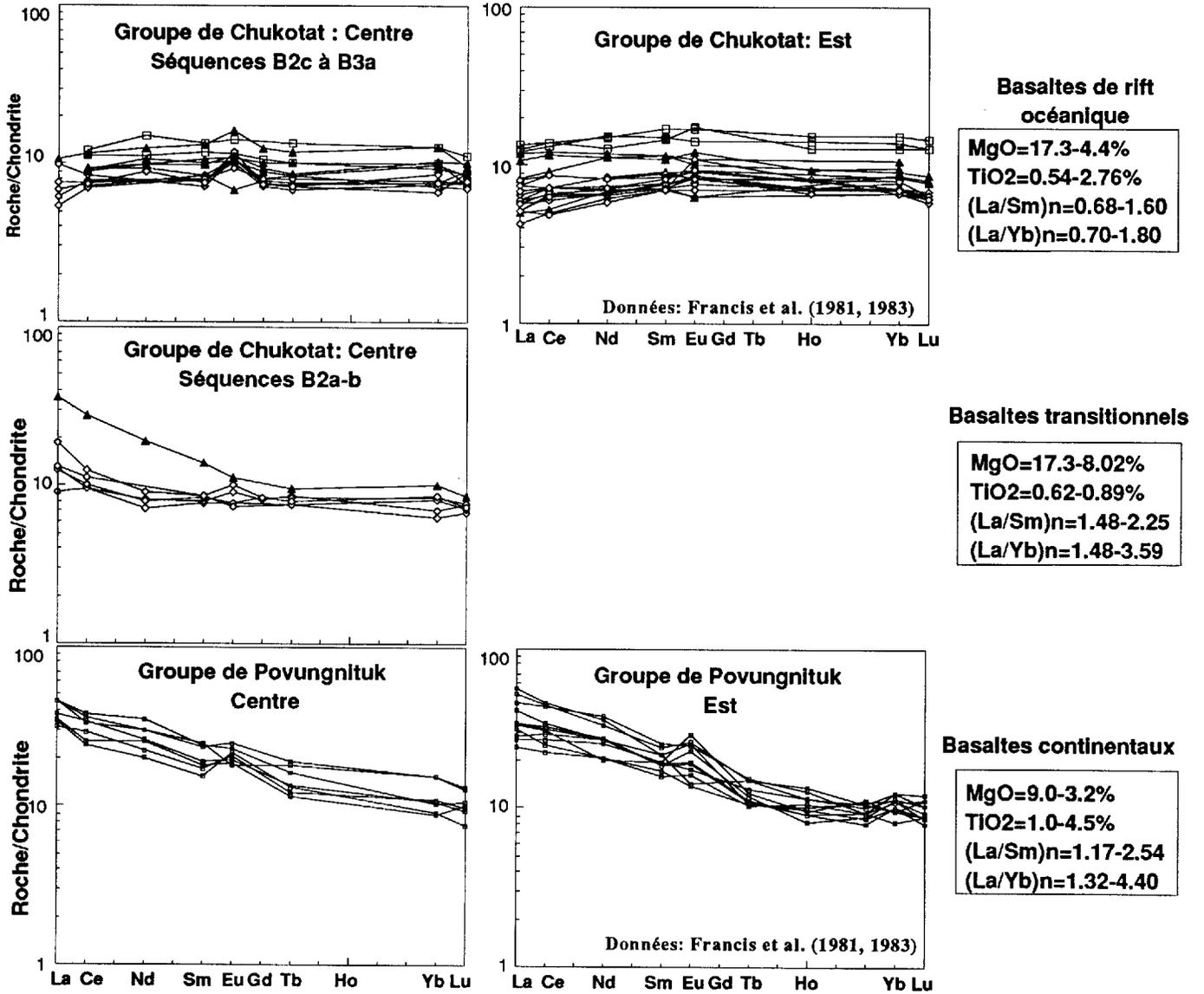
Dans les filons-couches Delta 1B et Delta 1C, les bordures figées n'ont pas été observées et **dans le filon-couche Roméo 2**, le premier faciès que l'on rencontre à la base du filon-couche est une webstérite plagioclasifère (é = 3 m; éch. R2-01) à texture subophitique à ophitiques dont la composition minéralogique (cf. plus loin) indique que les liquides parents étaient déjà évolués.

Ainsi, seules les bordures figées de Delta 1A, Delta 3 et Roméo 1 peuvent être vraiment considérées pour étudier les liquides parents des filons-couches ultramafiques à mafiques.

Tableau 2.4 : Composition chimique des liquides parents des filons-couches différenciés de péridotite - gabbro.

N° Ech. faciès		Filons couches de Péridotite - pyroxénite - gabbro											
		Horizon Vaillant			Horizon Delta								Roméo 1 R1-O1B B.f. inf
		Povung 1	Povung 2	Delta 1	Delta 3-coupe D2				80-72A	80-77	Moy.		
		V18-2 B.f. inf	V19-4 B.f. inf	ΔA -3 B. f. inf.	KΔ13 B. f. inf.	KΔ14 B. f. inf.	200-0B B. f. inf.	Moyenne B.f. D2	B. f. inf.	B. f. inf.			
SiO2	%	-	-	46,90	50,70	49,40	54,84	51,65	48,40	46,20	47,30	49,73	
TiO2	%	-	-	0,69	0,90	0,89	0,87	0,89	0,76	0,71	0,74	0,59	
Al2O3	%	-	-	7,47	13,30	13,10	13,68	13,36	11,50	10,50	11,00	9,09	
Fe2O3	%	-	-	15,60	13,40	13,70	14,88	13,99	12,10	12,80	12,45	11,81	
MnO	%	-	-	0,20	0,10	0,15	0,13	0,13	0,20	0,20	0,20	0,19	
MgO	%	-	-	15,30	13,30	13,90	14,44	13,88	13,00	14,70	13,85	19,59	
CaO	%	-	-	11,00	0,16	0,60	0,24	0,33	7,05	6,81	6,93	7,37	
Na2O	%	-	-	0,39	0,01	0,01	0,00	0,01	2,31	1,70	2,01	1,09	
K2O	%	-	-	0,11	0,06	0,05	0,03	0,05	0,31	0,72	0,52	0,08	
P2O5	%	-	-	0,06	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,06	0,07	0,03	
PAF	%	-	-	2,68	6,70	7,16	6,70	6,85	3,16	3,31	3,24	4,50	
Total	%	-	-	100,40	98,71	99,03	105,89	101,21	98,86	97,71	98,29	104,07	
Zr	ppm	-	-	55	39	48	52	46	-	-	-	44	
Y	ppm	-	-	17	4	18	17	13	-	-	-	12	
Nb	ppm	-	-	-	1	4	8	4	-	-	-	3	
Cr	ppm	-	-	1600	810	620	1043	824	1210	1600	1405	1984	
Ni	ppm	-	-	573	260	220	336	272	-	-	-	662	
Cu	ppm	-	-	91	5	4	6	5	-	-	-	14	
La	ppm	2,80	0,62	4,50	5,03	-	4,01	4,52	-	-	-	3,90	
Ce	ppm	8,00	2,00	10,00	11,90	-	9,00	10,45	-	-	-	8,00	
Nd	ppm	6,00	2,00	6,00	6,30	-	5,00	5,65	-	-	-	5,00	
Sm	ppm	1,91	0,80	1,80	1,79	-	1,66	1,73	-	-	-	1,53	
Eu	ppm	0,67	0,21	0,56	0,47	-	0,45	0,46	-	-	-	0,71	
Tb	ppm	0,49	0,32	0,40	0,48	-	0,40	0,44	-	-	-	-	
Ho	ppm	-	-	0,60	-	-	-	-	-	-	-	-	
Yb	ppm	1,80	0,90	1,50	2,10	-	1,90	2,00	-	-	-	1,40	
Lu	ppm	0,31	0,16	0,17	0,29	-	0,27	0,28	-	-	-	0,25	
Hf	ppm	1,60	1,00	1,52	-	-	-	-	-	-	-	1,30	
Th	ppm	0,30	0,60	1,98	-	-	-	-	-	-	-	0,90	
Ta	ppm	0,60	0,30	-	-	-	-	-	-	-	-	0,40	
S	ppm	-	-	-	<100	<100	<100	<100	-	-	-	---	
Se	ppm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	---	
Os	ppb	0,69	0,80	<3	<3	0,90	<3	0,90	-	-	-	0,34	
Ir	ppb	0,42	1,25	0,70	0,70	0,28	0,20	0,39	-	-	-	0,65	
Ru	ppb	<10	<10	47*	1,00	1,00	<5	1,00	-	-	-	<10	
Rh	ppb	0,70	1,50	<1	<1	0,69	<1	0,69	-	-	-	1,10	
Pt	ppb	15,60	6,20	10,00	5,00	6,00	5,00	5,33	-	-	-	9,30	
Pd	ppb	7,40	9,50	16,00	5,00	6,10	5,00	5,37	-	-	-	7,70	
Au	ppb	0,85	5,60	<1	8,00	1,00	1,00	3,33	-	-	-	3,00	
ΣEGP	ppb	25,81	20,25	27,70	12,20	14,97	11,70	12,96	-	-	-	20,04	
(La/Sm)n		0,89	0,47	1,52	1,71	-	1,81	1,76	-	-	-	1,55	
(La/Yb)n		1,03	0,45	1,98	1,58	-	2,12	1,85	-	-	-	1,84	
Zr/Y		-	-	3,24	9,75	2,67	3,06	5,16	-	-	-	3,67	
Pd+Pt/Ir+Ru+Os		20,72	7,66	-	3,70	10,25	-	6,98	-	-	-	17,17	
Ni/Cu		-	-	6,30	52,00	55,00	56,00	54,33	-	-	-	47,29	
Pd/Ir		17,62	7,60	22,86	7,14	21,79	25,00	17,98	-	-	-	11,85	
Ni/Pd		-	-	35813	52000	36066	67200	50683	-	-	-	85974	
Cu/Ir		-	-	130000	7143	14286	30000	12712	-	-	-	21538	
Cu/Pd		-	-	5688	1000	656	1200	932	-	-	-	1818	
Se/S*1000000		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(Cu/Pd)n		-	-	0,89	0,16	0,10	0,19	0,15	-	-	-	0,29	
(Ni/Ir)n		-	-	1,75	0,79	1,68	3,60	2,02	-	-	-	2,18	

Figure 2.4 : Profils de terres rares normalisés des basaltes des Groupes de Povungnituk et de Chukotat (données de Picard, 1989a et Francis et al., 1983).



2.1.3.2 Caractéristiques géochimiques des liquides parents

Dans le cas du filon-couche Delta 3, la bordure figée inférieure (éch. D2-3 à 5) possède des teneurs en Al_2O_3 (13.1 - 13.7%), MgO (13.3 - 14.7%) et TiO_2 (0.71 - 0.90%, tableau 2.4) similaires à celles obtenues pour les basaltes à olivine déjà évolués du Groupe de Chukotat (tableau 2.2). Aussi une telle composition chimique suggère nettement que le liquide parent du filon-couche Delta 3 est comagmatique des basaltes à olivine komatiitiques du Groupe de Chukotat. La comparaison entre la composition globale calculée de l'intrusion Delta 3 et celle des bordures figées observées au niveau des coupes D2 et D3 (figure 2.1, tableaux 2.2 et 2.4) montre que la bordure figée inférieure possède des valeurs systématiquement plus élevées en fer et titane ($\text{TiO}_2 = 0.71$ à 0.90% ; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 12.10$ à 14.88%) et inférieures en magnésium et calcium ($\text{MgO} = 13.30$ à 14.70% ; $\text{CaO} = 0.16$ à 0.62% pour D2, et 6.81 à 7.05% pour D3) que la composition pondérale de l'intrusion ($\text{TiO}_2 = 0.39\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 8.93\%$; $\text{MgO} = 16.32\%$; $\text{CaO} = 11.96\%$, tableau 2.2). On peut donc se demander si la composition de la bordure figée est représentative de celle des liquides, et si les différences observées avec la composition pondérale résultent de processus magmatiques ou des altérations tardi-magmatiques. A ce propos, nous pouvons remarquer que les teneurs observées en CaO de la bordure figée de Delta 3 sont différentes au niveau des coupes D2 et D3 ($\text{CaO} = 0.16$ à 0.62% pour D2, et 6.81 à 7.05% pour D3) et qu'elles atteignent 11.96% pour la composition globale. De telles différences ne peuvent pas résulter uniquement de processus magmatiques. Or, dans le secteur de la coupe D2, la pyroxénite basale est imprégnée de carbonates et anormalement enrichie en calcium, ce qui suggère une migration du calcium de la bordure figée vers la pyroxénite et prouve l'existence de phénomènes hydrothermaux tardifs qui ont pu remobiliser les éléments alcalins et alcalino-terreux. Au niveau de la coupe D3 (échantillons prélevés dans une carotte de sondage), les roches sont beaucoup plus saines et les teneurs en carbonates des pyroxénites sont faibles. On peut donc considérer que les teneurs en calcium de la bordure D3 sont plus représentatives des liquides parents que celles de la bordure D2 où le calcium a été manifestement lessivé au cours de processus hydrothermaux ou d'altération. Les teneurs en calcium indiquées par le calcul de la composition pondérale sont, pour leur part, certainement un peu surévaluées en raison des imprégnations tardives en carbonates de la pyroxénite basale. On peut alors se demander à quel point les autres éléments chimiques des bordures figées ont pu être affectés par ces

processus. Or, les éléments Si, Al, Fe, Mg et surtout Ti, habituellement réputés peu mobiles au cours de l'altération, présentent des valeurs comparables dans les deux coupes effectuées. Il n'y a donc pas lieu de supposer que ces éléments ont été mobilisés par l'altération. Cette dernière hypothèse est confirmée par la comparaison des profils de terres rares réalisés sur les bordures figées D2 et le profil calculé par la méthode pondérée (figure 2.2). En effet, ces profils sont parallèles entre eux sauf au niveau de l'euporium, ce qui indique que les terres rares, sauf l'euporium, n'ont pas subi de mobilisation différentielle. Par contre les teneurs en terres rares obtenues avec le calcul de la composition pondérée, sont systématiquement plus faibles que celles obtenues sur les bordures figées. Ces différences, sont plutôt d'ordre magmatique et sont à rapprocher des différences observées pour les teneurs en fer, titane et magnésium. Corroborant ces observations, les teneurs en zirconium, yttrium et niobium ($\text{Zr} = 46$ ppm; $\text{Y} = 13$ ppm; $\text{Nb} = 4$ ppm) sont plus élevées dans les bordures figées que celles déterminées par le calcul de la composition pondérale ($\text{Zr} = 27$ ppm; $\text{Y} = 10$ ppm; $\text{Nb} = 5$ ppm). La différence observée au niveau de l'euporium est vraisemblablement liée au lessivage du calcium, expliquant ainsi les anomalies négatives de cet élément dans les bordures figées D2. On peut donc conclure, que la meilleure composition de la bordure figée de Delta 3 est celle représentée par l'analyse 80-77 (coupe D3, $\text{MgO} = 14.70\%$) pour les éléments majeurs et par la composition moyenne des échantillons KΔ13, KΔ14 et 200-0B (coupe D2) pour les éléments traces et les terres rares (tableau 2.4).

Quant à la signification des différences entre la composition des bordures figées et celle obtenue par le calcul de la composition pondérale de l'intrusion pour les éléments Mg, Fe, Ti, les éléments traces et les terres rares, la seule explication cohérente, sachant que nous pouvons démontrer que le filon-couche Delta 3 résulte d'une seule injection magmatique (voir plus loin dans le texte) est de supposer que **l'ensemble magmatique Delta 3 a fonctionné en système ouvert** et que tout se passe comme s'il manquait à Delta 3 une séquence de ferrogabbro enrichie en fer, en titane, en zirconium, en yttrium et en terres rares, et appauvrie en chrome, nickel et magnésium. En effet, les autres intrusions du même type (Delta 1, Roméo 1 et 2...) possèdent, à la différence de Delta 3, des ferrogabbros dans leur partie supérieure. L'absence d'une telle séquence à Delta 3, peut s'expliquer de deux manières: soit par le départ d'une phase liquide résiduelle tardive de nature ferrogabbroïque vers un autre système; soit par l'oblitération de l'horizon ferrogabbroïque par l'intrusion ultramafique

Delta 4 qui surmonte Delta 3. Si l'intrusion Delta 3 correspondait à un système fermé, les spectres de terres rares obtenus sur la bordure figée et celui déterminé par la composition pondérale seraient superposés. Par contre, si une certaine quantité de liquide résiduel, enrichi en fer, en titane et en éléments incompatibles a été évacuée du système, ou si tout simplement une certaine séquence de ferrogabbro est oblitérée par le dyke Delta 4, il est normal que le système global soit appauvri en ces éléments.

Dans le cas du filon-couche Roméo 1, la bordure figée inférieure (éch. Cr11-08 [R1-01], tableaux 2.3 et 2.8) possède des valeurs en Al_2O_3 (9.09%), MgO (19.59%) et TiO_2 (0.59%) également comparables à celles obtenues pour les basaltes à olivine du Groupe de Chukotat. Une telle composition chimique démontre le caractère primitif du liquide parent du filon-couche Roméo 1 et suggère qu'il existe une relation comagmatique avec les basaltes à olivine komatiitiques du Chukotat. Cette composition chimique apparaît très similaire à celle obtenue par le calcul de la composition pondérale (tableau 2.2, $Al_2O_3 = 9.97\%$, MgO = 18.79% et $TiO_2 = 0.88\%$). Une telle similarité de composition suggère que cette intrusion résulte d'une seule injection magmatique dans un système fermé (cf. Partie 3) et a priori, nous pouvons admettre que la composition obtenue par la bordure figée est représentative de celle du liquide parent de l'intrusion.

En résumé, les compositions des bordures figées des intrusions Delta 1, Delta 3 et Roméo 1 définies ci-dessus apparaissent représentatives des compositions des liquides parents de ces intrusions. Comparées aux compositions chimiques en éléments majeurs et traces des basaltes des Groupes de Povungnituk et de Chukotat (tableau 2.1), elles révèlent sans équivoque que toutes ces intrusions sont **comagmatiques des basaltes komatiitiques à olivine du Groupe de Chukotat**. Effectivement, les basaltes à olivine du Groupe de Chukotat ($SiO_2 = 47.3 - 52.5\%$, tableau 2.1) sont caractérisés par de faibles teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 ($Al_2O_3 = 9.1 - 12.8\%$; $TiO_2 = 0.39$ à 0.94%) et par des teneurs élevées en MgO, Cr et Ni (MgO = 14.71 à 19.91%; Cr = 210 - 2200 ppm; Ni = 113 - 730 ppm; Picard, 1989 a-b, Picard et al., 1990).

Toutefois, ces basaltes présentent eux-mêmes des différences de composition suivant la séquence à laquelle ils appartiennent dans le Groupe du Chukotat. En effet, d'abord faiblement enrichis en terres rares légères dans la partie méridionale du Groupe de Chukotat ($[La/Sm]_n = 1.48$ à 2.25 ; $[La/Yb]_n = 1.48$ à 3.59 ; séquences B2a-b, figure 2.4), ils deviennent progressivement faiblement déprimés en terres rares

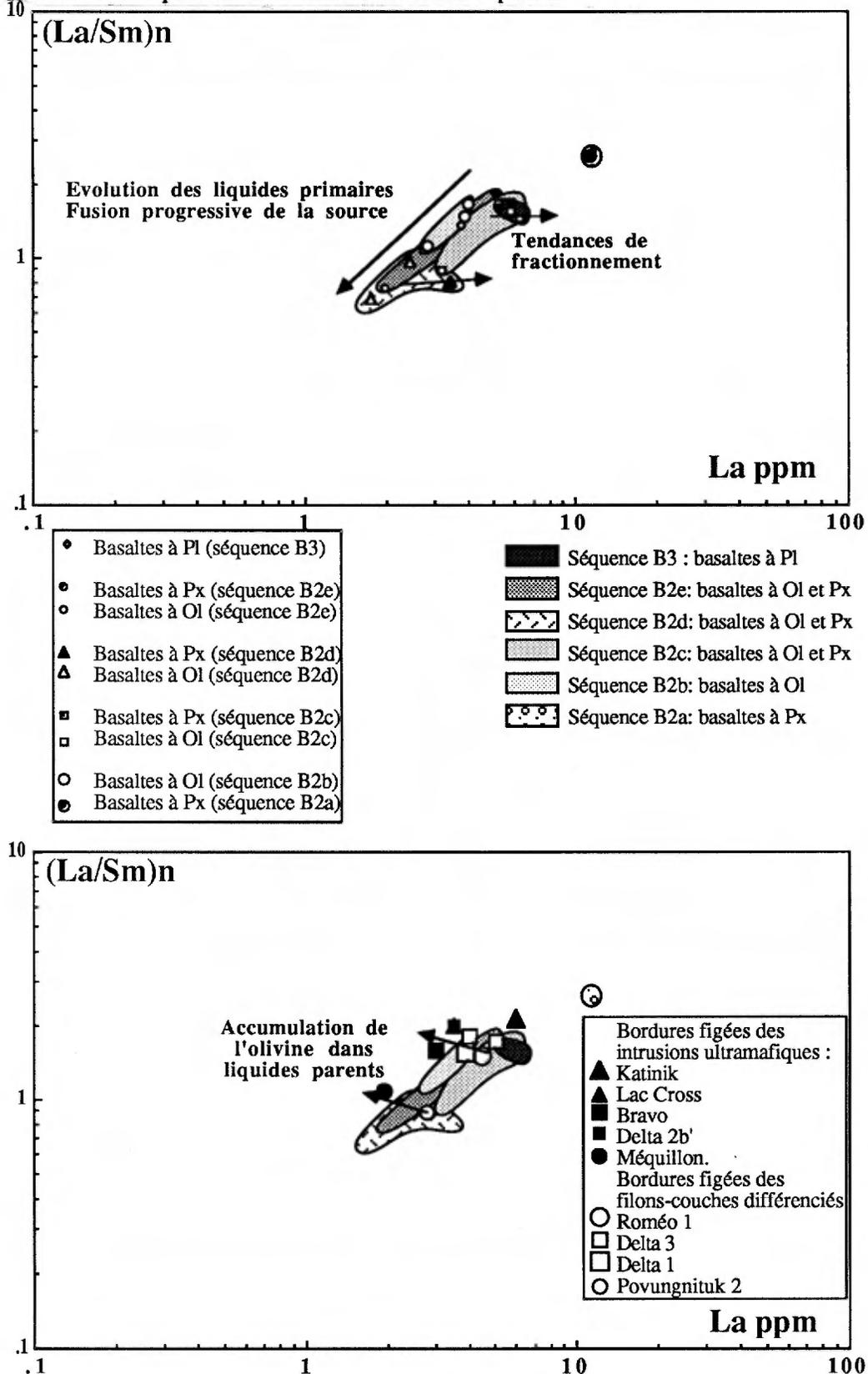
légères quand on se déplace vers le nord ($[La/Sm]_n = 0.68$ à 1.60 ; $[La/Yb]_n = 0.70$ à 1.80 ; séquences B2c B3a). Or, si les spectres de terres rares obtenus sur les bordures figées de ces intrusions (figure 2.2) confirment d'une manière globale leur affinité avec les basaltes à olivine, l'examen plus détaillé de ces spectres montre qu'ils diffèrent sensiblement d'une intrusion à l'autre. Ainsi le profil de terres rares obtenu sur la bordure figée du filon-couche Povungnituk 1 de l'horizon de Vaillant ($[La/Sm]_n = 0.89$; $[La/Yb]_n = 1.03$) est faiblement déprimée en terres rares légères, tandis que les profils obtenus sur les bordures figées des intrusions Roméo 1 ($[La/Sm]_n = 1.55$; $[La/Yb]_n = 1.84$) et surtout Delta 3 ($[La/Sm]_n = 1.76$ à 1.81 ; $[La/Yb]_n = 1.58$ à 2.12) sont assez nettement enrichis en terres rares légères (figure 2.2). On peut donc conclure que les liquides parents des filons-couches de l'horizon de Vaillant et de l'horizon de Delta sont distincts et correspondent à deux stades différents de l'évolution des liquides. Les intrusions Delta 3 et Roméo 1 semblent donc synchrones de la mise en place des séquences de basalte à olivine B2a et B2b, les plus précoces (voir Picard et al., 1990), tandis que les intrusions Povungnituk 1 et 2 de l'horizon de Vaillant seraient synchrones de la mise en place des séquences de basalte à olivine B2c à B2e, les plus tardives. Cette corrélation est d'ailleurs bien soulignée par la position des liquides représentatifs des bordures figées sur la figure 2.5, où les points représentatifs des liquides des intrusions Roméo 1 et Delta 3, de rapport $[La/Sm]_n$ élevé, se confondent avec le champ des basaltes précoces des séquences B2a et B2b, les plus méridionales du Groupe de Chukotat, alors que les liquides des intrusions Povungnituk 1 et 2 se situent dans le champ de la séquence B2d. On peut donc conclure que les intrusions Delta 3 et Roméo 1 de l'horizon Delta, se sont mises en place au cours des stades précoces de l'océanisation de la Fosse de l'Ungava (voir évolution géotectonique de la Fosse de l'Ungava dans Picard et al., 1990), tandis que les filons-couches Povungnituk 1 et 2 sont mis en place à un stade plus évolué.

2.1.4 Les dykes ultramafiques de péridotite-pyroxénite

2.1.4.1 Caractéristiques pétrographiques des bordures figées

Dans le dyke Méquillon (carte 3.1), la bordure inférieure est formée de pyroxénite plagioclasifère ($\epsilon = 4$ m) avec 5% de cristaux altérés de plagioclase et 95% de pyroxène (1 à 3 mm) complètement transformé en actinote/trémolite et en chlorite. Les fantômes de plagioclase sont xénomorphes et de petite

Figure 2.5 : diagramme $(La/Sm)_n = f(La)$ montrant les tendances de fractionnement des basaltes du Groupe de Chukotat dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava et la distribution des liquides parents des intrusions ultramafiques à mafiques. On constate que les liquides primitifs des différentes séquences sont de plus en plus appauvris en La, et possèdent un rapport $(La/Sm)_n$ de plus en plus faible en raison de l'augmentation du taux de fusion de la source (Fusion de type progressive). De même, le rapport $(La/Sm)_n$ diminue de la base au sommet des séquences de basalte à olivine évoquant encore l'influence de la fusion partielle.



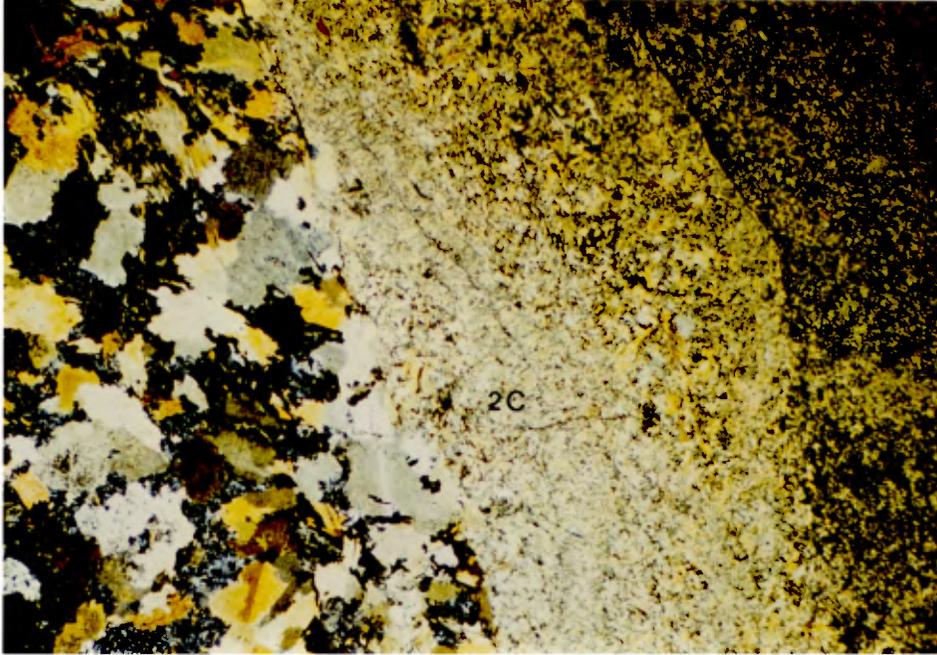


Figure 2.6 : Microphotographie en lumière polarisée ($\lambda=5,5\text{mm}$) montrant le contact entre l'intrusion ultramafique 2C et le filon-couche gabbroïque 1C (éch. 2C-19). Noter que le contact est très net et prouve la nature intrusive du Delta 2C.



Figure 2.7 : Bordure figée inférieure de l'intrusion ultramafique Delta 4, en contact avec l'anorthosite et le gabbro rodingitisé de la partie sommitale du filon-couche différencié Delta 3.

taille ($\varnothing < 0.5$ mm) et occupent les espaces interstitiels. La bordure supérieure est composée d'une épaisse séquence de mélanogabbro ($\epsilon = 17$ m, entre 105 et 122 m de la base, figure 2.3.7). comprenant 5 à 15% de plagioclase (0.5 à 2 mm) et 85 à 95% de pyroxène (1 à 3 mm) altéré en actinote/trémolite. A la différence de la bordure inférieure, les plagioclases forment des minéraux hypidiomorphes ($\varnothing = 0.5$ à 2 mm) qui ont cristallisé en même temps que le pyroxène

Dans l'intrusion Delta 2b', la bordure figée inférieure ($\epsilon = 3 - 4$ cm, éch. K Δ 11-0B) passe graduellement à un horizon de pyroxénite à olivine massive ($\epsilon = 4$ à 10 m, éch. K Δ 11-0B, K Δ 11-6, K Δ 8-01) caractérisée par de nombreux fantômes effilochés de pyroxène (Tr + Ch \pm Ep \pm Di) avec en inclusion des fantômes d'olivine cumulus (Ant + Tr). Elles contiennent également des sulfures disséminés qui localement s'agglomèrent sous forme de gouttelettes.

Les bordures figées inférieure (Ech. 2C-13) et supérieure (Ech. 2C-19) de l'intrusion Delta 2C sont composées d'un amas microblastique de chlorite, d'antigorite et de trémolite (figure 2.6) et la bordure inférieure contient 50% de cristaux d'augite diopsidique et d'orthopyroxène dans une matrice d'antigorite et de chlorite avec quelques grains disséminés de sphène et d'ilménite. Elles sont en contact avec du gabbro rodingitisé et dans l'intrusion ultramafique, elles passent rapidement (sur 10 cm) à une péridotite pyroxénitique.

La bordure figée de l'intrusion ultramafique Delta 4 ($\epsilon = 3 - 7$ cm, éch. 200-297, figures 2.7 et 2.8) est caractérisée par un assemblage microlépidoblastique de serpentine (Ant, 75 - 80%), de chlorite, d'épidote et d'anthophyllite avec quelques fantômes d'olivine serpentinisée (5 - 8%, $\varnothing \leq 1$ mm) disséminés dans la roche. Elle est surmontée d'une épaisse séquence de péridotite.

Dans l'horizon de Raglan, la bordure figée inférieure du conduit nourricier de lac Cross ($\epsilon =$ quelques centimètres, éch Cr4-1, figure 2.9) présente une texture nématoblastique caractérisée par de nombreux prismes accolés de trémolite (\pm Ch \pm Ep, 25 - 30%, $\varnothing \leq 0.5 \times 3$ mm) dans une pâte micronématoblastique. Celle-ci est formée d'un enchevêtrement de fibres de trémolite (45 - 50%) et de lamelles de chlorite (10 - 15%) avec accessoirement des grains de leucoxène et des plages de carbonate. Quelques plages polycristallines de chlorite suggèrent la présence de quelques fantômes d'olivine. Des plages tardives d'épidote bien cristallisée (5 - 7%, $\varnothing \leq 1$

mm), localement associées à des minéraux opaques (4 - 5%) se surimposent à la paragenèse métamorphique initiale et révèlent l'influence d'une importante altération hydrothermale tardimétamorphique. Cette bordure passe rapidement à de la pyroxénite vers le haut (éch. Cr4-2 à 4 et Cr5-1 et 2). A **Katinik**, la bordure figée inférieure (éch. Kt3-1 et Kt3-2) comprend 15 à 20% de cristaux arrondis d'olivine ($\varnothing \leq 1$ mm) recristallisée en antigorite et chlorite, et environ 10 - 15% de cristaux squelettiques de clinopyroxène (à texture harristique) dans une matrice microblastique composée par l'assemblage chlorite + trémolite + épidote \pm leucoxène. Des gouttelettes de sulfures ($\varnothing \leq 5$ mm, 1 - 2 % Pn \pm Po \pm Cp), auxquelles s'associent d'abondantes fibres de trémolite, sont localement disséminés dans la bordure figée, indiquant que le stade de saturation en soufre était déjà atteint par le magma parent au moment de sa mise en place. Les sulfures forment également de petites plages disséminées (1 - 2%) entre les fantômes d'olivine. La bordure supérieure de la séquence ultramafique de Katinik (éch Kt1-14, Kt1-15) est constituée d'une pyroxénite à olivine contenant 40% de fantômes automorphes d'olivine (figure 2.10) dans une matrice formée par 10 - 15% de verre finement recristallisé et 40 - 50% de lattes aciculaires de chlorite témoignant d'une texture microspinifex primaire. A **Donaldson**, la partie inférieure de l'intrusion R1 (éch. 172-8 à 13) est essentiellement constituée de péridotite à texture de mésocumulat et comprend 60 à 70% de fantômes d'olivine cumulus ($\varnothing \leq 0.5$ mm, Tc + Tr + Ant + Cb) en inclusions dans de rares cristaux pœcilitiques de pyroxène ($\varnothing < 0.5$ mm, Tr + Cb \pm Po \pm Pn \pm Cp) ou disséminés dans une matrice microblastique représentant un liquide piégé (Tc + Ant + Cb \pm Ch \pm Po \pm Pn \pm Cp). Les bordures des intrusions R2, R3 et R4 est de nature pyroxénitique et dans certains cas, elles sont en partie altérées par les processus métagénétiques et hydrothermaux qui ont affecté les séquences de Donaldson (cf plus loin).

En résumé, en dépit de l'altération souvent importante qui affecte les bordures des dykes et des conduits nourriciers ultramafiques des horizons de Vaillant, Delta et Raglan, celles-ci présentent presque toujours des fantômes d'olivine en suspension dans une mésotase riche en trémolite, ce qui leur confère une grande analogie avec les caractéristiques pétrographiques des basaltes à olivine du Groupe de Chukotat et suggère une étroite relation pétrogénétique avec ces derniers. La présence de gouttelettes de sulfures dans plusieurs des bordures figées indique que des mécanismes d'immiscibilité entre phase sulfurée et phase silicatée se sont produits (précocément) au moment de l'injection des magmas.



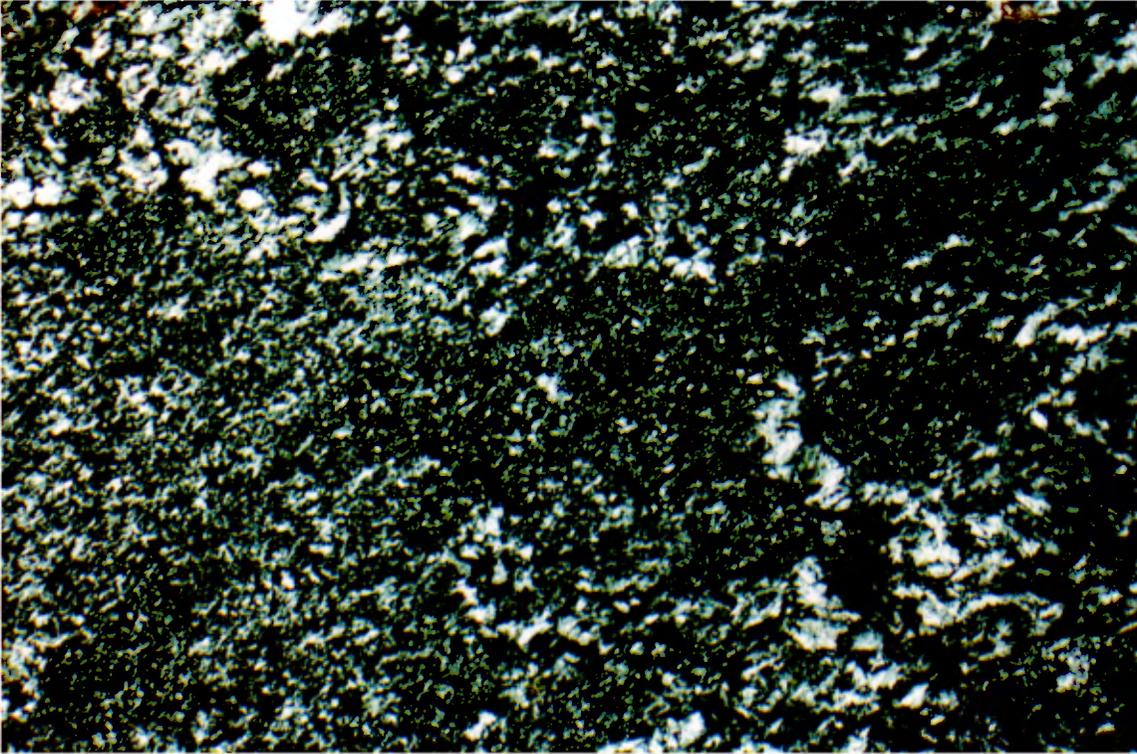


Figure 2.8 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon prélevé dans la bordure figée en contact avec l'anorthosite sommitale du filon-couche Delta 3, et correspondant à la base de l'intrusion ultramafique Delta 4 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-297, 1 - 5,5 mm).

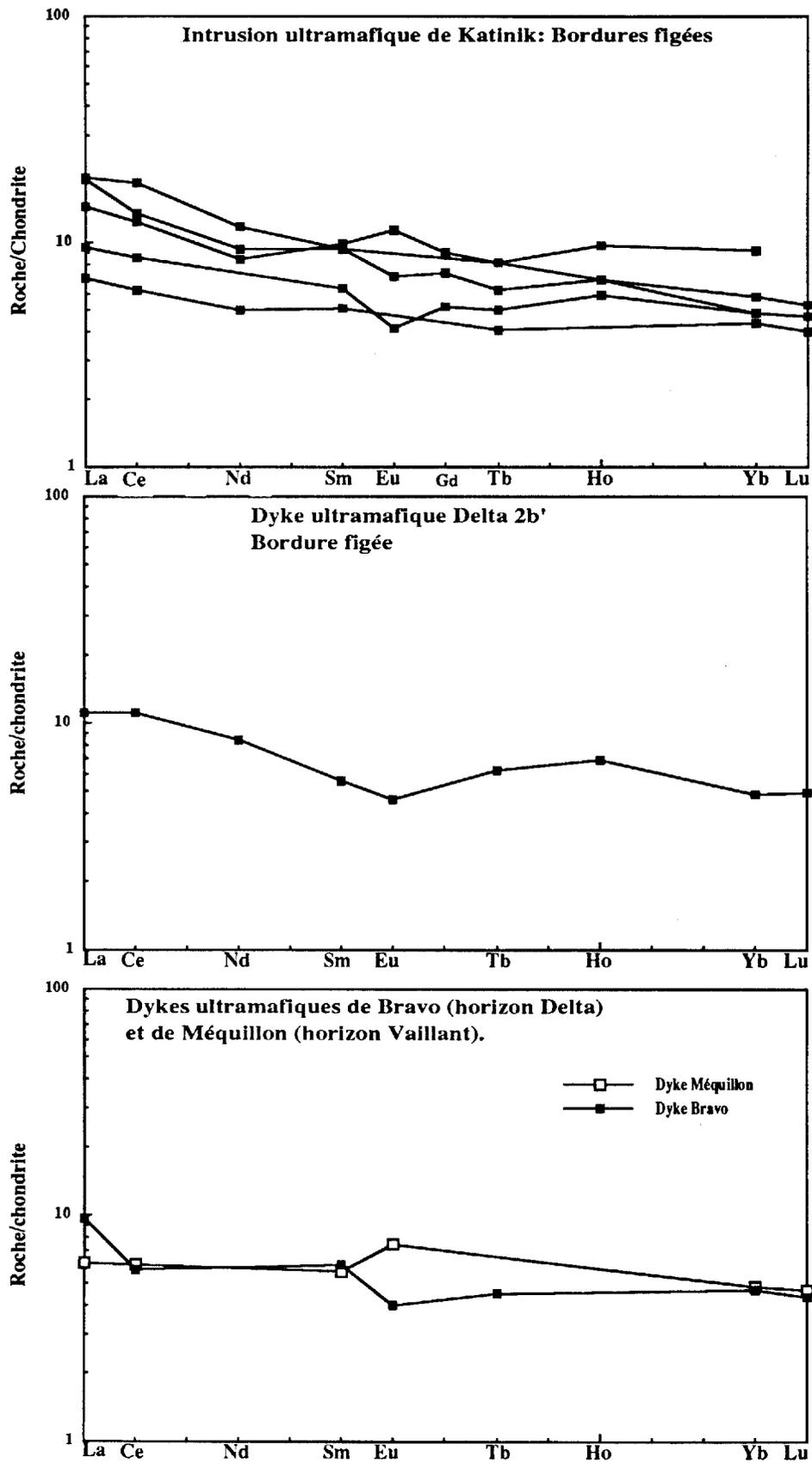


Figure 2.9 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de la bordure figée inférieure du conduit nourricier de lac Cross (éch. Cr4-1, 1 = 5,5 mm).



Figure 2.10 : Pétrographie de la bordure supérieure de la séquence ultramafique de Katinik. Noter les fantômes automorphes d'olivine dispersés dans la mésostase (éch. Kt 1-15, L.N., 1 = 5,5 mm)

Figure 2.11 : Distribution des terres rares normalisées aux chondrites dans les bordures figées des dykes ultramafiques intrusifs dans le Groupe de Povungnituk.



2.1.4.2 Caractéristiques géochimiques des liquides parents

D'une manière générale, les bordures figées des dykes ultramafiques de l'horizon de Delta (Delta 2b, 2c et Bravo, tableau 2.5) sont hautement magnésiennes, chromifères et nickelifères (MgO = 17.3 à 22.3%. Cr = 1600 à 2500 ppm, Ni = 539 à 1500 ppm) avec de faibles teneurs en Al₂O₃ (7.17 à 9.73%) et TiO₂ (0.31 à 0.48%) tandis que leurs teneurs en CaO varient de 7.63 à 11.50%. Ces teneurs et leurs caractéristiques pétrographiques leur confèrent sans ambiguïté une étroite affinité avec les basaltes komatiitiques à olivine les plus primitifs du Groupe de Chukotat. Certaines sont même nettement plus magnésiennes que ces basaltes ce qui pourrait s'expliquer par un magma parent encore plus primitif, ou par la présence de cristaux d'olivine d'origine cumulative dans ces bordures. En particulier, la bordure figée inférieure de l'intrusion Delta 4 (éch. D2-30, tableau 4.5) possède une haute teneur en MgO (28.7%) couplée à des teneurs anormalement élevées en Al₂O₃ (19.06%) et anormalement faibles en CaO (0.05%) dont l'origine semble a priori reliée aux échanges métasomatiques qui ont accompagné la redigitisation du contact entre les anorthosites du filon-couche Delta 3, et l'intrusion ultramafique Delta 4.

L'examen de la composition des bordures figées des dykes ultramafiques de péridotite-pyroxénite (Méquillon et Bravo, tableaux 2.1 et 2.5) et des systèmes nourriciers type lac Cross, Katinik et Donaldson (tableau 2.5), révèle sans équivoque que ces derniers sont également comagmatiques des basaltes komatiitiques à olivine du Groupe de Chukotat. Ils sont mêmes plus enrichis en MgO que les basaltes à olivine les plus primitifs (MgO=15.04 à 23.98%; TiO₂ = 0.32 à 0.71%, figure 2.1, tableau 2.1 et 2.2) suggérant qu'ils représentent des liquides plus primitifs que ces derniers. A Katinik, la comparaison de la composition obtenue avec la bordure figée, et celle établie par le calcul de la composition pondérale révèle des différences majeures, permettant de conclure que ces corps ultramafiques ont fonctionné en système ouvert. En effet à Katinik la composition pondérale indique des teneurs beaucoup plus élevées en magnésium, en chrome et en nickel (MgO = 28.66%; Cr = 3212 ppm; Ni = 2642 ppm, tableau 2.1) et beaucoup plus faibles en aluminium, titane et fer (Al₂O₃ = 5.52%; TiO₂ = 0.32%; Fe₂O₃ = 10.81%) que la bordures figée (MgO = 19.89%; Cr = 2200 ppm; Ni = 1000 ppm; Al₂O₃ = 9.78%; TiO₂ = 0.60%; Fe₂O₃ = 12.88%). Ainsi, le corps ultramafique de Katinik a fonctionné comme un conduit nourricier, formant même provisoirement un lac de lave (Barnes et Barnes, 1990), dans lequel les

magmas komatiitiques à l'origine des basaltes à olivine du Groupe de Chukotat, ont déposé en grande quantité les cristaux d'olivine cristallisés au cours de l'ascension des liquides.

Les profils de terres rares correspondant aux bordures figées des intrusions Delta 2b', Bravo (Barnes et Giovenazzo, 1990) et Katinik (figure 2.11) sont faiblement enrichis en terres rares légères ([La/Sm]_n = 1.59 à 2.13; [La/Yb]_n = 2.06 à 3.42) et s'apparentent aux basaltes à olivine observés dans les séquences B2a-b de la partie méridionale du Groupe de Chukotat (figures 2.4 et 2.11). Comme les filons-couches Delta 3 et Roméo 1, ils seraient donc synchrones de la mise en place des séquences de basalte à olivine les plus précoces lors des premiers stades de l'ouverture océanique (Picard et al., 1990). Au contraire, les profils de terres rares correspondant aux liquides parents des intrusions ultramafiques de Méquillon ([La/Sm]_n = 1.09; [La/Yb]_n = 1.28, Tremblay, 1990) et du lac Cross ([La/Sm]_n = 0.84; [La/Yb]_n = 0.91) sont plats à faiblement déprimés en terres rares légères et s'apparenteraient plutôt aux séquences de basaltes à olivine plus tardives B2c à B2e (figures 2.4 et 2.11), mises en place à un stade plus avancé de l'océanisation.

2.1.5 Teneurs en EGP des bordures figées

Afin de déterminer les teneurs en EGP des liquides, nous avons analysé plusieurs bordures figées des différents types d'intrusion et plusieurs échantillons de roches volcaniques des Groupes de Povungnituk et de Chukotat. Ces résultats sont présentés dans les tableaux 2.3 à 2.7 et illustrés sur la figure 2.12. Si nous comparons ces résultats à la distribution des teneurs en MgO de la figure 2.1, nous constatons immédiatement qu'en règle générale les teneurs en EGP sont d'autant plus élevées que les teneurs en MgO sont grandes.

Ainsi, les bordures figées des intrusions et des conduits nourriciers ultramafiques (MgO = 15.35 à 23.98%) ont des teneurs cumulées en EGP (Σ EGP) comprises entre 29.6 et 43.6ppb (figure 2.12, tableau 2.5), le platine et le palladium étant les deux éléments les plus abondants. Les compositions en EGP des bordures figées des intrusions ultramafiques Delta 2b' et de Méquillon, n'ont pas été reportées sur la figure 2.12, car en raison de la présence de gouttelettes de sulfures précocément formées, les teneurs en EGP sont anormalement élevées (Σ EGP = 650 ppb pour la bordure figée inférieure de Méquillon; et Σ EGP = 193 ppb pour la bordure figée inférieure de Delta 2b') et

Tableau 2.5 : Composition chimique des liquides parents des dykes ultramafiques de péridotite - pyroxénite.

		Dykes ultramafiques de péridotite - pyroxénite												
N° Ech. faciès		Dyke Méquillon				Dyke Bravo			Delta 2B	Delta 2C	L. Cross	Katlnik		
		C8-04	C8-120	C8-104	Moy.	Bv-3	Bv-4	Moy.	KΔ8-01	C1-19	Cr4-0	KT-5	KT-1-0A	KT-1-0B
		B.f. inf.	B.f. sup.	B.f. sup.		B.f. inf.	B.f. sup.		B. f. inf.	B. f.	B. f. inf.	B. f. inf.	B. f. sup.	B. f. sup.
SiO2	%	46.77	48.95	49.89	48.54	45.29	45.55	45.42	44.00	45.80	46.63	43.60	44.50	42.80
TiO2	%	0.38	0.47	0.48	0.44	0.32	0.43	0.38	0.48	0.31	0.63	0.57	0.39	0.42
Al2O3	%	10.81	10.60	11.65	11.02	7.17	7.29	7.23	7.63	9.73	9.88	9.29	6.53	7.18
Fe2O3	%	11.91	10.18	9.66	10.58	12.56	11.61	12.09	11.20	11.40	12.82	13.60	10.20	11.20
MnO	%	0.18	0.18	0.29	0.22	0.20	0.17	0.19	0.14	0.21	0.23	0.27	0.14	0.16
MgO	%	15.32	16.00	13.65	14.99	20.69	21.11	20.90	22.30	17.30	17.81	18.90	24.40	25.10
CaO	%	12.75	11.29	11.60	11.88	8.43	8.58	8.51	7.63	11.50	10.57	9.89	7.42	5.63
Na2O	%	0.35	0.97	1.49	0.94	0.24	0.25	0.25	0.56	0.30	0.24	0.17	0.10	0.10
K2O	%	0.07	0.05	0.05	0.06	0.03	0.02	0.03	0.14	0.03	0.79	0.04	0.01	0.04
P2O5	%	0.02	0.06	0.03	0.04	0.01	0.03	0.02	0.05	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03
PAF	%	3.31	3.25	2.80	3.12	4.79	4.82	4.81	4.77	3.68	4.90	4.88	6.76	6.97
Total	%	101.87	102.00	101.59	101.82	99.73	99.86	99.80	98.90	100.27	104.53	101.25	100.48	99.63
Zr	ppm	34	38	40	37	31	33	32	24	-	37	44	35	37
Y	ppm	10	9	11	10	9	9	9	7	-	11	13	10	9
Nb	ppm	-	-	-	-	-	-	-	2	-	1	7	7	6
Cr	ppm	1357	1352	314	1008	1934	1857	1896	2500	1600	1491	2200	2400	2700
Ni	ppm	1558	510	314	794	590	900	745	1500	539	497	1000	1200	1300
Cu	ppm	2564	350	38	984	50	50	50	130	119	173	33	93	69
La	ppm	1.94	-	-	-	3.02	-	-	3.50	-	1.80	5.95	-	-
Ce	ppm	4.90	-	-	-	4.70	-	-	9.00	-	4.60	10.40	-	-
Nd	ppm	1.12	-	-	-	-	-	-	5.00	-	3.40	5.45	-	-
Sm	ppm	1.08	-	-	-	1.16	-	-	1.06	-	1.30	1.70	-	-
Eu	ppm	0.54	-	-	-	0.29	-	-	0.33	-	0.64	1.20	-	-
Tb	ppm	-	-	-	-	0.22	-	-	0.30	-	0.32	<5	-	-
Ho	ppm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.29	0.68	-	-
Yb	ppm	1.00	-	-	-	0.97	-	-	1.00	-	1.30	1.15	-	-
Lu	ppm	0.15	-	-	-	0.14	-	-	0.16	-	0.19	0.18	-	-
Hf	ppm	-	-	-	-	-	-	-	0.67	-	0.96	1.05	-	-
Th	ppm	-	-	-	-	-	-	-	0.29	-	0.24	0.76	-	-
Ta	ppm	-	-	-	-	-	-	-	0.13	-	0.28	0.13	-	-
S	ppm	14314	1069	274	5219	200	500	350	400	100	3580	100	2100	2000
Se	ppm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.80	<10	-	-
Os	ppb	1.73	0.10	0.10	0.64	0.90	0.70	0.80	3.50	<3	1.40	2.00	<3	<3
Ir	ppb	1.77	0.53	0.33	0.88	0.76	0.81	0.79	2.37	0.60	0.68	1.20	1.40	1.60
Ru	ppb	10.70	0.10	<0.1	5.40	4.90	5.20	5.05	15.20	<5	2.00	4.00	5.00	<5
Rh	ppb	50.00	---	---	50.00	1.30	1.90	1.60	8.40	5.00	1.10	10*	3.00	2.00
Pt	ppb	195.50	48.50	5.00	83.00	10.00	9.00	9.50	45.20	23.00	11.50	4.00	19.00	<5
Pd	ppb	390.70	87.00	20.00	165.90	9.60	26.00	17.80	118.60	<5	13.50	21.00	33.00	36.00
Au	ppb	15.04	3.32	0.95	6.44	0.75	0.67	0.71	4.40	9.00	0.65	1.00	2.00	<5
ΣEGP	ppb	650.42	136.23	25.43	270.69	27.46	43.61	35.54	193.27	29.60	30.18	32.20	61.40	39.60
(La/Sm)n		1.09	-	-	1.09	1.59	-	1.59	2.01	-	0.84	2.13	-	-
(La/Yb)n		1.28	-	-	1.28	2.06	-	2.06	2.31	-	0.91	3.42	-	-
Zr/Y		3.40	4.22	3.64	3.75	3.44	3.67	3.56	3.43	-	3.36	3.38	3.50	4.11
Pd+Pt/Ir+Ru+Os		167.49	215.08	58.14	146.90	11.81	23.18	17.49	27.90	-	12.02	7.81	8.13	-
Ni/Cu		0.61	1.46	8.26	3.44	11.80	18.00	14.90	11.54	4.53	2.87	30.30	12.90	18.84
Pd/Ir		220.73	164.15	60.61	148.50	12.63	32.10	22.37	50.04	-	19.85	17.50	23.57	22.50
Ni/Pd		3988	5862	15700	4786	61458	34615	41854	12648	-	36815	47619	36364	36111
Cu/Ir		1448588	660377	115152	1122433	65789	61728	63694	54852	198333	254412	27500	66429	43125
Cu/Pd		6563	4023	1900	5931	5208	1923	2809	1096	-	12815	1571	2818	1917
Se/S*1000000		-	-	-	-	-	-	-	-	-	223	-	-	-
(Cu/Pd)n		1.03	0.63	0.30	0.65	0.82	0.30	0.56	0.17	-	2.01	0.25	-	-
(Ni/Ir)n		1.88	2.06	2.04	1.99	1.66	2.38	2.02	1.35	1.92	1.56	1.78	-	-

Tableau 2.6 : Composition chimique de quelques basaltes à olivine et pyroxène du Groupe de Chukotat.

N° Ech. faciès		Basaltes à olivine du Groupe de Chukotat							Basaltes à pyroxène du Groupe de Chukotat					
		B1b	B1b	B2a	B2a	B2b	B2d	B1a	B2a	B2a	B2d	B2e		
		115-A Bas. ol	121-B Bas. ol	123-A Bas. ol	123-B Bas. ol	127-C Bas. ol	132-E Bas. ol	Moy.	113-A Bas Px	124-A Bas Px	125-B Bas Px	133-A Bas Px	136 C Bas Px	Moy.
SiO2	%	48.00	47.00	42.80	46.90	46.20	47.20	46.35	49.60	49.90	50.60	48.70	50.50	49.86
TiO2	%	0.64	0.67	0.62	0.64	0.58	0.62	0.63	0.80	0.78	0.77	1.00	0.84	0.84
Al2O3	%	10.20	10.90	10.40	10.50	9.31	12.00	10.55	13.80	12.40	14.00	13.70	13.20	13.42
Fe2O3	%	12.20	12.30	13.10	12.10	13.10	12.70	12.58	12.10	13.50	11.00	13.20	12.80	12.52
MnO	%	0.18	0.17	0.17	0.17	0.21	0.20	0.18	0.17	0.18	0.17	0.19	0.18	0.18
MgO	%	15.00	12.80	19.30	15.00	17.30	11.50	15.15	8.43	11.00	8.02	6.31	9.30	8.61
CaO	%	9.98	13.30	9.34	11.80	10.30	12.20	11.15	10.70	7.43	11.30	10.80	8.03	9.65
Na2O	%	1.62	0.62	0.09	0.75	0.54	0.85	0.75	3.00	1.75	1.04	2.87	2.39	2.21
K2O	%	0.07	0.05	0.02	0.11	0.06	0.12	0.07	0.06	0.15	0.37	0.34	0.04	0.19
P2O5	%	0.05	0.04	0.04	0.07	0.01	0.05	0.04	0.10	0.07	0.06	0.10	0.06	0.08
PAF	%	2.73	2.63	5.05	2.94	3.55	3.82	3.45	2.36	2.53	2.75	3.77	2.68	2.82
Total	%	100.67	100.48	100.93	100.98	101.16	101.26	100.91	101.12	99.69	100.08	100.98	100.02	100.38
Zr	ppm	42	48	47	47	42	39	44	59	67	77	59	51	63
Y	ppm	14	15	13	20	13	15	15	17	21	18	22	17	19
Nb	ppm	1	1	1	1	2	1	1	3	5	2	4	2	3
Cr	ppm	1310	918	2400	1539	1240	714	1354	287	917	1200	153	431	598
Ni	ppm	504	356	922	545	516	278	520	94	283	306	154	141	196
Cu	ppm	50	105	108	68	67	115	86	138	85	66	182	122	119
La	ppm	1.74	3.09	5.80	-	2.84	1.75	3.04	4.09	-	11.31	3.43	5.08	5.98
Ce	ppm	7.72	8.69	10.30	-	7.75	5.85	8.06	9.76	-	22.63	9.77	7.78	12.49
Nd	ppm	4.20	6.57	5.40	-	4.87	3.72	4.95	6.45	-	11.47	7.60	5.76	7.82
Sm	ppm	1.46	1.70	1.66	-	1.53	1.56	1.58	2.09	-	2.65	2.61	1.67	2.26
Eu	ppm	0.55	0.98	0.54	-	0.66	0.69	0.68	0.95	-	0.81	1.21	0.51	0.87
Tb	ppm	1.29	1.42	1.70	-	0.42	0.40	1.05	0.54	-	0.47	0.60	0.38	0.50
Ho	ppm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	ppm	0.17	0.20	0.23	-	1.45	1.66	0.74	2.03	-	2.08	2.75	1.63	2.12
Tm	ppm	1.53	1.29	1.60	-	0.24	0.26	0.98	0.30	-	0.28	0.32	0.30	0.30
Hf	ppm	1.53	1.29	1.15	-	0.93	0.87	1.15	1.33	-	1.92	1.63	0.57	1.36
Th	ppm	0.59	0.77	0.70	-	n.d.	n.d.	0.69	0.11	-	3.19	n.d.	0.35	1.22
Ta	ppm	0.85	0.76	0.37	-	1.11	0.95	0.81	1.02	-	0.94	0.88	1.62	1.12
S	ppm	<50	<50	<50	-	<50	<50	<50	<50	-	60	1520	<50	790
Se	ppm	0.10	0.20	0.80	-	0.10	0.20	0.28	0.30	-	0.40	0.90	0.40	0.50
Os	ppb	<3	<3	<3	<0.5	2.00	2.00	2.00	2.00	0.50	<3	<3	<3	1.25
Ir	ppb	0.60	0.60	1.30	0.49	0.80	0.50	0.72	0.40	0.18	0.60	0.60	0.40	0.44
Ru	ppb	3.00	2.00	2.00	2.00	1.00	2.00	2.00	1.00	<10	1.00	<1	<1	1.00
Rh	ppb	3.00	1.00	1.00	0.90	1.00	1.00	1.32	1.00	0.70	1.00	1.00	<1	0.93
Pt	ppb	19.00	14.00	12.00	9.30	10.00	16.00	13.38	16.00	5.20	9.00	16.00	9.00	11.04
Pd	ppb	8.00	13.00	8.00	6.40	10.00	13.00	9.73	10.00	4.50	7.00	18.00	8.00	9.50
Au	ppb	38.00	9.00	9.00	27.30	12.00	10.00	17.55	14.00	16.80	7.00	8.00	3.00	9.76
ΣEGP	ppb	33.60	30.60	24.30	19.09	22.80	32.50	27.15	28.40	10.58	18.60	35.60	18.40	22.32
(La/Sm)n		1.19	0.77	2.19	-	1.66	0.97	1.36	1.64	-	1.53	0.68	1.37	1.31
(La/Yb)n		1.33	1.02	2.41	-	2.03	1.06	1.57	1.51	-	1.52	0.70	1.35	1.27
Zr/Y		3.00	3.20	3.62	2.35	3.23	2.60	3.00	3.47	3.19	4.28	2.68	3.00	3.32
Pd+Pt/Ir+Ru+Os		10.38	10.38	6.06	15.86	7.14	11.60	10.24	10.83	14.26	6.15	13.08	7.08	10.28
Ni/Cu		10.08	3.39	8.54	8.01	7.70	2.42	6.69	0.68	3.33	4.64	0.85	1.16	2.13
Pd/Ir		13.33	21.67	6.15	13.06	12.50	26.00	15.45	25.00	25.00	11.67	30.00	20.00	22.33
Ni/Pd		63000	27385	115250	85156	51600	21385	53442	9400	62889	43714	8556	17625	20589
Cu/Ir		83333	175000	83077	138776	83750	230000	119580	345000	472222	110000	303333	305000	272018
Cu/Pd		6250	8077	13500	10625	6700	8846	8784	13800	18889	9429	10111	15250	12484
Se/S*1000000		-	-	-	-	-	-	-	-	-	6667	592	-	3629
(Cu/Pd)n		0.98	1.27	2.12	1.67	1.38	5.78	2.20	-	-	-	-	-	-
(Ni/Ir)n		1.80	1.27	1.52	2.38	1.56	2.43	1.83	-	-	-	-	-	-

Tableau 2.7 : Composition chimique de quelques basaltes à plagioclase des Groupes de Povungnituk et de Chukotat.

N° Ech. faciès		Basaltes à Pl du Chukotat			Groupe de Povungnituk					
		B3a	B3a	Moy.	52-B	68-A	95-B	207-2	210-2	Moy.
		140-A Bas Pl	140-D Bas Pl		Bas Pl	Bas Pl	Bas Pl	Bas Pl	Bas Pl	
SiO ₂	%	47,90	49,70	48,80	48,90	46,40	43,80	45,50	47,70	46,46
TiO ₂	%	1,06	1,10	1,08	1,25	2,02	1,98	3,36	2,12	2,15
Al ₂ O ₃	%	13,60	14,10	13,85	13,60	14,10	16,80	12,70	14,30	14,30
Fe ₂ O ₃	%	14,30	13,30	13,80	13,00	15,30	14,40	16,90	13,10	14,54
MnO	%	0,18	0,22	0,20	0,19	0,20	0,19	0,24	0,14	0,19
MgO	%	7,86	6,90	7,38	7,00	5,77	7,59	5,83	4,79	6,20
CaO	%	11,40	9,68	10,54	12,70	14,80	11,20	10,70	11,90	12,26
Na ₂ O	%	1,30	2,29	1,80	1,45	1,55	1,39	2,17	1,50	1,61
K ₂ O	%	0,12	0,75	0,44	0,24	0,16	0,06	0,29	0,18	0,19
P ₂ O ₅	%	0,07	0,11	0,09	0,15	0,13	0,21	0,28	0,20	0,19
PAF	%	2,20	2,20	2,20	1,94	1,15	3,06	2,36	3,16	2,33
Total	%	99,99	100,35	100,17	100,42	101,58	100,68	100,33	99,09	100,42
Zr	ppm	56	66	61	110	130	110	87	200	127
Y	ppm	21	23	22	19	30	22	21	24	23
Nb	ppm	3	3	3	-	-	-	2	-	-
Cr	ppm	86	141	114	204	107	216	157	87	154
Ni	ppm	80	90	85	70	79	101	90	36	75
Cu	ppm	145	149	147	53	38	58	77	49	55
La	ppm	5,75	6,23	5,99	9,95	14,45	10,67	4,40	16,50	11,19
Ce	ppm	9,25	9,78	9,52	23,70	26,72	19,76	11,50	36,70	23,68
Nd	ppm	6,78	8,91	7,85	13,40	17,65	12,03	8,30	20,50	14,38
Sm	ppm	2,25	2,61	2,43	3,28	4,46	2,97	2,79	5,51	3,80
Eu	ppm	0,84	1,03	0,94	1,49	1,79	1,57	0,81	1,69	1,47
Tb	ppm	0,50	0,66	0,58	0,60	0,94	0,65	0,59	0,87	0,73
Ho	ppm	-	-	-	-	-	-	1,00	1,50	1,25
Yb	ppm	2,11	2,68	2,40	2,26	3,17	1,91	2,30	2,50	2,43
Lu	ppm	0,24	0,36	0,30	0,32	0,43	0,25	0,36	0,40	0,35
Hf	ppm	1,48	1,53	1,51	2,41	3,21	1,76	2,50	4,30	2,84
Th	ppm	0,46	n.d.	0,46	1,18	1,31	0,88	0,40	2,10	1,17
Ta	ppm	0,69	0,55	0,62	1,14	1,13	0,92	0,34	0,91	0,89
S	ppm	160	320	240	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Se	ppm	0,40	0,50	0,45	0,20	0,30	0,10	0,20	0,10	0,18
Os	ppb	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Ir	ppb	0,05	0,10	0,08	0,10	0,05	0,05	0,05	0,10	0,07
Ru	ppb	<1	<1	<1	2,00	<1	<1	<1	<1	2,00
Rh	ppb	<1	<1	<1	1,00	0,50	0,50	0,50	0,50	0,60
Pt	ppb	1,00	4,00	2,50	3,00	4,00	4,00	1,00	1,00	2,60
Pd	ppb	3,00	5,00	4,00	4,00	1,00	2,00	2,00	1,00	2,00
Au	ppb	2,00	6,00	4,00	10,00	5,00	6,00	3,00	2,00	5,20
ΣEGP	ppb	5,05	10,10	7,58	10,60	6,60	7,60	4,60	3,60	6,60
(La/Sm) _n		1,60	1,56	1,58	1,85	1,97	2,19	0,96	1,83	1,76
(La/Yb) _n		1,67	1,80	1,73	2,91	3,01	3,69	1,26	4,36	3,05
Zr/Y		2,67	2,87	2,77	5,79	4,33	5,00	4,14	8,33	5,52
Pd+Pt/Ir+Ru+Os		1,95	4,29	3,12	3,33	2,44	2,93	1,46	0,95	2,22
Ni/Cu		0,55	0,60	0,58	1,32	2,08	1,74	1,17	0,73	1,41
Pd/Ir		60,00	50,00	55,00	40,00	20,00	40,00	40,00	10,00	30,00
Ni/Pd		26667	18000	21250	17500	79000	50500	45000	36000	37600
Cu/Ir		2900000	1490000	1960000	530000	760000	1160000	1540000	490000	785714
Cu/Pd		48333	29800	36750	13250	38000	29000	38500	49000	27500
Se/S*1000000		2500	1563	1875	-	-	-	-	-	-
(Cu/Pd) _n		-	-	-	2,08	5,97	4,56	6,05	7,70	5,27
(Ni/Ir) _n		-	-	-	1,50	3,38	4,32	3,85	0,77	2,76

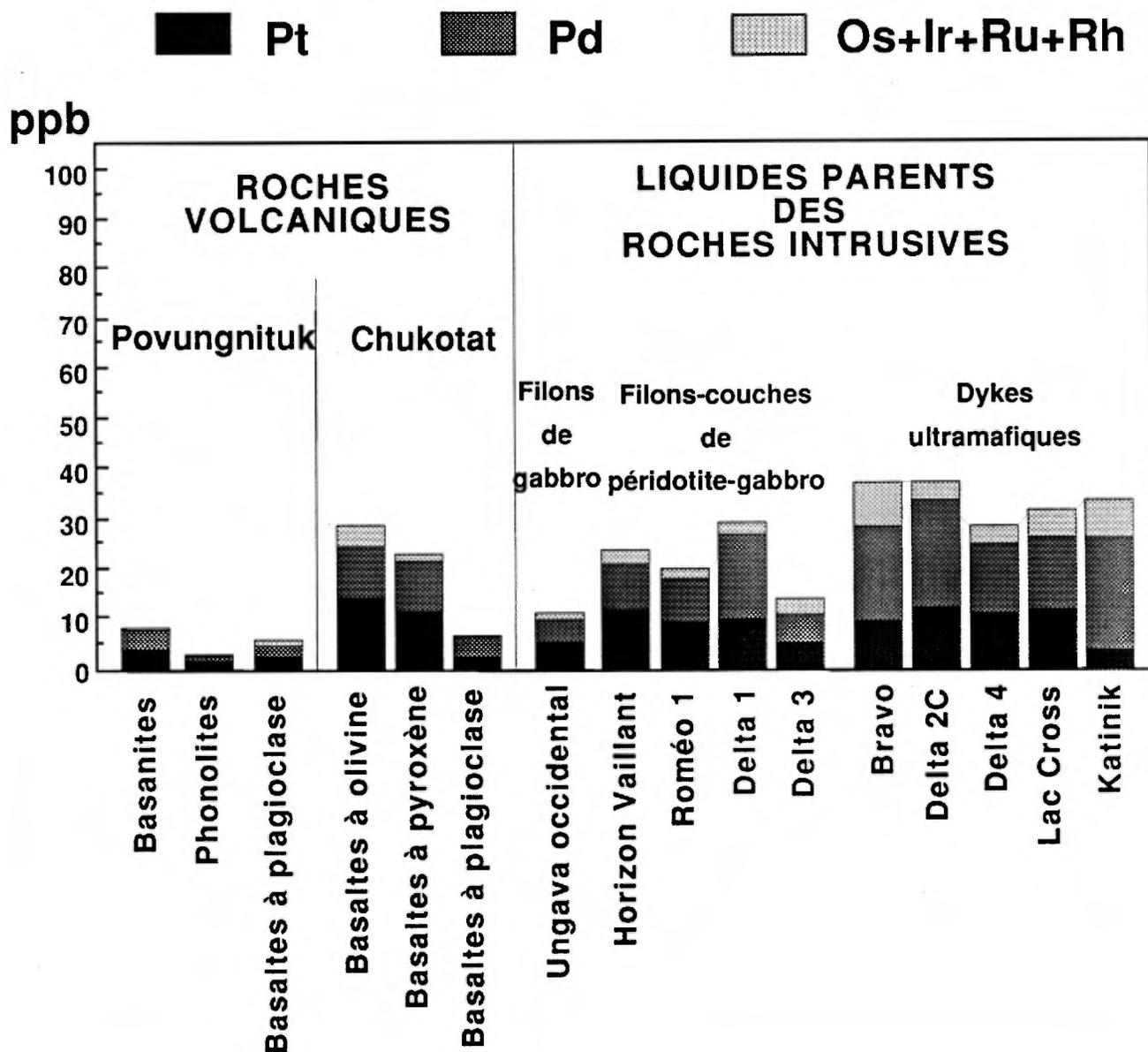
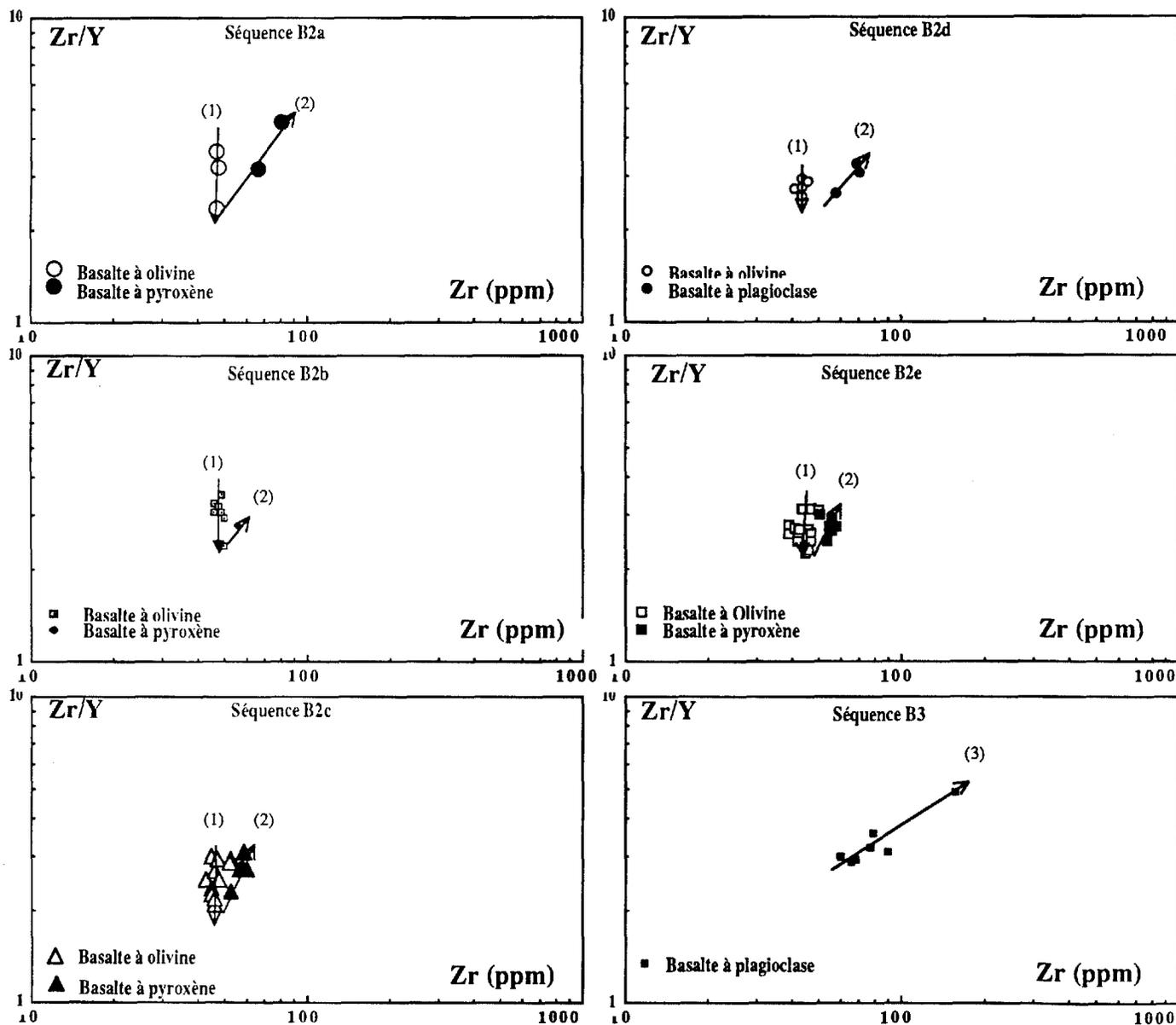


Figure 2.12 : Teneurs moyennes en EGP des roches volcaniques des Groupes de Povungnituk et de Chukotat, et des liquides parents des intrusions recoupant de Groupe de Povungnituk.

Figure 2.13 : Diagrammes Zr - Zr/Y illustrant les mécanismes pétrogénétiques à l'origine des différentes séquences de basalte du Groupe de Chukotat, dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava d'après Picard (en préparation). On constate que le rapport Zr/Y diminue, pour chaque séquence, des basaltes à olivine les plus magnésiens vers les moins magnésiens (vecteur 1) ce qui ne peut s'expliquer que par un processus de fusion partielle progressive du manteau. Au contraire les vecteurs 2 et 3 traduisent l'évolution des liquides par cristallisation fractionnée d'un mélange à olivine-pyroxène pour le vecteur 2, et d'un mélange à plagioclase ± pyroxène ± olivine pour le vecteur 3. (cf données analytiques dans Picard, 1989a).



ne reflètent pas la composition des liquides parents. On voit par contre, que la présence, même en très faible quantité de sulfures, suffit dans le cas de ces intrusions pour augmenter considérablement les teneurs en EGP.

Dans le cas des filons-couches différenciés ultramafiques à mafiques, on constate que les teneurs en EGP des bordures figées sont variables (tableau 2.4), bien qu'en règle générale, moins élevées que dans les bordures figées des intrusions ultramafiques. Ainsi, la bordure figée du filon-couche Delta 1 apparaît la plus enrichie avec 28 ppb de EGP, suivie des bordures figées de Vaillant et Roméo 1 (respectivement 26 et 20 ppb), alors que la bordure figée du filon-couche de péridotite - gabbro Delta 3 est la plus pauvre avec seulement 12 à 15 ppb de EGP. Cette dernière teneur soulève d'ailleurs le problème de savoir pourquoi le filon-couche ultramafique à mafique Delta 3, le seul à contenir un indice significatif en EGP, le "reef" Delta 3 (Cf. Partie 3), est celui dont la bordure figée inférieure contient le moins de EGP. Quoi qu'il en soit, les teneurs en EGP des bordures figées des intrusions comagmatiques des basaltes à olivine du Chukotat ont des teneurs en EGP qui demeurent relativement élevées et dépassent toujours 10 ppb, ce qui indique d'emblée un potentiel non négligeable représenté par ces systèmes magmatiques.

De leur côté, les basaltes à olivine du Groupe de Chukotat, possèdent des teneurs en EGP qui varient de 19 à 34 ppb (tableau 2.6), tandis que les basaltes à pyroxène qui en dérivent par cristallisation fractionnée (Hynes et Francis, 1982; Francis et al., 1981, 1983; Picard, 1989a-b; Picard et al, 1990) ont des teneurs comprises entre 11 et 36 ppb (tableau 2.6). Les teneurs des basaltes olivine sont donc tout à fait comparables à celles rencontrées dans les bordures figées des intrusions ultramafiques et ultramafiques à mafiques corroborant une nouvelle fois les relations comagmatiques entre ces liquides.

En contraste des teneurs précédentes, les basaltes tholéitiques à plagioclase des Groupes de Povungnituk et de Chukotat, beaucoup moins riches en magnésium ($MgO = 3.2$ à 8.4%), ont des teneurs en EGP respectivement comprises entre 4 et 11 ppb pour les premiers, et entre 5 et 10 ppb pour les seconds (tableau 2.7). Ces teneurs sont similaires à celles rencontrées dans les bordures figées des filons-couches différenciés uniquement gabbroïques où les teneurs en EGP oscillent de 4 à 19 ppb avec une moyenne de 12 ppb (tableau 2.3).

2.1.6 Discussion

Le problème essentiel posé par l'étude des bordures figées est de faire la part entre une bordure figée représentant réellement la composition des liquides magmatiques parents, et celles dont la composition a été plus ou moins intensément modifiée par l'incorporation dans le liquide de phases cristallines précoces comme la chromite, l'olivine ou même des gouttelettes de sulfure. L'observation pétrographique, très utile, permet de faire un premier tri et d'éliminer tous les échantillons contenant clairement des cristaux cumulus, mais cette étude se révèle insuffisante dans le détail. Nous devons donc considérer des éléments chimiques dont les teneurs dans les liquides sont très sensibles à la présence de cumulats hautement magnésiens, et mettre en évidence, à l'aide de rapports d'éléments traces bien choisis, les mécanismes pétrogénétiques qui contrôlent la composition des liquides.

Ainsi, les auteurs (Treuil et Varet, 1973; Pearce et Norry, 1979, Bougault et al., 1979; Bougault, 1980, Hanson, 1980...) ont montré que les éléments incompatibles Zr, Y, Nb et les terres rares, réputés inertes au cours des processus d'altération tardi-magmatiques, et les rapports $(La/Sm)_n$ et Zr/Y étaient les plus utiles pour révéler ces processus. Les liquides étudiés étant comagmatiques des basaltes du Groupe de Chukotat, nous avons reporté sur les diagrammes $(La/Sm)_n = f(la)$ (figure 2.5) et $Zr/Y = f(Zr)$ (figures 2.13 et 2.14) les points représentatifs des basaltes du Groupe de Chukotat, prélevés dans la région du Lac Nuvilik (Picard, 1989a) et ceux représentatifs des bordures figées des intrusions et conduits nourriciers considérés ici. Tout d'abord, si nous considérons l'évolution du rapport Zr/Y dans les basaltes rencontrés au nord du lac Nuvilik (figure 2.13), nous constatons que ce rapport chute littéralement de la base au sommet de chaque séquence de basalte à olivine pour augmenter de nouveau, en même temps que les teneurs en zirconium dans les basaltes à pyroxène qui surmontent chaque séquence de basaltes à olivine. Nous constatons également que la valeur du rapport initial Zr/Y tend à diminuer d'une séquence à l'autre pour les premiers basaltes à olivine. Une distribution identique, bien que moins nette en raison du nombre plus limité de points, caractérise l'évolution du rapport $(La/Sm)_n$ (figure 2.5). Or, cette baisse du rapport Zr/Y s'accompagne dans certains cas d'une augmentation des teneurs en MgO à la base des séquences, puis à nouveau d'une baisse de ces teneurs. Une telle évolution du rapport Zr/Y , modélisée par Pearce et Norry (1979) pour différents systèmes magmatiques, ne peut s'expliquer que par une évolution des liquides basaltiques contrôlée par un processus de fusion

Figure 2.14 : Diagrammes Zr - Zr/Y illustrant les mécanismes pétrogénétiques qui contrôlent la composition des bordures figées des intrusions rencontrées dans le Groupe de Povungnituk. Les vecteurs définis par les basaltes du Groupe de Chukotat résultent respectivement 1) de la fusion partielle du manteau; 2) du fractionnement précoce du mélange olivine-pyroxène pour les basaltes à pyroxène; et 3) du fractionnement du mélange olivine-pyroxène pour les basaltes à plagioclase. On constate que les bordures figées les plus magnésiennes sont appauvries en Zr à cause de l'accumulation des cristaux d'olivine qui cristallisent dans le système.

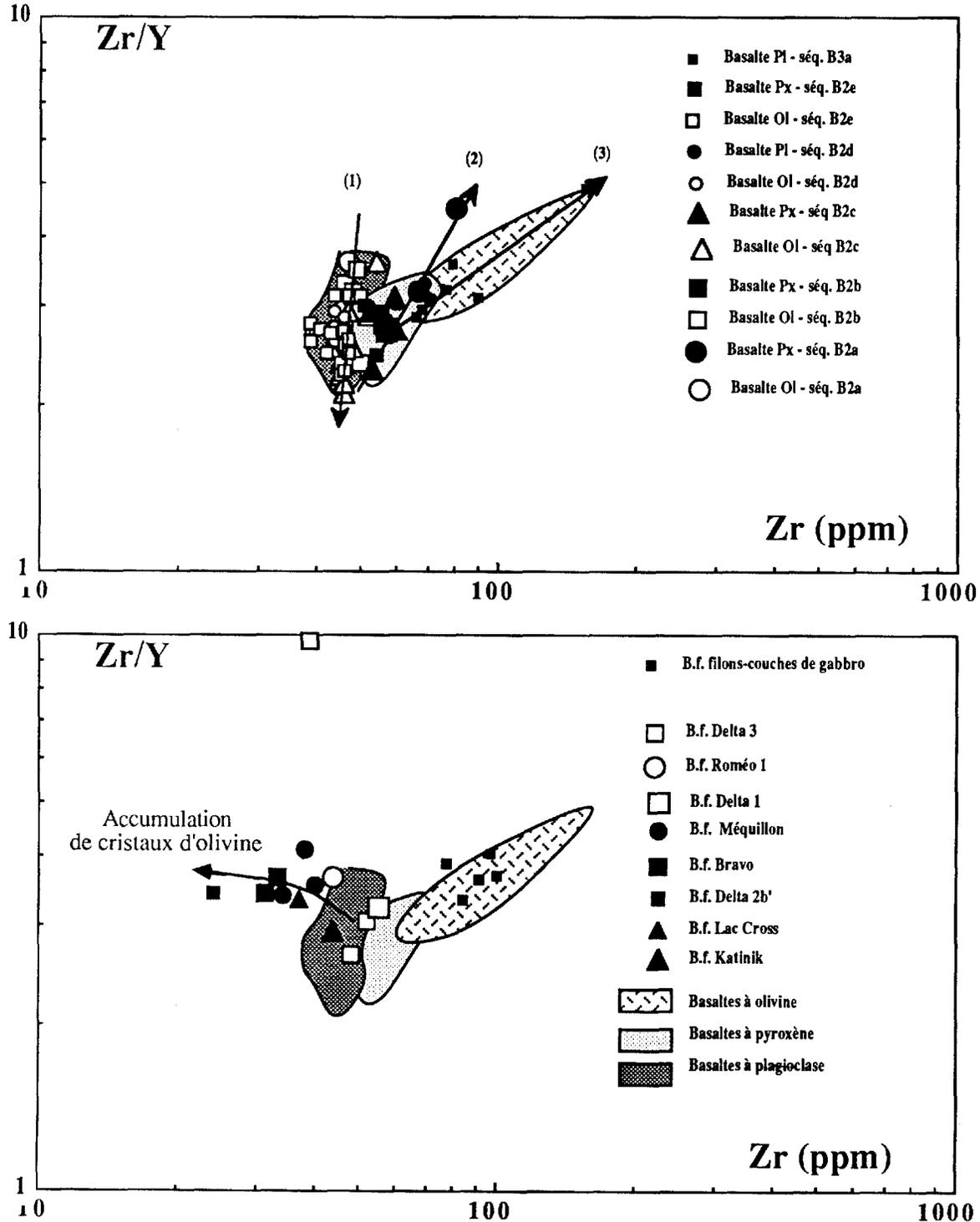


Tableau 2.8 : Compositions chimiques des liquides primaires à l'origine des intrusions qui recourent le Groupe de Povungnituk.

		Delta 1 Comp. moy.	Delta 3	Katinik
SiO ₂	%	46,90	46,20	43,60
TiO ₂	%	0,69	0,71	0,57
Al ₂ O ₃	%	7,47	10,50	9,29
Fe ₂ O ₃	%	15,60	12,80	13,60
MgO	%	15,30	14,70	18,90
CaO	%	11,00	6,81	9,89
Na ₂ O	%	0,39	1,70	0,17
K ₂ O	%	0,11	0,72	0,04
MnO	%	0,20	0,20	0,27
P ₂ O ₅	%	0,06	0,06	0,04
Zr	ppm	55	46	44
Y	ppm	17	13	15
Nb	ppm	-	4	7
Cr	ppm	1600	824	2200
Ni	ppm	573	279	1000
Cu	ppm	91	5	33
S	ppm	-	<100	100
Se	ppm	-	-	<10
Os	ppm	<3	0,90	2,00
Ir	ppm	0,70	0,39	1,20
Ru	ppm	47*	1,00	4,00
Rh	ppm	<1	0,69	10*
Pt	ppm	10,00	5,33	4,00
Pd	ppm	16,00	5,37	21,00
Au	ppm	<1	3,33	1,00
Σ EGP	ppm	27,70	12,96	32,20
(La/Sm) _n		1,52	1,76	2,13
(La/Yb) _n		1,98	1,85	3,42
Zr/Y		0,09	5,16	2,93
Pd+Pt/Ir+Ru+Os		-	6,98	7,81
Ni/Cu		1,39	54,33	30,30
Pd/Ir		22,86	17,98	17,50
Ni/Pd		0,96	51,76	47,62
Cu/Ir		16	17,14	28
S/Se		-	-	-
(Cu/Pd) _n		0,89	0,15	0,25
(Ni/Ir) _n		1,75	2,02	1,78

partielle progressive du manteau. La pente abrupte dessinée par le rapport Zr/Y (vecteur 1 de la figure 2.13) alors que les teneurs en Zr demeurent à peu près constantes, résultent d'une augmentation intense des teneurs en yttrium dans les liquides. La seule possibilité pour expliquer un tel comportement de l'yttrium dans les liquides issus de la fusion partielle est de considérer l'intervention du grenat sous haute pression dans les processus de fusion partielle. En effet, ce minéral possède un coefficient de partage élevé vis à vis de l'yttrium ($D_Y = 2$, Pearce et Norry, 1979) et encore plus élevé vis à vis de l'ytterbium ($D_{Yb} = 4.03$, Hanson, 1980) entraînant une rétention importante de l'yttrium lorsque les taux de fusion partielle sont inférieurs à 15%. Dans le cas des basaltes à olivine du Chukotat, Francis et al. (1981-1983) et Picard (1989a-b) ont montré que les taux de fusion des basaltes étaient compris entre 20 et 25 %. Dans un processus de fusion partielle progressive, le taux de fusion du manteau augmente avec le temps et les liquides produits sont expulsés au fur et à mesure de la fusion. Ainsi l'augmentation progressive du taux de fusion libérera progressivement l'yttrium au fur et à mesure où le grenat fondra dans le système.

À l'opposé, l'augmentation des rapports Zr/Y en même temps que les teneurs en zirconium dans les séquences de basalte à pyroxène et dans les séquences de basalte à plagioclase, induisent une évolution des liquides contrôlée par la cristallisation fractionnée d'un mélange à olivine - pyroxène pour les basaltes à pyroxène (vecteur 2 de la figure 2.13) et d'un mélange à plagioclase \pm pyroxène \pm olivine pour les basaltes à plagioclase (vecteur 3 de la figure 2.13, Francis et al., 1981, 1983).

La répartition des points représentatifs des bordures figées des intrusions et des conduits nourriciers ultramafiques et ultramafiques à mafiques sur les diagrammes des figures 2.5 et 2.14, démontre que la plupart des bordures figées s'écartent des domaines représentés par les liquides basaltiques selon une tendance différente aussi bien de celle définie par la fusion partielle, que de celle définie par les processus de fractionnement. En fait, cette distribution à peu près symétrique des tendances de fractionnement définies par les vecteurs 2 et 3, ne peut s'expliquer que par un apport de cristaux d'olivine, de chromite et peut-être aussi de pyroxène dans les liquides. Ainsi, seules les bordures figées des filons-couches de Delta 1 et Delta 3, et du conduit subvolcanique de Katinik, apparaissent réellement représentatives des liquides primaires à l'origine des intrusions. La bordure figée de Katinik paraît d'ailleurs représenter le liquide le

plus primitif de tous les liquides observés dans la Fosse de l'Ungava. Les bordures figées du filon-couche Roméo 1 et du dyke de Méquillon sont également proches de la composition des liquides primaires. Par contre, les compositions des bordures figées des intrusions de Bravo, et Delta 2b' montrent nettement les traces d'un ajout d'olivine et de chromite, et sont plus enrichies en magnésium, chrome et nickel que les liquides primaires. **Les véritables liquides primaires du Chukotat ont donc des compositions en magnésium comprises entre 14.70 et 18.90% et en TiO₂ comprises entre 0.57 et 0.71 % (tableau 2.8). Ce sont donc des compositions de basalte komatiitique tout à fait comparables à celles des basaltes à olivine les plus magnésiens du Groupe de Chukotat.**

En ce qui concerne les teneurs en EGP observées dans les bordures figées, nous avons montré qu'il existait une étroite corrélation entre ces teneurs et l'abondance du magnésium. On peut donc facilement admettre, comme pour le magnésium, que les teneurs élevées en EGP, observées dans les intrusions de Bravo, Delta 2b' et dans une moindre mesure de Roméo 1 et Méquillon, sont le reflet des phénomènes d'accumulation de l'olivine. Nous avons déjà montré dans le cas de Méquillon, qu'en plus de ces processus, l'incorporation dans le magma, même en très faible quantité de gouttelettes de liquides sulfurés suffisait pour augmenter considérablement les teneurs en EGP. **Les teneurs en EGP des liquides primaires sont donc celles des bordures figées des intrusions Delta 1 et Delta 3, et du conduit nourricier de Katinik, et sont comprises entre 13 et 32 ppb, ces teneurs étant fonction, comme nous le verrons plus loin, des taux de fusion partielle atteints pour former les liquides primaires.**

2.1.7 Conclusions sur la composition des liquides parents

L'analyse de la composition des bordures figées révèle les parentés des diverses intrusions avec les basaltes épanchés dans le domaine sud de la Fosse de l'Ungava. Seuls les dykes de diabase apparaissent sans ambiguïté comagmatiques et syngénétiques avec les basaltes tholéitiques du Groupe de Povungnituk. Toutes les intrusions différenciées de gabbro, de péridotite-gabbro et les dykes ultramafiques qui recoupent les roches volcanosédimentaires du sous-groupe de Beauparlant, sont pour leur part comagmatiques des basaltes du Groupe de Chukotat, et sont reliées au stade d'expansion océanique qui préside à leur mise en place. Ces intrusions étant celles qui contiennent les indices de EGP, on peut déjà conclure

Tableau 2.9 : Calcul des taux de fusion partielle pour deux types de source mantellique selon un modèle de fusion à l'équilibre tel que $F = [(Co/Cl) - D] / (D - 1)$, et en fonction des coefficients de partage établis par Pearce et Norry (1979) pour Zr, Y et par Hanson (1980) pour Ce et Yb.

		Coefficients de partage			
		Olivine	Opx	Cpx	Grenat
Zr		0.01	0.03	0.1	0.3
Y		0.01	0.2	0.5	2
Ce		0.0005	0.003	0.098	0.021
Yb		0.0015	0.049	0.28	4.03
Calcul des coefficients de partage globaux					
Source 1: 60%OI + 20% Opx + 20% Cpx					
	D(Zr)=	0.032	D(Y)=	0.146	
	D(Ce)=	0.01996	D(Yb)=	0.0667	
Source 2: 55%OI + 20% Opx + 20% Cpx + 5% Gt					
	D(Zr)=	0.047	D(Y)=	0.246	D(Nb)= 0.061
	D(Ce)=	0.021	D(Yb)=	0.268	
Liquide Delta 3					
	Zr	Y	Ce	Yb	
ppm	46	13	10	2	
Source 1	% Fusion Zr=	21.40	% Fusion Ce=	24.16	
	% Fusion Y=	26.77	% Fusion Yb=	59.00	
Source 2	% Fusion Zr=	20.20	% Fusion Ce=	24.08	%fusion moyen = 18%
	% Fusion Y=	17.11	% Fusion Yb=	12.18	
Liquide Delta 1					
	Zr	Y			
ppm	55	17			
Source 2	% Fusion Zr=	16.05			%fusion moyen = 19%
	% Fusion Y=	21.25			
Liquide Roméo					
	Zr	Y	Ce	Yb	
ppm	44	12	8	1.4	
Source 2	% Fusion Zr=	21.34	% Fusion Ce=	22.19	%fusion moyen = 20%
	% Fusion Y=	21.25	% Fusion Yb=	15.93	
Liq. Lac Cross					
	Zr	Y			
ppm	37	11			
Source 2	% Fusion Zr=	26.26			%fusion moyen = 26%
	% Fusion Y=	26.09			
Liq. Katinik					
	Zr	Y	Ce	Yb	Yb
ppm	44	13	10.4	1.15	1.15
Source 2	% Fusion Zr=	21.30	% Fusion Ce=	17.73	%fusion moyen = 21%
	% Fusion Y=	17.06	% Fusion Yb=	25.48	

que la formation des dépôts de EGP est d'abord contrôlée en Ungava par un guide macrotectonique, l'ouverture de l'Océan Protérozoïque. Plus dans le détail, il apparaît que les intrusions ultramafiques peuvent se corrélérer à la mise en place des différentes séquences de basaltes à olivine et que les plus riches en EGP (Delta 3, Roméo 1, lac Cross, Katinik...) correspondent à la mise en place des toutes premières séquences de basalte, donc aux stades les plus précoces de l'ouverture océanique. Les intrusions ultramafiques de l'horizon de Vaillant (Povungnituk 2, Gulf, Méquillon...) correspondraient à des épanchements de magma basaltique komatiitique plus tardifs. A l'exception du dyke ultramafique de Méquillon, qui possède un petit gîte de EGP, ces intrusions ne semblent pas receler de concentrations importantes en EGP et il semble que l'épisode minéralisateur principal à l'origine des gîtes de Ni-Cu-EGP de la Fosse de l'Ungava prenne son moteur dans le changement de régime magmatique relié à la déchirure du socle continental. Quant aux filons-couches différenciés de gabbro, dépourvus de minéralisations, ils correspondraient au stade ultime de l'ouverture océanique avec la mise en place des basaltes tholéitiques à plagioclase, également pauvres en EGP, qui forment la nouvelle croûte océanique.

2.2 Calcul des taux de fusion à l'origine des liquides primaires et nature des matériaux sources

Nous avons montré ci-dessus que les liquides primaires du Groupe de Chukotat résultaient directement de fusions progressives et successives du manteau. Antérieurement, Hynes et Francis (1981, 1983) puis Picard (1989a-b) ont fait l'hypothèse que les basaltes à olivine du Groupe de Chukotat résultaient d'un taux de fusion partielle compris entre 20 et 25 %. Plus récemment, Barnes et Giovannazo (1990) ont fait l'hypothèse que les liquides parents de l'intrusion Bravo dans le secteur du lac Kenty correspondaient à un taux de fusion de 25% sous 30KB de pression, soit à une centaine de kilomètres de profondeur dans le domaine des lherzolites à grenat.

Afin de compléter ces données, nous avons calculé les taux de fusion partielle à l'origine des liquides primaires déterminés ci-dessus en appliquant le modèle de fusion partielle mis en équation par Steinberg et al. (1979), Hanson (1980) et Bougault (1980) et en considérant deux sources mantelliques différentes: l'une superficielle composée de 60% d'olivine, de 20% de clinopyroxène et de 20% d'orthopyroxène (source 1); l'autre plus profonde composée de 55% d'olivine, de 20% de clinopyroxène, de 20% d'ortho-

pyroxène et de 5% de grenat (source 2). L'équation (1) de fusion partielle s'écrit :

$$C_i/C_o = 1/D(1-F)+F \quad (1)$$

avec :

C_i = concentration de l'élément i dans le liquide primitif.

C_o = concentration de l'élément i dans la source initiale.

D = coefficient de partage global pour l'élément i .

F = taux de fusion partielle.

Connaissant les valeurs des coefficients de partage du zirconium, de l'yttrium, du niobium (Pearce et Norry, 1979), du cérium et de l'ytterbium (Hanson, 1980) pour chaque minéraux, on peut calculer le coefficient de partage global D de chaque élément et calculer l'expression (2) du taux de fusion partielle déduite de (1) :

$$F = -(C_i/C_o - D)/(D-1) \quad (2)$$

en utilisant les teneurs du manteau en éléments traces : $C_e = 1.90$ ppm, $Zr = 11$ ppm, $Y = 4.87$ ppm et $Nb = 0.62$ ppm (Wood et al., 1979) et une teneur en Yb de 0.5 ppm correspondant à 2 fois la teneur des chondrites (Steinberg et al., 1979; Bougault, 1980, Hanson, 1980...).

Ainsi, pour une source mantellique dont la composition minéralogique serait formée par 60 % d'olivine, 20 % de clinopyroxène et 20 % d'orthopyroxène, le coefficient de partage global D_i pour l'élément i est exprimé par l'équation : $D_i = 0.60 (D_{Ol}) + 0.20 (D_{Cpx}) + 0.20 (D_{Opx})$, et on obtient: $D_{Zr} = 0.032$, $D_Y = 0.15$, $D_{Nb} = 0.06$, $D_{Ce} = 0.020$ et $D_{Yb} = 0.07$ (tableau 2.9). Pour une source mantellique dont la composition minéralogique serait formée par 55 % d'olivine, 20 % de clinopyroxène, 20 % d'orthopyroxène et 5 % de grenat, le coefficient de partage global D_i pour l'élément i est exprimé par l'équation : $D_i = 0.55 (D_{Ol}) + 0.20 (D_{Cpx}) + 0.20 (D_{Opx}) + 0.05 (D_{Gr})$, et on obtient : $D_{Zr} = 0.047$, $D_Y = 0.25$, $D_{Nb} = 0.06$, $D_{Ce} = 0.021$ et $D_{Yb} = 0.27$ (tableau 2.9).

Dans le cas de l'intrusion Delta 3, les calculs effectués à l'aide de l'équation (2) en considérant la source 1 et en utilisant les teneurs du liquide parent $Zr_i = 46$ ppm, $Y_i = 13$ ppm, $Ce_i = 10$ ppm et $Yb_i = 2$ ppm, donnent des taux de fusion partielle compris entre 21,4 et 26.8% pour les éléments Zr , Y et ce qui paraît

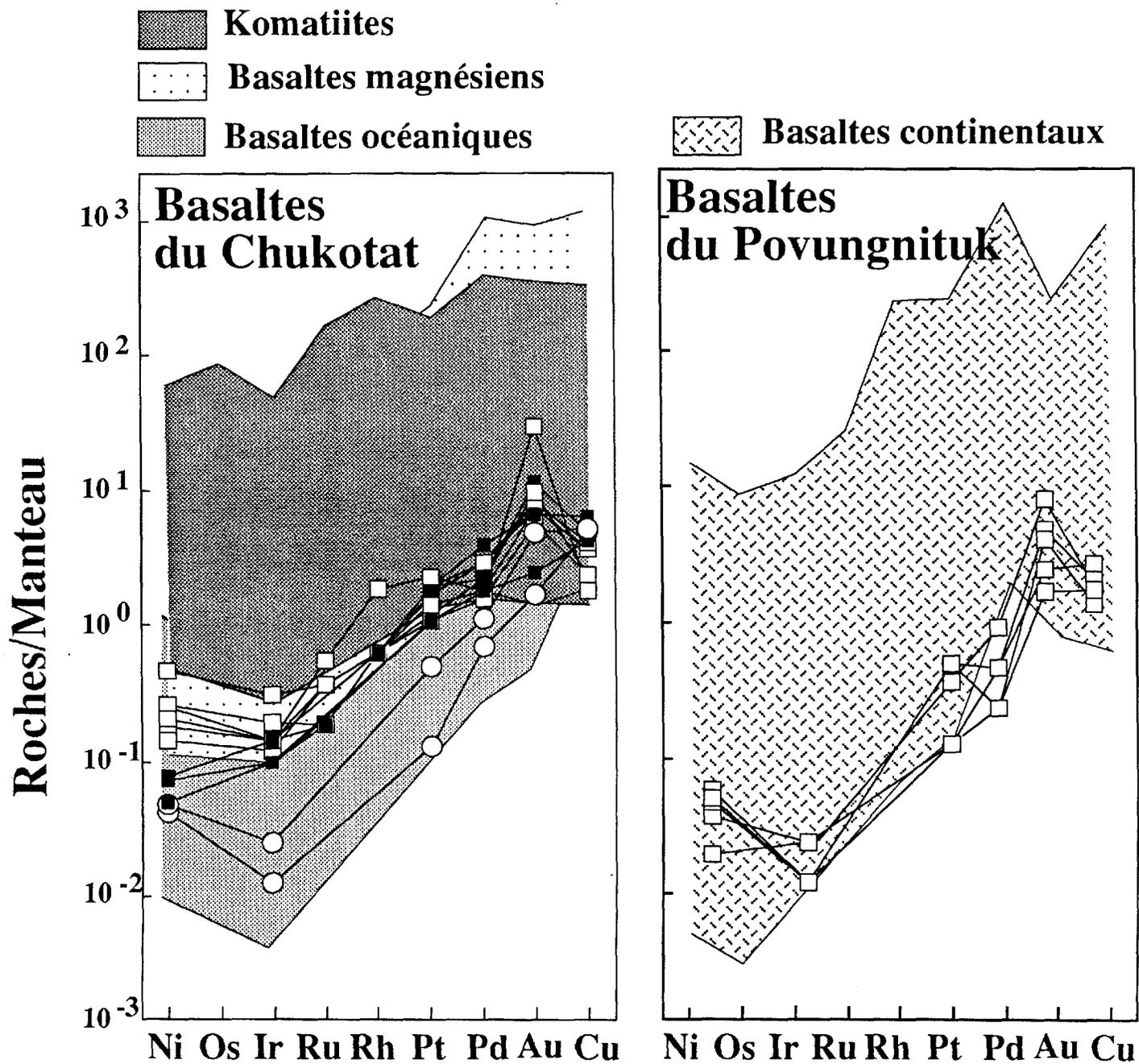


Figure 2.15 : Diagrammes de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés au manteau pour les roches volcaniques tholéiitiques et komatiitiques des groupes de Povungnituk et de Chukotat. Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988).

cohérent, mais un taux de 59% pour Yb ce qui est complètement incompatible avec les valeurs précédentes. Si nous considérons la source 2 formée de lherzolite à grenat les résultats sont plus homogènes : 20.2 % pour Zr; 17.1 % pour Y, 24.1 % pour Ce et 12.2 % pour Yb. En raison des coefficients de partage élevés de l'yttrium et surtout de l'ytterbium vis à vis du grenat, il semble donc nécessaire de faire intervenir ce minéral dans les processus de fusion partielle, ce qui d'ailleurs est fortement suggéré par la distribution des points représentatifs des liquides dans le diagramme $Zr/Y = f(Zr)$ des figures 2.13 et 2.14. En procédant de la même manière pour les intrusions Delta 1, Roméo 1, lac Cross et Katinik, nous parvenons aux mêmes conclusions et on observe que les taux de fusion partielle calculés sont compris entre 18 et 26%.

Nous pouvons donc admettre que la source mantellique des liquides primaires, à l'origine des intrusions et des conduits nourriciers comagmatiques du Chukotat, était constituée de lherzolite à grenat avec une constitution minéralogique voisine de la source 2 que nous avons utilisée dans nos calculs. Il est aussi intéressant de noter qu'il faut des taux de fusion plus élevés pour produire les liquides primaires des dykes ultramafiques ($F = 21$ à 26%) que pour produire les liquides parents des filons-couches différenciés de péridotite-gabbro ($F=18$ à 20%). Or, les liquides parents des dykes, plus riches en MgO, sont également plus riches en EGP. Ils sont également plus riches en soufre. On peut donc faire l'hypothèse que le contenu en EGP des liquides est d'autant plus élevé que le taux de fusion est plus élevé, ce qui semble logique si on considère que la probabilité que des sulfures résiduels soient retenus par le manteau est d'autant plus faible que la fusion est plus grande. Or, comme nous le verrons dans la quatrième partie, ce sont les dykes ultramafiques qui contiennent les principales occurrences de EGP, suggérant ici un contrôle non négligeable des processus de fusion partielle sur la distribution des EGP.

2.3 Distribution et comportement des EGP dans les liquides primaires des Groupes de Povungnituk et de Chukotat

Afin de préciser l'aptitude des liquides primaires à fournir des gîtes de EGP, nous avons appliqué les méthodes mentionnées dans la présentation générale de ce travail à l'étude de quelques basaltes des Groupes de Povungnituk et de Chukotat et aux bordures figées des intrusions.

Les basaltes à olivine du Groupe de Chukotat, tout comme les bordures figées des conduits nourriciers

ultramafiques de Méquillon, Bravo, Delta 4, lac Cross, Katinik et des filons-couches ultramafiques à mafiques Vaillant, Delta 1, 2c et 3 et Roméo 1 présentent des spectres de EGP (figure 2.16) assez proches les uns aux autres, confirmant une fois de plus leurs relations comagmatiques. Leurs spectres sont similaires à ceux des basaltes hautement magnésiens et sont un peu plus fractionnés que ceux des komatiites (figure 2.15). Comme nous l'avons vu plus haut, ce fractionnement est compatible avec les taux de fusion partielle antérieurement calculés de 18 à 26% pour les basaltes à olivine et les liquides parents des intrusions. Un tel fractionnement pourrait aussi résulter du fractionnement de l'olivine et de la chromite, mais nous avons montré que de tels fractionnements n'intervenaient pas de façon majeure dans ces roches (cf. Francis et al., 1981, 1983; Barnes et Picard, en prép.).

Toutefois, dans le détail, les valeurs du rapport Pd/Ir des basaltes à olivine présentent des variations non négligeables (figures 2.15, 2.16 et 2.17) et il tend à augmenter à l'intérieur de chaque bloc structural des séquences les plus basales vers les plus hautes. En effet, le rapport Pd/Ir évolue de 13.33 à 21.67 dans le bloc B1 et de 6.15 à 26 dans le bloc B2 (tableau 2.6, Barnes et Picard, en prép.). Or, nous avons montré précédemment que les effets de la fusion partielle progressive du manteau entraînait un appauvrissement des rapports La/Sm et Zr/Y des séquences de basalte les plus basses aux plus élevées. Le comportement du rapport Pd/Ir peut résulter des mêmes influences. En effet, les données géochimiques des basaltes à olivine les plus primitifs indiquent que la source primaire était une lherzolite à grenat sous 30 kilobars de pression (Barnes et Giovenazzo, 1990). Or, tous les auteurs s'accordent pour admettre qu'un des moteurs de la fusion à l'aplomb des rides médio-océanique est la décompression adiabatique du manteau lors de sa remontée diapirique. Dans ces conditions, la fusion partielle d'une lherzolite à grenat à 30 kilobars se traduit par la fonte d'une grande proportion d'olivine et un résidu élevé de grenat, tandis qu'à des pressions plus faibles la fusion se traduit par une fonte plus importante du grenat et une plus grande rétention de l'olivine (Jaque et Green, 1980; Taylor et McLennan, 1985; Herzberg et Ohtani, 1988). En raison des coefficients de partage relativement élevés de l'iridium vis à vis de l'olivine, une plus grande quantité d'iridium sera incorporée dans les liquides à 30 kilobars de pression, alors que l'iridium sera davantage retenu par le manteau à des pressions plus faibles. Ainsi, nous pouvons expliquer l'augmentation progressive du rapport Pd/Ir dans les différentes séquences de basal-

tes à olivine sans faire intervenir de fractionnement d'olivine.

Dans les bordures figées des différentes intrusions (figures 2.16 et 2.17b, tableaux 2.4 et 2.5), nous pouvons remarquer également de semblables variations du rapport Pd/Ir. Celui-ci s'élève peu à peu de Delta 1 et 3, Roméo 1 et Katinik où il est le plus bas (Pd/Ir = 7.14 à 25) à Méquillon où il est le plus haut (Pd/Ir = 60.6 à 221), avec des cas intermédiaires comme à Bravo (12.6 à 32.1), et Delta 2b' (Pd/Ir = 50.04), montrant qu'il existe une corrélation négative de ce rapport avec les rapports La/Sm et Zr/Y. Les variations de ce rapport confirment donc les corrélations mentionnées plus haut entre la mise en place des intrusions et l'épanchement des différentes séquences de laves du Chukotat. Il est donc intéressant de noter qu'avant tout fractionnement de silicates, d'oxydes ou de sulfures des liquides, l'allure des spectres de EGP était déjà déterminée par les conditions de la fusion et l'évolution des sources, et que les roches qui résultent de la cristallisation des liquides garderont ces caractères hérités.

Les rapports (Ni/Ir)_n possèdent tous le même ordre de grandeur ((Ni/Ir)_n = 0.8 à 3.6) alors que le rapport (Cu/Pd)_n est supérieur à 1 (1.2 à 2.4) dans les basaltes à olivine, et toujours inférieur à 1 dans les bordures figées (Cu/Pd)_n = 0.2 à 0.9). Ce dernier rapport suggère qu'une fraction de sulfures a dû quitter le magma juste avant l'épanchement des basaltes à olivine et qu'aucune extraction du soufre ne s'est produite avant la mise en place des corps ultramafiques et ultramafiques à mafiques. Ces résultats et les taux de fusion élevés du manteau (18 à 26%), indiquent que tous les sulfures du manteau ont fondu et que tout le stock de EGP s'est incorporé dans les magmas. Les diagrammes Ni/Cu versus Pd/Ir (figure 2.17) et Cu/Ir versus Ni/Pd (figure 2.18) confirment ces observations. En effet les basaltes à olivine sont tous situés dans le champ des basaltes hautement magnésiens de la figure 2.17a; par contre, dans le diagramme Cu/Ir versus Ni/Pd (figure 2.18a), la plupart sont situés au-dessus de ce champ et sont légèrement décalés à droite de la ligne de fusion partielle qui relie la composition moyenne des différentes roches effusives. Ce décalage, bien que très faible, peut lui aussi indiquer une faible extraction de sulfures. Dans le diagramme Cu/Pd versus Pd (figure 2.19), les basaltes à olivine sont localisés dans la partie supérieure du champ des magmas primitifs et deux des échantillons sortent de ce champ (Cu/Pd > 6000) suggérant un début d'extraction des phases sulfurées. Leur position dans ce diagramme, comparée aux données calculées de Barnes (1990), suggère que

les basaltes à olivine possèdent une valeur de R voisine ou même supérieure à 20000 indiquant qu'au plus 0.005 % de liquide sulfuré aurait été «extracté» des liquides primaires avant l'épanchement des laves. Bien que très faible, ce taux d'extraction est suffisant pour expliquer l'appauvrissement en EGP signalé par les rapports (Ni/Ir)_n et (Cu/Pd)_n. Il pourrait être tentant d'imaginer que les sulfures «extractés» correspondent à ceux qui forment les gîtes de Katinik, lac Cross, Delta...etc. Effectivement, les rapports (Ni/Ir)_n = 0.8 à 3.6 et (Cu/Pd)_n = 0.2 à 0.9 des bordures figées et la position de ces bordures dans les diagrammes des figures 2.17b et 2.18b suggèrent qu'aucune phase sulfurée n'a quitté les magmas avant leur mise en place. La position des bordures figées dans le diagramme Pd versus Cu/Pd de la figure 2.20 confirme cette dernière hypothèse mais comme nous le verrons plus loin, les rapports Cu/Pd des minerais indiquent des taux de fractionnement des phases sulfurées de l'ordre de 0.01% pour le reef Delta 3, et toujours supérieurs à 0.1% dans le cas des conduits ultramafiques. Ainsi, les basaltes à olivine que nous avons utilisé dans le cadre de cette étude, caractérisés par un très faible taux de fractionnement des phases sulfurées, ne peuvent pas résulter du fractionnement des liquides à l'origine des intrusions considérées. Barnes et Picard (en prép.) montrent par ailleurs que dans la région des lacs Nuvilik, les premières séquences de basaltes du Chukotat sont toutes un peu déprimées en EGP à cause de l'extraction précoce d'une faible proportion de sulfures (de l'ordre de 0.001 à 0.01%). Les coulées litées qui peuvent leur être associées ne représenteront donc pas un contexte favorable pour la présence de gîtes de EGP. Par contre, Barnes et Picard (en prép.) montrent que les dernières séquences de basaltes à olivine du Chukotat (séquences B2d et e de Picard, 1989b et de Picard et al., 1990) ne sont pas déprimées en EGP et n'ont pas subi de fractionnement des phases sulfurées. Des coulées litées ou des intrusions qui leur seraient associées pourraient se révéler de bons candidats pour la présence de gîtes de EGP. Quant aux intrusions Delta 1, Delta 3 et Roméo 1 et aux conduits nourriciers Méquillon, Bravo, Lac Ross et Katinik porteurs d'indices, **on peut conclure que leurs liquides parents étaient encore sous-saturés en soufre au moment de leur mise en place, la question étant de savoir quels facteurs ont favorisé la saturation en soufre des magmas qui ont induit la formation des gîtes de sulfures.** Quant aux intrusions ultramafiques et ultramafiques à mafiques pour lesquelles nous ne possédons pas de données, il est probable que leurs liquides primitifs possèdent des propriétés similaires et qu'elles constituent aussi de bons candidats pour la formation de gîtes de EGP.

Dans les diagrammes 2.17b et 2.18b, il faut remarquer que les échantillons représentatifs des bordures figées de Delta 3 et de Roméo 1 sont situées en dehors du champ des basaltes hautement magnésiens et situés dans le champ des komatiites en raison de valeurs anormalement élevées du rapport Ni/Cu, et anormalement faibles du rapport Cu/Ir, alors que les rapports Pd/Ir et Ni/Pd sont compatibles avec ceux des basaltes hautement magnésiens. Les données géochimiques obtenues sur ces bordures figées montrent par ailleurs qu'elles ont une composition de basalte komatiitique et que les valeurs fournies par les rapports Ni/Cu et Cu/Ir sont forcément liées à la remobilisation des éléments impliqués. Enfin dans le diagramme Pd versus Cu/Pd (figure 2.20), les échantillons de la bordure figée de Delta 3 semble un peu appauvri en Pd si on les compare aux champs des basaltes primitifs, et leur rapport Cu/Pd est anormalement faibles. Les teneurs en cuivre et dans une moindre mesure les teneurs en palladium des bordures figées du filon-couche Roméo 1 et surtout du filon-couche Delta 3 sont en dessous de la normale. Dans le cas de Delta 3, nous avons déjà mentionné que le calcium avait été lessivé de la bordure figée à l'aplomb de Delta 3, et nous avons noté qu'une partie de ce calcium se retrouvait dans la pyroxénite sus-jacente sous forme de carbonates. Nous pouvons donc conclure que des phénomènes hydrothermaux relativement importants ont affecté la base de l'intrusion Delta 3 provoquant un lessivage du cuivre, du calcium et des éléments alcalins ainsi qu'une remobilisation partielle du palladium. Comme nous le verrons plus loin, ces problèmes de remobilisation tardi-magmatiques du cuivre et du palladium sont omniprésents dans la majorité des roches considérées et résultent vraisemblablement des mécanismes tectono-métamorphiques qui ont affecté les roches de la Fosse de l'Ungava. Dans la plupart des cas, leur importance demeure mineure et n'empêche pas la reconnaissance des phénomènes magmatiques, mais elles rendent souvent plus difficiles les interprétations. Il faut donc prendre soin de toujours considérer plusieurs échantillons pour un même environnement pour éviter de se laisser abuser par des variations individuelles.

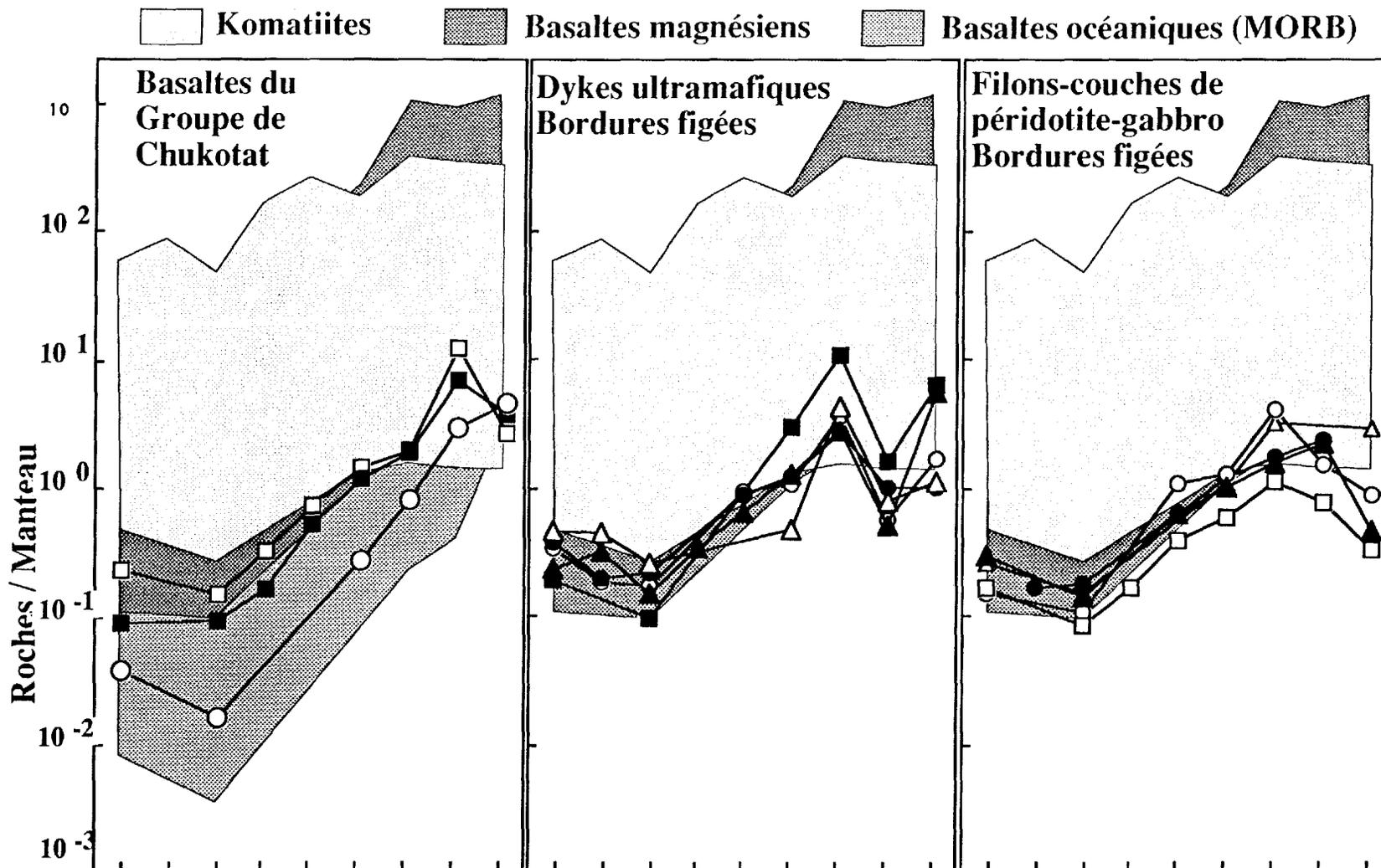
En accord avec les travaux de Francis et al. (1981, 1983), nous avons montré que les basaltes à pyroxène et les basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat dérivait du fractionnement d'un mélange d'olivine, de pyroxène et vraisemblablement d'un peu de chromite à partir des liquides à l'origine des basaltes à olivine. Ainsi, les basaltes à pyroxène et surtout les basaltes à plagioclase montrent un fractionnement de plus en plus important de l'iridium (figures 2.15 et

2.16), ce qui dans ce cas rend compte des fractionnements de l'olivine et de la chromite. En ce qui concerne les basaltes à plagioclase, possédant une nette affinité avec les spectres des basaltes océaniques, il n'est pas complètement clair s'ils dérivent du fractionnement des liquides hautement magnésiens, ou d'un taux de fusion partielle de 10 à 15% à partir d'une source appauvrie. Tous ces processus sont bien illustrés dans le diagramme Ni/Cu versus Pd/Ir (figure 2.17a) et on observe que la distribution des points est largement contrôlée par les processus de fusion partielle et/ou les fractionnements de l'olivine. Par contre les diagrammes Cu/Ir versus Ni/Pd et Pd versus Cu/Pd (figures 2.18a et 2.19) montrent sans ambiguïté que les liquides à l'origine de ces laves ont subi une extraction des phases sulfurées que l'on peut estimer comprise entre 0.01 et 0.015% ($R = 7000$ à 10000). Ainsi, comme nous l'ont déjà montré les analyses de EGP, ces laves seront toujours très déprimées en EGP et les intrusions qui dérivent de leurs liquides parents ne contiendront pas de gîtes magmatiques de EGP. On peut illustrer cette conclusion en considérant les bordures figées des filons-couches différenciés de gabbro. Celles-ci ont des spectres de Ni - EGP - Cu (figure 2.21) identiques aux basaltes à plagioclase du Chukotat et des rapports Pd/Ir = 34.1 à 95, $(Ni/Ir)_n = 0.71$ à 10.38 et $(Cu/Pd)_n = 1.13$ à 8.35 tout à fait comparables. Leurs points représentatifs sont déplacés vers le haut du diagramme Cu/Ir versus Ni/Pd (figures 2.18b), et le rapport Cu/Pd est nettement supérieur à 6000 (figures 2.19) confirmant les phénomènes d'extraction du soufre.

Les basaltes du Groupe de Povungnituk sont donc en tout point comparables aux basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat. Ils sont très appauvris en EGP, ont un profil de EGP très fractionné avec toutefois un rapport Pd/Ir un peu plus faible (Pd/Ir = 10 à 40; 50 à 60 dans les basaltes à plagioclase du Chukotat), similaire à ceux des basaltes tholéiitiques des domaines continentaux (figure 2.21). Ce dernier point corrobore l'affinité des liquides parents des filons couches différenciés de gabbro avec les basaltes à plagioclase du Chukotat, les bordures figées des filons-couches de gabbro ayant un rapport Pd/Ir (= 34 à 95) du même ordre de grandeur que ces derniers. Cette dernière observation apporte donc un argument supplémentaire pour corréler la mise en place des filons-couches différenciés de gabbro avec les épisodes magmatiques plus tardifs qui ont conduit à l'épanchement des basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat, et donc la formation du plancher océanique final. Tout comme les basaltes à plagioclase du Chukotat, les basaltes à plagioclase du Povungnituk ont manifestement subi une forte extraction de la part

des phases sulfurées que l'on peut estimer comprise entre 0.015 et 0.08 % à l'aide la figure 2.19. Ces liquides ne seront donc pas générateurs de gîtes de EGP et il ne faut pas s'attendre à rencontrer des minéralisations de ce type dans les roches reliées à la mise en place du rift continental du Povungnituk.

On peut donc conclure que seuls les liquides hautement magnésiens du Chukotat ont réuni les conditions nécessaires pour former des gîtes de EGP. Les liquides injectés dans le Povungnituk sous forme de sils, de dykes ou de lacs de lave, et reliés aux premières phases de l'ouverture océanique, et ceux à l'origine des dernières séquences de basaltes à olivine (séquences B2c à B2e de Picard, 1989 a et Picard et al., 1990) du Chukotat présentent les meilleures sources potentielles pour la formation de gîtes de EGP.



Ni Os Ir Ru Rh Pt Pd Au Cu Ni Os Ir Ru Rh Pt Pd Au Cu Ni Os Ir Ru Rh Pt Pd Au Cu

- Basaltes à olivine n=6
- Méquillon n=3
- Lac Cross Cr4 n=1
- Vaillant n=2
- Basaltes à pyroxène n=5
- Bravo n=2
- Katinik n=1
- Delta 1 n=1
- Delta 2C n=1
- Basaltes à plagioclase n=2
- Delta 4 n=1
- Delta 3 n=3
- Roméo 1 n=1

	Basaltes Ol	Basaltes Px	Basaltes Pl
Pd / Ir	6 - 26	12 - 30	50 - 60
(Ni / Ir) _n	1.2 - 2.4	0.5 - 3.4	1.9 - 3.4
(Cu / Pd) _n	1.0 - 2.1	1.5 - 3.0	4.7 - 7.6

	Dykes
Pd / Ir	7 - 25
(Ni / Ir) _n	0.8 - 3.6
(Cu / Pd) _n	0.2 - 0.9

	Filons-couches
Pd / Ir	13 - 61
(Ni / Ir) _n	1.2 - 2.4
(Cu / Pd) _n	0.2 - 0.8

Figure 2.16 : Diagrammes de distribution Ni - EGP -Cu normalisés au manteau pour les basaltes du Groupe de Chukotat et les bordures figées des intrusions ultramafiques et ultramafiques à mafiques. Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988).

Figure 2.17a : Diagramme Pd/Ir vs Ni/Cu des basaltes des groupes de Povungnituk et de Chukotat.

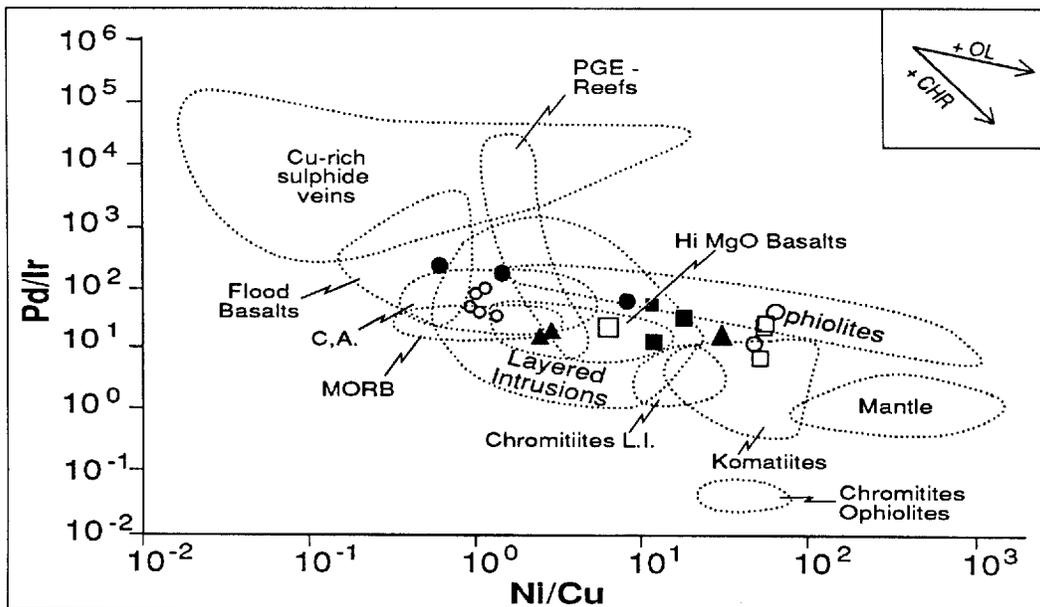
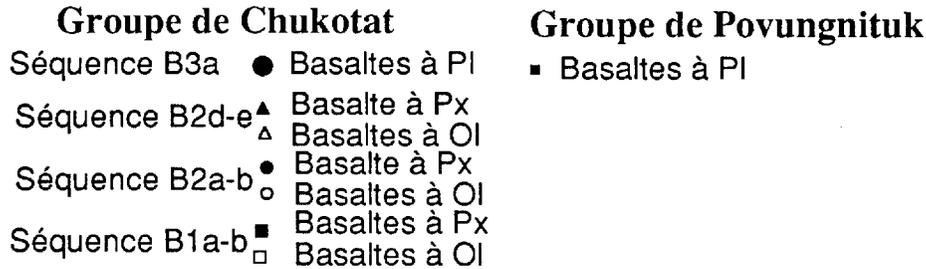
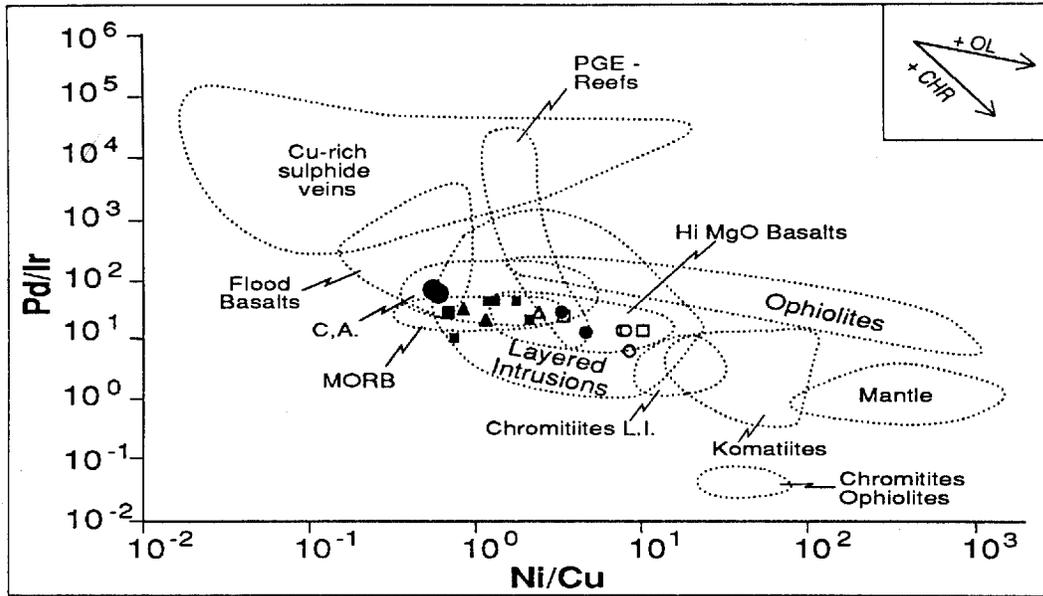


Figure 2.17b : Diagramme Pd/Ir vs Ni/Cu des intrusions mafiques et ultramafiques dans les groupes de Povungnituk et de Chukotat.

Figure 2.18a : Diagrammes Ni/Pd vs Cu/Ir des basaltes des groupes de Povungnituk et de Chukotat.

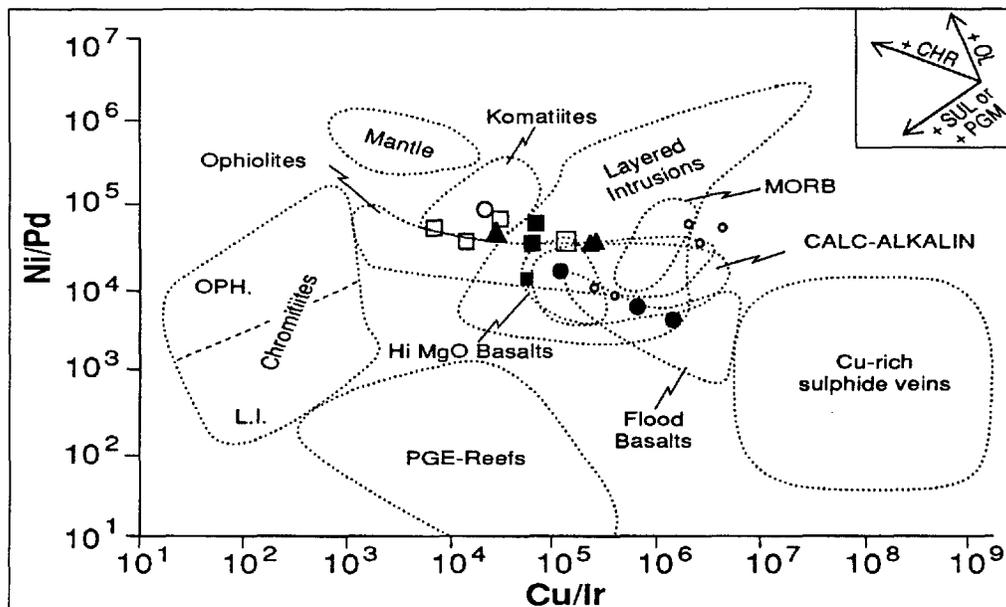
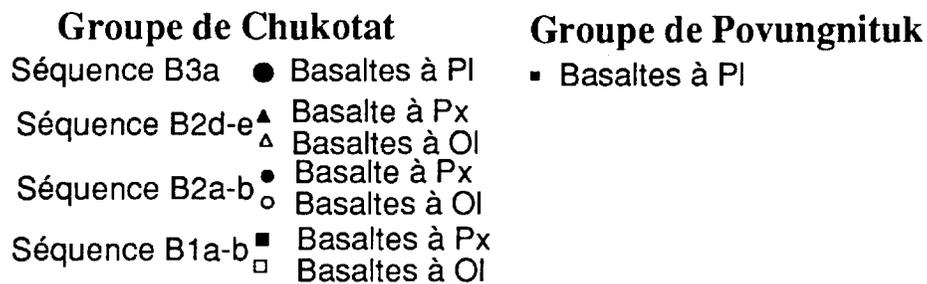
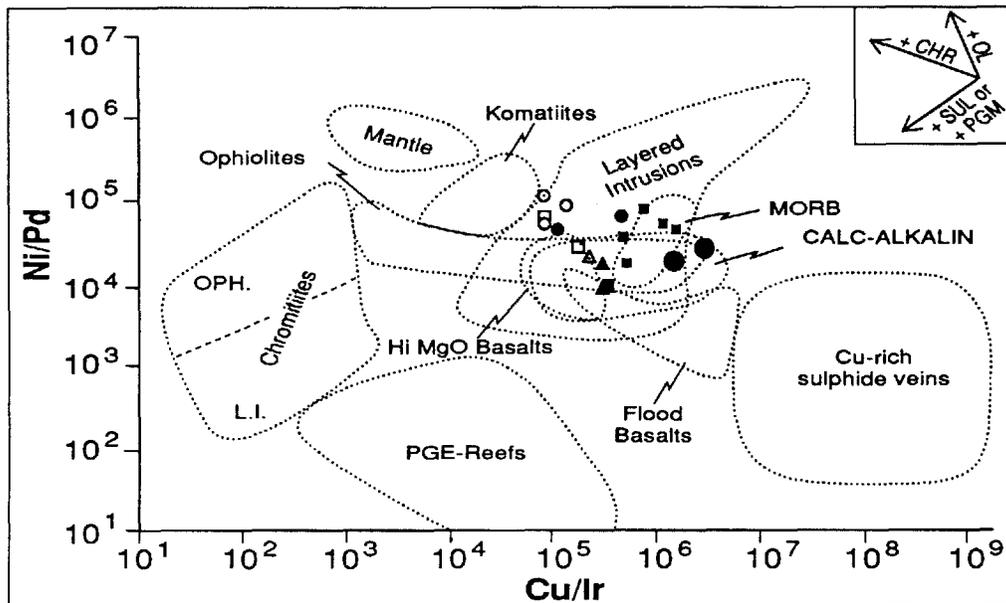
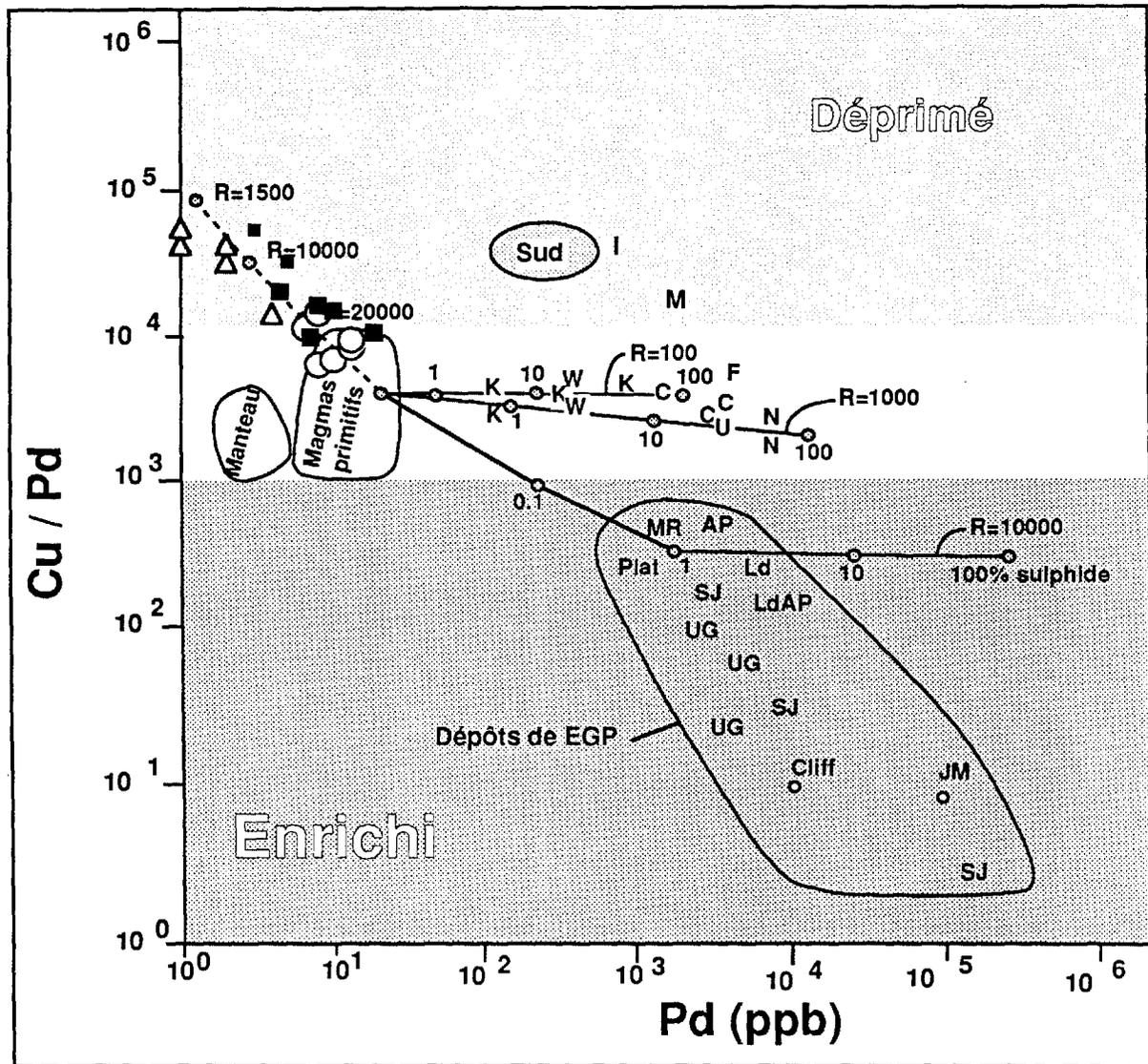


Figure 2.18b : Diagramme Ni/Pd vs Cu/Ir des intrusions mafiques et ultramafiques dans les groupes de Povungnituk et de Chukotat.



GRUPE DE CHUKOTAT

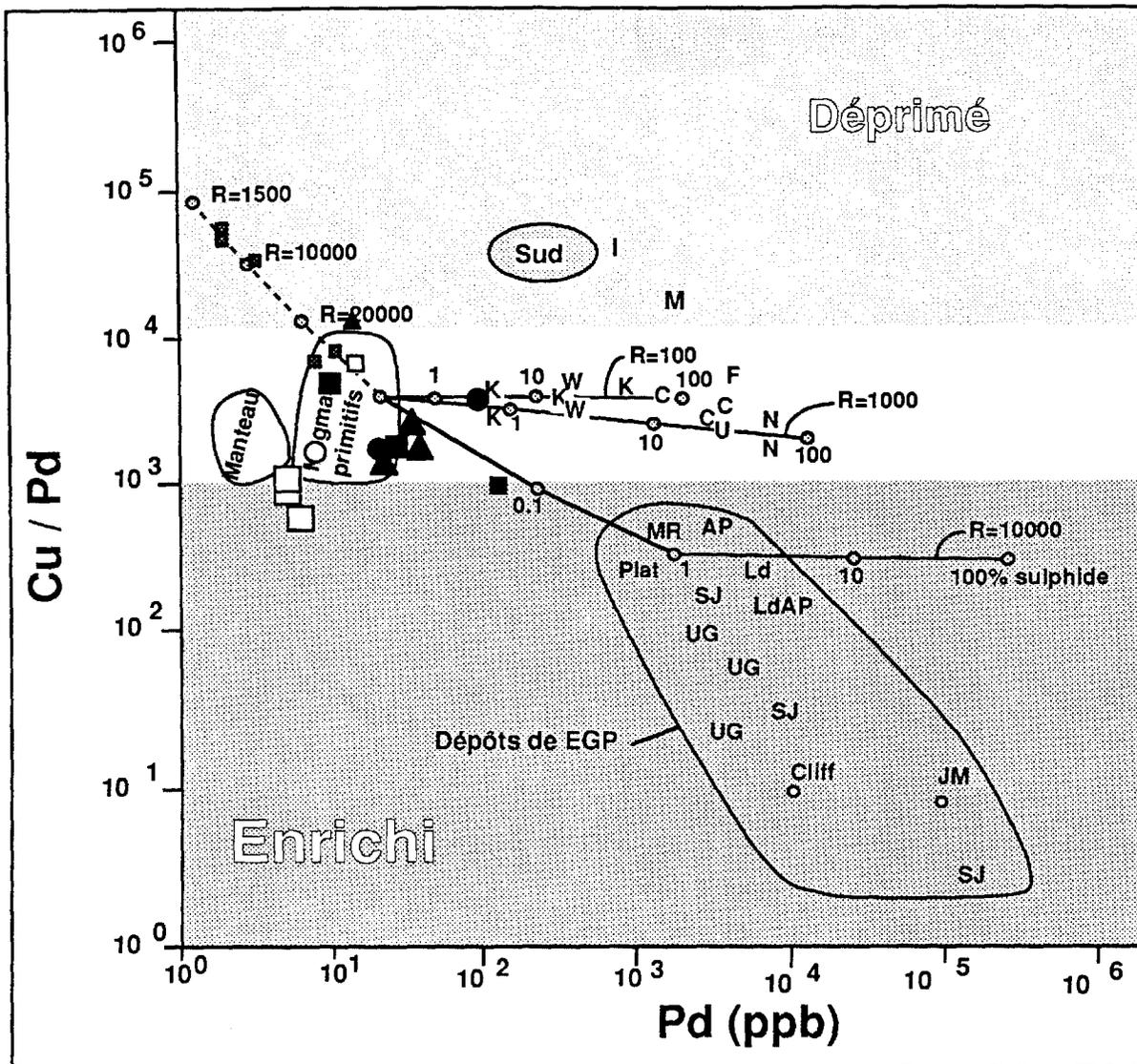
GRUPE DE POVUNGNITUK

- Basaltes à olivine
- Basaltes à pyroxène
- Basaltes à plagioclase

- ▲ Basaltes à plagioclase

Figure 2.19 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant le comportement des phases sulfurées dans les liquides magmatiques des groupes de Chukotat et de Povungnituk. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990).

I = Insiswa; F = Faëøy; M = Minnemax; K = Komatiites de l'Abitibi; W = komatiites de l'Ouest australien; LF = Lillefjell Kulumpen; N = Noril'sk; S = Sudbury; K = Katinik.



- | | | |
|-----------|-------------|----------------------------|
| □ Delta 1 | ● Méquillon | ■ Filons-couches de gabbro |
| □ Delta 3 | ■ Bravo | |
| ○ Roméo 1 | ■ Delta 2b' | |
| | ▲ Lac Cross | |
| | ▲ Katinik | |

Figure 2.20 : Diagramme Cu/Pd illustrant le comportement des phases sulfurées dans les liquides à l'origine des dykes et des filons-couches intrusifs dans le Groupe de Povungnituk. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990).

I = Insiswa; F = Faëøy; M = Minnemax; K = Komatiites de l'Abitibi; W = komatiites de l'Ouest australien; LF = Lillefjell Kulumpen; N = Noril'sk; S = Sudbury; K = Katinik.

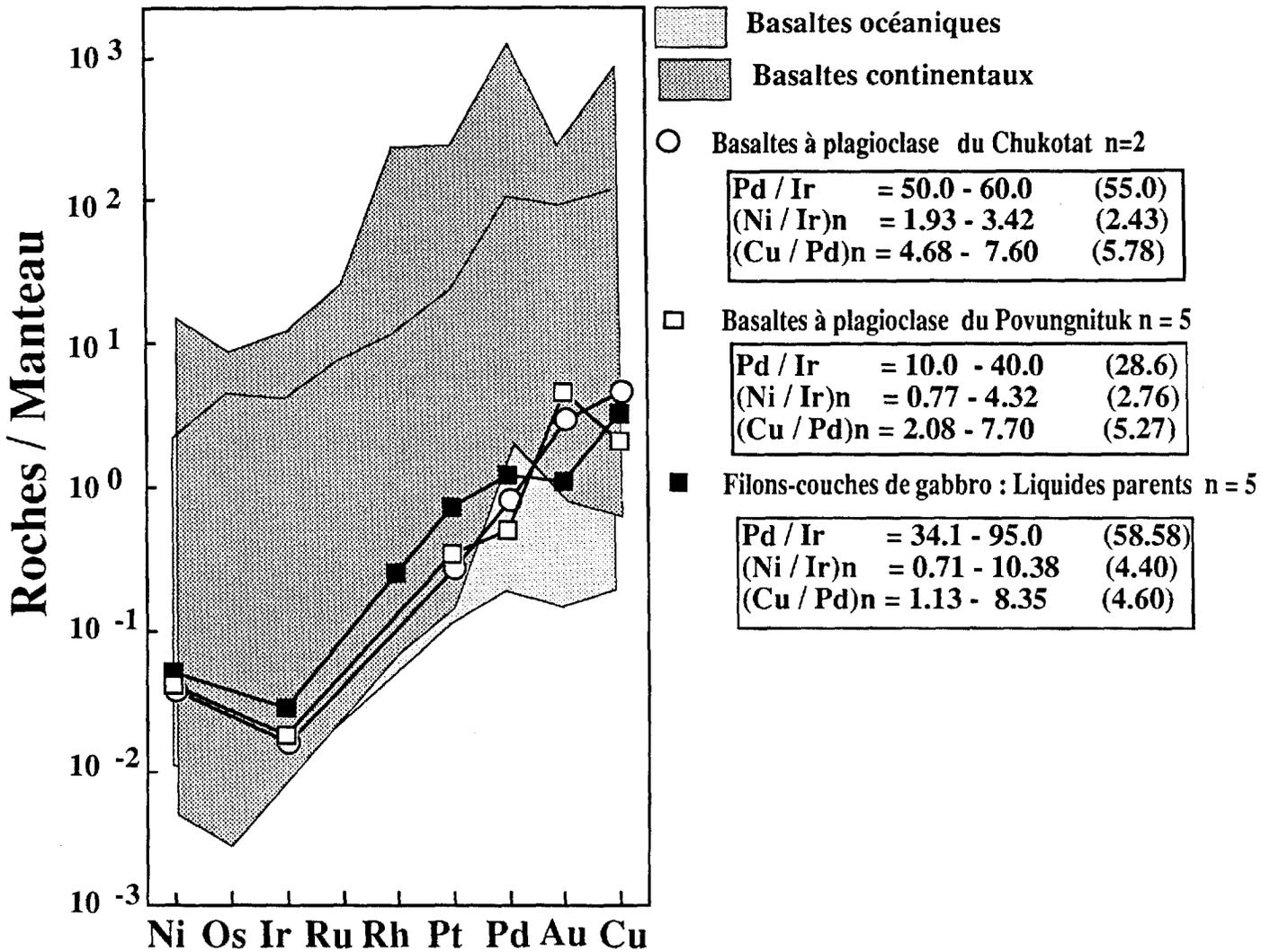


Figure 2.21 : Diagrammes de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés au manteau pour les basaltes tholéïtiques à plagioclase des groupes de Povungnituk et de Chukotat et les liquides parents des filons-couches différenciés de gabbro. Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988).

TROISIÈME PARTIE

PÉTROLOGIE DES FILONS-COUCHES

ULTRAMAFIQUES À MAFIQUES

ET

MÉTALLOGÉNIE DES GÎTES

DE NI - CU - EGP ASSOCIÉS





Figure 3.1 : Vue générale du filon-couche Gulf, dans la région du lac Vaillant.
(DUN : dunite-péridotite ; GAB : gabbro)

Figure 3.2 Colonne lithologique du filon-couche différencié Gulf dans le secteur à l'est du lac Vaillant.

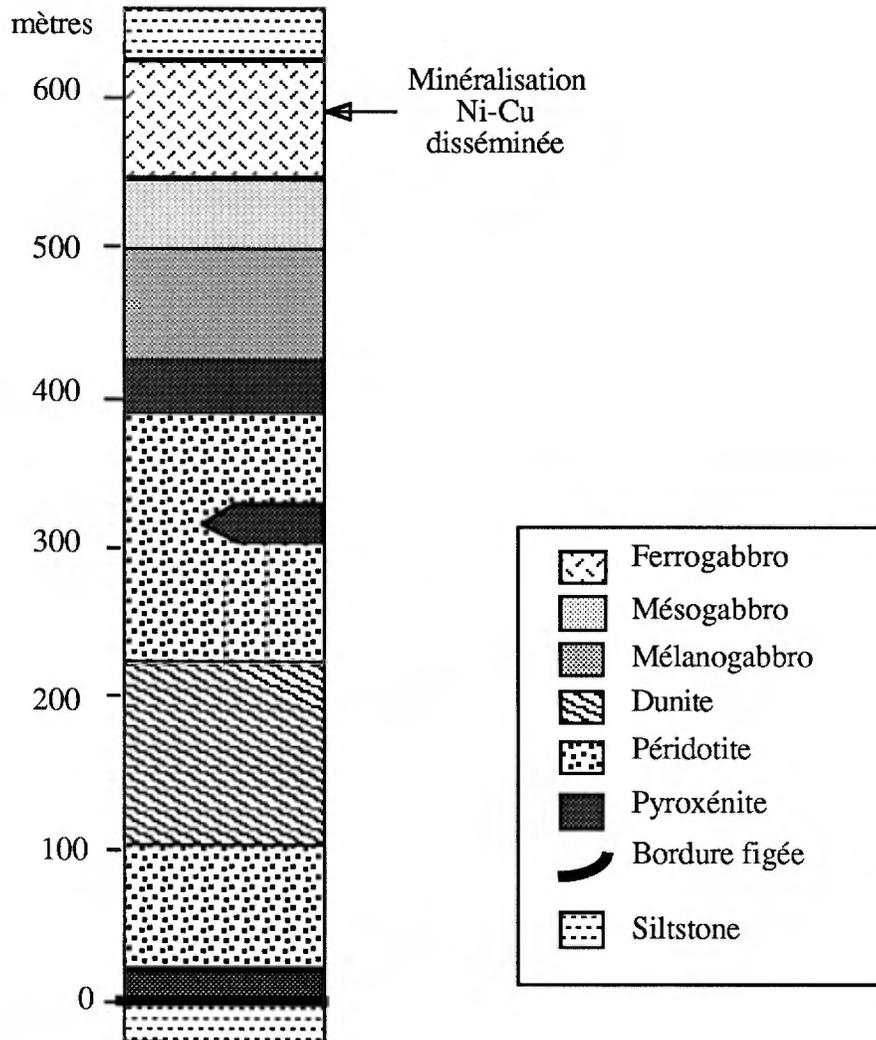


Figure 3.3 : Colonne lithologique des filons-couches différenciés Povungnituk 1 et 2.

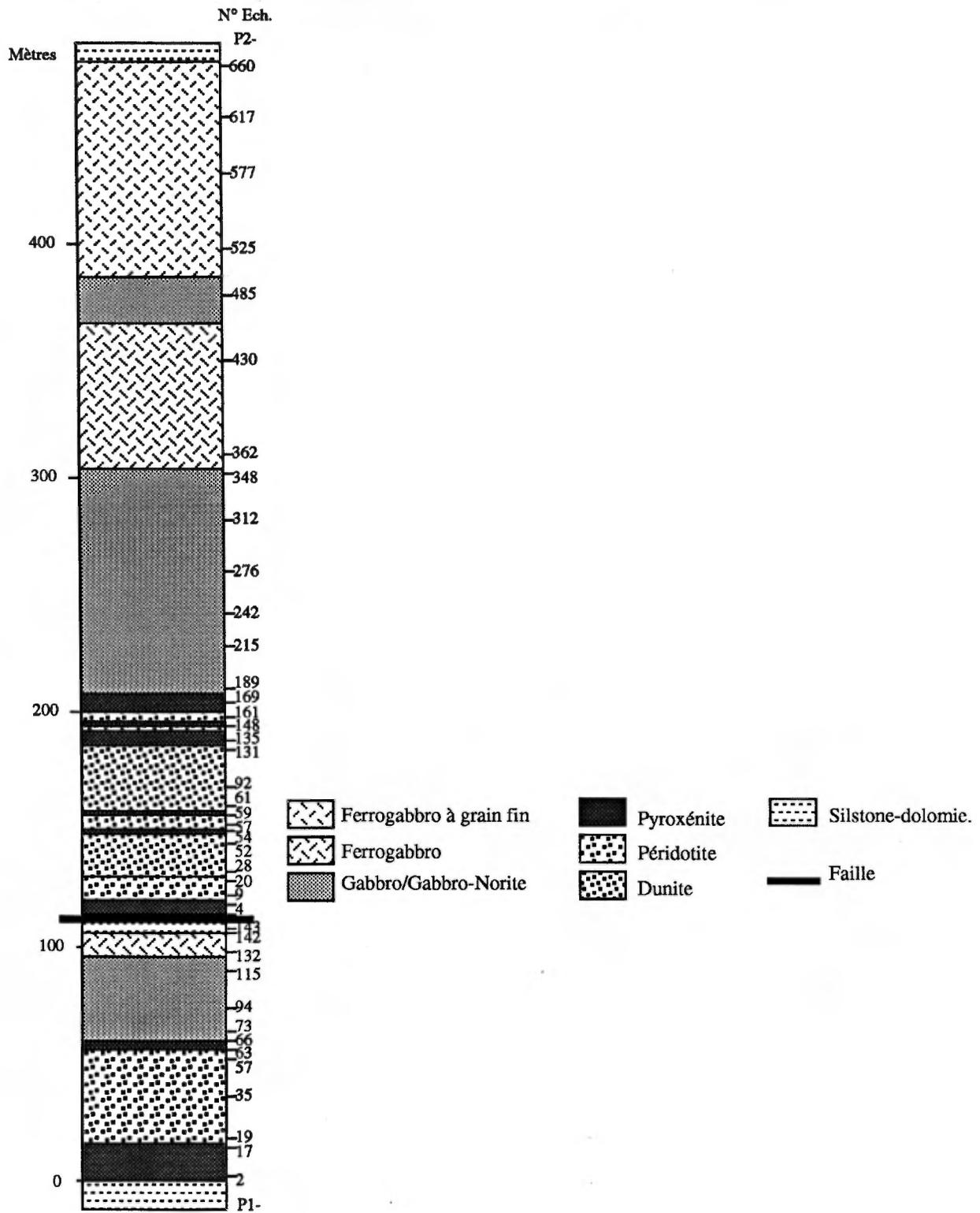


Figure 3.4 : Vue générale des filons-couches différenciés Povungnituk 1 et 2 à proximité du coude que fait la rivière Povungnituk quelques kilomètres au sud du lac Vaillant.
(PER : péridotite-dunite ; GAB : gabbro)



Figure 3.5 : Exemple de litage magmatique pyroxénite-péridotite observé dans la partie inférieure du filon-couche Povungnituk 2.



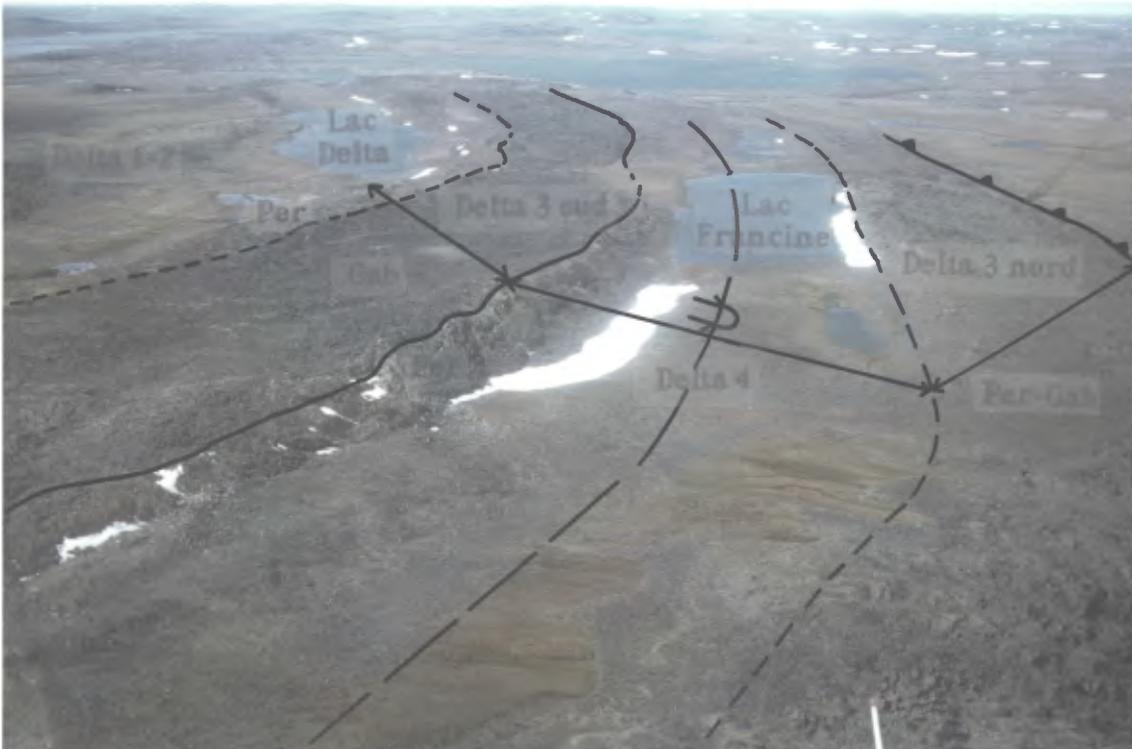


Figure 3.6 : Vue générale avec regard vers l'ouest des intrusions Delta. (centre de la photo). Noter dans la partie centrale de la photo la succession péridotite-gabbro du filon-couche différencié Delta 3, puis au sud du Lac Francine l'intrusion de dunite-péridotite Delta 4. Le Lac Francine correspond au coeur du synforme du bloc structural D.

3.1 Introduction

Nous venons de voir que les processus pétrogénétiques à l'origine des liquides parents sont déterminants pour qu'un liquide primaire donné puisse ou non donner un gîte concentré en EGP. Les mécanismes de cristallisation des magmas silicatés et sulfurés dans les réservoirs formés sont tout aussi déterminants pour comprendre la formation des gîtes de Ni - Cu - EGP rencontrés dans les intrusions. Or, la première question à résoudre pour comprendre la mise en place des filons-couches de péridotite - gabbro - ferrogabbro est de déterminer si une intrusion donnée résulte d'une ou de plusieurs injections magmatiques. Pour cela, une méthode universellement admise est d'examiner à la fois les variations minéralogiques et lithogéochimiques des séquences magmatiques et les variations cryptiques des minéraux qui les constituent. Une autre méthode, dont nous avons déjà discuté, consiste à comparer la composition des liquides parents déterminée à l'aide des bordures figées, et la composition pondérale de l'intrusion. Nous avons donc étudié et analysé toute une série d'échantillons prélevés le long de plusieurs coupes géologiques caractéristiques et un certain nombre de minéraux à la microsonde électronique (tableau 3.1).

3.2 Pétrographie des filons-couches ultramafiques à mafiques

3.2.1 Les filons-couches de l'horizon de Vaillant

Le filon-couche Gulf (figure 3.1, carte géologique 3.1) se caractérise par sa grande épaisseur (600 m. épaisseur réelle) et par une bonne différenciation. A l'est du lac Vaillant (coupe AA', figure 3.2), il possède un pendage de 30° à 35° vers le nord-ouest et une polarité normale. Le long de cette coupe, il montre à sa base un mince niveau de pyroxénite qui évolue rapidement vers une péridotite contenant localement un peu de dunite. Au-delà du centre de l'horizon péridotitique, le pyroxène redevient abondant pour constituer rapidement la phase majeure. La pyroxénite sus-jacente représente la limite entre la péridotite et une épaisse séquence de gabbro. Cette dernière est constituée successivement de mélanogabbro, puis de mésogabbro très homogène. Dans la partie sommitale, elle montre un enrichissement en fer-titane caractérisé par l'apparition de ferro-gabbro et de ferro-pyroxénite à quartz.

- **Le filon-couche Povungnituk** (cartes géologiques 3.2-3.3, figures 3.3 et 3.4) est situé près du coude que la rivière Povungnituk fait à environ 8 kilomètres au sud du lac Vaillant. Dans le secteur étudié, il est en

fait constitué de deux filons-couches superposés apparemment séparés par une faille. Le filon-couche basal Povungnituk 1, est typiquement formé d'une séquence de pyroxénite et de péridotite surmontée d'un mince horizon de gabbro et de ferrogabbro (figure 3.3). Le filon-couche supérieur Povungnituk 2 est plus épais et présente successivement (figure 3.3): une pyroxénite basale massive à grain moyen; une épaisse séquence de péridotite avec de nombreux lits intercalés de pyroxénite; une séquence de mélano, méso et leuco-gabbro à grain moyen; et finalement une épaisse séquence de ferrogabbro-ferrogabbro à quartz dans sa partie supérieure. Dans le détail, il semble que la séquence de ferrogabbro est recoupée par plusieurs failles, augmentant son épaisseur apparente et expliquant probablement la complexité de sa structure dans le secteur concerné.

3.2.2 Les filons-couches de l'horizon de Delta dans le secteur du Lac Kenty

3.2.2.1 Le filon-couche Delta 3

En raison de la qualité de son exposition et de la découverte en 1984 de teneurs intéressantes en platine et palladium dans sa partie gabbroïque (Giovenazzo, 1985 - 86), le filon-couche différencié Delta 3 (figures 1.6 - 3.6) est le plus étudié. Long de six kilomètres, il s'étale sur une largeur de l'ordre du kilomètre et disparaît à l'ouest. Son épaisseur réelle maximale est de 275 mètres dans sa partie ouest. En plus de la carte géologique générale au 1/10,000 (carte géologique n°2.1), deux cartes de détail ont été effectuées, l'une au 1/1000 d'une portion de son flanc nord (Gaudard, 1987; carte géologique 2.2) et l'autre de son flanc sud dans le secteur qui contient les zones minéralisées (carte géologique 2.4). Plusieurs coupes géologiques des flancs sud et nord ont été réalisées (figures 3.7 et 3.8). Compte tenu de l'affleurement, le flanc sud constitue la meilleure localité pour décrire le filon-couche Delta 3 (coupes géologiques D1, D2 et D3, figure 3.7). En outre, la coupe D2, immédiatement au sud-est du Lac Francine est la plus complète et nous baserons nos descriptions pétrographiques sur cette dernière.

- **Le long de la coupe D2**, le filon-couche Delta 3 (figures 3.9 et 3.10), débute par une bordure figée de composition pyroxénitique passant rapidement à un horizon de webstérite (é = 50m), puis à une séquence de péridotite (é = 33m), elle-même surmontée de webstérite (é = 6m), de gabbro (é = 104m) et enfin d'un mince niveau de gabbro - anorthosite (é = 5m).

Figure 3.7 : Colonnes lithologiques du filon-couche différencié Delta 3 et de l'intrusion ultramafique Delta 4 (flanc sud).

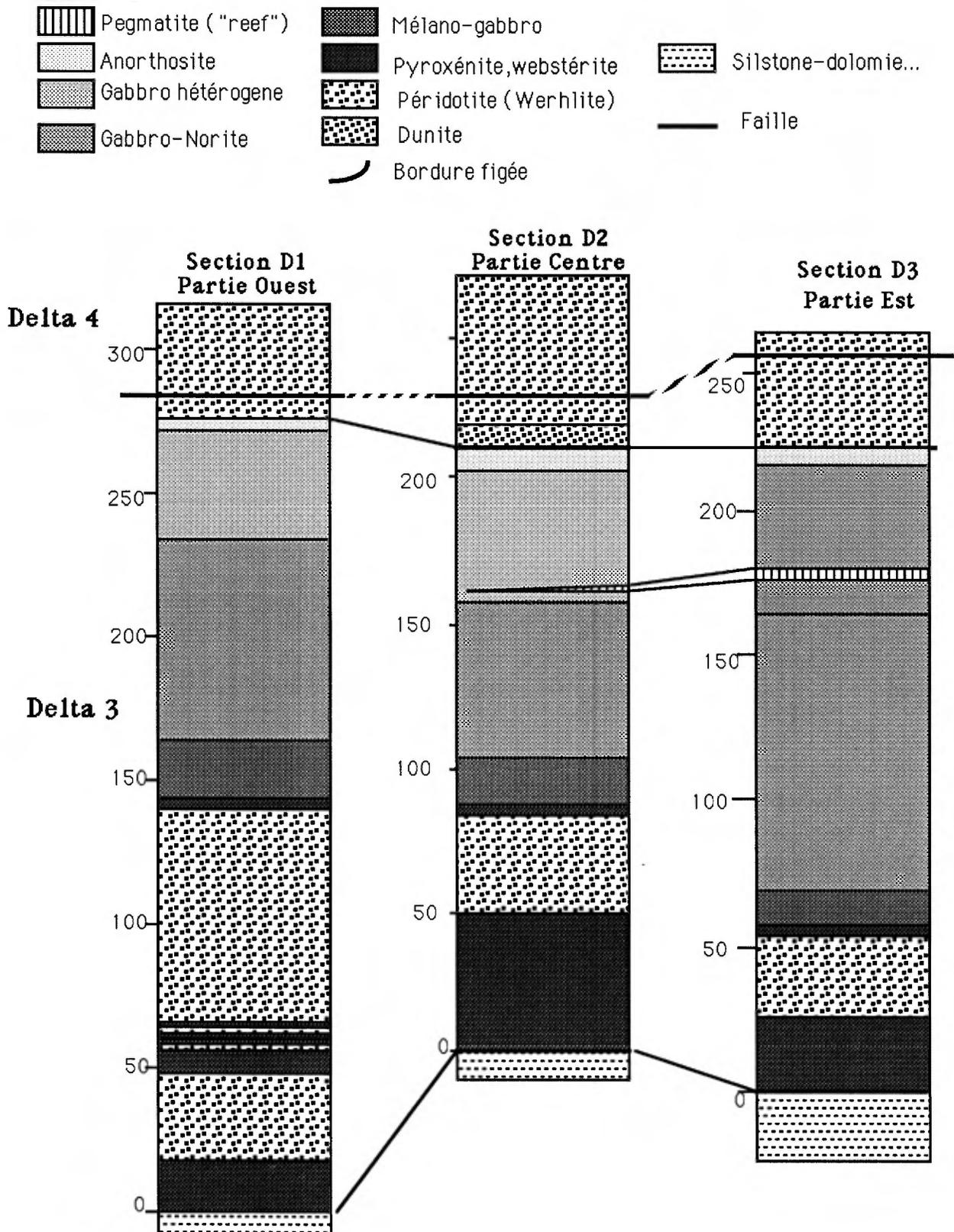
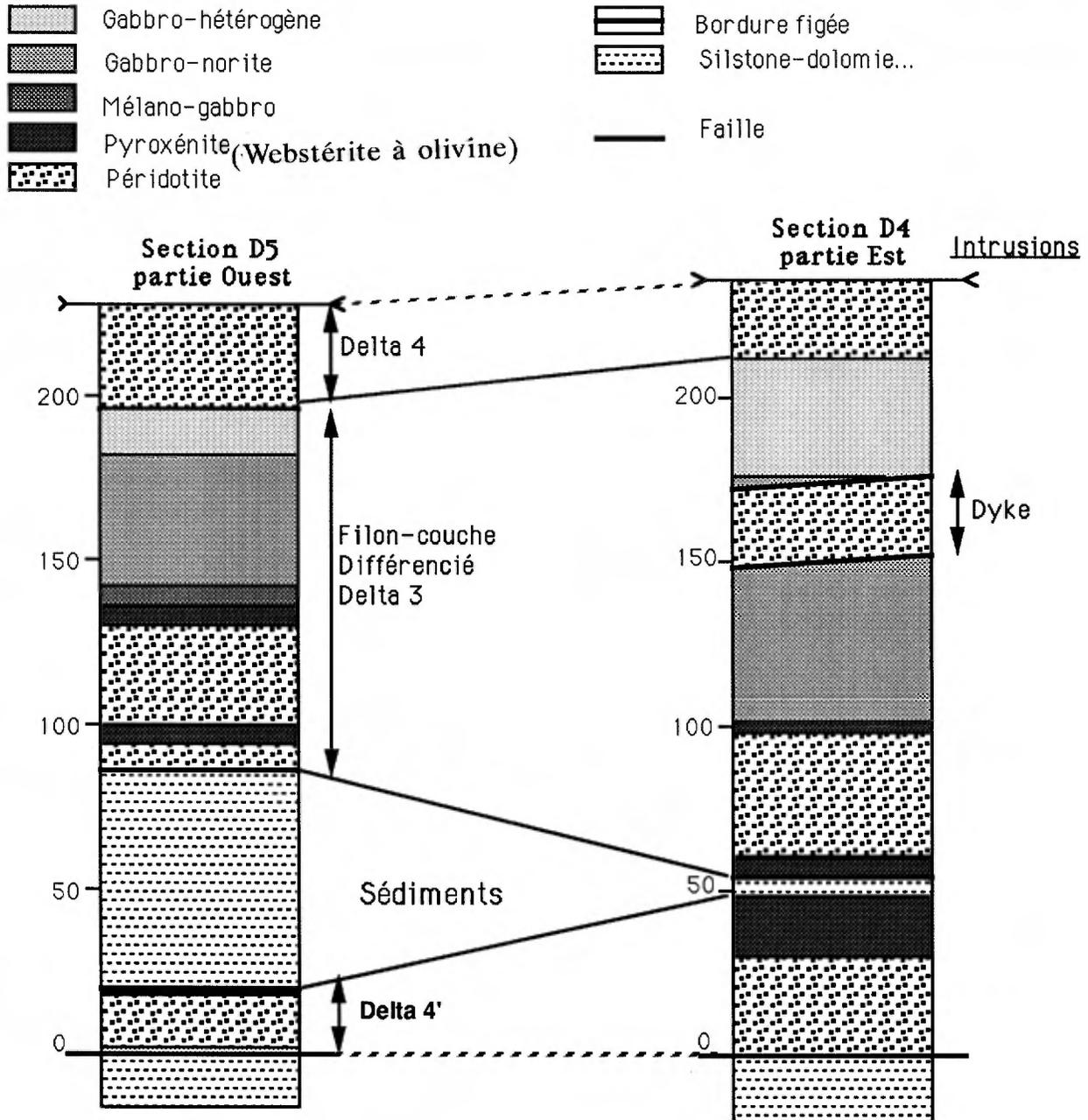


Figure 3.8 : Colonnes lithologiques du filon-couche différencié Delta 3 et de l'intrusion ultramafique Delta 4 (flar nord, coupes géologiques D4 et D5).



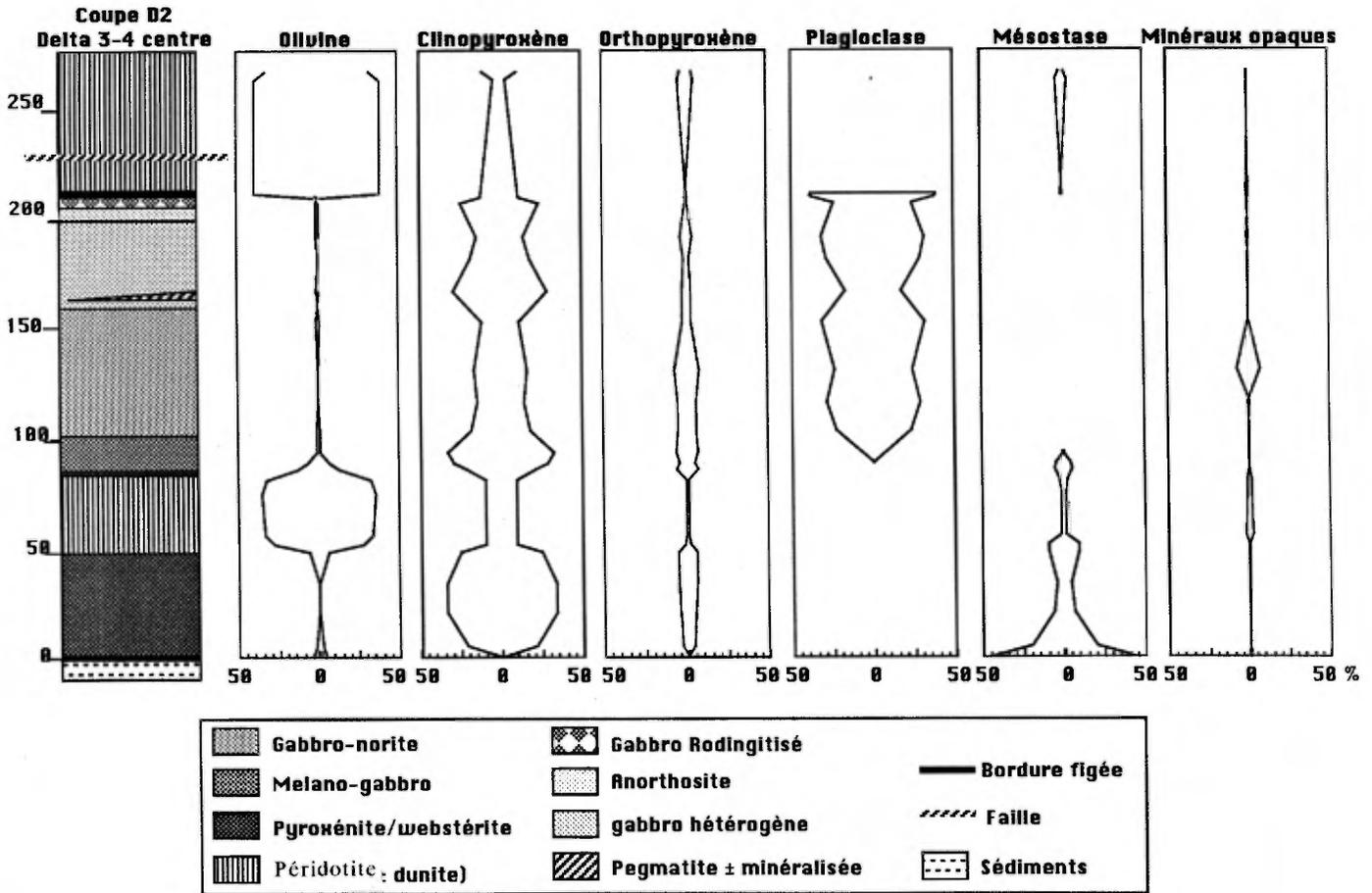


Figure 3.9 : Distribution des minéraux dans le filon-couche Delta 3 (flanc sud, coupe D2).



Figure 3.10 : Vue générale avec regard vers l'est du filon-couche Delta 3 (flanc sud). Noter de droite à gauche la succession webstérite-péridotite-gabbro.



Figure 3.11 : Photographie du contact entre la webstérite basale et l'horizon de péridotite du filon-couche Delta 3 (flanc sud). Noter le caractère graduel de ce contact, caractérisé sur le terrain par un net changement de couleur et l'augmentation rapide du pourcentage d'olivine au détriment du pyroxène.

Les roches encaissantes inférieures sont constituées de sédiments (siltstone, dolomie...) recuits sur quelques mètres en une quartzite finement litée. Elles présentent une texture microgranoblastique et sont constituées d'un amalgame de quartz (80%), d'albite (3 - 4%), de chlorite (10 - 15%), de micas blancs (5%) avec accessoirement des minéraux opaques (1 - 3%), quelques zircons, de l'actinote et de la biotite.

Au dessus de la bordure figée inférieure (éch. 200-0B, KΔ12 et KΔ13), la **webstérite basale** (é = 50 m, grise en patine d'altération) est massive, homogène et augmente peu à peu de granulométrie quand on s'élève dans l'intrusion. Dans sa partie inférieure (éch. 200-20, 35), elle possède une texture granonématoblastique résultant d'une intense recristallisation métamorphique et hydrothermale marquée notamment par une forte carbonatation à l'aplomb et à l'ouest de la coupe D2 où des plages monocristallines de carbonate surimposent partiellement les paragenèses magmatique et métamorphique. Les **fantômes de pyroxène** ($\varnothing \leq 2$ mm) sont largement pseudomorphosés et présentent une forme effilochée en raison de l'intense blastogénèse. Leur association minéralogique suggère qu'ils constituent d'anciens clinopyroxènes (55 - 60%, plages de trémolite + chlorite) et quelques orthopyroxènes (10 - 12%, altération fibreuse en Ba + Tr ± Chlorite ± épidote). Ils sont cimentés par de grandes plages de chlorite cryptocristalline (20%) révélant l'existence de liquides interstitiels figés. Des **sulfures** (0.5 - 1%) et quelques cristaux d'**épidote** et de **sphène** sont disséminés dans la pâte chloriteuse. Des cristaux pœcilitiques de **hornblende brune** (jusqu'à 5 - 6%, $\varnothing \leq 1$ mm) et quelques lamelles de **biotite**, disséminés dans la roche, complètent la paragenèse magmatique. Dans sa partie supérieure (éch. 200-57), la pyroxénite à grain moyen, possède encore: 70% de pyroxène ($\varnothing \leq 8$ mm) totalement recristallisés en trémolite (± chlorite ± minéraux opaques dans les clivages); 3 à 5% de hornblende brune pœcilitique et interstitielle ($\varnothing \leq 2$ mm); et 1 à 2% de minéraux opaques en flaqes polycristallines disséminées dans la lame. Comme précédemment, ces minéraux sont cimentés par des plages de chlorite cryptocristalline (15%) avec accessoirement du carbonate, de l'épidote et du quartz.

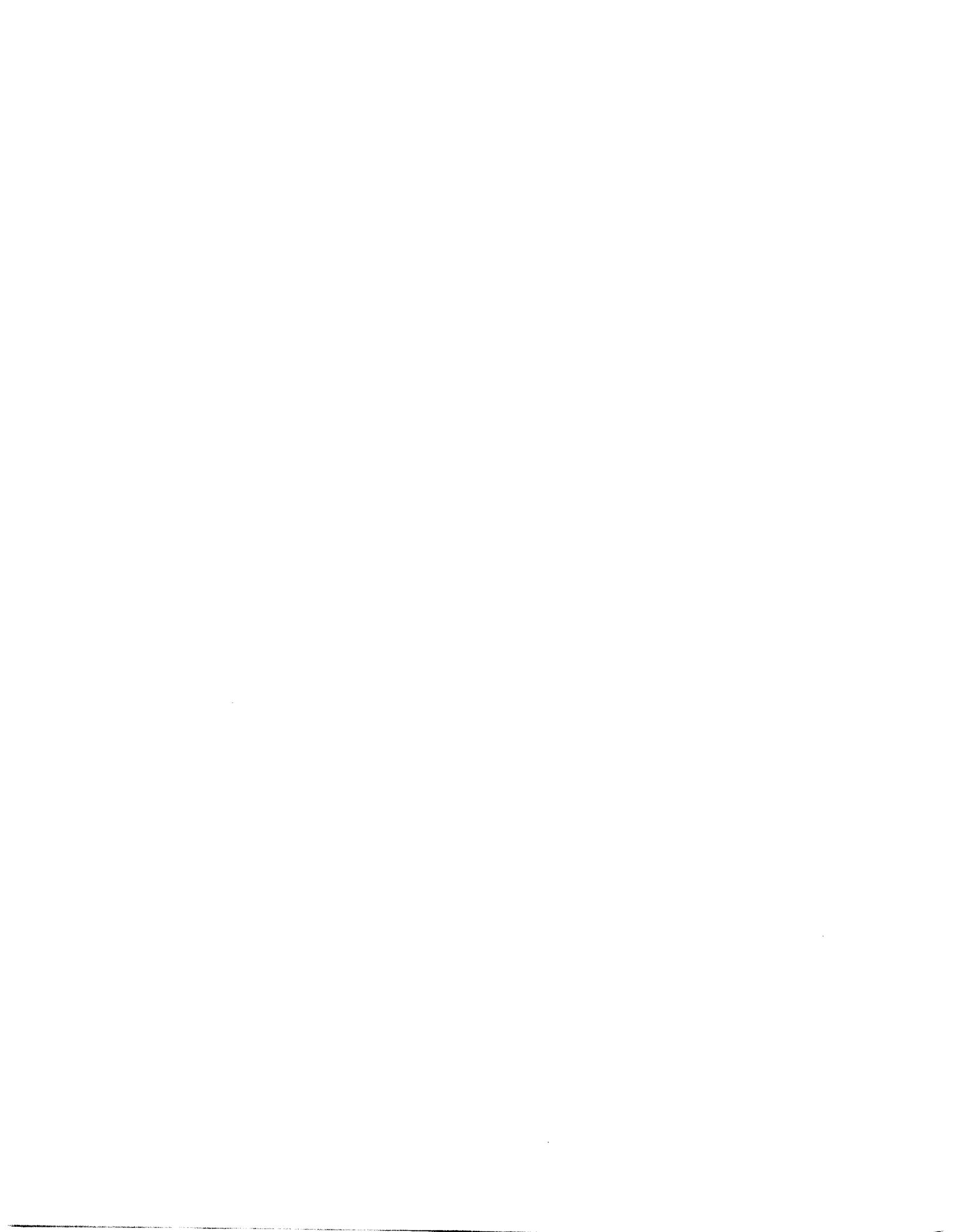
À proximité de l'horizon de péridotite, la webstérite s'enrichit brutalement en olivine (jusqu'à 50% de fantômes d'olivine, 20 - 25% de pyroxène: Tr ± Ch ± Op, 1 - 2% de hornblende brune, et 20% de pâte chloriteuse interstitielle; éch. 200-60) formant ainsi un **contact graduel très rapide** (zone de transition épaisse de 20 cm, figure 3.11). Au contraire l'intensité

de l'altération diminue très nettement si bien que la péridotite est mieux préservée.

La **péridotite** (éch. 200-62, 70, 90,100, figure 3.12) sus-jacente présente une patine d'altération rougeâtre et se caractérise par un débit prismatique fruste et une granulométrie moyenne. Elle constitue un **mésocumulat pœcilitique** caractérisé par de nombreux **fantômes d'olivine cumulus** (Fo₈₂₋₈₃; 75 - 80%, $\varnothing \leq 1$ mm, Ant + Mt ± Ch) régulièrement disposés dans une **pâte interstitielle** microlépidoblastique (2 - 3%, Ch ± Tr ± Op), ou en inclusion dans les cristaux postcumulus de pyroxène. Ces derniers forment de grandes plages pœcilitiques de **diopside** (+ Tr avec des minéraux opaques et de l'antigorite dans les fractures, 15 - 20%, $\varnothing \leq 2 \times 6$ mm) et plus rarement des plages de **bronzite** pseudomorphosée en bastite et trémolite. Quelques lamelles interstitielles de **biotite** (1 - 3%) et quelques cristaux pœcilitiques de **hornblende brune** (pléochroïsme rosé à brun rouge, 2 à 4%) sont également disséminés dans la péridotite où ils semblent avoir cristallisé au détriment du pyroxène. Enfin les **minéraux opaques** (5 - 8%) présentent deux habitus 1) des cristaux octaédriques de ferrochromite ($\varnothing \leq 0.2$ mm) disséminés dans la roche et en inclusion dans tous les autres minéraux; 2) des petits amas polycristallins de magnétite sur la paroi interne des fantômes d'olivine, et dans de petites veinules résultant de la serpentinisation de la roche.

Après un contact de proportion, marqué par l'augmentation très rapide du pourcentage de pyroxène (figure 3.13), la péridotite fait place à un **nouvel horizon de webstérite à olivine massive** à grain fin (é = 6 m, éch. 200-104, 110, figures 3.14 - 3.15). Au microscope, celle-ci est un **orthocumulat à olivine** (antigorite + Tr ± chlorite, 20 à 30%, cristaux ≤ 1 mm) et **clinopyroxène** (ogive diopsidique ± Tr, 40 - 45%, cristaux ≤ 1.5 mm), avec des fantômes postcumulus d'orthopyroxène (8 - 10%, $\varnothing \leq 1$ cm), de hornblende brune (2 - 4%, $\varnothing \leq 2$ mm) et de biotite (1 - 3%). De plus, elle contient, pour la première fois dans la séquence magmatique, quelques fantômes de plagioclase postcumulus. Comme dans la pyroxénite et la péridotite sous-jacentes, ces minéraux sont cimentés par un amalgame cryptocristallin de chlorite et d'épidote (15 - 20%) résultant de la cristallisation métamorphique d'une pâte magmatique. Enfin 1 à 3% de **minéraux opaques octaédriques** (ferrochromite/magnétite) sont dispersés ou en petits amas dans la roche.

En quelque mètres, le pourcentage de fantômes de plagioclase augmente rapidement et ces derniers changent d'habitus pour devenir la phase cumulus.



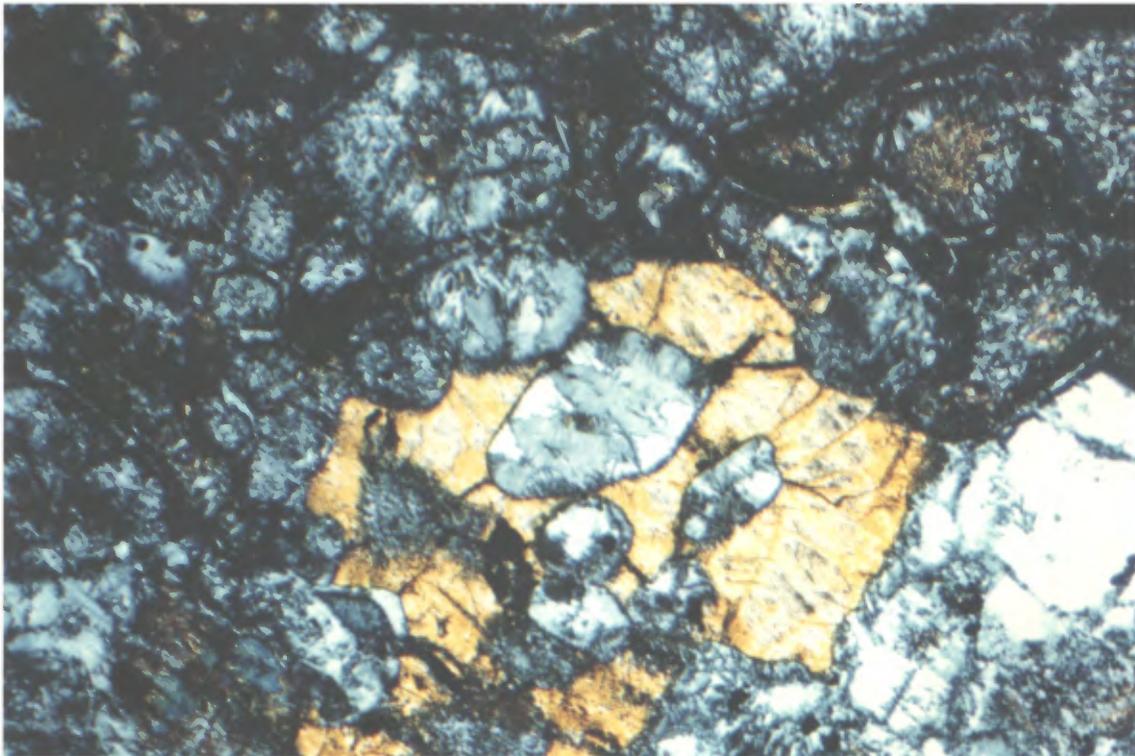


Figure 3.12 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de péridotite provenant du filon-couche différencié Delta 3 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-70,1 = 5,5 mm). Noter l'abondance des fantômes d'olivine en inclusion dans un cristal pœcilitique de clinopyroxène.



Figure 3.13 : Photographie du contact entre l'horizon de péridotite et la séquence sus-jacente de webstérite-gabbro du filon-couche Delta 3 (flanc sud). Noter le caractère rapide de ce contact, caractérisé sur le terrain par un net changement de couleur et l'augmentation rapide du pourcentage de pyroxène et l'apparition de plagioclase.

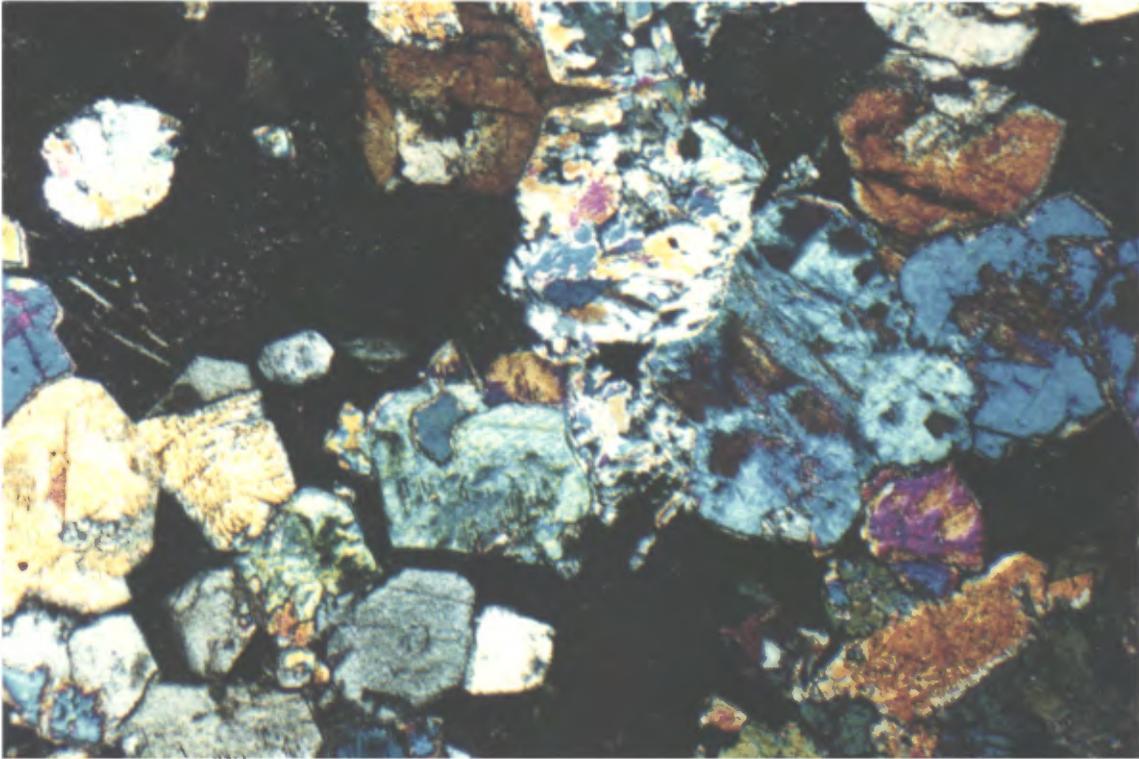


Figure 3.14 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de webstérite à olivine (texture ortho à mésocumulat) situé immédiatement au-dessus de l'horizon de péridotite du filon-couche différencié Delta 3 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-104, 1 = 5,5 mm). Noter la forme automorphe des fantômes d'olivine et des cristaux de pyroxène. Noter également la pâte interstitielle chloriteuse cryptocristalline qui moule les minéraux cumulus.



Figure 3.15 : Même microphotographie que ci-dessus en lumière naturelle (éch. 200-104, 1 = 5,5 mm). Noter la différence entre les fantômes d'olivine limpides et de faible relief, avec des cristaux de pyroxène à réfringence élevée.

Ainsi, la webstérite à olivine passe rapidement à une **séquence gabbroïque** ($\epsilon = 120$ m), laquelle se subdivise en 4 parties: un horizon de mélanogabbro, un horizon de gabbro-norite, un horizon de méso-leucogabbro hétérogène et lité marqué à sa base par un horizon lenticulaire pegmatitique, et un horizon sommital d'anorthosite (6 m) localement rodingitisé. À l'exception des lentilles pegmatitiques qui présentent un contact morphologique et de proportion avec le gabbro encaissant, tous les contacts entre les diverses parties mentionnées ci-dessus sont progressifs et souvent difficiles à placer avec précision. Ces différentes parties se distinguent les unes des autres par l'abondance du plagioclase, et par la présence en plus ou moins grande quantité de cristaux d'orthopyroxène.

Ainsi, l'**horizon de mélanogabbro** est transitionnel avec la webstérite sous-jacente et se caractérise par une texture subophitique avec moins de 30% de fantômes de plagioclase en inclusion partielle dans des cristaux de pyroxène postcumulus.

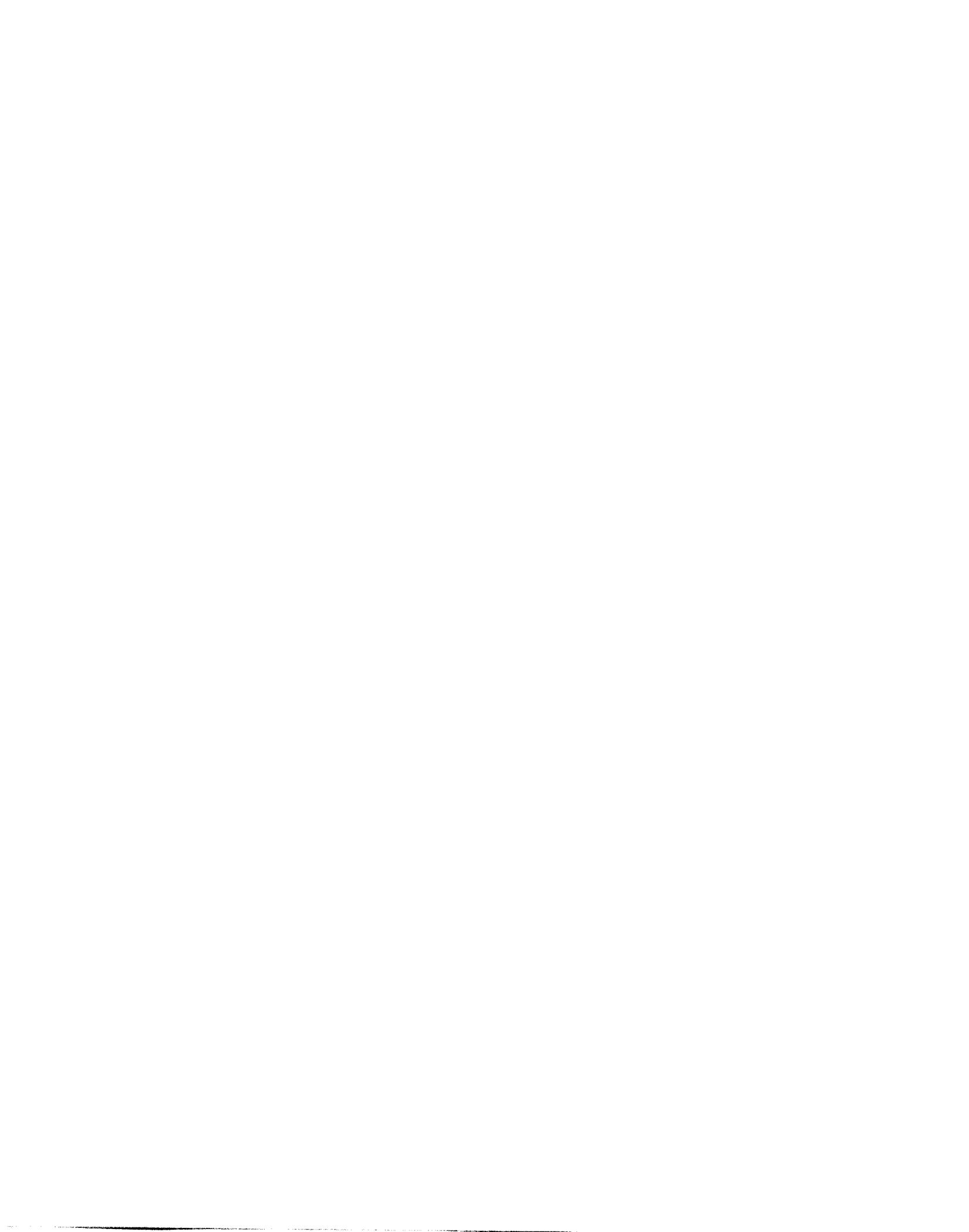
L'**horizon de gabbro-norite** (62 m, éch. 200-147,170,199 et 230, figure 3.16) est composé de 45 à 55% de fantômes de plagioclase ($\emptyset \leq 0.5 \times 2$ mm, Ep \pm Ab) sous forme de lattes trapues et jointives formant des amas à texture intersertale entre les fantômes de pyroxène, et une texture subophitique à ophitique lorsqu'ils sont en inclusion partielle ou totale dans le pyroxène. Les fantômes de clinopyroxène (30 - 40%, Tr \pm Ch \pm Ep, $\emptyset \leq 1$ mm) sont xénomorphes et pœcilitiques et sont séparés les uns des autres par des plages de plagioclase. Les fantômes d'orthopyroxène (15 - 20%, $\emptyset = 2 - 10$ mm, Ba + Tr + Op) constituent de grandes plages pœcilitiques englobant les fantômes de plagioclase. Quelques fantômes d'olivine cumulus (1 à 5%, $\emptyset = 1 - 3$ mm, Tr \pm Ant \pm Ch \pm Ep) et des cristaux interstitiels de sphène - ilménite (1%) complètent la paragenèse magmatique. Quant aux minéraux opaques (3 - 5%), ils forment plusieurs habitus: 1) des petits grains de sulfures concentrés en plus ou moins grande quantité dans les clivages des fantômes d'orthopyroxène, surtout dans la partie supérieure de l'horizon de gabbro-norite où le pourcentage de minéraux opaques est le plus élevé; et 2) des petits amas disséminés dans la roche. Enfin les fantômes d'orthopyroxène, d'olivine et les minéraux opaques forment localement de petits globules polycristallins suggérant un mode de formation lié peut être à des mécanismes d'immiscibilité ou de mélange magmatique.

L'**horizon sus-jacent de méso-leucogabbro hétérogène et lité** (32m, éch. 200-265, 270, 282, 287, 291 et 293) est caractérisé par une nette augmentation de la proportion de fantômes de plagioclase (Ep \pm Ch \pm Ab, 50 à 75%) avec localement des horizons centimétriques uniquement plagioclasiques. Ces fantômes sont de plus petite taille ($\emptyset \leq 0.5 \times 1$ mm) et deviennent de plus en plus amalgamés dans le haut de la séquence où ils forment une texture d'adcumulat (éch. 200-291, 293). Comme dans le gabbro-norite, les cristaux de clinopyroxène (25 - 40%, $\emptyset \leq 1.5$ mm, Di + Tr \pm Ch) forment avec les lattes de plagioclase une texture subophitique, et 4 à 5% de fantômes d'olivine (Tr \pm Ant) sont disséminés dans la roche. Par contre les fantômes d'orthopyroxène sont beaucoup moins nombreux (3 - 4%, $\emptyset \leq 4 - 5$ mm, Ba + Tr) et sont dépourvus de minéraux opaques dans leurs clivages. Ces derniers sont peu abondants (0.5%) et forment seulement quelques plaques secondaires (0.5%) dans les plages d'orthopyroxène et d'olivine. Enfin de petits cristaux de sphène - leucoxène peuvent être observés.

Ce gabbro hétérogène contient près de sa base un **horizon pegmatitique** qui se présente sous forme de poches ou de lentilles discontinues et irrégulières (ϵ max = 4 m, éch. 200-241, figure 3.17), très riches en phénocristaux de clinopyroxène ferrique (70%, $\emptyset \leq 2$ cm: Di + Ac/Hbv \pm Tr) et d'orthopyroxène (5 - 10%: Ba + Op) avec également 15 - 20% de plagioclase postcumulus ($\emptyset \leq 3 - 4$ mm: Ab-Olg + Ep \pm Op), 1 à 2% de quartz interstitiel et 5 à 7% de minéraux opaques. Ces derniers constituent un ciment dans les clivages ou les microfractures des pyroxènes, ou même les remplacent partiellement. Ils forment également des plaques polycristallines associées à de grands porphyroblastes d'épidote. Enfin quelques cristaux de sphène sont disséminés dans la roche.

L'**horizon sommital de gabbro-anorthosite** (6m, éch.200-294, figure 3.18) termine la séquence magmatique du filon-couche différencié Delta 3. Il est constitué de fantômes de plagioclase sous forme de lattes jointives à texture d'adcumulat (90 - 95%, $\emptyset \leq 0.5$ mm: Ep \pm Ab) avec en quantité mineure, des petits cristaux de pyroxène. Les fantômes de plagioclase sont cimentés par un ciment albitique avec des traces d'épidote. Quelques lamines sont au contraire constituées de grandes plages de trémolite polycristalline (+Ep + Ab \pm Ch), lesquelles semblent constituer les épontes d'une veinule formée par l'injection d'un liquide tardif finement cristallisé.

Le gabbro-anorthosite est localement surmonté d'une **mince couche de gabbro rodingitisé** dont l'épaisseur variable atteint jusqu'à 30 centimètres. Celle-ci



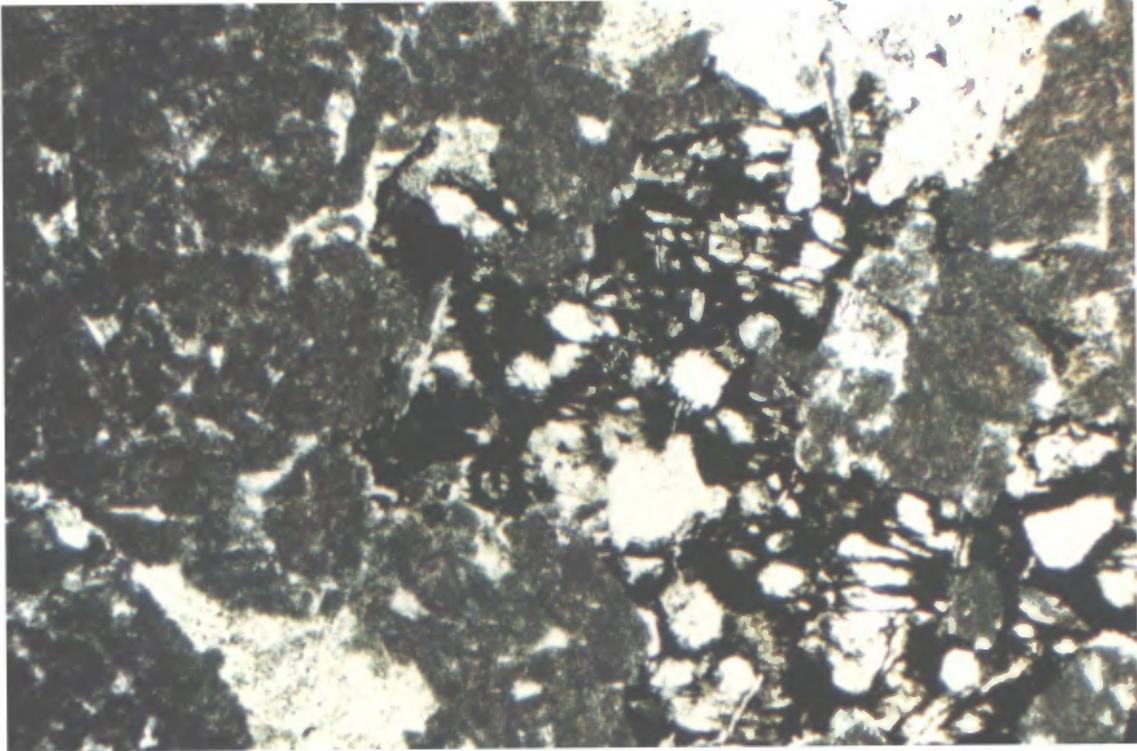


Figure 3.16 : Microphotographie en lumière naturelle d'un échantillon de gabbro-norite (texture subophitique) du filon-couche différencié Delta 3 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-230, 1 = 5,5 mm). Noter les fantômes épidotisés de plagioclase en inclusion partielle dans un fantôme d'orthopyroxène et dans les fantômes de clinopyroxène. Noter également l'abondance des minéraux opaques qui se développent à l'intérieur des clivages et des microfractures du fantôme d'orthopyroxène.

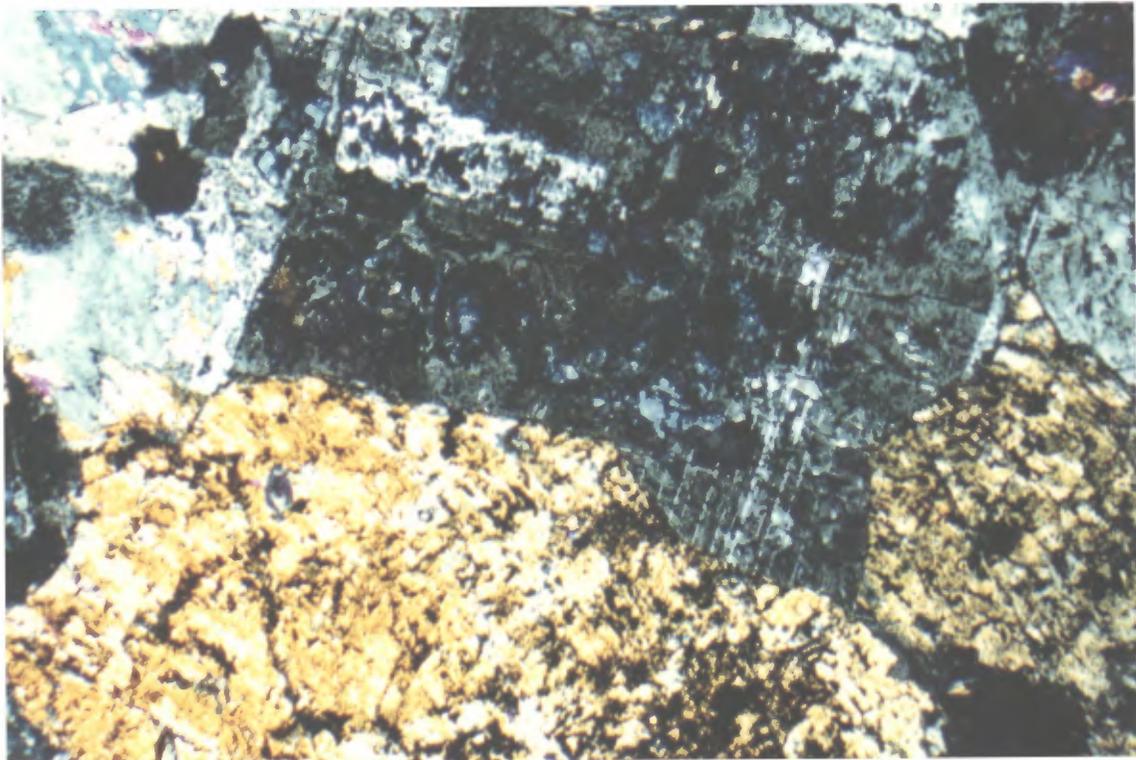


Figure 3.17 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon provenant de l'horizon pegmatitique du filon-couche différencié Delta 3 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-241, 1 = 5,5 mm).



Figure 3.18 : Photographie du contact supérieur entre l'anorthosite sommitale (à droite) du filon-couche Delta 3 (flanc sud) et la séquence de dunite-péridotite correspondant à l'intrusion ultramafique Delta 4. Noter le caractère abrupt de ce contact, caractérisé sur le terrain par un net changement de couleur la présence d'une mince bordure figée et d'une zone de rodingite entre les deux horizons.

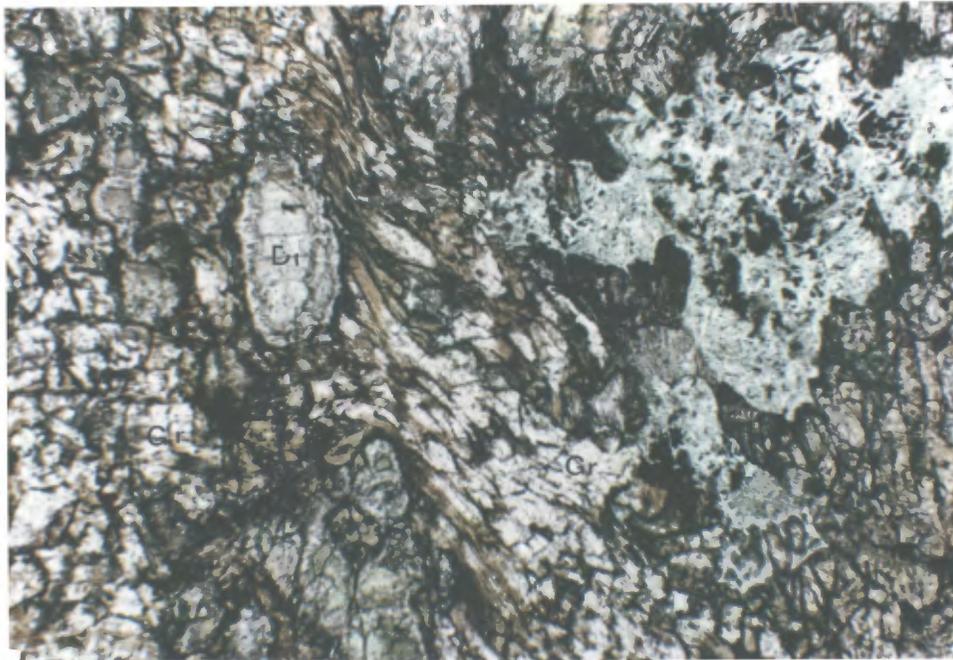


Figure 3.19 : Microphotographie en lumière polarisée ($1 = 5,5$ mm) d'un échantillon provenant du contact entre les gabbros anorthositiques du Delta 3 et l'intrusion ultramafique du Delta 4. À cet endroit, on observe un mince horizon de rodingite composé de cristaux d'augite diopsidique (Di) flottant dans une matrice d'hydrogrossulaire retromorphosé en chlorite + zoïsité (Ch + Zo) à l'extrême gauche de la photo. Cet échantillon fut prélevé au nord de la tranchée (indice 3.1).

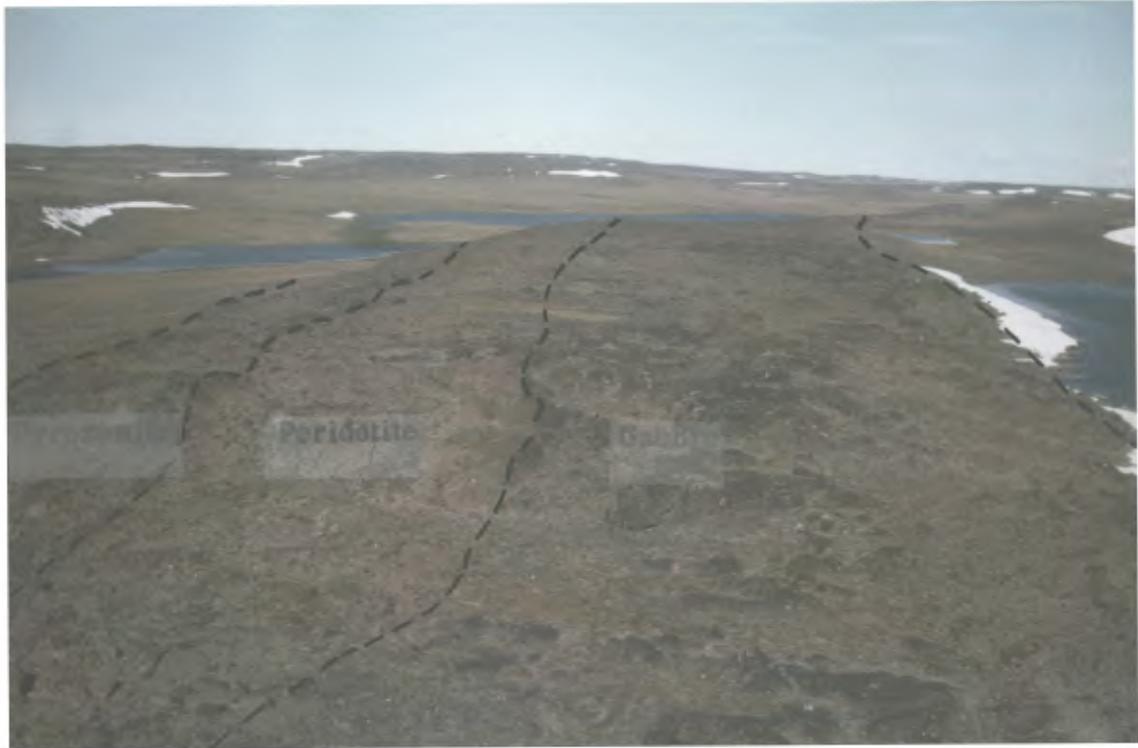


Figure 3.20 : Vue générale avec regard vers l'est du flanc nord du filon-couche Delta 3. Noter de gauche à droite la succession webstérite-péridotite-gabbro correspondant au filon-couche Delta 3 et la similitude de cette séquence avec celle observée sur le flanc sud.

présente un aspect blanc-rosé et montre dans la plupart des cas, un contact diffus avec l'anorthosite. Elle présente un assemblage microblastique d'épidote, d'albite, de chlorite, d'actinote, de muscovite et de sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite) avec localement quelques plages xénomorphes et corrodées de plagioclase pseudomorphosé et quelques fantômes d'olivine. Localement, cette bordure est aussi constituée d'un amalgame polycristallin de pyroxène, de chlorite cryptocristalline et d'épidote. Près du contact avec l'intrusion ultramafique Delta 4, elle forme une véritable rodingite ($\epsilon < 10\text{cm}$, figure 3.19) alors composée de cristaux d'augite diopsidique dans un ciment microcristallin de chlorite - biotite - zoisite qui se transforme peu à peu en hydrogrossulaire massif.

• **A l'ouest de la séquence décrite ci-dessus, le filon-couche Delta 3** présente peu de variations lithologiques, si ce n'est l'augmentation de son épaisseur (de 215 à 275 m, coupe D1, figure 3.7), l'apparition de lits magmatiques pyroxénitiques au sein de l'horizon péridotitique et l'absence d'horizon pegmatitique. Toutefois, il est intéressant de noter que les deux premières variations sont surtout attribuables à l'épaississement de l'horizon péridotitique, alors que l'horizon gabbroïque demeure d'épaisseur à peu près constante. D'autres variations sont caractérisées par la disparition locale de l'anorthosite sommitale qui semble avoir été recoupée par la péridotite-dunite de l'intrusion ultramafique Delta 4. D'autres variations ne sont pas exclues mais ne sont pas décelables à cause de la qualité de l'affleurement.

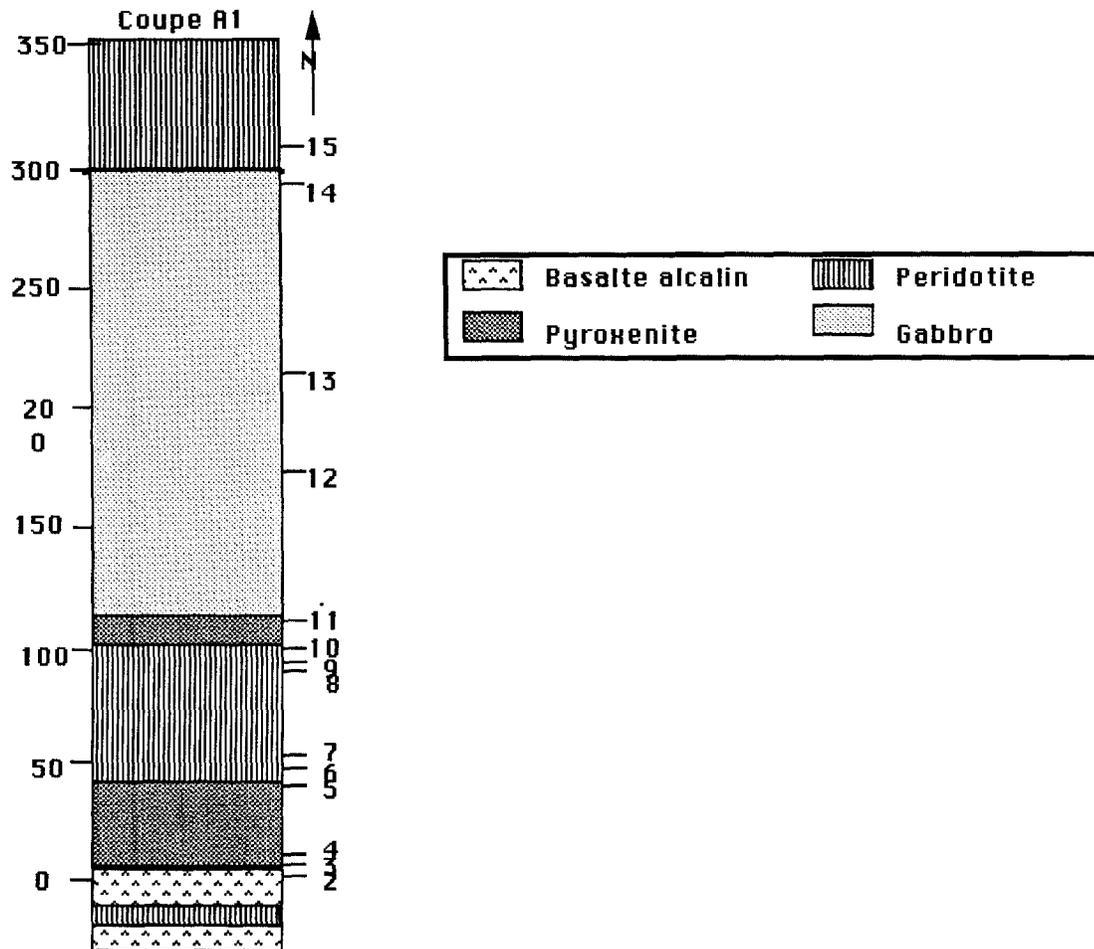
• **À l'est de la séquence décrite précédemment,** (coupe D3, figure 3.7) le filon-couche Delta 3 possède des caractéristiques pétrographiques similaires à celles observées plus à l'ouest (coupes D1 et D2). Cependant on observe un amincissement de l'horizon pyroxénitique basal qui est aussi moins altéré. Les unités gabbroïques augmentent de puissance. Le principal changement visible est marqué par la présence d'une zone enrichie en sulfures de Ni - Cu - EGP au niveau de l'horizon pegmatitique. Ce dernier horizon est bien développé à cet endroit et possède une épaisseur de un mètre (cf. &3.4.2).

• **Sur son flanc nord, le filon-couche Delta 3** [cartes géologiques hors texte 2.1 - 2.2, Gaudard, 1987 la plus grande partie de la description pétrographique du flanc nord du système Delta 3 est tirée de la mémoire de fin d'étude de F. Gaudard (1987), étudiante à l'Université de Montréal.] est bordé au nord par un mince horizon sédimentaire et une intrusion de pyroxénite-péridotite (Delta 4') qui le recoupe à angle

faible. Au sud, il est limité, au coeur du synforme, par l'intrusion ultramafique Delta 4 et un mince dyke ultramafique recoupe sa partie sommitale. Le long de la coupe D4, immédiatement au nord du lac Francine (figures 3.8 - 3.20 et cartes géologiques hors texte 2.1 - 2.2), il possède une épaisseur réelle de 156 mètres et présente du nord au sud: une webstérite à olivine (5 m); un horizon de péridotite ($\epsilon = 39\text{ m}$); un nouvel horizon de webstérite ($\epsilon = 4\text{ m}$); puis finalement une épaisse séquence de gabbro (88 m) révélant ainsi une polarité vers le sud. Ses caractéristiques microscopiques, très similaires à celles observées sur le flanc sud, sont résumées ci-dessous.

La webstérite à olivine basale (éch. 243-12) contient 55 à 60% de fantômes pœcilitiques de pyroxène (Tr + Ch, bordure souvent effilochée), environ 20% de fantômes d'olivine (Ch + Tr \pm Ant) en inclusion dans le pyroxène; et enfin, un amalgame microblastique de chlorite, de tremolite et d'épidote dans les interstices. **L'horizon de péridotite** (éch. 243-11, 10; L0-128, 103) est caractérisé par une augmentation brutale de la fraction d'olivine, laquelle constitue de nombreux fantômes cumulus (45%, Tr + Ch + Ant + Mt) en inclusion dans les cristaux de clinopyroxène ou à l'intérieur de plages de chlorite cryptocristalline (5%). Le nombre de fantômes d'olivine augmente des bordures vers le coeur (60 à 85%), présentant alors une composition à tendance dunitique (cassure devenant très esquilleuse et teinte d'altération rouge). Quant aux fantômes de pyroxène (Tr + Ch, 10%), ils présentent le même habitus que dans la péridotite du flanc sud. D'autres cristaux tels la hornblende brune (5%), la biotite, et des minéraux opaques complètent la paragenèse observée. Dans sa partie sommitale, la péridotite passe à un **nouvel horizon de pyroxénite à olivine** (éch. 243-8) analogue à celui observé au-dessous de la péridotite. Les fantômes de pyroxène (40 - 45%, Tr + Ch avec $\approx 1\%$ de reliques de diopside) sont fortement pœcilitiques avec 15% de fantômes d'olivine en inclusion. Par ailleurs, une couronne de hornblende brune (20% de la roche), partiellement transformée en hornblende verte et tremolite, tapisse le pourtour des fantômes de pyroxène. Celle-ci pourrait résulter de la cristallisation tardive de liquides résiduels. Enfin, tous ces minéraux baignent dans une pâte interstitielle de chlorite cryptocristalline. **Le gabbro** sus-jacent ($\epsilon = 88\text{ m}$) est subdivisé en deux horizons respectivement formés de gabbro-norite et de mésogabbro évoluant vers le haut de la séquence vers un leucogabbro. **Le gabbro-norite** (éch. L0-80, 243-6, L0-54, 243-5) présente d'importantes variations de granulométrie avec localement des poches pegmatitiques. Il possède une texture subophitique constituée de 40 à 45% de

Figure 3.21 : Colonne lithologique du filon-couche Delta 1A et du dyke ultramafique Delta 2A (coupe A1).



lattes pseudomorphosées de plagioclase (Ep ± Ab) en inclusion partielle dans les fantômes de pyroxène (60% de la roche). Ces derniers forment de larges cristaux maclés et constituent essentiellement d'anciens clinopyroxènes (Di + Tr ± Ch). Toutefois, une proportion non négligeable de ces fantômes (jusqu'à 10%, éch. 243-6) présentent l'altération typique des orthopyroxènes (Ba + Tr). Le **méso-leucogabbro** (éch. 243-2, 243-1) possède une texture analogue bien que plus homogène. La proportion de fantômes de plagioclase augmente pour atteindre 65 à 70% dans la partie sommitale. Les fantômes de pyroxène sont en contrepartie moins nombreux et sont essentiellement composés d'anciens clinopyroxène (Di + Tr).

• **Latéralement, le flanc nord du filon-couche Delta 3** (figure 3.8, coupe D5 et carte géologique hors texte 2.1) présente quelques variations surtout caractérisées par la présence locale de litages magmatiques péridotite-pyroxénite au sein de l'horizon péridotitique (litages semblables à ceux observés dans la partie péridotitique du flanc sud).

3.2.2.2 Le filon-couche différencié Delta 1A

Le filon-couche Delta 1A (carte géologique hors texte 2.1, figures 1.6 - 3.21) est intrusif dans des séquences de basaltes et de volcanoclastiques alcalines recoupées localement par des petits dykes ultramafiques (é = 1 m, éch.1A-1). Il présente localement une mince bordure figée (éch. 1A-3) et débute par un horizon de **pyroxénite** (é = 35 m, éch. 1A-4) à granulométrie variable contenant des cristaux finement trémolitisés de clinopyroxène et des cristaux de hornblende brune dans une matrice essentiellement composée d'antigorite et de chlorite microcristalline.

Cet horizon passe rapidement à une **péridotite** (é = 65 m) contenant des cristaux d'olivine ($\varnothing \leq 0.5$ mm, Ant + Tr, éch. 1A-5 à 1A-9) en inclusion dans des plages de clinopyroxène (30%, $\varnothing \leq 5$ mm, Tr + Di) et d'orthopyroxène (10%, $\varnothing \leq 3$ mm, Ba + Tr) ou bien jointifs dans une matrice microblastique composée d'antigorite et de chlorite. Des petits grains idiomorphes de ferrochromite ($\varnothing < 0.2$ mm) sont dispersés dans et entre les olivines. Enfin des plages pœcilitiques de hornblende brune (1 - 5%, $\varnothing \leq 1$ mm) se greffent localement sur les cristaux de pyroxène et contiennent des inclusions d'olivine, alors amphibolitisées.

Au sommet de la péridotite, on passe subitement à une **webstérite à olivine** contenant 5 à 10% de fantômes d'olivine (é = 1 - 5m., $\varnothing < 0.5$ mm). Les

clinopyroxènes (50 - 55%, $\varnothing = 0.5$ à 1 mm) sont diopsidiques et les orthopyroxènes (5 - 10%, $\varnothing = 0.5$ à 5 mm) sont bastitisés. Ils sont idiomorphes, jointifs et flottent dans une matrice microblastique formée d'antigorite et de zoïsite, avec également des traces de carbonate. Les sulfures sont disséminés ($\varnothing < 0.01$ mm) et sont surtout constitués de pyrrhotite et de pentlandite. Enfin notons des traces de plagioclase et de leucoxène interstitiel.

La **séquence gabbroïque** sus-jacente (é = 210 m, éch.1A-12 et 1A-13.) présente une augmentation graduelle de la quantité de plagioclase de la base au sommet. Elle est assez homogène et se compose de cristaux d'augite diopsidique (20 - 40%, $\varnothing \leq 2$ mm) entourés de cristaux tabulaires de plagioclase (15 - 50%, Zo + Ab) avec lesquels ils forment une texture subophitique. Les gabbros leucocrates en contact avec l'intrusion Delta 2a sont rodingitisés (éch. 1A-14).

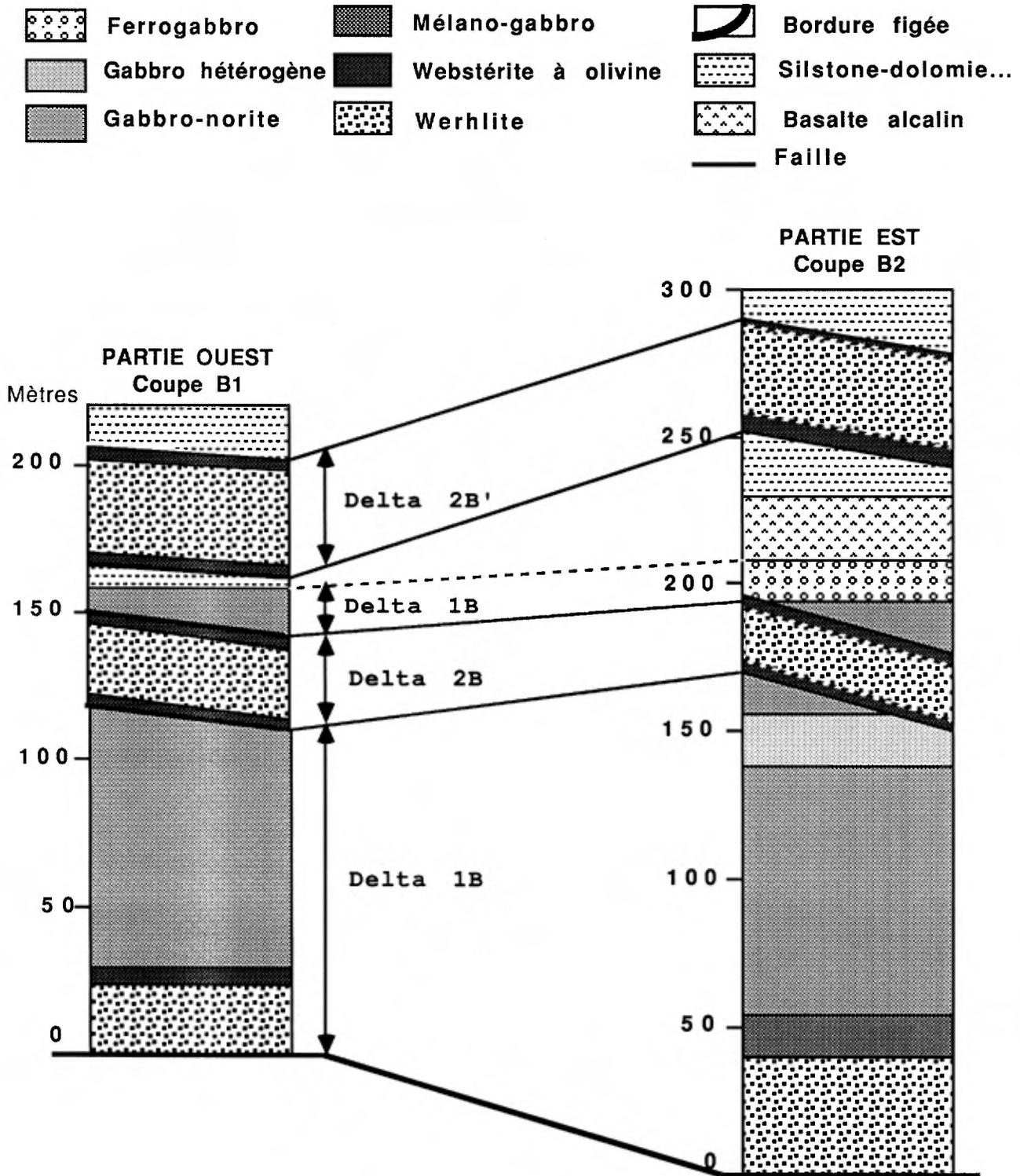
3.2.2.3 Le filon-couche différencié Delta 1B

Le filon-couche différencié Delta 1B (carte géologique 1.3, figures 1.6 et 3.22) comprend du sud vers le nord: un horizon de péridotite dont seule la partie supérieure est visible à l'affleurement, un mince horizon de webstérite (é = 1 à 4 m); une séquence gabbroïque (é ≈ 130 m) formée de mélanogabbro au sud, de gabbro-norite mésocrate dans sa partie médiane (jusqu'à 10 - 15% d'orthopyroxène) et de méso-leucogabbro puis de gabbro à leucoxène et quartz (é = 0 à 9 m, figures 3.23 et 3.24) dans sa partie sommitale. D'une manière générale, les caractéristiques pétrographiques de ces roches ressemblent à celles du filon-couche Delta 3. Toutefois à la différence de ce dernier, les gabbros-norites sont caractérisés par d'abondantes linéations minéralogiques, les horizons de gabbro hétérogène et d'anorthosite sont absents, et la partie sommitale du filon est constituée de ferrogabbro à quartz. Ces observations suggèrent donc qu'il s'agit de deux intrusions différentes mais ne permettent pas d'établir un ordre chronologique entre celles-ci.

3.2.2.4 Le filon-couche Delta 1C

Le filon-couche Delta 1C (figures 1.6 et 3.25) est de composition essentiellement gabbroïque avec un horizon sommital de gabbro granophyrique qui suggère une polarité nord à l'emplacement de la coupe C1 (carte géologique n°2.4). Il présente un pendage de 80° vers le nord et recoupe ou longe des séquences de basanite-néphéline à sa base et de siltstone laminé dans sa partie supérieure. Il est divisé en deux parties par l'intrusion ultramafique Delta 2C.

Figure 3.22 : Colonnes lithologiques des intrusions Delta 1B, 2B et 2B' correspondant aux coupes géologiques B1 à B2 (cartes géologiques 2.1-2.3).



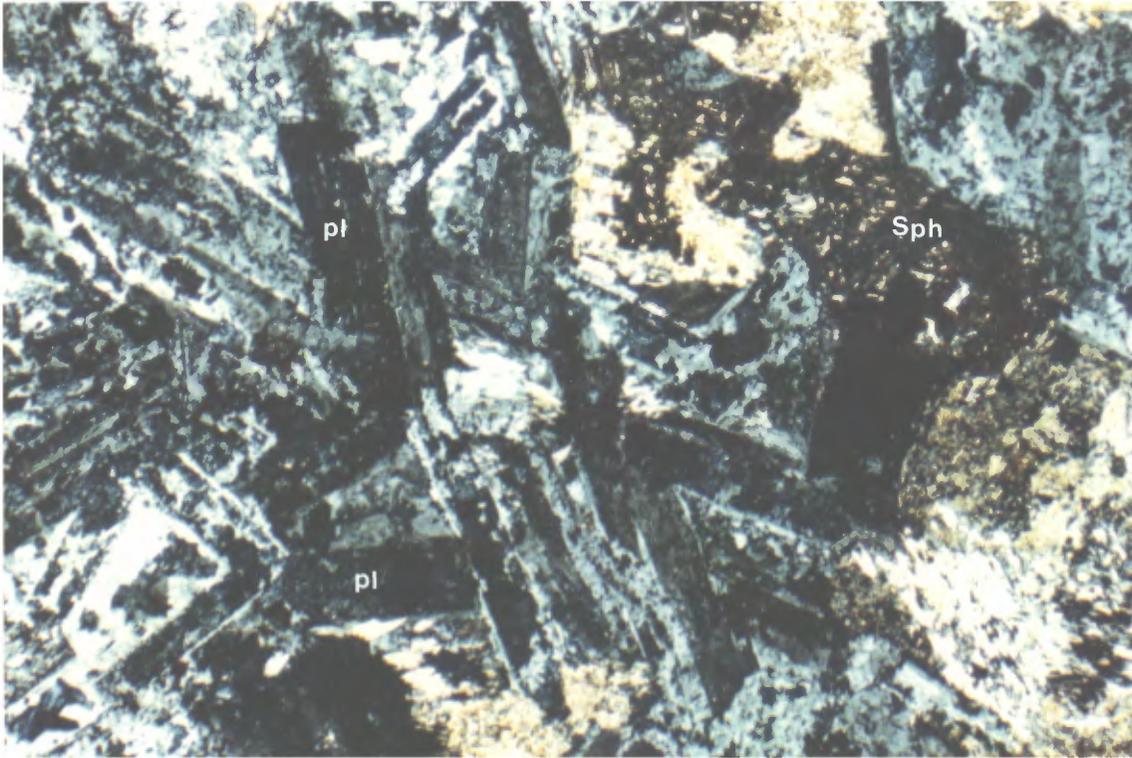


Figure 3.23 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de gabbro à leucoxène provenant de la partie supérieure du filon-couche différencié Delta 1B (éch. KΔ6-243, 1 = 5,5 mm). Noter l'abondance des fantômes de plagioclase (Ab-Olg + Ep) en inclusion partielle dans des plages de sphène-ilménite à texture lamellaire, et dans des fantômes de clinopyroxène.

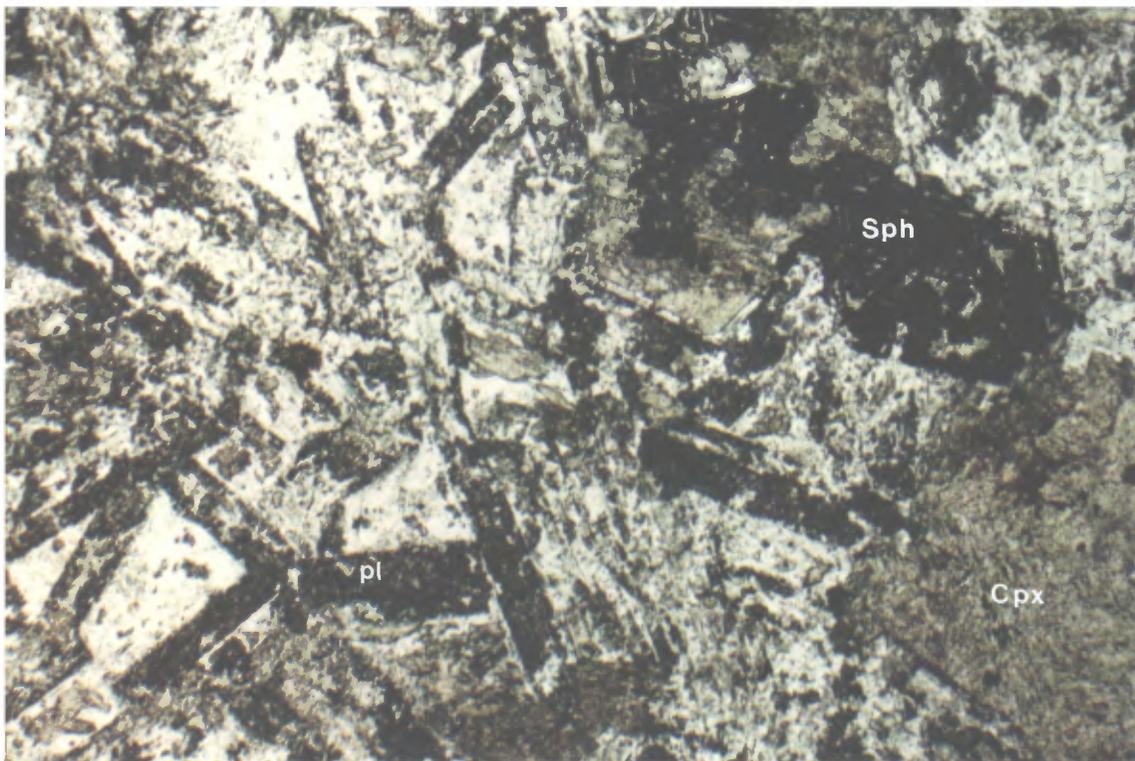


Figure 3.24 : Microphotographie en lumière naturelle du même échantillon de gabbro à leucoxène que ci-dessus.

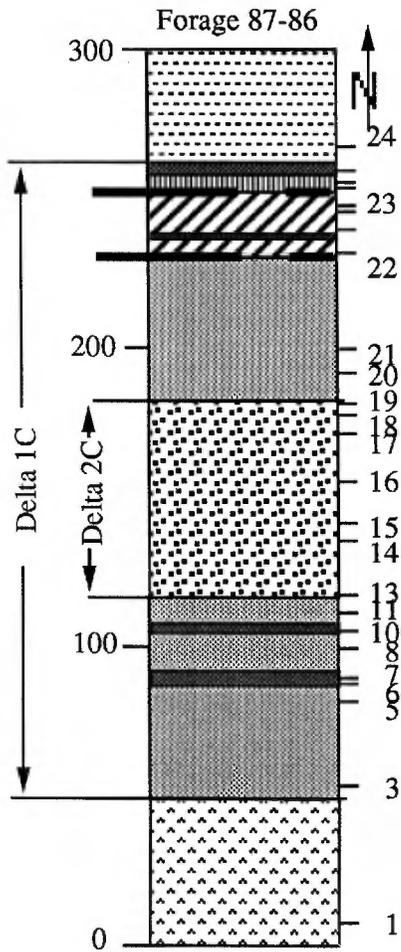
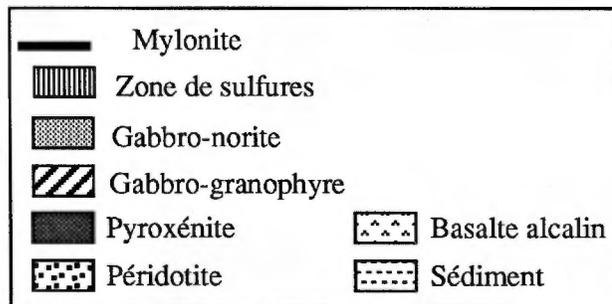


Figure 3.25: Colonne lithologique du filon-couche Delta 1C et du dyke ultramafique Delta 2C, zone D8.
Cf. localisation du forage sur la carte géologique n°2.4.



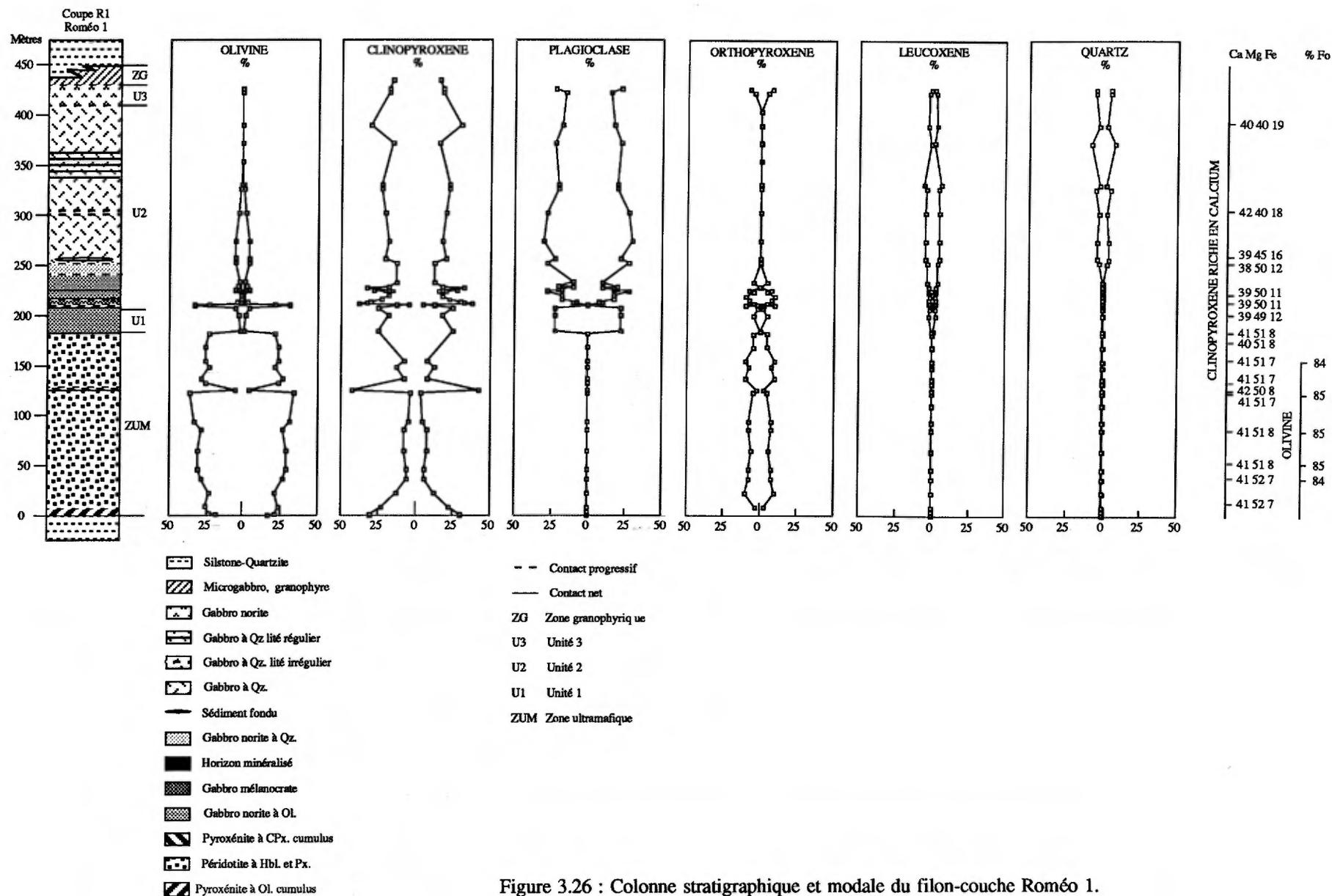


Figure 3.26 : Colonne stratigraphique et modale du filon-couche Roméo 1.

• **Dans sa partie inférieure**, ce filon-couche est formé de gabbro-norite très homogène ($\epsilon = 60$ m, éch. 1C-3, 1C-5, 1C-8 et 1C-11). Ce faciès est composé de lattes trapues de plagioclase saussuritisé (20% à 45%, $\varnothing = 0.5 \times 3$ mm, Zo + Ab), de cristaux d'augite diopsidique (40 - 45%, $\varnothing = \leq 10$ mm, Tr) et plus rarement d'orthopyroxène (10 - 15%, $\varnothing = 2 - 5$ mm, Ba + Tr) qui définissent une texture subophitique. Des cristaux de leucoxène (3 - 5%, $\varnothing < 2$ mm) occupent les espaces interstitiels entre les autres silicates, et un peu de sulfures sont disséminés dans la roche ($\varnothing < 0.1$ mm, Po + Cp). Quelques fragments de basanite-néphéline ($\varnothing = 1$ cm, Ch + Tr + Ep + Le) constituent des xénolithes près du contact inférieur.

• **La partie supérieure de cette intrusion** est composée d'une part de gabbro mélando à mésocrate (éch. n°1C-20 et 1C-21) et d'autre part de gabbro granophyrique (éch. n°1C-23) tous deux séparés par une zone de mylonite (éch. n°1C-22).

Le gabbro mélando à mésocrate ($\epsilon = 19.6$ m) présente 25 à 30% de prismes de plagioclase ($\varnothing = 0.5 \times 2$ mm, Zo + Ab + Ch), et des plages pœcilitiques de clinopyroxène (30 - 40%, $\varnothing = 2 - 3$ mm, Di + Tr) et plus rarement d'orthopyroxène (5 - 10%, $\varnothing < 2$ mm, Ba + Tr) qui définissent une texture subophitique. Cet horizon contient aussi quelques cristaux squelettiques d'ilméno-magnétite recristallisée en sphère - leucoxène (2 - 3%, $\varnothing = < 2$ mm), 1% de sulfures finement disséminés ($\varnothing < 0.01$ mm, Po + Pn + Cp) et quelques cristaux d'apatite (1%, $\varnothing < 0.1$ mm) et de biotite verte (1 - 5%, $\varnothing < 0.5$ mm). Il présente de nombreuses zones de cisaillement ($d < 5$ mm) remplies de chlorite magnésienne, de zoïsite prismatique, de biotite verte et de sphère. Sa composition est similaire avec la partie au sud de l'intrusion 2C.

La mylonite (éch. 1C-22) recoupe un gabbro quartzifère. Elle est caractérisée par une intense recristallisation, une diminution de la granulométrie et une forte foliation minérale donnant à la roche une couleur noire et un aspect massif laminé. Elle est composée de bandes de muscovite + chlorite + biotite verte, de bandes riches en carbonates et d'amas lenticulaires de quartz + albite + plagioclase à texture granoblastique.

L'horizon sommital de gabbro granophyrique ($\epsilon = 32$ m.) contient plus de 10% de quartz en croissance micrographique avec l'albite (10 - 35%, $\varnothing \leq 2$ mm), des fantômes trapus de plagioclase (40%, $\varnothing = 0.1 \times 0.5$ mm), des traces de microcline ($< 5\%$, $\varnothing \leq 0.5$ mm), du sphère et du leucoxène (10 - 15%, $\varnothing \leq 0.4$ mm),

des amas chloriteux (5%, $\varnothing < 0.5$ mm, anciens pyroxènes), ainsi que des traces de carbonate ($< 1\%$, $\varnothing < 0.1$ mm) et d'apatite ($< 1\%$), le tout définissant une texture granulaire à grains fins. A certains endroits, on note la présence de sulfures en amas de forme ovoïde (max. 20%, $\varnothing < 5$ mm avec un maximum de 2 cm) composés de pyrrhotite et de pentlandite avec une bordure de chalcopryrite et de clinozoïsite en prismes trapus ($\varnothing \leq 0.5 \times 1$ mm). Quelques veines et veinules sont remplies de chalcopryrite avec en quantité mineure de la pyrrhotite, de la pentlandite et de la sphalérite ($\epsilon < 5$ cm). Enfin des sulfures massifs de type brèche ($\epsilon = 5$ cm) sont bordés par une autre mylonite ($\epsilon = 1$ cm).

• **Deux dykes de composition pyroxénitique** recouper le gabbro-norite basal. Ces dykes possèdent une texture granulaire et sont formés de cristaux automorphes de clinopyroxène (50 - 55%, $\varnothing = 2 - 5$ mm, Tr), de cristaux d'orthopyroxène (15 - 20%, $\varnothing = 2 - 4$ mm, Ba + Tr) et de cristaux de hornblende (3%, pargasite?, $\varnothing < 0.5$ mm) flottant dans une matrice microcristalline recristallisée (20%, Ch + Ant + Bi + Zo). Quelques grains de sulfures disséminés ($\varnothing < 0.1$ mm, Po + Cp + Pn) sont associés à des grains squelettiques de leucoxène (5 - 10%, $\varnothing < 2$ mm) dans les clivages des pyroxènes ou le long de micro-fractures. Un nouveau dyke de composition pyroxénitique est en contact diffus avec les siltstones qui surmontent l'intrusion Delta 1C et recoupe la partie sommitale du gabbro granophyrique. D'après leurs caractéristiques, ces dykes sont probablement reliés à la mise en place de l'intrusion 2C (éch n° 2C-6, 2C-7 et 2C-10).

3.2.3 Les filons-couches de l'horizon de Delta dans le secteur du lac Cross

3.2.3.1 Pétrographie du filon-couche Roméo 1

La partie inférieure du filon-couche Roméo 1 (carte géologique n°4, figure 3.26) possède une direction de 233°N avec un pendage de 65° alors que les sédiments encaissants sont orientés 241°N avec un pendage de 58°. Les roches sédimentaires, essentiellement composées de siltstone et de quartzite, apparaissent donc faiblement recoupées par l'intrusion (figure 3.27). Près du contact, les sédiments perdent complètement leur litage pour former une cornéenne. Leur étude en lame mince fait état d'une forte silicification causée soit par le métamorphisme régional et/ou par la mise en place du filon-couche. La granulométrie est très fine et se compose essentiellement d'un assemblage microgranoblastique

de quartz, de plagioclase, de quelques grains d'épidote et de quelques plages chloritisées.

- Au-dessus du contact avec les sédiments, la granulométrie et le pourcentage d'olivine augmentent rapidement sur une dizaine de mètres. On passe ainsi d'une mince bordure figée à un horizon de pyroxénite à grain fin puis à une pyroxénite à olivine à grain moyen présentant une patine d'altération ocre. La pyroxénite à olivine cumulus constitue l'horizon de base du filon-couche Roméo 1 (éch. R1-02; R1-03; R1-04). Elle présente une texture primaire de mésocumulat pœcilitique dont l'olivine représente la phase cumulus, le pyroxène la phase intercumulus. Les fantômes de clinopyroxène (Cpx relictuel + Tr ± Ch, $\varnothing \leq 6.0 \times 4.0$ mm, 40 - 45%) et les fantômes d'orthopyroxène (Bastite ± Tr, $\varnothing \leq 1.5 \times 1.0$ mm, 5 - 6%) sont xénomorphes, pœcilitiques avec de nombreuses inclusions d'olivine pseudomorphosée. Les fantômes d'olivine cumulus (Ant + Ch ± Tr, $\varnothing \leq 0.5$ mm, 45 à 50%) sont de forme généralement globulaire et sont en inclusion dans les pyroxènes ou baignent dans le liquide interstitiel. La pyroxénite contient également quelques cristaux de hornblende brune (1 - 2%, fortement pléochroïque dans les brun-rougeâtre) entourés d'une bordure de minéraux opaques. Quelques lamelles de biotite (< 1%), fortement oxydées et tordues, sont disséminées dans "la mésostase". Celle-ci (< 1%) est peu recristallisée (isotrope) et présente quelques petites flaques de chlorite de couleur kaki (visibles à fort grossissement). Elle semble représenter des liquides résiduels qui n'ont pas eu le temps de cristalliser, signe d'une mise en place à relativement faible profondeur. Finalement, les minéraux opaques sont de deux générations: des grains octaédriques primaires de chromite ou de ferrochromite, en inclusion dans tous les minéraux; et des plages secondaires de magnétite et/ou de sulfure dispersées aléatoirement dans la lame.

- Après un contact graduel marqué par l'augmentation du pourcentage d'olivine, la péridotite (é = 172 m) se distingue par sa patine d'altération ocre et son débit prismatique. Les joints donnent une direction et un pendage de 236°N/65° et à 85 mètres du début de la coupe, ils atteignent jusqu'à 8 m de diamètre et plusieurs dizaines de mètres de longueur (figure 3.28). Ils délimitent un horizon très caractéristique que l'on peut suivre latéralement sur une grande distance. Il est à noter que la péridotite contient de nombreuses veinules de magnétite subparallèles au litage résultant de la serpentinisation. De plus, on observe à 17 m de la base du filon une zone de cisaillement large de 3 m dans laquelle se sont développées des fibres d'actinote et de chrysotile. L'horizon péridotitique présente des

caractéristiques micrographiques comparables sur toute son épaisseur et possède une texture de mésocumulat pœcilitique (figure 3.29). Les fantômes d'olivine cumulus (Ant + Mt ± Ch, $\varnothing \leq 2$ mm, 55 - 65%) sont généralement de forme globulaire et se retrouvent tantôt en inclusion dans les pyroxènes, tantôt en suspension dans "la mésostase". L'olivine relictuelle (figure 3.30) est relativement abondante dans la partie inférieure de l'horizon péridotitique (éch. R1-07; 08; 09; 11; 12; 13). Toutefois, l'intensité de l'altération augmente considérablement vers le nord si bien que les reliques d'olivine disparaissent rapidement au profit de la serpentine et de la magnétite. Les fantômes de pyroxène intercumulus (20 à 30%) sont xénomorphes, pœcilitiques et présentent deux variétés: de l'augite diopsidique très peu altérée ($\varnothing \leq 8 \times 8$ mm, figure 3.29); et des fantômes d'orthopyroxène (figure 3.31) de plus grande taille (Ba ± Tr, $\varnothing \leq 10 \times 8$ mm). Comme l'olivine, les pyroxènes sont beaucoup plus fracturés et altérés au sommet de la séquence. On peut également noter la présence de hornblende brune xénomorphe et pœcilitique; et de lamelles pœcilitiques de biotite fortement déformées et oxydées. Les minéraux opaques présentent les mêmes habitus que dans la pyroxénite à olivine sous-jacente: des grains suboctogonaux à xénomorphes qui tapissent la paroi des fantômes d'olivine; des grains subautomorphes de chromite et/ou de ferrochromite en inclusion dans les pyroxènes ou aléatoirement dispersés à travers la lame; ou encore des plages polycristallines d'origine métamorphique. Les espaces interstitiels entre les minéraux sont composés de verre dévitrifié en chlorite de teinte kaki et bleue. Ils constituent la mésostase de la roche et leur proportion augmente vers le nord de la séquence ultramafique.

- À 125 mètres de la base, un horizon de pyroxénite à clinopyroxène cumulus (é = 4 m) est intercalé dans la péridotite. Son contact inférieur avec la péridotite est abrupt et il se caractérise par une augmentation brutale de la quantité de pyroxène. Au contraire son contact avec la péridotite sus-jacente est marqué par une augmentation graduelle du pourcentage d'olivine et la présence de pyroxènes pœcilitiques de plus en plus grande taille. Sa texture, microgrenue, est un adcumulat (éch. R1-16, figure 3.32) à clinopyroxène cumulus (augite diopsidique + Tr ± Ch, $\varnothing \leq 1.5$ mm, 80 - 85%) dont la plupart des cristaux sont équigranulaires et jointifs. Les fantômes post-cumulus d'orthopyroxène (Ba ± Tr, $\varnothing \leq 1.5 \times 6$ mm, 3 - 5%) sont xénomorphes et pœcilitiques avec des fantômes d'olivine et de clinopyroxène en inclusion. Les fantômes d'olivine (Ant + Ch ± Tr, $\varnothing \leq 1$ mm, 8 - 10%) forment des plages globulaires entre les clinopyroxènes. La pâte interstitielle ($\leq 1\%$) est

Figure 3.27 : Contact sédiment-intrusif montrant la relation recoupante entre la roche encaissante et le filon-couche Roméo 1.



Figure 3.28 : Horizon péridotitique caractérisé par sa patine d'altération ocre et son méga-débit prismatique.



Figure 3.29 : (Éch. R1-12, L.P., 1 = 5,5 mm). Péridotite à texture de mésocumulat pœcilitique. Le clinopyroxène constitue de grandes plages postcumulus avec en inclusion des cristaux d'olivine cumulus complètement recristallisée en antigorite.

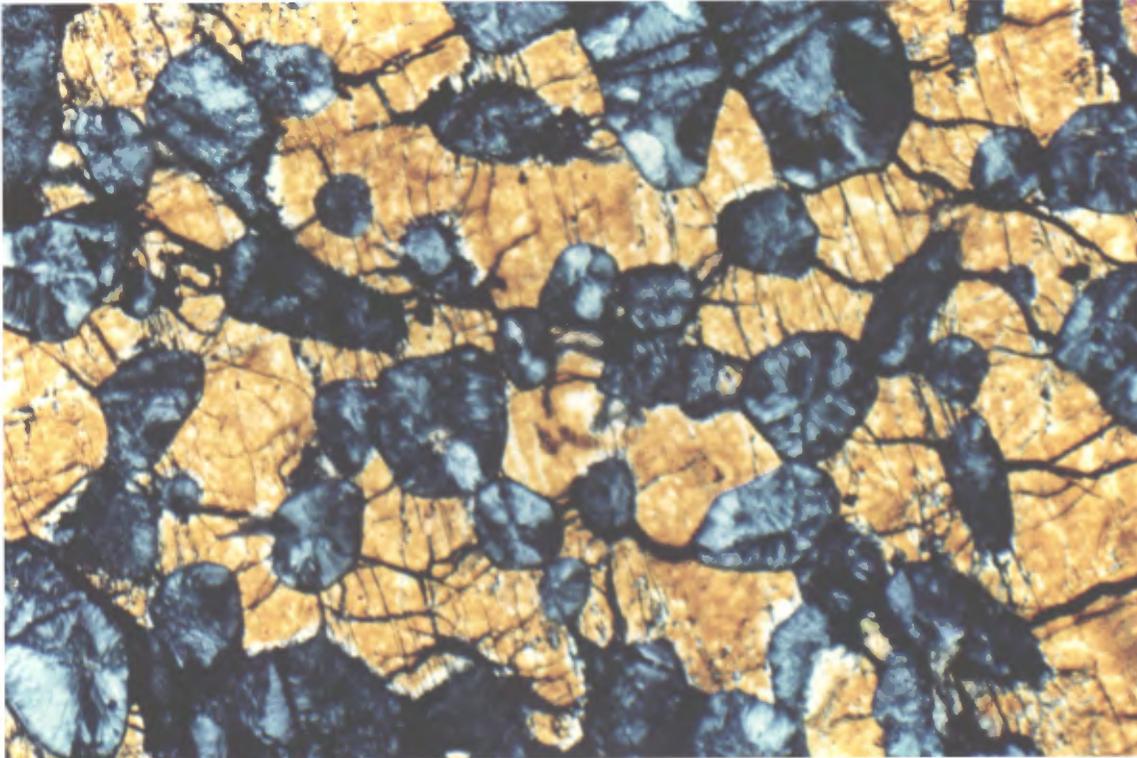


Figure 3.30 : (Éch. R1-12, L.P., 1 = 3 mm). Péridotite montrant des cristaux hypidiomorphes d'olivine partiellement recristallisée en antigorite, baignant dans une pâte de chlorite cryptocristalline formée par la recristallisation du liquide interstitiel piégé.

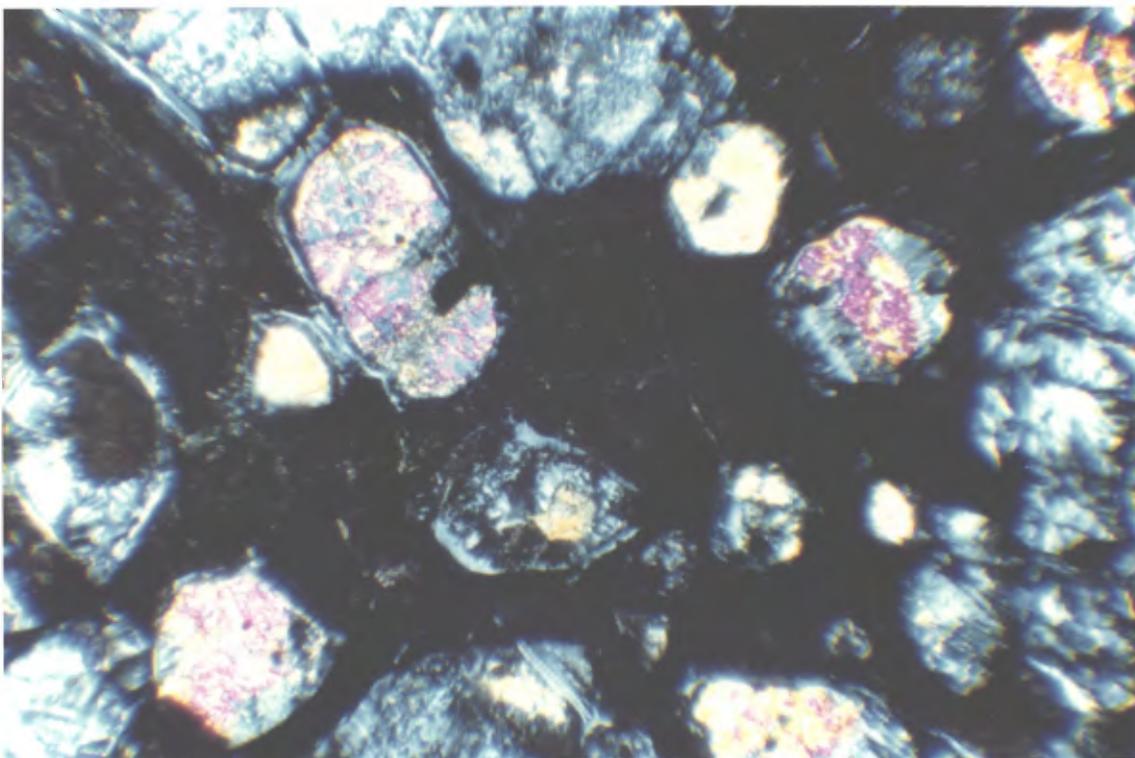


Figure 3.31 : (Éch. R1-8, L.N., 1 = 3 mm). Cristal d'orthopyroxène pœcilitique altéré en bastite contenant en inclusion des cristaux cumulus d'olivine partiellement recristallisée en antigorite. On observe également quelques cristaux de ferrochromite en inclusion dans les fantômes d'olivine.

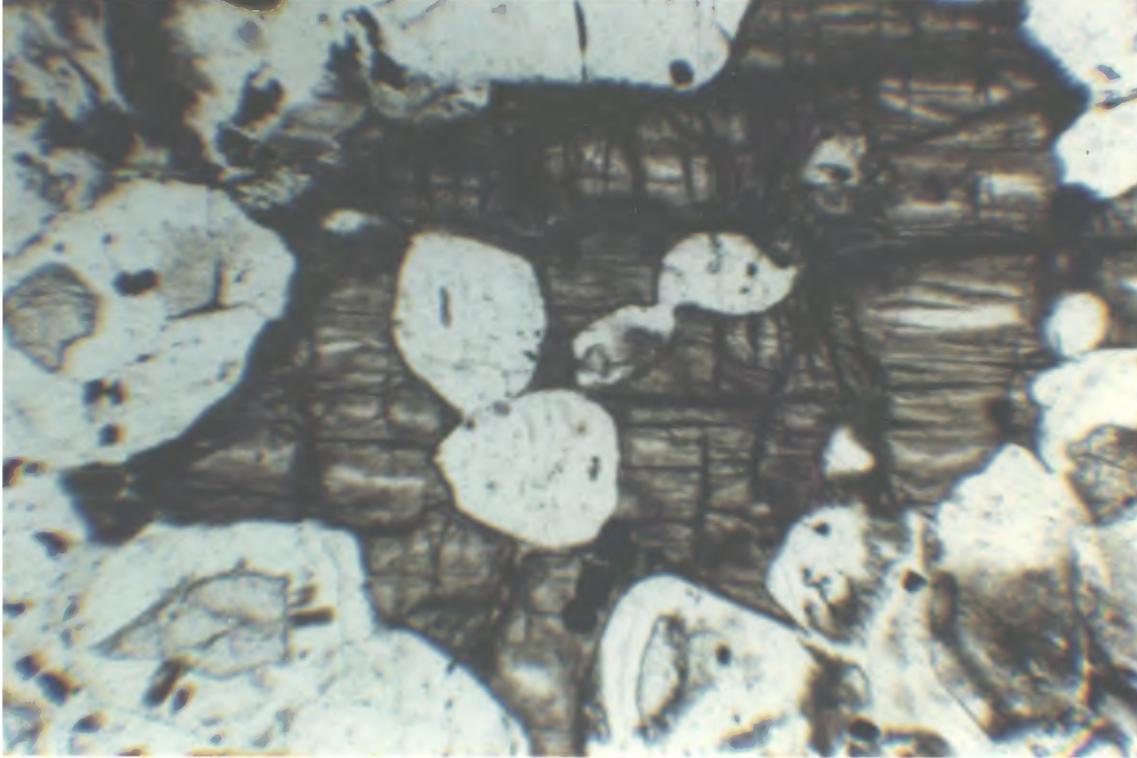


Figure 3.32 : (Éch. R1-16, L.P., 1 = 3 mm). Microphotographie de l'horizon de pyroxénite à pyroxène cumulus texture et à texture d'adcumulat, intercalé dans la séquence péridotitique.

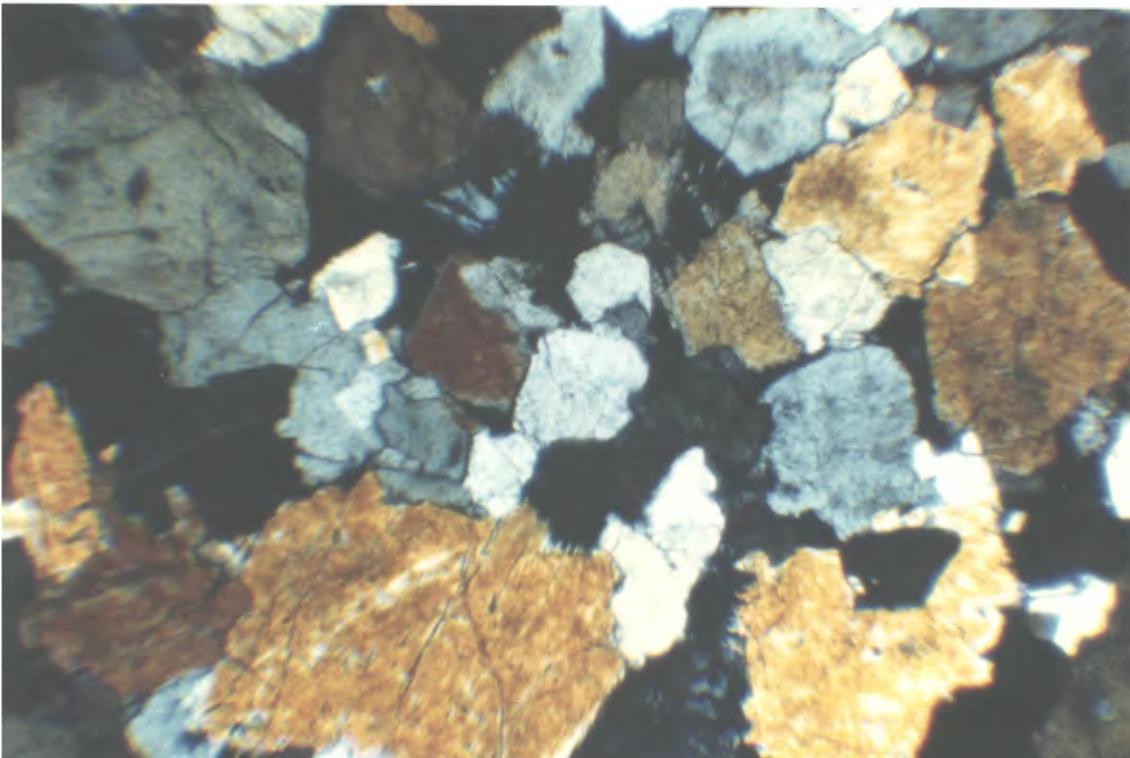
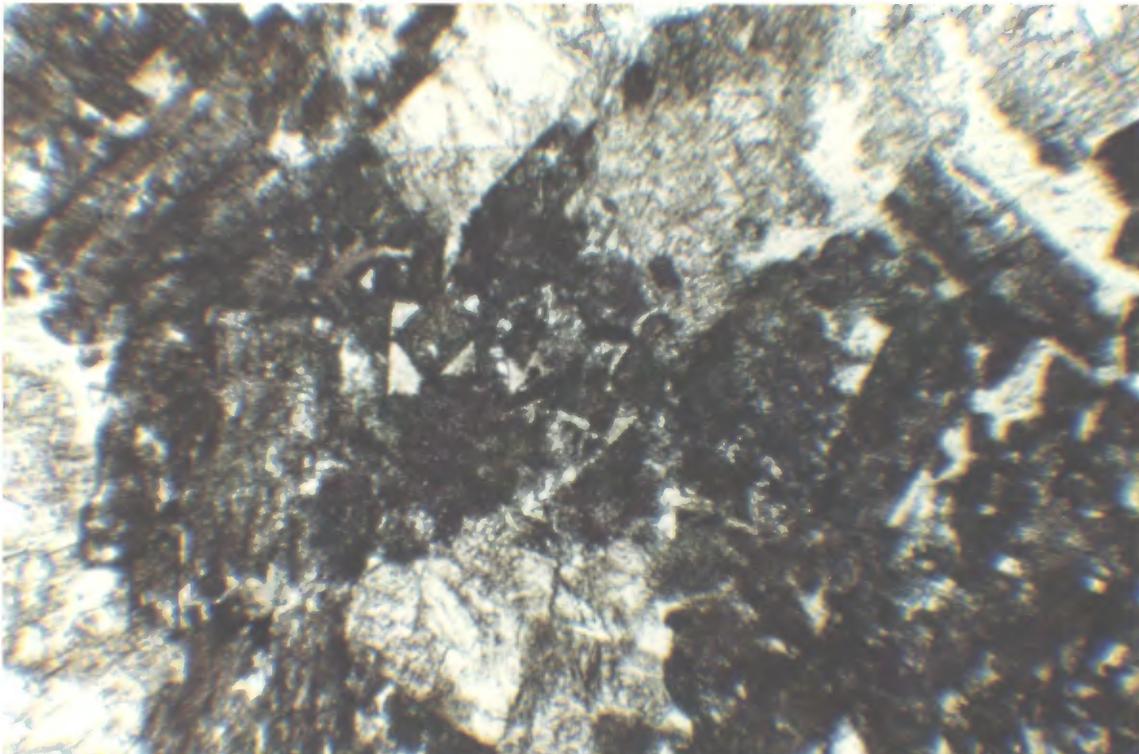


Figure 3.33 : Vue générale montrant de droite à gauche : a) la partie sommitale de l'horizon de péridotite; b) l'horizon de gabbro-norite à olivine; c) l'horizon de pyroxénite à olivine; et d) la partie inférieure de l'horizon de mélano-gabbro et de gabbro-norite.



Figure 3.34 : (Éch. R1-26, L.N., 1 = 3 mm). Gabbro-norite à olivine. Noter les lattes fantômes de plagioclase entre les fantômes de clinopyroxène. L'altération des plagioclases en zoïsite leur confère un aspect brunâtre à forte réfringence.



essentiellement constituée de chlorite verdâtre qui semble résulter de la dévitrification d'un verre enrichi originellement en magnésium. Enfin, les minéraux opaques semblent appartenir à une même génération primaire comme en font foi les formes octaédriques observées.

- À 182 mètres de la base, la péridotite passe sans transition à un horizon de gabbro-norite à olivine (figure 3.33, $\epsilon = 25$ m). Le contact est marqué par un plan de fracture et se caractérise par l'absence d'horizon pyroxénitique transitionnel. Ce faciès gabbroïque (éch. R1-24; R1-25; R1-26) marque la première apparition du plagioclase (pseudomorphosé en $Ep \pm Ab$, $\varnothing \leq 1 \times 3$ mm, 40 à 45 %, figure 3.34) sous forme de lattes jointives et non orientées entre les grains de pyroxène ou en inclusion partielle dans ces derniers. Quelques lattes de plagioclase ($\varnothing \leq 3.5 \times 1.5$ mm), associées à de grandes plages de micas blancs ou situées sur le pourtour de plages chloriteuses, sont de nature albitique avec un peu d'épidote au coeur. Les fantômes de clinopyroxène ($Di = Tr$, $\varnothing \leq 2.5 \times 2$ mm, 40 - 45 %) sont xénomorphes, engrenés et légèrement pœcilitiques avec en inclusion partielle ou complète des lattes de plagioclase. Quelques fantômes d'orthopyroxène ($Ba \pm Tr$, 2 - 3%) forment de grandes plages xénomorphes et pœcilitiques. Des plages limpides en lumière naturelle et de forme globulaire (fantômes d'olivine?, 8 - 10%) sont composées au coeur d'un amalgame microblastique de chlorite magnésienne, d'une auréole de trémolite fibro-radiée et finalement en périphérie de lattes albitiques. De petits cristaux pœcilitiques de sphère ($\varnothing \leq 2 \times 1$ mm, 3 - 4%), sont disséminés dans les espaces interstitiels. Ils présentent localement une texture lamellaire formant des figures d'exsolution d'ilméno-magnétite triangulaires. Enfin de petits cristaux xénomorphes de sulfure sont disséminés dans la lame (1 - 2%) et d'origine vraisemblablement secondaire. Finalement, les espaces interstitiels (1 - 2%) sont remplis d'un agrégat microblastique de micas blancs, de pistachite, de trémolite et de chlorite.

- À 207 mètres de la base, un nouvel horizon de pyroxénite à olivine cumulus ($\epsilon = 5$ m, éch. R1-27; 28; 29) surmonte le gabbro (figure 3.33). Son contact avec le gabbro sous-jacent est caractérisé par la disparition du plagioclase, une augmentation subite du contenu en pyroxène et en olivine, et l'absence de bordure figée. Par la suite (sur une épaisseur de 3 m), la fraction des fantômes d'olivine diminue graduellement au profit de la fraction pyroxénitique. Les fantômes d'olivine ($Se + Tr + Op$, $\varnothing \leq 2 \times 2$ mm) forment des cristaux xénomorphes légèrement arrondis en inclusion complète dans les pyroxènes ou

en suspension dans la mésostase. Les fantômes de clinopyroxène ($Ac - Tr \pm Tc$; 4.4×2 mm) forment des prismes subautomorphes mâclés et zonés. Ils sont non-jointifs, non orientés et forment avec l'olivine une texture pœcilitique. Les fantômes d'orthopyroxène, complètement recristallisés, sont difficiles à distinguer. Quelques fines lamelles oxydées de biotite ($\varnothing \leq 0.1$ mm) sont disséminées à l'intérieur des plages trémolitisées, aux endroits où les cristaux d'olivine se sont agglutinés. La hornblende brune se retrouve sur la bordure des cristaux de pyroxène. La mésostase est fortement recristallisée en chlorite ferrugineuse cryptocristalline. Enfin les minéraux opaques sont formés de petits cristaux octaédriques de chromite ($\varnothing \leq 0.05$ mm) et de plages secondaires de magnétite.

- A 212 mètres, la pyroxénite passe très rapidement à un horizon de gabbro mélanocrate à grain moyen ($\epsilon = 3$ m, éch. R1-30; 31; 32; 33; 34; 35). Celui-ci s'appauvrit progressivement en cristaux d'olivine alors que le plagioclase, d'abord intercumulus puis sous forme de latte, fait son apparition. Les fantômes de clinopyroxène (Cpx relictuel + $Ac-Tr$, $\varnothing \leq 1.2 \times 0.7$ mm, 55 - 60%) forment des cristaux hypidiomorphes trapus, mâclés, zonés et s'imbriquent les uns dans les autres. Les fantômes de plagioclase ($Ep \pm Ch$ sur un fond albitique, 10 - 15%) se concentrent en bordure des cristaux d'orthopyroxène avec lesquels ils définissent une texture intergranulaire. Les fantômes d'orthopyroxène ($Ch + Ac-Tr$, $\varnothing \leq 6 \times 3$ mm, 15 - 20%) constituent d'énormes cristaux hypidiomorphes de forme légèrement prismatique et contiennent des cristaux de clinopyroxène complètement recristallisés. Les fantômes d'olivine ($Ch_{Mg} + Tr$, $\varnothing \leq 2$ mm, 1 - 2%) forment généralement des plages plus ou moins arrondies, remplies de chlorite magnésienne cryptocristalline et de trémolite. Enfin le leucoxène et les minéraux opaques complètent l'association minéralogique.

- À 215 mètres, le gabbro mélanocrate fait place à une séquence de gabbro-norite à texture subophitique à ophitique ($\epsilon = 24$ m; éch. R1-35 à 48, figure 3.35) limitée au nord par un horizon sulfuré. Des cristaux hypidiomorphes trapus, mâclés et zonés de clinopyroxène (Cpx relictuel + $Ac-Tr$, $\varnothing \leq 1.2 \times 0.8$ mm, 35 - 40%) sont imbriqués les uns dans les autres et contiennent en inclusion partielle des lattes fantômes de plagioclase ($Ep \pm Ch$ sur fond albitique, $\varnothing \leq 0.6 \times 0.2$ mm, 40 - 45%). Celles-ci s'agglomèrent également dans les espaces interstitiels ou sont complètement incluses dans les fantômes d'orthopyroxène. Ces derniers ($Ch + Tr$, $\varnothing \leq 13 \times 5$ mm, 10 - 15%) forment de grandes plages hypidiomorphes et allongées avec des minéraux



Figure 3.35 : Séquence gabbroïque montrant de droite à gauche : a) un horizon de mélanogabbro à olivine et orthopyroxène, b) un horizon de gabbro-norite non minéralisé, c) un horizon de mélanogabbro à olivine contenant des sulfures disséminés, d) et un horizon de gabbro-norite non minéralisé, et finalement la partie basale de la séquence de gabbro à quartz.



Figure 3.36 : Vue générale de la séquence de gabbro à quartz montrant de droite à gauche : a) la zone irrégulièrement litée, puis en b) la zone à litage régulier.



opaques dans les clivages. Quelques rares fantômes d'olivine (Ch + Op, $\varnothing \leq 1.2$ mm, 1%) forment des plages arrondies entre les cristaux de clinopyroxène et de plagioclase ou à l'intérieur des orthopyroxènes. Le leucoxène ($\varnothing \leq 0.8$ mm, 3 - 5%) forme des cristaux xénomorphes à texture lamellaire montrant des figures triangulaires d'ilméno-magnétite.

- À 224 mètres de la base, une mince bande minéralisée ($\epsilon \leq 1$ m, figure 3.35), à patine d'altération rouille, est intercalée à l'intérieur de la séquence de gabbro-norite. Elle est limitée à sa base par une zone de fracture et semble former un angle de quelques degrés avec les roches encaissantes. Elle s'étend vers l'est sur environ 110 mètres où une faille l'interrompt (elle n'a pas été retrouvée au-delà de cette fracture), et se poursuit sur 250 mètres à l'ouest de la coupe de base. Elle comprend 10 - 15% de sulfures disséminés composés surtout d'amas de pyrrhotite avec des flammes d'exsolution de pentlandite et de quelques inclusions de chalcopryrite. Quelques grains de pentlandite sont également en inclusion dans la pyrrhotite. Les sulfures sont toujours localisés dans les endroits où le plagioclase a été lessivé ou dans des zones riches en chlorite et en épidote. Leur présence semble également reliée à une augmentation de la quantité de clinopyroxène et à une légère baisse du pourcentage d'orthopyroxène. En outre, la minéralisation semble se concentrer dans une bande où l'altération est très intense. En-dessous du contact, le gabbro norite (éch. R1-39) est fortement altéré et seuls les clinopyroxènes ont préservé leur caractère original en dépit d'une forte altération en actinote-trémolite. Les plagioclases sont altérés en séricite - épidote (sur un fond albitique) et quelques aiguilles d'actinote - trémolite et des lamelles de chlorite y sont parfois associées. Des plages de chlorite magnésienne et de zoïsite contenant du rutile et des aiguilles d'actinote - trémolite semblent mimer la forme d'un cristal grossièrement prismatique. De plus, en dépit de la proximité de l'horizon minéralisé, les minéraux opaques sont rares et sont associés à des plages de quartz polycristallin. Enfin quelques plages allongées, bordées de chlorite magnésienne et composées de zoïsite et d'un minéral filamenteux fortement pléochroïque présentent une texture en passoire avec des interstices remplies de chlorite magnésienne. Ainsi, les minéralisations observées évoquent l'influence des mécanismes de remobilisation à la fois d'origine tectonique (bande discordante par rapport aux roches encaissantes) et peut être hydrothermale lors du métamorphisme. Il est intéressant de noter la présence, à l'intérieur de l'horizon minéralisé, d'une petite zone finement laminée ($\epsilon \leq 0.4$ mm) de clinopyroxène et d'épidote

à laquelle est associée une fine minéralisation disséminée en pyrrhotite et en chalcopryrite (R1-42).

- À 227 mètres, la minéralisation a presque disparu et le gabbro-norite retrouve sensiblement les mêmes caractéristiques que celles observées sous l'horizon minéralisé avec toutefois des zones interstitielles essentiellement composées de séricite avec un peu d'épidote. Les minéraux opaques sont peu abondants et sont associés à des globules composés de quartz polycristallin et d'aiguilles de rutile, et entourés de chlorite cryptocristalline et du même minéral filamenteux mentionné plus haut.

- A 237 mètres de la base, le quartz interstitiel apparaît entre les lattes de plagioclase (éch. R1-49). Les globules de quartz polycristallin ont disparu mais il subsiste localement des minéraux opaques qui sont associés à des plages arrondies de chlorite magnésienne.

- À 245 mètres, les cristaux d'orthopyroxène disparaissent complètement et l'unité de gabbro-norite fait place à une séquence de gabbro à quartz d'une puissance de 165 mètres (figures 3.35-3.36). Toutefois, à 256 mètres, plusieurs minces horizons aphyriques à microgrenus, discontinus et lités (éch. R1-51, $\epsilon = 0.1$ à 1 m) sont intercalés au gabbro à quartz. Dans certains de ces horizons, la granulométrie augmente progressivement vers le nord, puis redevient subitement aphyrique quelques dizaines de centimètres plus haut révélant un pseudo-litage qui évoque une nature sédimentaire. Cependant, ils se composent d'un assemblage microcristallin constitué de petites lattes très peu altérées de plagioclase, de chlorite cryptocristalline, d'aiguilles de trémolite apparemment mimétiques de petits cristaux de pyroxène, de zoïsite, de pistachite granoblastique et d'un petit nombre de plages de sphène qui suggèrent davantage une origine magmatique. Il est en fait possible que ces horizons correspondent à d'anciens lits sédimentaires disloqués, incorporés au magma et en grande partie recuits ou même fondus par ce dernier. Ces horizons situés à l'interface des gabbros-norites et des gabbros à quartz suggèrent que la partie gabbroïque du filon-couche Roméo 1 pourrait résulter de plusieurs injections magmatiques de plus en plus différenciées.

Le gabbro à quartz présente plusieurs sous-unités:

- De 245 à 300 mètres (éch. R1-50 et 52, figures 3.37-3.38), il est constitué de lattes jointives et non orientées de plagioclase ($Ab \pm Zo \pm Se$, $\varnothing \leq 1.5$ x 0.3 mm, 40 - 45%), et de cristaux prismatiques de

Figure 3.37 : (Éch. R1-52, L.N., 1 = 5,5 mm). Gabbro à quartz à texture intersertale à subophitique. Le plagioclase forme des lattes partiellement altérées en épidote, le clinopyroxène est sous forme de cristaux prismatiques et les plages limpides représentent du quartz interstitiel.



Figure 3.38 : (Éch. R1-52, L.P., 1 = 5,5 mm). Cristal mâclé et prismatique de clinopyroxène peu altéré (augite) dans la séquence de gabbro à quartz. Le quartz forme une page micrographique avec le plagioclase.

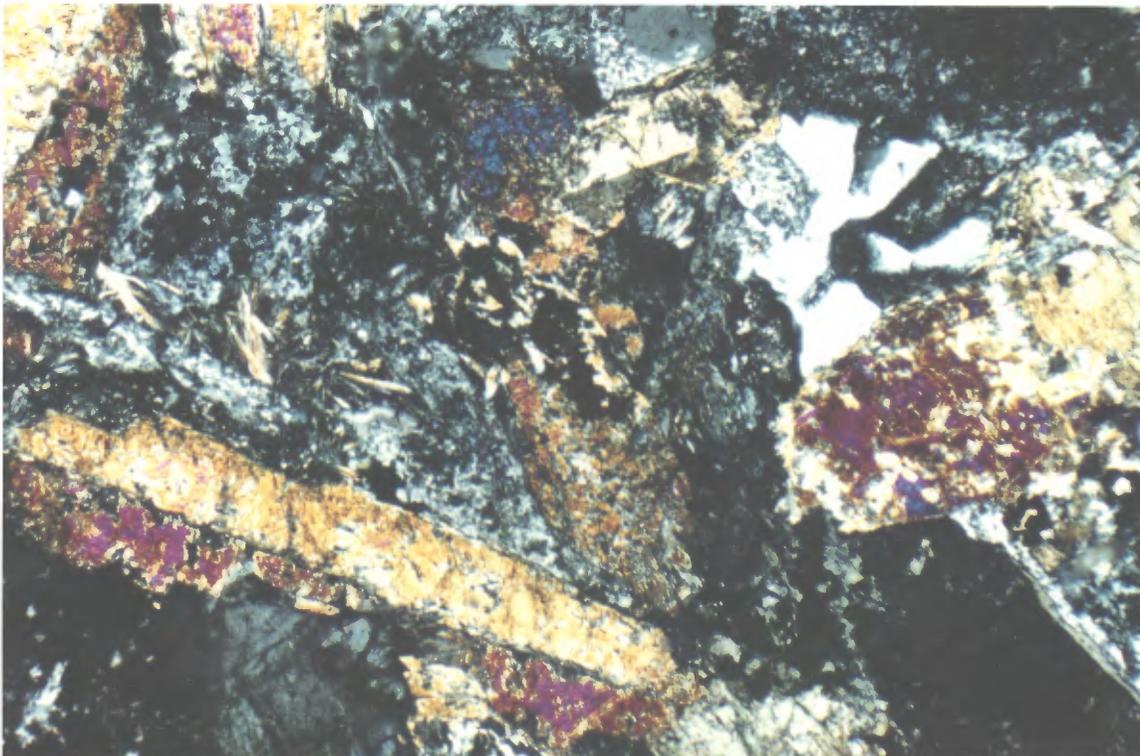


Figure 3.39 : Litage magmatique irrégulier marqué par l'alternance irrégulière et discontinue de lits enrichis en plagioclase et de lits riches en pyroxène.

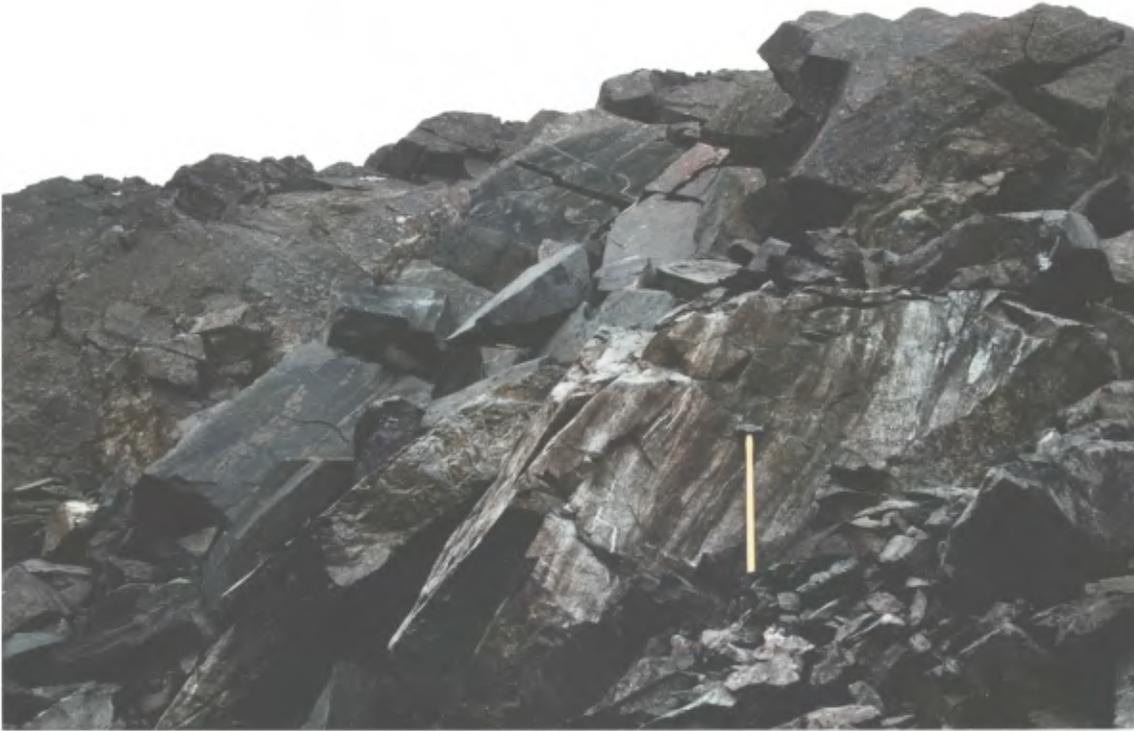


Figure 3.40 : Litage magmatique régulier marqué par des contacts de proportion rectilignes entre les lits plagioclasiques et les lits pyroxénitiques.



Figure 3.41 : (Éch. R1-54, L.N., 1 = 5,5 mm). Gabbro à quartz montrant une texture fluidale (mésocumulat) marquée par l'orientation préférentielle des cristaux de plagioclase, ces derniers étant cimentés par des plages limpides de quartz interstitiel.



Figure 3.42 : (Éch. R1-56, L.P., 1 = 5,5 mm). Zone granophyrique. Noter à gauche de la photo la texture micrographique entre le quartz et le plagioclase.



pyroxène qui indiquent un ordre de cristallisation où les plagioclases (de composition plus sodique que dans les gabbros-norites sous-jacents) ont cristallisé en premier, suivi d'une syn-cristallisation du clinopyroxène et du plagioclase. De plus, la déstabilisation du plagioclase lors de la cristallisation du quartz interstitiel (5 - 7%) a produit de l'albite en bordure des cristaux de feldspath, créant une texture réactionnelle micrographique (figure 3.42). Les cristaux de clinopyroxène (augite, $\varnothing \leq 4 \times 1$ mm, 35 - 40%) sont mâclés et zonés et constituent des prismes plus ou moins jointifs, allongés et trapus. Ils sont partiellement remplacés par des aiguilles accolées d'actinote verdâtre attestant une augmentation de la teneur en fer du pyroxène. La trémolite est encore présente sur le pourtour des grains. Enfin de nombreux blastes d'épidote (5 - 7%) baignent dans les plages interstitielles de chlorite cryptocristalline (2 - 3%) et des amas d'ilméno-magnétite (7 - 10%) commencent à se déstabiliser pour former du sphène sur leur pourtour.

- De 300 à 310 mètres, le gabbro à quartz (éch. R1-56 et 57) présente un litage magmatique irrégulier et discontinu (figure 3.39) caractérisé par l'alternance de lits ($\epsilon = 2$ à 30 cm) alternativement enrichis en plagioclase et en pyroxène sous forme de fins cristaux pœcilitiques de clinopyroxène ($\varnothing \leq 2.5 \times 0.5$ mm) ou de cristaux grossiers d'orthopyroxène ($\varnothing = 5$ à 10 mm). Le contact entre les lits est caractérisé par une variation subite du pourcentage de plagioclase et l'ensemble présente une foliation magmatique marquée par la disposition dans un plan du pyroxène et du plagioclase (figure 3.41). Ces orientations préférentielles traduisent l'existence de courants magmatiques. Le quartz interstitiel (3 à 5%) est toujours présent et des minéraux opaques (5 - 10%) se présentent sous forme de petits cristaux xénomorphes ou de plages d'ilménite (et/ou ilméno-magnétite) partiellement recristallisées en leucoxène. Les lits plagioclasiques et pyroxénitiques sont également enrichis en sphène. La "mésostase" se compose d'un assemblage microblastique de trémolite, d'actinote, de chlorite et de quelques aiguilles altérées ou non de stilpnomélane avec accessoirement quelques grains d'épidote. Les échantillons R1-303 et R1-334 montrent une zone granophyrique (figure 3.42) composée de lattes de plagioclase non-altérées, orientées et jointives; d'un assemblage de stilpnomélane, de chlorite et de carbonate; et de plages micropegmatitiques de quartz et de feldspath avec localement du feldspath potassique comme phase accessoire.
- De 330 à 350 mètres, le gabbro à quartz présente un litage magmatique régulier (éch. R1-60, figure 3.40) caractérisé par des lits qui varient de quelques centimètres à une vingtaine de centimètres d'épaisseur avec des contacts de proportion presque parfaitement rectilignes ($S_0 = 260^\circ N/60^\circ$). Au microscope, la roche présente une texture intergranulaire à subophitique anarchique et les minéraux ne sont plus alignés ni jointifs. Les fantômes de plagioclase forment encore des lattes mais celles-ci sont beaucoup plus trapues ($\varnothing \leq 1.6 \times 0.2$ mm) et en plus faible proportion (35 - 40%). Ils forment une charpente cimentée par des cristaux pœcilitiques de pyroxène (40 - 45%) en grande partie altérés. Le quartz interstitiel constitue 5 à 10% de la roche. Le sphène augmente de proportion (10 - 12%) et montre une texture pœcilitique avec au coeur une association de lamelles de chlorite et de plages de pistachite. Enfin les minéraux opaques xénomorphes sont toujours entourés d'une bordure réactionnelle d'épidote et on note une très forte altération en stilpnomélane.
- De 350 à 365 mètres, le gabbro à quartz (éch. R1-61) est très altéré et montre un nouvel enrichissement en plagioclase. Le sphène, normalement pœcilitique commence à prendre sa forme cristalline dans les espaces interstitiels. Les textures réactionnelles granophyriques (quartz - feldspath) et l'altération en stilpnomélane deviennent omniprésentes.
- De 365 à 410 mètres, le gabbro à quartz est marqué par une forte augmentation de la proportion de quartz interstitiel. La partie basale de cet horizon (éch. R1-62) possède des fantômes de plagioclase ($Ab \pm Ep$, $\varnothing \leq 1.5 \times 0.5$ mm, 40 - 45%) sous forme de lattes jointives et non orientées formant une charpente entre laquelle se sont développés les cristaux de clinopyroxène. Plus haut dans l'horizon (éch. R1-63 et 64, figure 3.43), les fantômes de plagioclase sont franchement automorphes, de plus grande taille ($\varnothing \leq 2.5 \times 0.5$ mm) et en moins grande quantité (30 - 35%). L'altération, par contre, présente à nouveau un amalgame microblastique d'épidote (70 - 75%: $Pi \pm Zo$) dans un fond albitique (5 - 10%) avec des traces de stilpnomélane (3 - 5%), de chlorite (1 - 2%) et de quartz, suggérant une nouvelle augmentation de la calcicité du plagioclase. Les fantômes de clinopyroxène deviennent de plus en plus abondants (25 à 60%), augmentent de taille et deviennent de plus en plus prismatiques (\varnothing jusqu'à 3×30 mm, figure 3.44) formant localement une texture harristique. Leur altération ($Hbv + Ac \pm Ch \pm Tr \pm Stp$) se présente



Figure 3.43 : (Éch. R1-63, L.N., 1 = 5,5 mm). Gabbro à quartz à texture intergranulaire à subophitique. La minéralogie se compose de lattes de plagioclase (partiellement altérées en épidote), de pyroxènes prismatiques, de quartz interstitiel, d'apatite et d'une forte altération en stilpnomélane oxydé.



Figure 3.44 : Microphotographie d'un affleurement de gabbro à quartz situé dans la partie sommitale du filon-couche Roméo 1. Il est caractérisé par de nombreux cristaux de pyroxène aciculaires définissant une texture harristique (crescumulat).

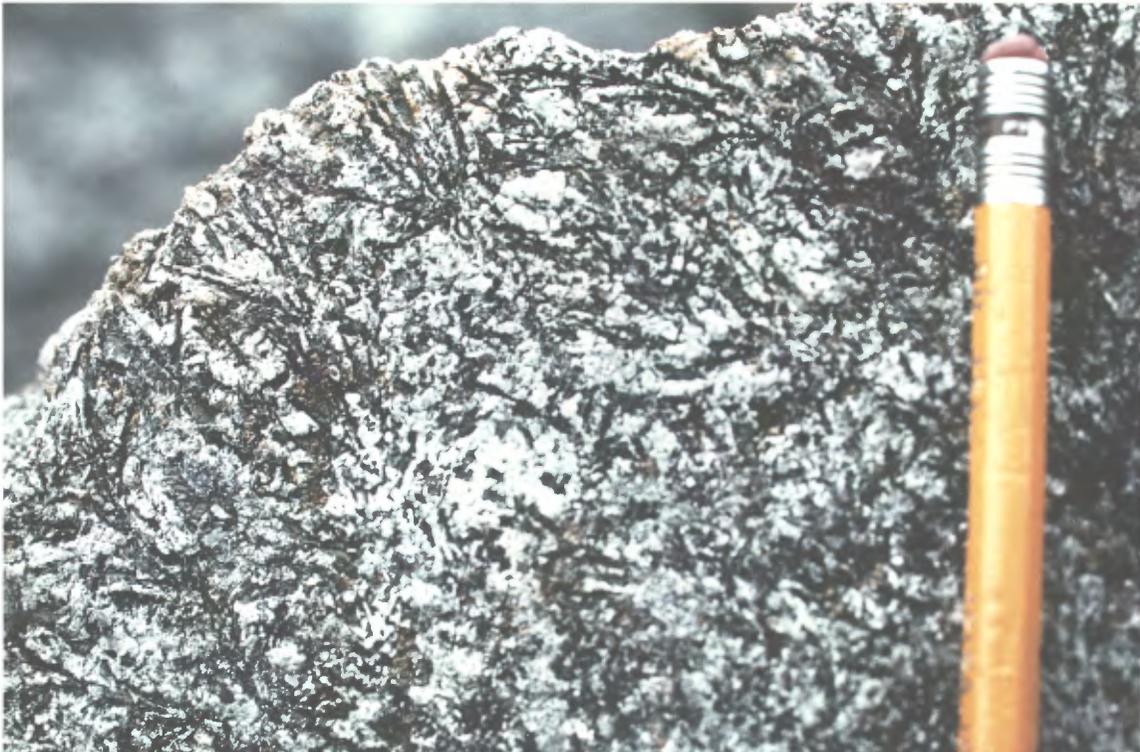


Figure 3.45 : (Éch. R1-66, L.P., 1 = 5,5 mm). Cristal d'orthopyroxène pœcilitique avec de nombreuses lattes fantômes de plagioclase en inclusion.

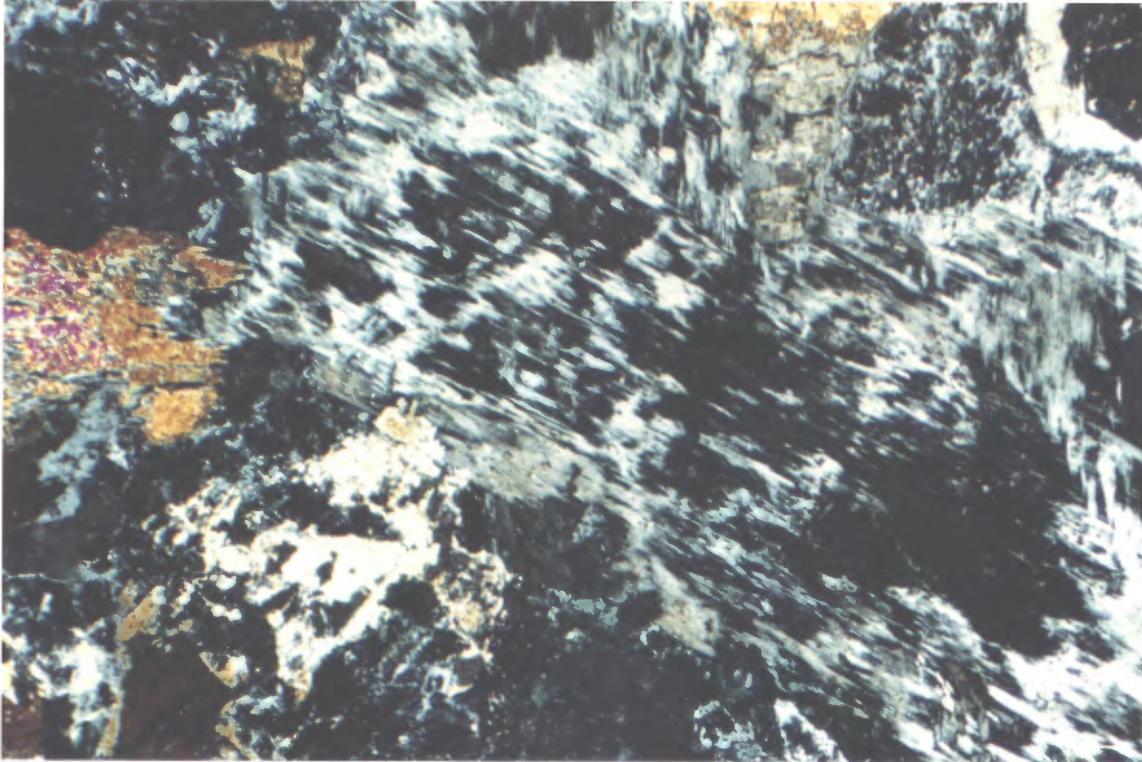
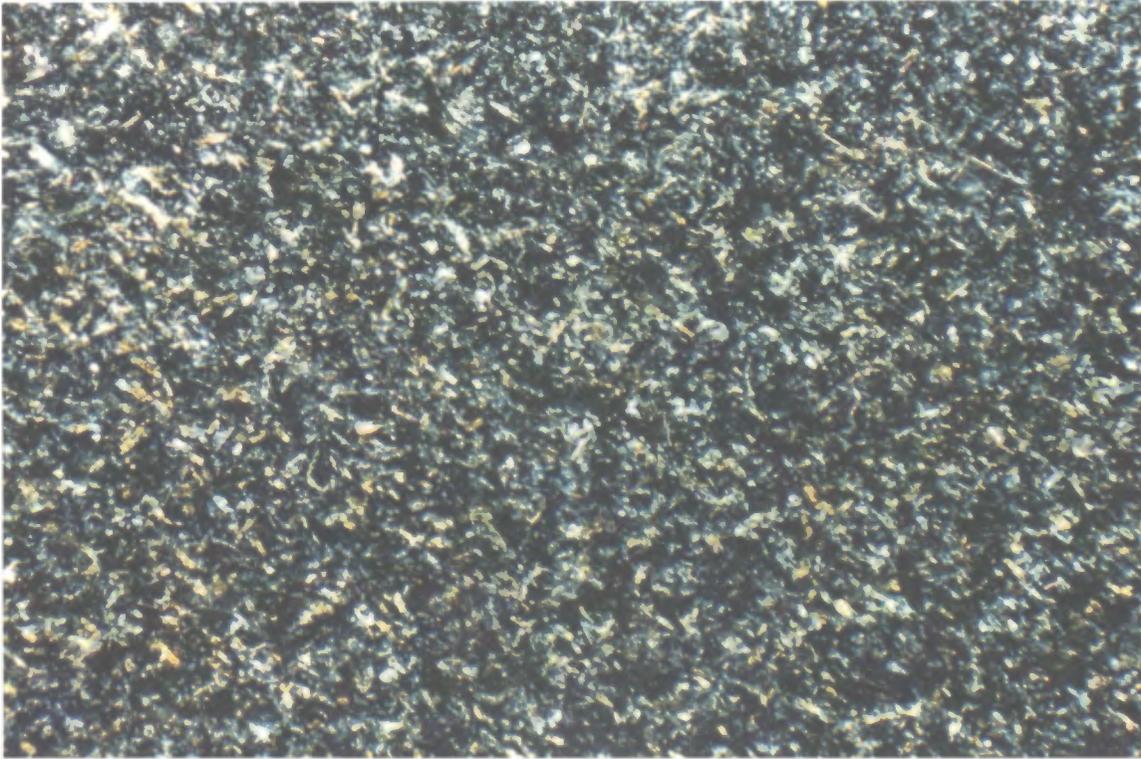


Figure 3.46 : Partie sommitale du filon-couche différencié Roméo 1 montrant l'imbrication entre des horizons granophyriques, des horizons de microgabbro et des horizons sédimentaires partiellement démantelés.



Figure 3.47 : (Éch. R1-70, L.P., 1 = 5,5 mm). Roche encaissante du filon-couche Roméo 1 montrant une texture microblastique.



sous plusieurs aspects mais montre de façon générale une augmentation de la teneur en fer et un aspect effiloché. Les clinopyroxènes relictuels montrent une teinte rosâtre témoignant d'un enrichissement en titane, ce que semble confirmer la présence de stilpnomélane. Le quartz interstitiel se présente sous deux formes: en plages monocristallines limpides entre les fantômes de plagioclase; ou en association avec le plagioclase sous forme de micropegmatites. De l'apatite fait son apparition (1 - 2%, figure 4.18) et forme des batonnets allongés intimement associés aux plages de quartz. Le sphène présente encore une texture lamellaire et triangulaire mais n'est plus pœcilitique. Finalement, les minéraux opaques forment de petits agrégats à travers la lame ou des grains xénomorphes arrondis en bordure des cristaux de leucoxène.

- De 410 à 426 mètres, un nouvel horizon de gabbro-norite à texture subphitique à ophitique est marqué par la réapparition de cristaux d'orthopyroxène (figure 3.45, éch. R1-65; 66; 67). Ces derniers ($\varnothing \leq 5 \times 3$ mm, 5 - 15%) sont xénomorphes et pœcilitiques avec des lattes de plagioclase en inclusion complète ou partielle. Ils sont complètement pseudomorphosés et constituent de grandes plages limpides en lumière naturelle. L'altération se compose des mêmes minéraux mais elle est moins poussée. On note la disparition du stilpnomélane et de l'apatite et au contraire l'apparition de micas blancs dans la partie sommitale. Le quartz interstitiel, le leucoxène et les minéraux opaques gardent les mêmes caractéristiques.

- Le sommet du filon-couche Roméo 1 (de 426 à 434 mètres) est caractérisé par une diminution brutale de la granulométrie. Il est constitué de micro-gabbro recoupé sur une épaisseur de 10 mètres par de nombreuses veines digitées de granophyre. Le microgabbro (éch. R1-69) possède une texture intergranulaire à subophitique. Les fantômes de plagioclase ($Ab \pm Ep$, $\varnothing \leq 1.2 \times 0.3$ mm, 45 - 50%) constituent des lattes non-jointives, formant une charpente entre laquelle ont cristallisé les autres phases minéralogiques. Les fantômes de clinopyroxène ($Ac + Ch \pm Ep$, $\varnothing \leq 2.2 \times 0.4$ mm, 25 - 30%) forment des prismes allongés à texture intersertale et légèrement pœcilitique. Le quartz interstitiel (10 - 15%) se présente surtout en plages limpides et présente localement des plages granophyriques. Finalement, des cristaux d'ilméno-magnétite (3 - 5%) montrent un début de transformation en leucoxène. Les veines de granophyre sont très riches en plagioclase et semblent résulter de l'hybridation du magma gabbroïque par des liquides résultant de la fusion partielle des sédiments encaissants. En effet

(éch. R1-70), le contact avec l'encaissant n'est pas franc mais présente trois faciès imbriqués (figure 3.46). Le premier, granophyrique, composée d'épidote ($Zo + Pi$, 50 - 55%), de prismes trapus de clinopyroxène ($\varnothing \leq 3 \times 1$ mm, 40 - 45%), d'apatite (5 - 10%) et de quartz interstitiel ($< 1\%$) semble correspondre à l'hybridation entre le liquide magmatique et les sédiments encaissants partiellement fondus. Le second, microblastique, est essentiellement composé d'épidote ($Zo + Pi$) avec quelques plages trémolitisées et chloritisées et quelques grains de leucoxène. Le troisième, de nature sédimentaire, montre une texture microblastique (figure 3.47) composée de fines aiguilles de trémolite et de grains d'épidote, le tout étant fortement silicifié et montrant une orientation préférentielle. Enfin la bordure supérieure de cet horizon présente localement une croûte aphyrique de composition micro-gabbroïque suggérant l'existence d'une bordure figée relictuelle.

3.2.3.2 Pétrographie du filon-couche Roméo 2

Une coupe géologique (figure 3.48) réalisée perpendiculairement au filon-couche Roméo 2 sur une longueur de 245 mètres montre que l'épaisseur réelle calculée de cette intrusion atteint au moins 212 mètres. Cette valeur est minimale puisqu'aucune des bordures figées, supérieure ou inférieure, n'a été observée.

Le filon-couche est fortement incliné vers le nord, et présente une polarité normale vers le nord. Faute de pouvoir observer la bordure figée du filon-couche Roméo 2 masqué par des blocs de péridotite, les relations de concordance ou de discordance de l'intrusion avec les roches encaissantes demeurent spéculatives. Toutefois les litages sédimentaires à proximité de la pyroxénite basale, orientés $N250^\circ/60^\circ$, et l'attitude est-ouest de l'intrusion suggèrent que le filon-couche Roméo 2 recoupe à angle faible les sédiments.

- Les roches sédimentaires qui séparent les filons-couches Roméo 1 et 2 sont comparables à celles situées au sud de Roméo 1. Ce sont des siltstones silicifiés et finement lités, composés d'un amalgame microgranoblastique de quartz, d'albite, d'épidote, et de quelques plages chloritisées. Près du filon-couche Roméo 1, elles sont partiellement recuites et quelques veines granophyriques sont encore intercalées sur quelques mètres entre les lits de sédiments. En s'approchant de l'intrusion Roméo 2, elles passent à une quartzite d'abord simplement silicifiée (éch R2-sed A) puis partiellement fondue (éch R2-sed B)

Figure 3.48 : Colonne lithologique du filon-couche différencié Roméo 2, région du lac Cross.

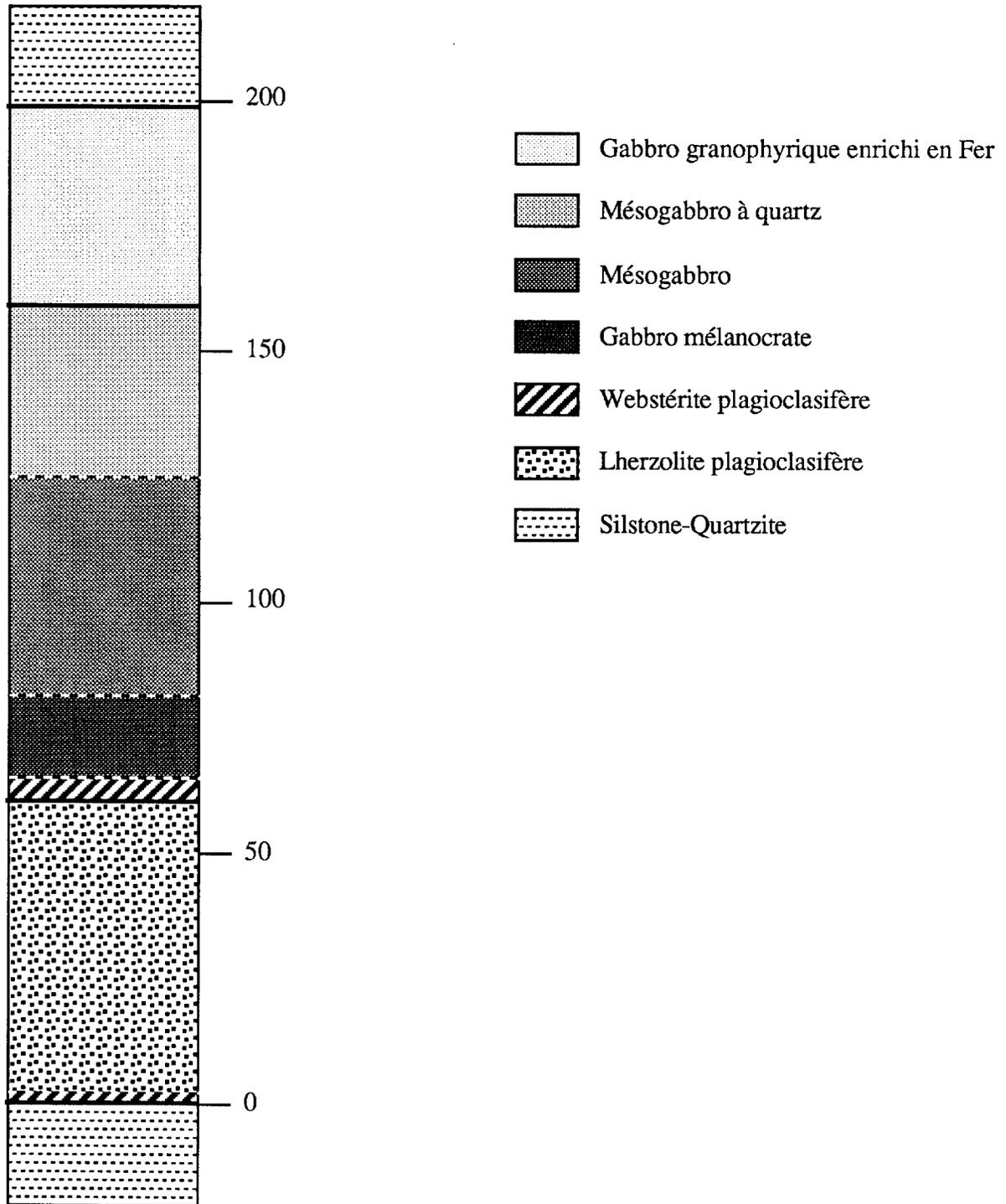


Tableau 3.1 : Formule structurale de quelques minéraux types du filon-couche Delta 3 calculée à partir des analyses Microsonde.

	N° Ech.		Olivine % Fo	Opx: Bronzite % Wo-En-Fs	Cpx : Augite % Wo-En-Fs	Ferrochromite
Delta 3	87-575	Péridotite	82.30	-	-	[Mg0.26-Fe1.37] [Cr0.99-Al0.47] O4
Delta 3	KΔ5-37	Péridotite	82.47	3.23-77.33-19.47	-	[Mg0.26-Fe1.53] [Cr0.90-Al0.41] O4
Delta 3	KΔ5-105	Péridotite	83.58	3.15-78.45-18.40	42.60-47.20-10.20	[Mg0.41-Fe1.20] [Cr0.99-Al0.50] O4
Delta 3	KΔ5-137	Péridotite	83.13	-	43.32-46.83-9.87	[Mg0.59-Fe0.78] [Cr1.03-Al0.69] O4
Delta 3	Cp-200-104	Pyroxénite	-	-	43.32-46.44-10.24	[Mg0.42-Fe0.87] [Cr1.16-Al0.61] O4
Delta 3	Cp-200-230	Gabbro	-	-	29.93-50.23-19.83	-
Delta 3	Cp-200-285	Gabbro	-	-	30.23-51.50-18.27	-

comme en témoigne les textures de fluage à proximité de l'intrusion.

- Le premier faciès que l'on rencontre à la base du filon-couche est une webstérite plagioclasifère ($\epsilon = 3$ m éch. R2-01) à texture subophitique à ophitique. Elle se compose de fantômes d'olivine (Sr \pm Tr \pm Ch; $\varnothing \leq 0.8$ mm; 10 à 15 %) de forme le plus souvent globulaire ou parfois subautomorphe, en inclusion dans les pyroxènes (Cpx + Opx) ou en suspension dans la pâte interstitielle. Aucune olivine relictuelle n'a été observée et les fantômes d'olivine contiennent quelques rares inclusions octaédriques de chromite. Des plages subrectangulaires et allongées d'épidote microblastique entourée de chlorite cryptocristalline suggèrent l'existence de lattes fantômes de plagioclase ($\varnothing \leq 0.8 \times 0.2$ mm; 10 - 12%) successivement épidotisé puis déstabilisé (transformation de l'épidote en chlorite) lors du métamorphisme. Ces lattes fantômes se retrouvent en inclusion complète ou partielle dans les divers minéraux, à l'exception des cristaux d'olivine qu'elles englobent. Le clinopyroxène est altéré en trémolite et forme des cristaux postcumulus ($\varnothing \leq 4$ mm; 25 - 30%) zonés contenant en inclusion complète ou partielle de nombreux fantômes d'olivine; des lattes fantômes de plagioclase; et quelques cristaux octaédriques de chromite. Les fantômes d'orthopyroxène ($\varnothing \leq 3$ mm; 20 - 25%) possèdent un habitus similaires à celui du clinopyroxène, suggérant que ces minéraux ont cristallisé en même temps. Dans ce faciès basal, l'orthopyroxène n'est que partiellement recristallisé en bastite et en amphibole (Ac - Tr) de sorte que l'altération se développe à partir des fractures du minéral laissant des zones encore fraîches. Des cristaux pécilitiques de hornblende brune (pléochroïsme incolore à brun-rougeâtre, $\varnothing \leq 1.2 \times 0.8$ mm; 5 - 10%) sont greffés sur le pourtour des grains de pyroxène qu'ils semblent déstabiliser. De même, des lamelles pécilitiques de biotite ($\varnothing \leq 0.8$ mm; 5 - 8%) sont intimement associées à la hornblende brune. Finalement les minéraux opaques (2 - 3%) comprennent 1) des petits cristaux octaédriques de chromite ($\varnothing \leq 0.3$ mm) d'origine magmatique en inclusion dans les diverses phases minéralogiques; et 2) des cristaux secondaires de magnétite associés à une veine serpentinisée.

- À 3 mètres de la base, l'horizon de webstérite plagioclasifère passe graduellement à une lherzolite plagioclasifère ($\epsilon = 58$ m; éch. R2-02; 03; 04) qui se débite sous forme de méga-prismes de 35 - 40 mètres de longueur et de 8 - 10 mètres de diamètre. De bas en haut, le pourcentage d'olivine augmente de 50 à 70% au détriment des orthopyroxènes et des

amphiboles basaltiques qui disparaissent complètement dans la partie sommitale alors que le pourcentage de cristaux de clinopyroxène reste constant. La texture est un mésocumulus pécilitique. Les fantômes d'olivine (Ol. relictuelle + Sr + Op \pm Ch; $\varnothing \leq 1.6$ mm) présentent deux habitus. La plupart sont de forme globulaire, alors que d'autres, dont les proportions augmentent vers le sommet, sont subautomorphes. Ils forment de nombreuses inclusions dans les pyroxènes et les amphiboles et contiennent de nombreux cristaux octaédriques de chromite. Lorsqu'ils baignent dans la pâte interstitielle, ils sont le plus souvent isolés à la base et forment des amalgames de type adcumulus au sommet. Les olivines relictuelles représentent 95% des fantômes d'olivine à la base et disparaissent presque complètement au sommet (< 1%). Les cristaux de clinopyroxène, généralement très faiblement recristallisés en trémolite ($\varnothing \leq 6.5$ mm, ≤ 15 mm au sommet; 10 - 15%), et les fantômes d'orthopyroxène (Opx relictuel + Ba \pm Ac - Tr; $\varnothing \leq 2.8$ mm; 8 - 10%) sont jointifs et forment de grandes plages postcumulus contenant en inclusion de nombreux fantômes d'olivine et des cristaux octaédriques de chromite. Quelques fantômes de plagioclase (3 - 5%) forment des plages xénomorphes d'épidote bordée de chlorite cryptocristalline, qui englobent les cristaux d'olivine globulaire alors que dans l'horizon sous-jacent, ils constituaient des inclusions dans les pyroxènes, la hornblende brune et la biotite. Les cristaux de hornblende brune ($\varnothing \leq 1.2 \times 0.8$ mm; 5 - 10%, pléochroïsme brunâtre non uniforme) sont xénomorphes, pécilitiques et fréquemment accolés aux grains d'orthopyroxène qu'ils semblent corroder. Des cristaux de biotite (+ Tc + Ch; $\varnothing \leq 1.4$ mm; 1 - 2%) forment des lamelles pécilitiques, disséminées dans la mésostase. La pâte interstitielle (3 - 5%) se compose principalement de chlorite magnésienne cryptocristalline avec localement des plages fibro-radiées ($\varnothing \leq 3.6$ mm) de trémolite épidotisée à proximité des hornblendes brunes. Enfin des petits grains octaédriques de chromite ($\varnothing \leq 0.2$ mm; 2 - 3%) sont disséminés dans les diverses phases minéralogiques et dans la pâte interstitielle.

- À 61 mètres de la base, une zone de cisaillement de 15 à 20 mètres de largeur et orientée N270/55° marque le passage de la lherzolite à plagioclase à une webstérite plagioclasifère ($\epsilon = 4$ m, éch. R2-05) à texture grenue. Ce passage se traduit par une augmentation du pourcentage de pyroxène au détriment de l'olivine. Le clinopyroxène (Cpx relictuel + Di; $\varnothing \leq 2$ mm; 70 - 75%) présente deux générations: des cristaux prismatiques, trapus, zonés et mâclés en inclusion partielle dans des cristaux

Tableau 3.2 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le flanc sud du filon-couche Delta 3 (coupe D2).

N° Ech		D2-1	D2-2	D2-3	D2-4	D2-5	D2-6	D2-7	D2-8	D2-9	D2-10	D2-11	D2-12	D2-13	D2-14
N° Terrain		KA12	200-0A	KA14	KA13	200-0B	200-5	200-20	200-35	200-57	200-60	200-62	200-70	200-90	200-100
faciès		Ozt	Ozt	B. f. inf.	B. f. inf.	B. f. inf.	Web.	Web.Ol.	Web.Ol.	Web.Ol.	Web.Ol.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.
Position m.		0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	5,0	20,0	33,8	47,5	51,3	55,0	63,8	73,8	80,0
SiO ₂	%	59,60	67,58	49,40	50,70	54,84	47,10	47,90	50,30	48,10	46,79	43,61	43,75	44,42	44,02
TiO ₂	%	0,64	0,52	0,89	0,90	0,87	0,56	0,54	0,55	0,40	0,36	0,33	0,31	0,28	0,29
Al ₂ O ₃	%	21,30	18,07	13,10	13,30	13,68	9,03	8,39	7,40	5,56	5,23	4,43	4,63	4,32	4,03
Fe ₂ O ₃	%	4,40	5,09	13,70	13,40	14,88	12,99	12,92	10,34	11,21	11,76	14,79	12,80	12,25	13,49
MnO	%	0,03	0,03	0,15	0,10	0,13	0,18	0,20	0,20	0,17	0,19	0,16	0,10	0,18	0,21
MgO	%	1,60	1,52	13,90	13,30	14,44	21,22	20,89	18,09	23,23	26,38	32,40	34,12	35,22	34,69
CaO	%	0,08	0,17	0,60	0,16	0,24	8,60	8,61	12,24	10,19	8,13	3,04	3,89	3,68	3,53
Na ₂ O	%	5,15	4,68	0,01	0,01	0,00	0,00	0,13	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	%	3,57	2,08	0,05	0,06	0,03	0,02	0,16	0,13	0,05	0,06	0,05	0,03	0,04	0,05
P ₂ O ₅	%	0,05	0,05	0,07	0,08	0,08	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03
PAF	%	2,77	2,10	7,16	6,70	6,70	11,70	5,80	3,30	6,70	7,10	9,10	8,60	9,20	9,30
Total	%	99,19	99,79	99,03	98,71	99,19	99,72	99,77	99,48	98,92	98,92	98,84	99,65	100,40	100,34
Zr	ppm	112	183	48	39	52	28	43	46	29	25	24	20	17	19
Y	ppm	8	6	18	4	17	12	9	14	11	8	6	6	8	6
Nb	ppm	4	9	4	<1	8	5	2	6	5	5	4	3	7	3
Cr	ppm	110	95	620	810	1043	2201	2347	2621	2413	2277	3190	4724	3169	3118
Ni	ppm	26	23	220	260	336	689	719	501	648	772	1086	1105	1211	1092
Cu	ppm	23	30	1	5	6	57	77	87	52	78	139	90	37	86
Zn	ppm	24	27	180	170	152	118	109	98	57	56	75	69	60	71
Rb	ppm	117	75	4	11	--	2	7	--	--	2	3	2	--	2
Sr	ppm	67	82	5	3	2	97	27	195	7	6	2	--	9	--
Ba	ppm	822	508	3	6	21	26	33	40	25	22	23	44	31	26
Os	ppb	<3	--	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	--	--	--	<3	<3
Ir	ppb	0,3	--	0,7	0,7	0,2	0,7	0,8	0,6	0,3	0,5	--	--	1	0,7
Ru	ppb	<1	--	1	1	<5	<5	<5	<5	<5	--	--	--	<5	<5
Rh	ppb	<1	--	<1	<1	<1	<1	1	1	1	2	--	--	4	4
Pt	ppb	3	10	6	5	5	5	10	10	10	10	--	10	30	20
Pd	ppb	5	2	5	5	5	10	10	45	35	40	--	40	110	130
Au	ppb	5	<1	15	8	<1	<1	<1	<1	93	1	--	<1	32	<1
Rh*	ppb	--	0,2	--	--	--	0,2	--	1,3	0,9	1	0,2	0,8	3,1	1,8
Pt*	ppb	--	6	--	--	--	3	--	6,5	12	7	10	14	22	14
Pd*	ppb	--	5,5	--	--	--	1	--	42	7,4	18	32,5	25	33	90
Au*	ppb	--	104	--	--	--	9	--	8	18	18	16	9	10	3

N° Ech		D2-15	D2-16	D2-17	D2-18	D2-19	D2-20	D2-21	D2-22	D2-23	D2-24	D2-25	D2-26	D2-27	D2-28	D2-29
N° Terrain		200-104	200-110	200-120	200-147	200-170	200-199	200-230	200-241	200-255	200-270	200-287	200-291	200-293	200-294	200-A
faciès		Web. Ol.	Web.	Me. Gab.	Gab.-Nor.	Gab.-Nor.	Gab.-Nor.	Gab.-Nor.	Gab. Peg.	Le. Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Anorth.	Anorth.
Position m.		85,0	88,0	92,5	102,5	115,0	130,0	151,3	165,5	180,0	190,0	205,0	208,0	209,0	210,0	211,0
SiO ₂	%	48,84	50,12	51,37	49,62	49,81	50,09	49,67	50,48	49,47	50,41	49,91	49,59	48,65	46,44	35,18
TiO ₂	%	0,40	0,46	0,52	0,47	0,46	0,41	0,32	0,68	0,27	0,27	0,25	0,19	0,16	0,11	0,09
Al ₂ O ₃	%	5,20	6,08	6,50	15,38	17,87	15,83	18,43	14,85	21,03	19,34	17,21	21,64	23,74	30,01	21,30
Fe ₂ O ₃	%	9,06	9,42	8,53	7,52	6,32	7,26	5,99	8,48	5,21	6,16	6,20	4,65	4,21	1,70	16,27
MnO	%	0,14	0,19	0,19	0,14	0,13	0,16	0,12	0,15	0,10	0,23	0,13	0,08	0,09	0,07	1,14
MgO	%	22,83	18,41	16,72	10,76	8,10	10,05	8,40	10,16	7,00	8,82	10,45	7,62	6,55	1,23	10,32
CaO	%	12,59	14,75	16,29	14,95	14,90	14,92	15,45	12,93	15,55	13,97	14,10	14,58	14,77	18,03	15,37
Na ₂ O	%	0,00	0,07	0,11	0,85	1,49	0,77	1,16	1,47	1,61	1,37	0,93	1,34	1,31	2,05	0,00
K ₂ O	%	0,04	0,10	0,08	0,20	0,13	0,38	0,34	0,12	0,08	0,09	0,19	0,45	0,58	0,15	0,02
P ₂ O ₅	%	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PAF	%	4,90	2,70	1,50	2,20	2,10	1,90	2,70	2,00	2,60	2,80	2,80	2,70	2,80	2,30	5,00
Total	%	99,10	99,60	100,31	99,89	99,21	99,87	99,88	99,35	100,32	100,66	99,37	100,14	100,06	99,79	99,69
Zr	ppm	32	34	41	36	40	22	9	74	18	22	16	12	9	22	4
Y	ppm	11	12	11	13	11	12	9	15	6	10	8	3	2	3	6
Nb	ppm	4	5	5	7	5	4	7	7	3	5	3	2	2	3	5
Cr	ppm	3214	3356	3189	722	454	303	325	273	122	63	73	52	45	--	--
Ni	ppm	507	421	291	171	103	127	98	127	102	95	117	109	99	19	37
Cu	ppm	75	123	54	26	26	21	40	103	145	123	120	97	73	4	937
Zn	ppm	46	69	85	51	46	54	36	46	31	41	37	27	28	11	132
Rb	ppm	1	3	--	5	4	12	10	--	--	1	3	12	16	--	--
Sr	ppm	9	56	84	92	117	83	96	72	117	107	88	121	140	312	53
Ba	ppm	29	44	39	85	62	149	129	51	30	19	65	153	214	89	33
Os	ppb	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	--	<3	--	--	--	<3	--
Ir	ppb	0,4	0,3	0,1	<0,1	0,1	2,1	1,2	<0,1	<0,1	--	<0,1	--	--	<0,1	--
Ru	ppb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	--	<5	--	--	<5	--
Rh	ppb	3	2	1	<1	<1	3	2	<1	<1	--	<1	--	--	<1	--
Pt	ppb	10	10	5	<5	<5	65	50	<5	<5	--	<5	<10	<10	<5	<10
Pd	ppb	50	40	20	15	50	90	15	30	70	--	<5	2	<2	<5	2
Au	ppb	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	2	2	2	<1	<1	<1	<1	21
Rh*	ppb	1	0,9	--	--	0,2	2,6	1,6	0,1	0,2	0,2	0,2	--	--	0,05	--
Pt*	ppb	14	10	--	--	7	63	48	7	4	2	1	--	--	2	--
Pd*	ppb	19	27	--	--	2,6	15	9,5	2,6	15,5	1,7	0,8	--	--	1,6	--
Au*	ppb	37	34	--	--	22	33	53	34	14	13	8	--	--	34	--

NB1: Eléments majeurs et traces dosés par XRF à l'université de Montréal. Le total est alors établi indépendamment de la perte au feu.

NB2: EGP analysés au laboratoire XRAL (Don Mills, Ontario) par INAA pour les ensembles Os-Ir-Ru-Rh-Pt-Pt-Au et par spectrométrie d'émission au plasma pour les ensembles Pt-Pd-Au.

NB3: Les EGP notés avec un * ont été dosés par spectrophotométrie d'absorption électrothermique à l'Institut Dolomieu (Grenoble, (cf méthode J. Amossé, 1986).

xénomorphes. Des fantômes d'orthopyroxène (Se + Tr; $\varnothing \leq 4$ mm; 10 - 12%) constituent de grandes plages pœcilitiques qui semblent avoir cristallisé entre les grains de clinopyroxène. Les fantômes d'olivine (Ch + Zo + Tr; $\varnothing \leq 1.4$ mm; 1 - 2%) ont une forme globulaire et sont dépourvus de relique. Quelques petits cristaux xénomorphes de leucoxène ($\varnothing \leq 0.6$ mm; 2 - 3%) sont disséminés dans la roche et montrent des figures d'ex-solution d'ilméno-magnétite. Les minéraux opaques (< 1%) sont d'origine secondaire. Enfin la pâte interstitielle (5 - 7%), composée d'épidote microblastique, d'albite et de chlorite, semble résulter de la cristallisation d'un liquide plagioclasiq ue lequel forme de minuscules "poches" de chlorite magnésienne à l'intérieur des pyroxènes.

- À 65 mètres de la base, la webstérite plagioclasiq ue passe graduellement à un horizon de gabbro-norite mélanocrate (é = 17 m; éch. R2-06; 07). Celui-ci se compose de cristaux prismatiques et jointifs de clinopyroxène zoné et mâclé (Ac; $\varnothing \leq 1.8$ mm; 55 - 60%) et de quelques cristaux de clinopyroxène xénomorphe qui englobent les précédents, dont l'abondance diminue en montant dans la séquence en faveur de la phase plagioclasiq ue. Les fantômes d'orthopyroxène forment de très gros cristaux hypidiomorphes (Ba + Tr; $\varnothing \leq 4.4 \times 2$ mm; 15 - 20%) dont la proportion augmente légèrement vers le haut. Les fantômes de plagioclase (Ep + Ch sur un fond albitique, jusqu'à 15%) évoluent peu à peu d'un habitus post-cumulus interstitiels à la base de la séquence vers un habitus subautomorphe indiquant qu'il constitue alors la première génération à cristalliser. Des lattes très peu altérées d'albite ou d'oligoclase résultent quant à elles directement du métamorphisme. Quelques fantômes globulaires d'olivine (Ch + Zo + Tr; $\varnothing \leq 1.4$ mm; 3 - 5%) s'agglomèrent entre les cristaux de clinopyroxène. Quelques cristaux fortement déstabilisés de hornblende basaltique (Hbb relictuelle + Ch + Tr; $\varnothing \leq 0.4$ mm; 2 - 3%) sont associés aux fantômes d'olivine. Finalement quelques grains pœcilitiques de leucoxène ($\varnothing \leq 0.6$ mm; 1 - 2%) forment des figures d'ex-solution d'ilméno-magnétite.

- Plus haut dans la séquence, le gabbro-norite évolue vers un mésogabbro de 43 mètres d'épaisseur (éch. R2-08; 09A et B; 10) dans lequel la proportion de plagioclase augmente alors que les cristaux d'orthopyroxène disparaissent.

La base de cette séquence (éch. R2-08) comprend des cristaux zonés, trapus et pœcilitiques de clinopyroxène (\pm Tr; $\varnothing \leq 2$ mm; 40 - 45%) définissant avec les lattes

de plagioclase (Ep \pm Ch sur fond albitique; $\varnothing \leq 1$ mm; 45 - 50%) une texture intergranulaire à légèrement subophitique. De plus, tous les grains sont fracturés et montrent une bordure réactionnelle résultant de la déstabilisation des pyroxènes en contact avec le liquide. De façon générale, les fantômes de plagioclase forment un enchevêtrement dans lequel se concentre un amalgame microcristallin de talc, de séricite et de chlorite. Des cristaux interstitiels de leucoxène ($\varnothing \leq 0.2$ mm; 2 - 3%) montrent des figures d'ex-solution lamellaires d'ilméno-magnétite. Enfin, quelques globules plus ou moins arrondis ($\varnothing \leq 1.6$ mm) sont composés de zoisite et de chlorite et limités par une bordure d'épidote et de minéraux opaques. Ces globules contiennent des lattes de plagioclase, du quartz polycristallin, et des grains de pyroxène.

Dans la partie supérieure (éch. R2-09A et B; 10), les lattes de plagioclase (Ep + Ch + Ab; $\varnothing \leq 2.4 \times 0.2$ mm; 40 - 45 %) et les cristaux prismatiques de pyroxène (\pm Tr; $\varnothing \leq 3.6 \times 0.2$ mm; 35 - 40 %) semblent syn-cristallins et définissent une texture intergranulaire à subophitique. Le leucoxène ($\varnothing \leq 0.6$ mm; 5 %) forme de petits cristaux pœcilitiques issus de la déstabilisation de l'ilméno-magnétite et le matériel interstitiel (1 - 2%) entre les lattes de plagioclase se compose d'un amalgame microcristallin de chlorite cryptocristalline, de trémolite, et d'une très faible quantité de quartz dont l'origine magmatique ou métamorphique est indéterminée. Les globules, à peine visibles jusque-là augmentent brusquement de taille ($\varnothing \leq 18$ mm) et forment jusqu'à 5% de la roche. Ils sont composés 1) d'aiguilles accolées de trémolite calquant la forme d'un ancien pyroxène; 2) de formes arrondies de chlorite et de serpentine rappelant l'habitus des olivines; 3) de quartz polycristallin de forme légèrement arrondie et d'origine secondaire; 4) de chalcopirite en contact net avec de la pyrrhotine contenant elle-même des flammes d'ex-solution de pentlandite; et 5) d'une matrice de chlorite magnésienne cryptocristalline. Ils sont entourés d'une auréole rodingitisée où le plagioclase est recristallisé en hydrogrossulaire.

- À 125 mètres de la base, le quartz interstitiel (d'origine magmatique) apparaît dans la séquence. Le passage du mésogabbro au mésogabbro à quartz (é = 35 m) est graduel et la texture devient intergranulaire, légèrement pœcilitique. Elle se caractérise par une orientation préférentielle des minéraux à la base qui disparaît au sommet. Les globules décrits précédemment deviennent systématiquement présents sauf dans la partie sommitale. Les cristaux de pyroxène (\pm Tr; $\varnothing \leq 2.2$ mm; 30 - 40%) sont

prismatiques et trapus à la base, puis plus allongés au sommet. Ils sont mâclés et zonés, et leur pourcentage diminue vers le sommet. Ils ne sont pas jointifs mais présentent un alignement préférentiel assez grossier. Les fantômes de plagioclase (Ep + Se ± Ch sur fond albitique; $\varnothing \leq 1.4 \times 0.3$ mm; 40 - 50%) constituent des lattes jointives montrant une orientation préférentielle assez grossière. Dans la partie supérieure du faciès, les lattes sont composées d'albite-oligoclase et leur orientation préférentielle s'estompe. Le leucoxène forme de petits cristaux hypidiomorphes ($\varnothing \leq 1.2$ mm; 3 - 5%) dont le coeur, encore frais (sphène?), est entouré d'une couronne d'ilméno-magnétite. Le quartz ($\varnothing \leq 0.2$ mm; 1 - 2%) constitue de petites plages interstitielles entre les lattes de plagioclase. Dans la partie supérieure, son pourcentage augmente et la texture réactionnelle micropegmatitique quartz - plagioclase apparaît. Les globules ne présentent pas les mêmes caractéristiques tout au long de la séquence.

- À la base (éch. R2-11), ils sont déformés selon l'axe d'orientation préférentielle défini par les lattes de plagioclase et ne montrent aucune bordure réactionnelle. Ils se composent de quelques lattes de plagioclase soit épidotisé, soit complètement albitisé, de cristaux de pyroxène complètement trémolitisé et chloritisé, de quartz polycristallin et de sulfures (Cp + Po + Pn), l'ensemble sur un fond de chlorite magnésienne.
- Moins d'un mètre plus haut (éch. R2-12), ces globules sont encore allongés et se composent d'un assemblage de chlorite cryptocristalline, de cristaux pœcilitiques d'orthopyroxène complètement recristallisé, de lattes de plagioclase recristallisé en épidote, d'aiguilles d'amphibole verte, de quartz microcristallin et de sulfures. Les globules sont entourés d'une auréole réactionnelle riche en lattes orientées de plagioclase et en cristaux hypidiomorphes d'orthopyroxène dont le pourcentage diminue en faveur du clinopyroxène quand on s'éloigne des globules.
- Dans la partie supérieure de la séquence gabbroïque où l'orientation préférentielle des plagioclases disparaît (éch. R2-13), les globules perdent leur forme allongée et se composent surtout de zoïsite subautomorphe et maclée, de quelques cristaux de pyroxène trémolitisé et de quelques sulfures (Cp + Po + Pn) sur un fond de chlorite magnésienne. La bordure réactionnelle comprend alors une auréole ($\epsilon < 1$ mm) composée de lattes de plagioclase faiblement épidotisé ($\varnothing \leq 1.4$ mm) qui moulent la forme des globules puis une seconde auréole où le

pourcentage de pyroxène augmente graduellement. Du quartz interstitiel et des minéraux opaques sont associés à cette zone de bordure.

- À 160 mètres de la base, apparaît un horizon fortement altéré en stilpnomélane auquel correspond un enrichissement en titane. A ce niveau, aucune des phases magmatiques n'est préservée si ce n'est le quartz ($\varnothing \leq 0.6$ mm; 5 - 10%). L'ensemble de la roche montre une texture microblastique et se compose de leucoxène ($\varnothing \leq 0.5$ mm; 10 - 15%), d'épidote microblastique, de zoïsite sub-automorphe, de pistachite, de chlorite cryptocristalline, d'aiguilles d'actinote - trémolite et de stilpnomélane.
- À 177 mètres, les phases magmatiques sont de nouveau identifiables et la roche est un mélanogabbro granophyrique enrichi en fer (éch. R2-16). Les cristaux de clinopyroxène ($\varnothing \leq 3.6 \times 1.3$ mm; 55 - 60%) deviennent de nouveau abondants. Ils sont trapus à tendance prismatique et sont mâclés (mâcle en sablier) et zonés. Ils sont légèrement pœcilitiques avec des lattes subautomorphes de plagioclase en inclusion partielle. Leur altération (Ch + Ac - Tr + Ep + Op) leur confère une couleur caractéristique verte, légèrement rosée, témoignant d'un enrichissement en fer. Les fantômes de plagioclase (Ep sur fond albitique; $\varnothing \leq 3.2 \times 1$ mm; 10 - 13%) forment des lattes zonées plus ou moins jointives. Ils définissent avec les clinopyroxènes une texture subophitique à intergranulaire et une texture granophyrique avec le quartz interstitiel. L'altération en stilpnomélane se manifeste encore et se développe préférentiellement sur les lattes de plagioclase. Le quartz ($\varnothing \leq 1.6$ mm; 5 - 7%) forme des plages interstitielles entre les grains de pyroxène et de plagioclase. Le leucoxène ($\varnothing \leq 4.2$ mm; 10 - 15%) forme de très gros cristaux xénomorphes caractérisés par la disparition des figures d'ex-solution. Enfin des cristaux d'apatite ($\varnothing \leq 1 \times 0.05$ mm; 1%) et quelques plages interstitielles (5%) d'épidote, de pistachite et de chlorite ferrugineuse cryptocristalline complètent la paragenèse.
- La partie sommitale du filon-couche Roméo 2 est constituée de mésogabbro granophyrique à leucoxène ($\epsilon = 18$ m; éch. R2-17; 18; 19; 20). Le pourcentage de clinopyroxène chute brutalement au profit du plagioclase et la quantité de quartz interstitiel atteint 15 - 20%. Les cristaux de plagioclase sont de nature beaucoup plus albitique et sont faiblement recristallisés en séricite. L'altération en stilpnomélane n'existe plus. Enfin le leucoxène ne présente presque aucune figure d'ex-solution d'ilméno-magnétite.

3.3 Pétrogenèse des filons-couches de péridotite - gabbro

3.3.1 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Delta 3

La figure 3.49 représente la distribution des EGP ainsi que plusieurs autres éléments majeurs et traces (MgO, Al₂O₃, Ni, Cu, Cr) dans les intrusions Delta 3 et 4 le long de plusieurs coupes réalisées dans le bloc structural D (coupes D1 - D2 - D3). Les résultats analytiques des échantillons prélevés le long de ces coupes sont indiqués dans les tableaux 3.2 à 3.5 et les formules structurales des minéraux étudiés à la microsonde dans le tableau 3.1. La figure 3.50 représente la distribution de la plupart des éléments majeurs, des éléments traces Cr, Cu et Ni et des platinoïdes ainsi que la distribution des différentes phases minérales le long de la coupe de base D2 du filon-couche Delta 3.

En ce qui concerne les oxydes, ces sections révèlent d'emblée le comportement antagoniste de Al₂O₃ et MgO. En effet, le magnésium est abondant dans les péridotites (MgO > 30%) et se corrèle directement au pourcentage d'olivine, alors que l'aluminium est au contraire peu abondant (Al₂O₃ < 5%) dans de tels faciès. Un tel comportement et les teneurs observées sont typiques de ce qu'il est normal d'attendre dans des cumulats ultramafiques. Les différences de teneurs entre Al₂O₃ et MgO sont moins spectaculaires dans les horizons de webstérite où l'abondance plus ou moins grande des clinopyroxènes aluminosilicatés explique les plus faibles teneurs en MgO (15 à 27%) et la remontée des teneurs en Al₂O₃ (5 - 10%). Dans la séquence gabbroïque, les niveaux de teneurs s'inversent et deviennent directement proportionnels à l'abondance du plagioclase versus le pyroxène. Il est toutefois intéressant de noter que les teneurs en Al₂O₃ (14 - 18%) et MgO (8 - 11%) dans les gabbros-norites basals sont comparables aux teneurs habituellement rencontrées dans les liquides basaltiques d'affinité tholéiitique. Cette observation et les caractéristiques texturales de ces roches (textures le plus souvent subophitiques) suggèrent qu'elles résulteraient plutôt de la cristallisation in situ de liquides de composition gabbroïque. A l'opposé, les gabbros plus leucocrates et les anorthosites de la partie sommitale du filon-couche Delta 3, montrent une forte croissance des teneurs en Al₂O₃ (17 à 24%) tandis que les teneurs en MgO baissent jusqu'à 6%. Ces teneurs corrélées à la forte augmentation du pourcentage de plagioclase témoignent de la présence de cumulats plagioclasiques peut être reliés à des processus de flotation gravitaire. Les teneurs en Al₂O₃ et MgO

apparaissent donc le reflet direct des processus de cristallisation de la séquence silicatée, et témoignent de l'abondance relative de l'olivine (et dans une moindre mesure du pyroxène) versus le plagioclase. Ils confirment la nature cumulative de la plupart des roches ultramafiques, des gabbros leucocrates et des anorthosites, et suggèrent que les gabbros de la partie basale résulteraient directement de la cristallisation in situ des liquides gabbroïques résiduels.

Le chrome et le nickel, tous deux compatibles avec l'olivine, montrent un patron de distribution similaire au MgO et permettent des conclusions analogues. Toutefois le nickel présente un pic anormal important (Ni = 3300 à 7500 ppm) dans la coupe D3 (figure 3.49) qui se corrèle à une augmentation brutale de la teneur en soufre au niveau de la pegmatite minéralisée en sulfure.

Les autres éléments majeurs (figure 3.50) ont des profils moins caractéristiques. La silice varie dans un intervalle limité avec des teneurs de l'ordre de 43 à 44% dans les péridotites et des teneurs de 47 à 50% dans les autres faciès. Les éléments alcalins Na₂O - K₂O sont en teneurs négligeables dans les cumulats ultramafiques et deviennent plus abondants dans les gabbros, ce qui est surtout vrai pour le sodium. Le calcium, surtout abondant dans la composition des plagioclases et dans une moindre mesure dans les pyroxènes, montre un comportement opposé au MgO, et comparable bien que plus marqué au comportement de Al₂O₃. Enfin les teneurs en Fe₂O₃ et TiO₂ diminuent sensiblement de la base au sommet des gabbros en raison de l'augmentation du pourcentage de plagioclase. Toutefois TiO₂ et Fe₂O₃ ont un comportement opposé dans la péridotite où les teneurs en fer augmentent à cause de l'abondance de la magnétite, des cristaux d'olivine (Fo₈₂₋₈₃), alors que le titane, strictement incompatible, décroît fortement en présence d'olivine et de pyroxène.

L'horizon de gabbro pegmatitique (visible dans les coupes D2 et D3) présente une légère baisse du contenu en Al₂O₃ et une petite augmentation des teneurs en MgO dues à la plus grande proportion de pyroxène dans cette horizon. Il est aussi caractérisé par une nette augmentation des teneurs en fer et titane, laquelle doit être attribuée à la nature plus ferrifère des clinopyroxènes (figure 3.50, tableau 3.1) et à la présence de sphène et de stilpnomélane. Ces propriétés et la nature pegmatitique de cet horizon suggère qu'il résulte de la cristallisation tardive d'un liquide résiduel éventuellement contrôlé par des fluides métasomatiques.

Tableau 3.3 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le flanc sud du filon-couche Delta 3 (coupe D3).

N° Ech.		D3-1	D3-2	D3-3	D3-4	D3-5	D3-6	D3-7	D3-8	D3-9	D3-10	D3-11
N° éch.		3E(1)	3E(2)	3E(3)	3E(4)	3E(5)	3E(6)	3E(7)	3E(8)	3E(9)	3E(10)	3E(11)
facies		Siltst.	Pvr.	Web. Ol.	Wer.	Wer.	Web.	Gab. Nor				
Position	Mètres	0	4,9	25,5	29,9	52,6	60,2	74,9	104,9	124,8	139,8	149,8
SiO2	%	63,60	46,10	48,50	41,30	---	49,20	48,80	49,30	49,10	49,20	49,20
TiO2	%	0,58	0,57	0,48	0,24	---	0,41	0,45	0,42	0,41	0,40	0,32
Al2O3	%	17,90	8,90	6,73	4,58	---	6,06	15,70	17,00	15,00	13,80	17,00
Fe2O3	%	6,51	12,50	9,90	12,40	---	8,93	7,40	6,67	7,29	7,34	5,42
MnO	%	0,02	0,19	0,22	0,20	---	0,17	0,14	0,12	0,14	0,14	0,12
MgO	%	1,40	19,00	17,30	28,10	---	18,00	9,93	8,63	10,60	10,90	9,22
CaO	%	0,43	8,20	14,50	4,73	---	14,70	14,60	15,30	15,60	15,90	14,20
Na2O	%	2,75	0,65	0,25	<0,1	---	0,14	1,48	1,60	1,07	0,99	1,79
K2O	%	3,56	0,44	0,06	0,03	---	0,09	0,06	0,07	0,07	0,14	0,13
P2O5	%	0,04	0,04	0,03	0,03	---	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
PAF	%	2,82	4,37	2,58	8,54	---	2,39	2,05	1,84	1,96	1,88	2,19
Total	%	99,61	100,96	100,55	100,15	---	100,11	100,64	100,97	101,26	100,72	99,61
S	%	0,94	0,09	0,04	0,24	0,11	0,03	0,02	0,03	<0,01	0,04	0,03
Zr	ppm	210	40	44	29	29	33	38	36	34	29	28
Y	ppm	19	10	14	6	7	11	12	9	9	9	6
Cr	ppm	176	1700	2400	4400	3400	3400	864	584	483	420	289
Ni	ppm	92	688	457	1500	1400	409	172	115	155	163	144
Co	ppm	13	82	59	145	136	58	35	31	34	34	34
Cu	ppm	71	105	96	644	387	91	55	28	12	67	120
Ba	ppm	667	46	12	15	---	22	34	30	14	31	49
Os	ppb	---	---	---	<3	---	<3	---	---	<3	---	<3
Ir	ppb	---	---	---	0,9	---	0,9	---	---	1,1	---	0,7
Ru	ppb	---	---	---	38	---	32	---	---	<5	---	<5
Rh	ppb	<6	<6	<6	14	<6	<1	<6	<6	6	<6	5
Pt	ppb	<6	<6	<6	45	26	18	7	<6	59	43	68
Pd	ppb	12	7	<6	90	74	25	11	9	33	12	37
Au	ppb	<4	<5	<5	9	9	3	<5	<5	1	9	9

N° Ech.		D3-12	D3-13	D3-14	D3-15	D3-16	D3-17	D3-18	D3-19	D3-20
N° éch.		3E(12)	3E(13)	3E(14)	3E(15)	3E(16)	3E(17)	3E(18)	3E(19)	3E(20)
facies		Gab. Nor	Gab. hét.	Gab. hét.	Peg.	Peg.	Gab. hét.	Gab. hét.	Gab. hét.	Anorth.
Position	Mètres	167,3	174,8	176,8	179	179	183,2	188	199,7	219,7
SiO2	%	48,50	48,90	49,20	---	47,10	49,30	49,70	49,60	47,80
TiO2	%	0,31	0,32	0,33	---	0,41	0,29	0,25	0,24	0,17
Al2O3	%	17,00	17,50	17,90	---	14,70	16,70	16,30	14,70	20,10
Fe2O3	%	7,36	6,43	6,29	---	9,94	7,25	7,07	6,64	4,74
MnO	%	0,13	0,13	0,12	---	0,15	0,15	0,15	0,14	0,09
MgO	%	9,31	8,84	8,65	---	9,16	9,55	9,90	10,90	8,10
CaO	%	14,00	14,80	14,10	---	13,20	14,10	14,70	15,00	14,40
Na2O	%	1,59	1,31	1,27	---	1,61	1,70	1,29	1,15	1,73
K2O	%	0,14	0,11	0,52	---	0,10	0,10	0,09	0,09	0,24
P2O5	%	0,02	0,02	0,03	---	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01
PAF	%	2,46	2,19	2,25	---	2,65	2,22	2,08	1,94	2,42
Total	%	100,82	100,55	100,66	---	99,05	101,38	101,54	100,41	99,80
S	%	0,38	0,03	0,06	1,61	5,31	0,03	0,07	0,04	<0,01
Zr	ppm	27	30	29	37	26	27	20	19	13
Y	ppm	9	9	7	12	7	8	6	8	3
Cr	ppm	83	79	118	107	41	76	130	231	49
Ni	ppm	930	104	104	3300	7500	154	402	135	75
Co	ppm	55	27	31	101	224	25	32	30	25
Cu	ppm	572	292	191	2000	6200	233	326	308	56
Ba	ppm	33	26	103	28	104	25	25	32	52
Os	ppb	3	<3	<3	7	---	<3	<3	<3	<3
Ir	ppb	0,7	<0,1	<0,1	4,2	---	0,1	1,0	0,6	<0,1
Ru	ppb	<5	26	13	22	---	<5	<5	<5	<5
Rh	ppb	21	6	3	41	47	5	10	17	16
Pt	ppb	42	<5	<5	152	574	<5	45	13	<5
Pd	ppb	86	<5	<5	577	661	15	64	43	<5
Au	ppb	13	2	2	36	83	3	10	5	<1

NB1: Les éléments majeurs et traces ont été dosés au CRM à Québec.

NB2: Les EGP ont été dosés à l'INRS à Québec.

Tableau 3.4 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le flanc nord du filon-couche Delta 3 (coupe D4).

N° Ech.		D4-8	D4-9	D4-10	D4-11	D4-12	D4-13	D4-14	D4-15	D4-16	D4-17	D4-18	D4-19
N° Terrain		243-13	L295-138	243-14	243-12	243-11	L0-128	243-10	L0-103	243-9	243-8	243-7	L0-80
faciès		Ozt.	B. f. inf.	B. f. inf.	Web.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Web. Ol.	Gab. Nor.	Gab. Nor.
Position (m)		52	52,5	52,6	56	60	68	78	87	95	100	106	113
SiO ₂	%	32,66	49,62	50,01	48,39	44,94	44,00	43,79	44,30	45,54	47,92	49,81	50,71
TiO ₂	%	0,65	0,27	0,68	0,25	0,34	0,31	0,20	0,22	0,23	0,33	0,24	0,34
Al ₂ O ₃	%	23,36	6,13	11,20	6,99	5,17	3,85	3,36	2,97	7,97	7,94	16,58	13,82
Fe ₂ O ₃	%	17,47	12,97	14,20	13,32	14,09	13,13	12,45	12,64	11,93	12,41	6,84	7,67
MnO	%	0,33	0,20	0,21	0,25	0,16	0,20	0,18	0,16	0,16	0,22	0,14	0,15
MgO	%	16,18	21,86	18,84	21,47	30,95	34,54	37,88	36,70	25,31	22,21	10,35	11,02
CaO	%	6,85	9,23	5,09	8,71	3,67	4,03	1,99	2,31	9,04	8,94	14,44	15,37
Na ₂ O	%	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,96	0,85
K ₂ O	%	0,02	0,04	0,05	0,04	0,08	0,05	0,05	0,05	0,09	0,06	0,09	0,08
P ₂ O ₅	%	0,06	0,00	0,07	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
PAF	%	7,90	4,10	5,80	5,00	8,10	8,60	9,90	9,70	7,00	5,10	2,40	1,40
Total	%	97,58	100,32	100,35	99,42	99,42	100,13	99,91	99,37	100,27	100,03	99,45	100,01
Zr	ppm	131	57	46	28	20	21	12	7	26	21	7	9
Y	ppm	12	8	13	5	6	6	5	3	9	7	8	7
Nb	ppm	10	5	6	3	2	2	2	3	5	2	4	4
Cr	ppm	97	3133	2217	2946	3413	3366	3787	3321	2298	2391	822	1054
Ni	ppm	195	833	641	916	1115	1369	1447	1403	782	607	213	168
Cu	ppm		9	25	31	8				13	263	20	87
Zn	ppm	166	80	153	123	80	69	76	53	57	97	45	42
Rb	ppm		0	1	2	4	2	7	7	16	2	5	
Sr	ppm	878	5	19	14	3	3			23	127	97	
Ba	ppm	23	37	30	27	23	29	27	17	29	29	30	42
Pt	ppb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	<10	10	<10	10
Pd	ppb	2	3	2	5	5	7	5	11	9	6	4	9
Au	ppb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	3	<1	<1

N° Ech.		D4-20	D4-21	D4-22	D4-27	D4-28
N° Terrain		243-6	L0-54	243-5	243-2	243-1
faciès		Gab. Nor.	Gab. Nor.	Gab.	Gab.	Gab.
Position	Mètres	120	136	149	178	208
SiO ₂	%	50,78	51,45	49,53	47,92	48,69
TiO ₂	%	0,44	0,42	0,30	0,31	0,36
Al ₂ O ₃	%	15,20	15,86	14,38	17,90	18,57
Fe ₂ O ₃	%	8,41	8,81	6,25	6,06	4,74
MnO	%	0,16	0,16	0,14	0,14	0,10
MgO	%	10,23	9,34	11,15	8,23	8,85
CaO	%	12,40	12,30	16,88	17,12	17,39
Na ₂ O	%	1,80	1,70	0,87	1,13	0,59
K ₂ O	%	0,11	0,30	0,39	0,27	0,11
P ₂ O ₅	%	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PAF	%	2,60	1,90	1,70	1,70	2,30
Total	%	99,53	100,34	99,89	99,08	99,40
Zr	ppm	27	22	20	41	25
Y	ppm	12	11	7	8	13
Nb	ppm	6	4	3	3	3
Cr	ppm	666	47	313	380	633
Ni	ppm	145	99	350	145	161
Cu	ppm	14	42	175	58	34
Zn	ppm	54	49	69	36	27
Rb	ppm	3	10	17	13	2
Sr	ppm	103	131	175	167	149
Ba	ppm	49	60	71	63	47
Pt	ppb	<10	<10	<10	<10	<10
Pd	ppb	4	2	17	2	3
Au	ppb	<1	<1	<1	<1	4

NB1: Les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF à l'université de Montréal, le total est alors établi indépendamment de la perte au feu.

NB2: Les éléments Pt-Pd-Au ont été analysés au laboratoire XRAL à Don Mills (Ontario) par spectrométrie d'émission au plasma.

Tableau 3.5 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans la partie ouest du filon-couche Delta 3, coupe D1 (flanc sud) et coupe D5 (flanc nord).

Filon-couche différencié Delta 3 (Coupe D1, flanc sud)									
N° Ech.		D1-1	D1-2	D1-3	D1-4	D1-5	D1-6	D1-7	D1-8
N° Terrain		KΔ5-18	KΔ5-46	KΔ5-48	KΔ5-60	KΔ5-79	KΔ5-105	KΔ5-139	KΔ5-155
faciès		Werh.	Werh.	Pyr. Ol	Pyr. Ol	Werh.	Werh.	Werh.	Pyr.
Position m.		20,0	46,0	48,0	60,0	76,0	97,0	127,0	142,0
Au	ppb	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1
Pd	ppb	5	6	10	3	16	23	41	5
Pt	ppb	<10	10	10	<10	10	<10	<10	<10

N° Ech.		D1-9	D1-9	D1-10	D1-11	D1-12
N° Terrain		KΔ5-166	KΔ5-196	KΔ5-254	KΔ5-302	KΔ5-316
faciès		Me. Gab	Gab-Nor	Gab-Nor	Le. Gab	Anorth.
Position m.		152,0	181,0	226,0	268,0	275,0
Au	ppb	<1	<1	<1	<1	4
Pd	ppb	14	9	2	3	31
Pt	ppb	10	10	<10	<10	20

Filon-couche différencié Delta 3 (Coupe D5, flanc nord)									
N° Ech.		D5-7	D5-8	D5-9	D5-10	D5-11	D5-12	D5-13	D5-14
N° Terrain		KΔ5-567	KΔ5-507	KΔ5-504	KΔ5-503	KΔ5-494	KΔ5-490	KΔ5-488	KΔ5-485
faciès		Siltst. Qzt.	Siltst.	B. f. inf.	Wer.	Wer.	Web.	Wer.	Wer.
Position m.		20,0	82,0	84,0	85,0	91,0	94,0	100,0	126,0
Au	ppb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	2
Pd	ppb	<2	2	<2	8	8	10	38	9
Pt	ppb	10	<10	<10	<10	<10	<10	30	10

N° Ech.		D5-15	D5-16	D5-17	D5-18
N° Terrain		KΔ5-458	KΔ5-451	KΔ5-437	KΔ5-401
faciès		Wer.	Wer.	Gab. Nor.	Gab. Nor.
Position m.		133,0	146,0	180,0	223,0
Au	ppb	<1	<1	<1	<1
Pd	ppb	9	7	5	5
Pt	ppb	10	<10	20	10

NB: Analyses EGP effectuées au laboratoire XRAL à Don Mills (Ontario) par spectrométrie d'émission au plasma.

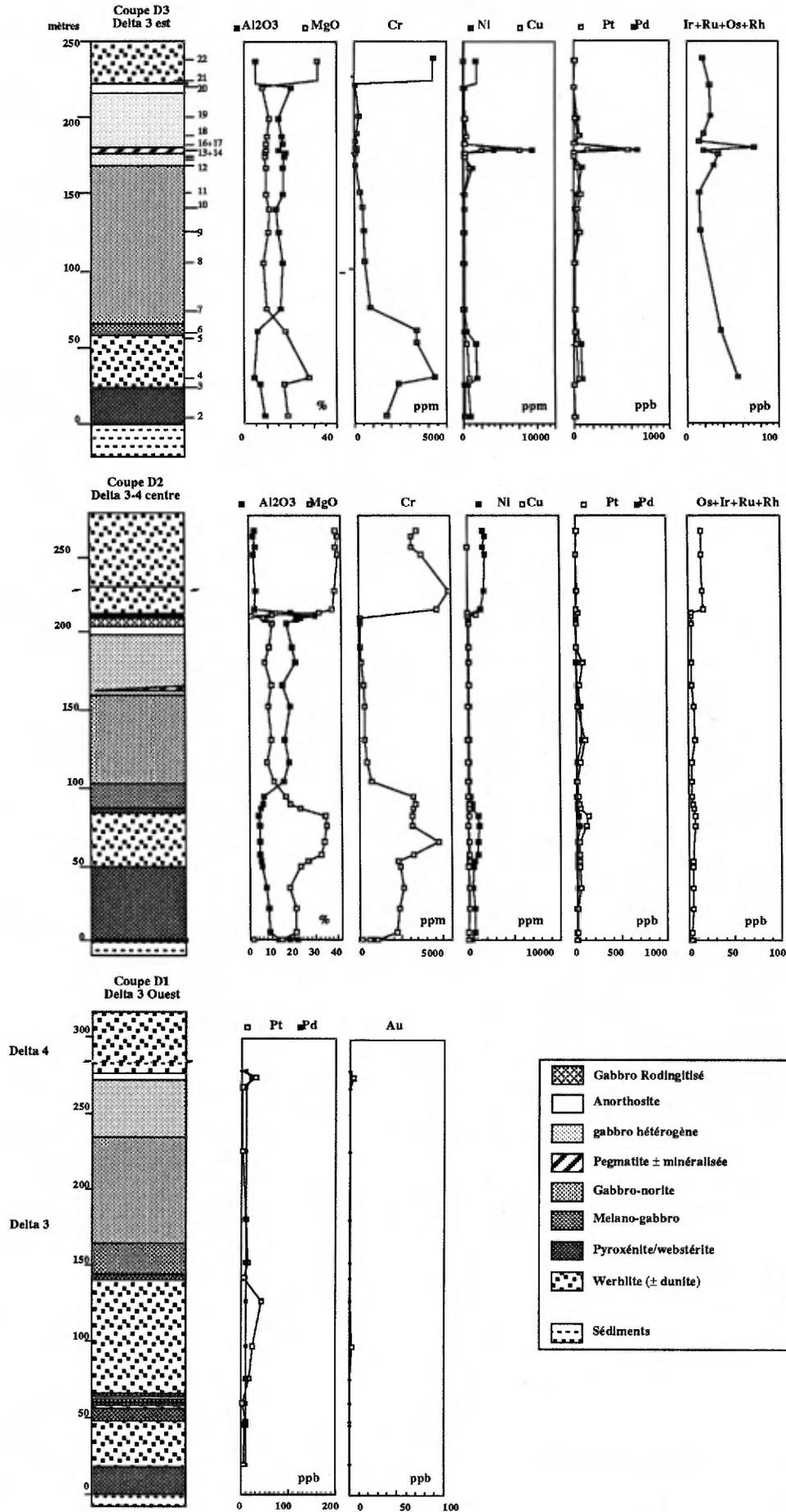


Figure 3.49 : Colonne lithologique et distribution des éléments MgO, Al₂O₃, Ni, Cu, Cr, Pd, Pt et (Σ HEGP) dans le flanc sud du filon-couche Delta 3.

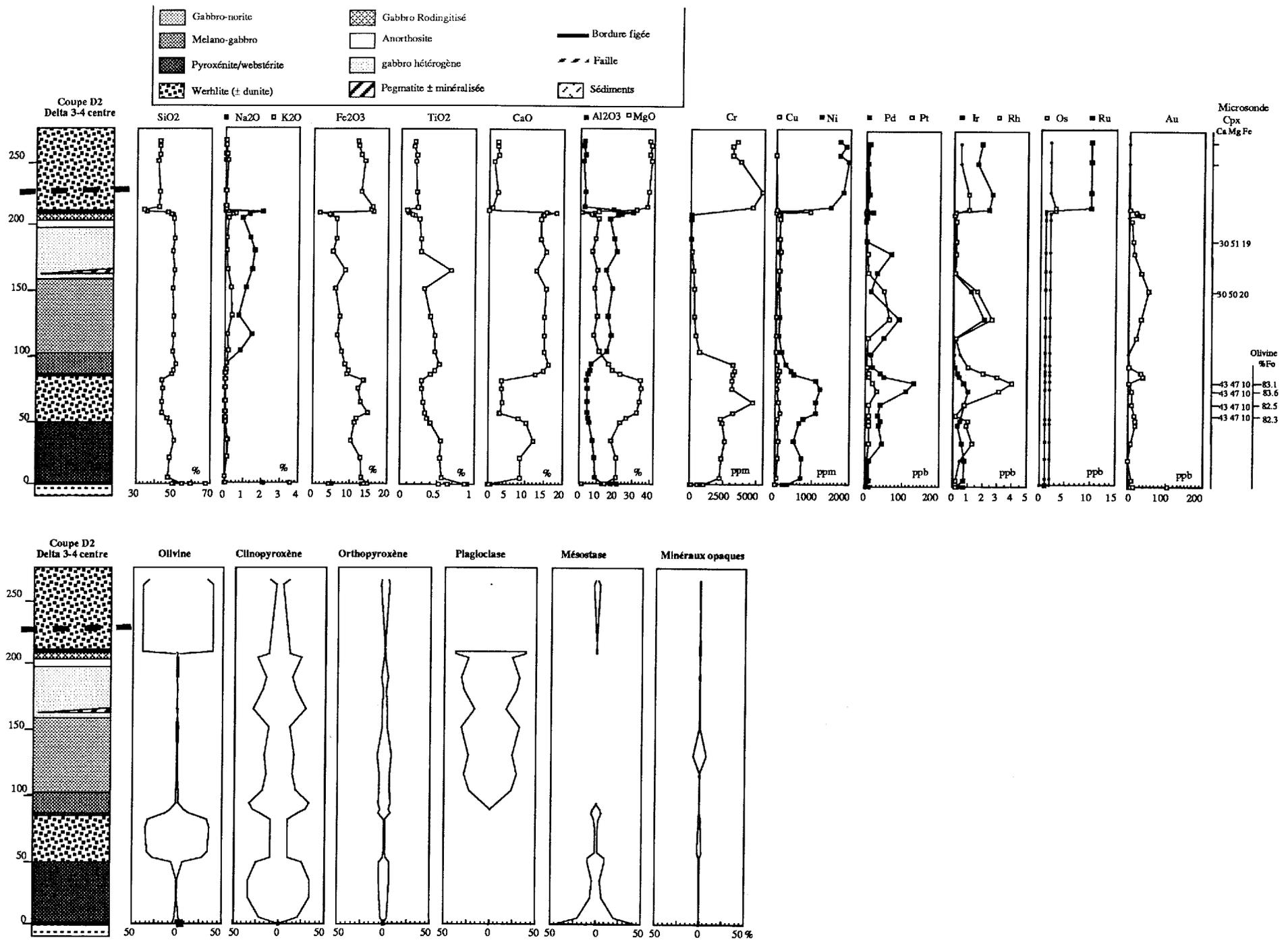


Figure 3.50 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces, des EGP et des minéraux dans le filon-couche Delta 3 (flanc sud, coupe D2).

Figure 3.51 : Colonne lithologique et distributions du MgO, Al₂O₃, Ni, Cu, Cr, Pd et Pt dans les intrusions Delta 1A et 2A (coupe A1).

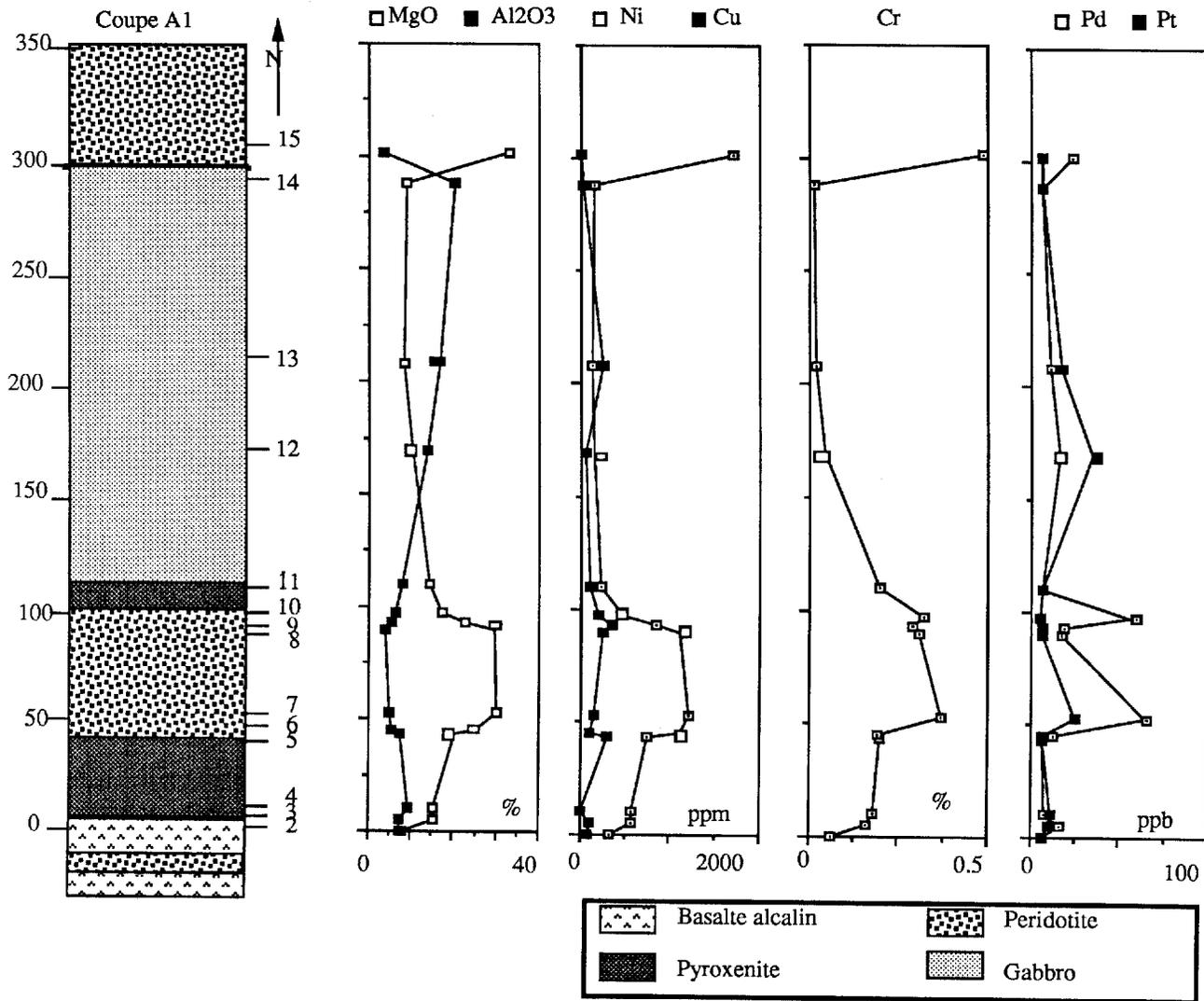


Tableau 3.6 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche Delta 1A (coupe A1).

N° Ech.		A1-1	A1-2	A1-3	A1-4	A1-5	A1-6	A1-7	A1-8	A1-9	A1-10	A1-11	A1-12	A1-13	A1-14
N° Terrain		1A(1)	1A(2)	1A(3)	1A(4)	1A(5)	1A(6)	1A(7)	1A(8)	1A(9)	1A(10)	1A(11)	1A(12)	1A(13)	1A(14)
faciès		Dyke	Bas. alc	B. f. inf	Web.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Web.	Web. Pl	Gab. No	Gab. No	Le. Gab
Position m.		-	0	5,4	9,9	43,5	45,1	53,2	89,7	93,1	97,2	109,9	169,2	207,5	287,8
SiO ₂	%	39,60	37,90	46,90	48,20	44,70	43,70	40,00	40,40	44,80	49,90	50,90	49,80	48,90	47,70
TiO ₂	%	0,88	5,75	0,69	0,75	0,62	0,48	0,28	0,35	0,39	0,51	0,57	0,54	0,45	0,20
Al ₂ O ₃	%	11,60	7,53	7,47	9,17	7,63	5,53	4,79	4,08	5,21	6,33	7,78	13,80	16,70	20,40
Fe ₂ O ₃	%	23,30	19,40	15,60	12,50	11,20	12,90	12,10	13,80	11,00	9,04	8,77	8,51	7,26	4,83
MnO	%	0,27	0,28	0,20	0,23	0,18	0,17	0,20	0,20	0,17	0,17	0,17	0,14	0,13	0,10
MgO	%	12,60	7,69	15,30	15,40	20,40	25,40	30,30	29,80	22,80	17,40	14,10	10,20	8,20	8,66
CaO	%	5,25	15,70	11,00	9,82	9,96	6,21	3,13	3,71	10,40	15,30	16,40	14,00	14,90	14,20
Na ₂ O	%	0,82	0,49	0,39	1,10	0,26	<0,1	<0,1	<0,1	0,20	0,25	0,72	1,18	1,43	1,80
K ₂ O	%	0,05	0,44	0,11	0,10	0,07	0,05	<0,01	0,02	0,03	0,06	0,08	0,26	0,16	0,05
P ₂ O ₅	%	0,03	0,68	0,06	0,05	0,06	0,04	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	<0,01
PAF	%	4,83	3,74	2,68	3,22	5,04	6,42	9,50	8,68	5,57	2,40	1,51	2,02	1,93	2,80
Total	%	99,23	99,60	100,40	100,54	100,12	100,90	100,31	101,08	100,60	101,39	101,03	100,49	100,09	100,74
S	%	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,16	0,03	0,11	0,22	0,02	0,01	0,02	0,03	<0,01
Zr	ppm	52	530	55	60	63	41	26	34	31	37	39	48	38	22
Y	ppm	12	42	17	20	17	11	6	8	13	13	13	15	18	4
Cr	ppm	2000	624	1600	1800	2000	1900	3700	3100	2900	3200	2000	428	191	96
Ni	ppm	793	316	573	568	735	1100	1200	1100	837	457	234	140	131	154
Co	ppm	95	40	65	67	80	112	115	117	88	59	45	36	34	30
Cu	ppm	21	62	91	8	302	111	157	240	335	204	110	44	242	19
Ba	ppm	25	155	22	156	32	17	10	7	6	14	26	99	39	42
Os	ppb	<3	---	<3	<3	---	---	<3	---	---	<3	---	---	<3	---
Ir	ppb	1,2	---	0,7	0,6	---	---	0,8	---	---	0,4	---	---	0,4	---
Ru	ppb	50	---	47	<5	---	---	53	---	---	<5	---	---	57	---
Rh	ppb	3	<6	<1	3	<6	<6	7	<6	<6	5	<6	<6	2	<6
Pt	ppb	21	<6	10	11	<6	<6	25	<6	<6	<6	<6	34	17	<6
Pd	ppb	28	<6	16	8	<6	12	64	17	18	56	<6	16	11	<6
Au	ppb	<5	<5	<1	<5	<5	<5	28	9	7	<5	<5	5	5	<5

NB1: Les éléments majeurs et les éléments traces ont été dosés au CRM à Québec.

NB2: Les EGP ont été analysés dans les laboratoires de l'INRS à Québec par INAA pour les ensembles Os-Ir-Ru-Rh-Pt-Pt-Au et par spectrométrie d'émission au plasma pour les ensembles Rh-Pt-Pd-Au.

Enfin, le gabbro rodingitisé de la partie sommitale du filon-couche Delta 3 montre une forte augmentation de la teneur en Al_2O_3 (jusqu'à 30%) alors que la teneur en MgO chute à 1.23%. Il montre également une chute des teneurs en SiO_2 , TiO_2 et une forte augmentation des teneurs en Na_2O et CaO . Ces variations pourraient résulter des échanges chimiques à l'interface entre l'anorthosite et la péridotite sus-jacente lors de la serpentinitisation et témoigne de la présence, en quantité notable, de cristaux d'hydrogrossulaire.

3.3.2 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Delta 1A

La figure 3.51 représente la colonne lithologique du filon-couche Delta 1A obtenue le long de la coupe A1, de même que les distributions des éléments majeurs Al_2O_3 et MgO et des éléments traces Ni - Cu - Cr - Pt et Pd (tableau 3.6). D'une manière générale ces différents éléments présentent une distribution similaire à celle observée dans le filon couche Delta 3 et les conclusions déjà proposées sont parfaitement transposables à ce cas. Aucune minéralisation sulfurée n'a été observée dans ce filon-couche, ce qui se traduit par l'absence de teneurs significatives en Ni - Cu - Pt - Pd, si bien que les variations observées sont totalement imputables aux contrôles opérés par les silicates. Il est toutefois intéressant de noter que le cuivre ne suit pas le comportement du nickel. En raison de son caractère incompatible avec la plupart des silicates, ses teneurs sont toujours faibles dans les péridotites et les gabbros avec toutefois un faible pic positif dans les pyroxénites.

3.3.3 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Delta 1B

La distribution des éléments majeurs et des éléments traces Cr - Cu - Ni (tableaux 3.7 - 3.8; figure 3.52) est comparable à celle observée dans les filons-couches Delta 1A et Delta 3. Toutefois, les éléments TiO_2 et Fe_2O_3 ne présentent pas les mêmes comportements et augmentent de la base au sommet de la séquence pour atteindre un maximum dans la partie sommitale du filon-couche (coupe B1), composée de ferrogabbro. À ce propos, il est intéressant de noter que les teneurs en Na_2O suivent le même comportement alors que les teneurs en CaO tendent à décroître. Un tel comportement des éléments majeurs dans la partie gabbroïque de l'intrusion traduit vraisemblablement l'évolution des plagioclases vers le pôle albitique, et l'augmentation des teneurs en fer et titane des pyroxènes lors de la cristallisation fractionnée. Ces comportements distinguent donc

nettement cette intrusion des filons-couches Delta 1A et Delta 3 où il faut noter l'absence de gabbro ferrifère et titané.

3.3.4 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Delta 1C

Le filon-couche Delta 1C, uniquement représenté par sa partie gabbroïque (tableau 3.9, figure 3.53) possède des propriétés géochimiques similaires à celles des gabbros du filon-couche Delta 1B. En effet, hormis la zone de gabbro rodingitisé en contact avec l'intrusion ultramafique Delta 2C dont les caractéristiques géochimiques sont particulières, les teneurs en Fe_2O_3 et TiO_2 diminuent faiblement dans la partie inférieure des gabbros puis augmentent à nouveau vers leur sommet. De même, les teneurs en MgO et Al_2O_3 montrent des variations contrôlées par les phases silicatées.

3.3.5 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Roméo 1

Le long de la section R1 du filon-couche Roméo 1 (figure 3.54; tableau 3.10), la silice ne montre que de très faibles variations dans toute la séquence, si ce n'est un enrichissement dans la partie sommitale de l'intrusion au niveau de la zone granophyrique, en raison de l'influence possible de mécanismes tardifs d'immiscibilité magmatique entre phases silicatées mafiques et felsiques, et de la contamination probable par les roches sédimentaires. Les éléments alcalins, Na_2O et K_2O , ont des teneurs presque négligeables dans la partie ultramafique. Ils deviennent nettement plus abondants dans la séquence gabbroïque en présence de plagioclase. Ils montrent cependant peu de variabilité, sauf au niveau de l'horizon minéralisé où ils apparaissent avoir été lessivés et au niveau de la partie sommitale de l'intrusion où les teneurs augmentent fortement, probablement à cause de la contamination des magmas par les roches sédimentaires. Le sodium et le potassium montrent également un pic positif à la base du gabbro à quartz au niveau des "zones laminées peut-être d'origine sédimentaire" ce qui tendrait à confirmer cette possibilité. Enfin ils présentent quelques irrégularités vraisemblablement reliées à leur forte sensibilité envers les processus d'altération.

En raison de son affinité avec l'ilménite, l'ilméno-magnétite, le sphène et le leucoxène, le titane devient progressivement plus abondant vers le haut de la séquence gabbroïque avec un maximum au sommet du gabbro à quartz régulièrement lité, au niveau de la zone altérée en stilpnomélane (éch. R1-61). Plus haut

Figure 3.52 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans les intrusions Delta 1B, 2B et 2B' (coupes géologiques B1 et B2).

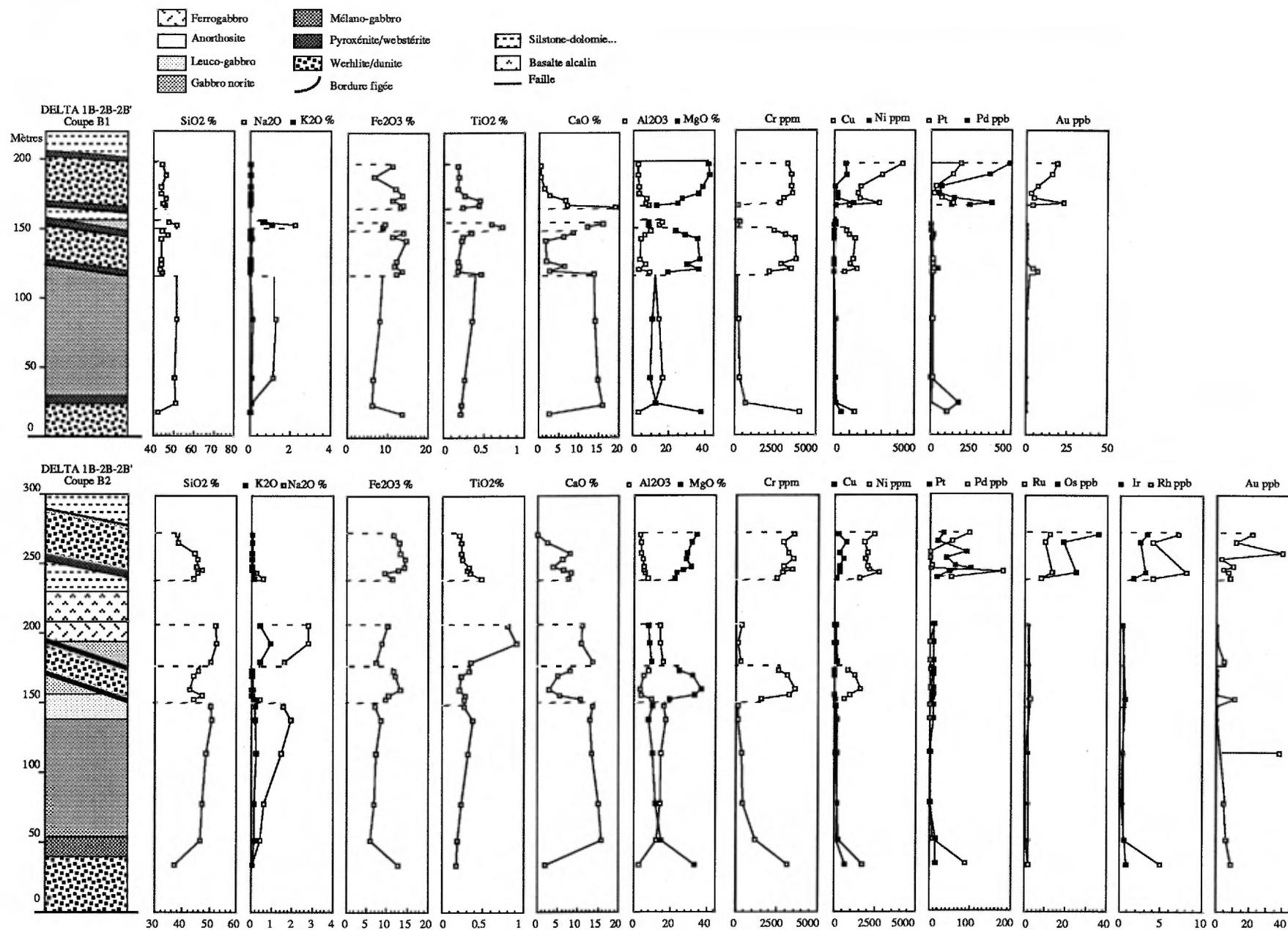


Tableau 3.7 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans la partie occidentale du filon-couche différencié Delta 1B (coupe B1).

N° Ech.		B1-1	B1-2	B1-3	B1-4	B1-12	B1-13	B1-14	B1-15
N° Terrain		KΔ10	KΔ10	KΔ10	KΔ10	KΔ10	KΔ10	KΔ10	KΔ10
		20	32	63	84	154	157	159	164
faciès		Wer.	Me. Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.	Séd.
SiO ₂	%	42,60	50,95	50,29	51,31	51,63	47,64	77,45	49,44
TiO ₂	%	0,21	0,23	0,26	0,36	0,73	0,60	0,75	0,13
Al ₂ O ₃	%	3,16	12,46	16,87	14,22	14,73	15,89	2,23	1,44
Fe ₂ O ₃	%	13,47	6,13	6,51	7,99	8,87	9,30	6,91	18,71
MnO	%	0,13	0,14	0,14	0,16	0,18	0,20	0,15	0,51
MgO	%	37,82	13,03	9,64	10,59	8,65	8,49	3,87	8,10
CaO	%	2,60	15,94	14,75	14,09	12,10	15,93	7,29	19,72
Na ₂ O	%	0,00	0,11	1,12	1,28	2,24	0,71	0,75	0,36
K ₂ O	%	0,05	0,11	0,10	0,14	1,08	0,63	0,06	0,05
P ₂ O ₅	%	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00
PAF	%	9,60	2,40	2,30	1,90	1,30	1,70	0,50	0,40
Total	%	100,06	99,10	99,68	100,14	100,24	99,40	99,48	98,46
Zr	ppm	8	18	26	33	66	27	55	208
Y	ppm	4	6	4	8	12	7	9	14
Nb	ppm	2	1	3	3	11	6	12	12
Cr	ppm	4011	646	269	254	133	282	37	5
Ni	ppm	1330	205	116	138	92	101	45	148
Cu	ppm	497	103	103	102	23	53	131	534
Zn	ppm	54	34	32	36	48	45	18	66
Rb	ppm	5	2	1	2	56	36	3	1
Sr	ppm		97	119	105	326	442	10	11
Ba	ppm	15	67	47	53	92	66	26	56
Pt	ppb	110	<10	10	10	<10	10	<10	<10
Pd	ppb	110	190	2	4	2	3	<2	3
Au	ppb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1

NB1: Les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF à l'université de Montréal, le total est alors établi indépendamment de la perte au feu.

NB2: Les éléments Pt-Pd-Au. ont été analysés par XRAL (Don Mills, Ontario) par spectrométrie d'émission au plasma

Tableau 3.8 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans la partie orientale du filon-couche différencié Delta 1B (coupe B2).

N° Ech.		B2-1	B2-2	B2-3	B2-4	B2-5	B2-6	B2-7	B2-8	B2-13	B2-12	B2-14
N° Terrain		KΔ6 8**	KΔ6 34**	KΔ6 70**	KΔ6 120**	KΔ6 146*	KΔ6 166*	KΔ6 216*	KΔ6 230*	KΔ6 243**	KΔ7 2**	KΔ7 16**
faciès		Wer.	Web.	Me. Gab	Me. Gab	Me. Gab	Me. Gab	Gab.	Fe. Gab	Fe. Gab	Bas. alc	Bas. alc.
Mètres		34,0	52,0	78,0	114,0	138,0	148,0	180,0	193,0	206,0	210,0	228,0
SiO2	%	37,00	46,60	47,20	48,60	50,70	50,51	50,43	52,66	52,36	45,50	53,90
TiO2	%	0,18	0,19	0,24	0,32	0,38	0,27	0,35	0,91	0,80	5,99	0,83
Al2O3	%	2,89	12,00	14,50	14,80	17,49	16,25	15,90	14,35	14,27	12,40	20,80
Fe2O3	%	12,80	5,88	6,92	7,24	8,55	6,98	7,40	8,79	10,11	17,70	6,33
MnO	%	0,19	0,12	0,14	0,15	0,15	0,14	0,15	0,16	0,17	0,21	0,09
MgO	%	33,20	14,70	11,90	10,30	7,68	10,08	9,74	8,30	7,88	4,79	1,72
CaO	%	1,87	15,70	15,10	13,50	12,89	13,55	13,75	10,83	11,04	5,98	6,76
Na2O	%	0,06	0,44	0,61	1,45	1,93	1,55	1,59	2,79	2,76	2,97	6,08
K2O	%	0,07	0,12	0,16	0,24	0,17	0,17	0,43	0,96	0,42	2,75	0,63
P2O5	%	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,69	0,12
PAF	%	9,85	2,54	2,08	1,93	1,80	2,20	2,10	1,40	1,50	0,92	1,70
Total	%	98,13	98,31	98,87	98,56	99,94	99,50	99,74	99,78	99,83	99,90	98,96
Zr	ppm	6	6	7	9	26	11	15	66	137	427	460
Y	ppm	3	3	4	5	8	8	9	14	20	33	42
Nb	ppm	<1	<1	<1	<1	3	2	4	4	19	129	141
Cr	ppm	3100	1200	390	360	132	125	297	129	335	430	4
Ni	ppm	1700	250	170	150	149	112	165	94	93	170	41
Co	ppm	120	41	38	41	---	---	---	---	---	93	17
Cu	ppm	660	110	170	49	108	48	173	23	20	260	76
Zn	ppm	62	40	61	45	39	33	40	55	58	60	47
Rb	ppm	11	6	6	10	2	2	13	38	18	105	23
Sr	ppm	4	63	69	72	140	117	266	287	354	216	982
Ba	ppm	3	17	26	27	54	43	88	204	123	786	216
Os	ppb	<3	<3	<3	<3	---	---	---	---	---	---	---
Ir	ppb	0,8	6,0	0,2	0,3	---	---	---	---	---	---	---
Ru	ppb	2	<1	<1	<1	---	---	---	---	---	---	---
Rh	ppb	5	<1	<1	<1	---	---	---	---	---	---	---
Pt	ppb	15	14	<1	<1	10	<10	10	<10	10	---	---
Pd	ppb	88	7	2	3	<2	<2	<2	<2	11	---	---
Au	ppb	9	6	5	38	<1	<1	5	<1	<1	---	---

NB1: Pour les échantillons notés *, les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF à l'université de Montréal, dans ce cas le total est établi indépendamment de la perte au feu.

NB2: Pour les échantillons notés **, les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF au laboratoire XRAL de Don Mills (Ontario). Dans ce cas le total comprend la perte au feu.

NB3: Les EGP ont été analysés au laboratoire XRAL à Don Mills (Ontario) par INAA pour les ensembles Os-Ir-Ru-Rh-Pt-Pt-Au et par spectrométrie d'émission au plasma pour les ensembles Pt-Pd-Au.

Tableau 3.9 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Delta 1C (forage 87-86, zone D8).

N° intrusion		Delta 1C	R. encaissantes								
N° Ech.		C1-3	C1-5	C1-8	C1-11	C1-20	C1-21	C1-22	C1-23	C1-24	C1-1
Faciès		Més. Gab	Mél. Gab	Més. Gab	Gab. Rod	Més. Gab	Més. Gab	Mylo.	Gab. Gra.	Mudst.	Bas. alc
Mètres		52,3	82,7	99,9	111,6	191,4	200,0	233,0	247,5	267,1	7,3
SiO ₂	%	49,70	49,40	49,60	45,40	49,00	48,90	50,40	64,00	---	44,20
TiO ₂	%	0,76	0,58	0,47	0,37	0,52	0,58	0,69	0,81	---	5,36
Al ₂ O ₃	%	14,60	13,90	15,50	13,69	15,10	15,00	14,80	16,40	---	13,20
Fe ₂ O ₃	%	9,32	9,17	8,16	8,40	8,38	8,62	9,15	5,64	---	15,20
MnO	%	0,20	0,16	0,15	0,27	0,15	0,15	0,15	0,06	---	0,22
MgO	%	8,45	9,67	8,77	9,66	8,93	8,91	9,32	3,55	---	5,22
CaO	%	13,70	13,80	12,80	21,10	14,20	14,10	11,40	1,29	---	11,20
Na ₂ O	%	2,00	1,59	2,04	0,19	1,71	1,45	1,60	4,96	---	2,95
K ₂ O	%	0,38	0,23	0,35	0,01	0,24	0,37	1,23	1,26	---	0,36
P ₂ O ₅	%	0,06	0,05	0,04	0,02	0,04	0,05	0,05	0,11	---	0,72
PAF	%	1,58	1,81	1,95	1,64	1,80	1,87	2,23	2,69	---	1,75
Total	%	100,15	99,63	99,16	100,38	99,41	99,34	100,30	100,30	---	99,18
S	%	0,04	0,06	0,03	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	1,59	0,01
Cr	ppm	170	217	196	171	334	326	268	164	---	--
Ni	ppm	109	146	122	107	121	103	105	21	51	53
Co	ppm	40	43	37	28	37	33	33	9	10	33
Cu	ppm	143	134	125	41	97	64	143	72	276	68
Ba	ppm	135	82	153	14	41	95	257	41	562	249
Rh	ppb	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Pt	ppb	<6	40	17	17	22	<6	8	<6	<6	<6
Pd	ppb	8	15	8	7	34	<6	6	<6	<6	<6
Au	ppb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

NB1: Les éléments majeurs et traces ont été dosés au CRM à Québec.

NB2: Les éléments Rh-Pt-Pd-Au ont été analysés à l'INRS (Québec) par spectrométrie d'émission au plasma.

Figure 3.53 : Colonne lithologique et distribution des éléments MgO, Al₂O₃, Ni, Cu, Cr, Pd et Pt dans le forage 87-86, Delta 1C et 2C, zone D8. Cf. localisation du forage sur la carte géologique n° 2.4.

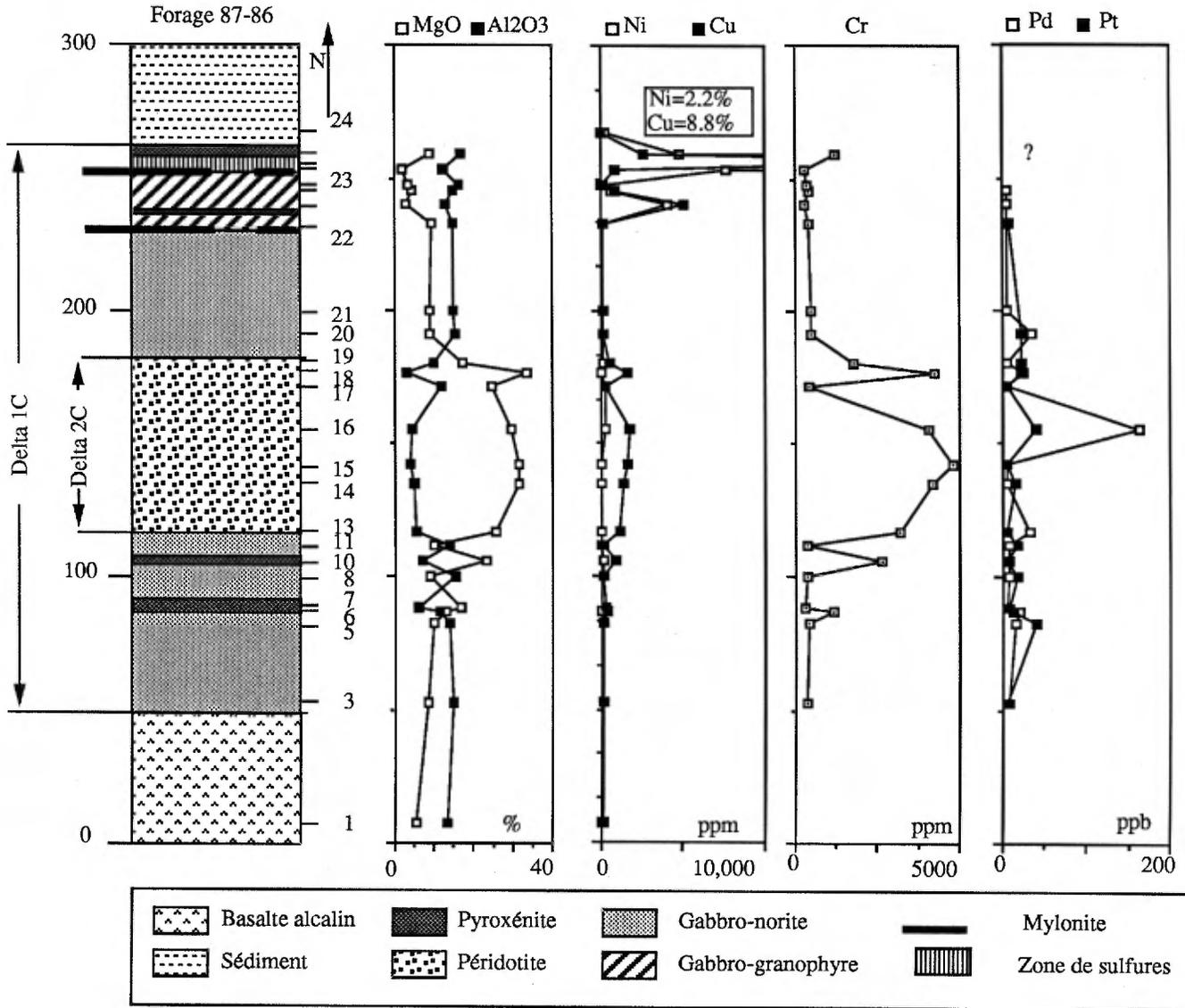


Tableau 3.10 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 1.

No éch.		R1-A	R1-B	R1-01	R1-02	R1-03	R1-04	R1-06	R1-07	R1-08	R1-10	R1-12	R1-13	R1-14 121	R1-15	R1-16	R1-17	R1-18	R1-19	R1-20	R1-21	R1-23	R1-24	R1-25	R1-26
Note		(1)	(1)	(2)	(2)	(2)	(2)	(1)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(1)	(2)	(2)	(2)	(1)	(1)	(1)	(2)	(2)	(2)	(1)	(2)
Facès		Séd Qz	Sst	Bord fig inf	Pyr Ol	Pyr Ol	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Gab nor Ol	Gab nor Ol	Gab nor Ol
Position m		- 8,5	-2.0	0.0	0.5	3.6	8.2	21.8	36.3	45.3	64.3	85.2	93.3	109.7	122.4	125.1	131.4	135.9	147.7	154.1	167.7	181.3	184.0	199.4	206.6
SiO ₂	%	68.60	64.20	49.73	46.77	46.22	43.44	41.00	40.30	44.27	38.90	43.41	39.30	39.40	42.87	48.89	42.30	38.70	39.00	40.30	43.91	42.89	50.73	48.20	49.99
TiO ₂	%	0.63	0.62	0.59	0.63	0.48	0.54	0.35	0.25	0.40	0.25	0.25	0.24	0.23	0.29	0.31	0.25	0.24	0.29	0.26	0.26	0.26	0.45	0.44	0.47
Al ₂ O ₃	%	18.10	17.90	9.09	9.55	7.43	3.87	5.35	4.20	5.96	4.21	3.81	3.74	3.87	3.93	3.87	3.37	3.65	4.02	4.40	5.13	4.40	12.11	15.60	14.78
Fe ₂ O ₃	%	0.85	4.45	11.81	12.27	12.00	13.03	11.40	12.40	12.87	12.00	13.28	12.00	12.20	13.48	8.66	14.10	12.70	12.80	12.30	13.79	15.20	7.68	7.98	7.75
MnO	%	<0.01	0.03	0.19	0.19	0.16	0.18	0.17	0.19	0.18	0.16	0.18	0.16	0.16	0.18	0.17	0.17	0.18	18.00	0.17	0.17	0.14	0.15	0.13	0.15
MgO	%	0.76	2.21	19.59	21.43	25.73	34.06	28.30	31.30	30.39	30.80	35.44	33.00	32.50	34.94	23.48	35.27	31.70	30.70	30.40	33.58	32.08	11.87	9.49	11.12
CaO	%	0.62	0.20	7.37	8.36	7.28	3.79	5.21	3.90	5.00	3.89	4.02	3.43	3.19	4.03	14.44	3.64	3.59	3.45	3.73	4.09	4.09	13.33	13.10	13.47
Na ₂ O	%	9.62	4.20	1.09	0.54	0.07	0.00	0.13	<0.10	0.00	<0.10	0.00	<0.10	<0.10	0.00	0.00	0.00	<0.10	<0.10	0.18	0.00	0.00	1.51	2.03	1.39
K ₂ O	%	0.25	2.84	0.08	0.30	0.36	0.09	0.24	0.13	0.34	0.09	0.06	0.02	0.03	0.06	0.07	0.05	0.02	0.07	0.05	0.07	0.04	1.02	0.58	0.80
P ₂ O ₅	%	0.05	0.06	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	<0.01	0.02	0.00	0.01	<0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01
PAF	%	0.69	2.36	4.50	6.70	5.70	7.40	8.23	7.41	7.90	8.99	9.10	8.54	9.07	8.80	4.80	8.90	8.72	8.93	8.75	8.60	8.60	1.90	2.15	2.20
Total	%	100.17	99.07	99.57	100.07	99.75	99.02	100.41	100.10	99.43	99.31	100.47	100.47	100.65	99.80	99.89	99.16	99.50	99.46	100.57	101.02	99.12	98.85	99.72	99.93
CO ₂	%	<0.05	<0.05	0.05	1.20	0.13	0.10	<0.05	<0.05	0.06	<0.05	0.13	<0.05	<0.05	0.08	0.13	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.16	0.06	0.06	<0.05	0.04
S	%	<0.01	<0.01	—	—	—	—	0.02	<0.01	—	0.02	—	<0.01	<0.01	—	—	—	<0.01	0.03	<0.01	—	—	—	0.07	—
Zr	ppm	210	220	44	41	23	2	30	22	21	21	17	18	18	13	12	18	17	33	23	17	20	29	43	70
Y	ppm	8	18	12	13	9	5	11	5	7	6	5	3	5	7	6	4	5	8	6	3	4	11	11	10
Nb	ppm	15	15	3	5	3	6	9	7	5	7	2	5	6	4	3	2	7	8	8	2	3	4	8	2
V	ppm	62	60	—	—	—	—	126	88	—	85	—	72	73	—	—	—	70	92	83	—	—	—	155	—
Ba	ppm	153	1300	38	53	43	35	51	23	65	17	26	6	9	34	45	25	17	18	12	31	23	173	113	166
Rb	ppm	8	62	—	13	17	5	11	3	15	4	3	<3	3	3	5	3	<3	<3	<3	4	2	36	13	19
Sr	ppm	140	75	25	86	15	11	39	26	18	20	11	7	12	13	36	6	8	10	12	3	5	108	150	176
Cr	ppm	136	149	—	—	—	—	4000	4400	—	4000	—	4400	3900	—	—	—	4000	4100	4200	—	—	—	213	—
Ni	ppm	29	37	662	822	959	1497	1500	1300	1287	1500	1553	1600	1500	1478	2256	1359	1400	1400	1400	1391	1072	162	172	165
Co	ppm	3	8	—	—	—	—	109	125	—	121	—	129	127	—	—	—	128	121	116	—	—	—	44	—
Cu	ppm	6	16	14	37	24	20	40	74	21	41	36	42	23	23	1177	8	42	31	35	80	15	45	170	125
Zn	ppm	21	38	80	77	91	66	85	75	67	65	66	67	58	64	42	60	67	92	71	65	57	39	43	31
As	ppm	<1	5	—	—	—	—	<1	<1	—	<1	—	<1	<1	—	—	—	<1	<1	—	—	—	—	<1	—
Sb	ppm	0.20	0.70	—	—	—	—	0.60	0.20	—	0.10	—	0.10	0.10	—	—	—	0.10	0.20	0.10	—	—	—	0.30	—
Ag	ppm	1.20	<0.5	—	—	—	—	1.50	0.50	—	<0.5	—	<0.5	<0.5	—	—	—	<0.5	1.00	1.00	—	—	—	<0.5	—
Os	ppb	—	<3	—	—	—	—	<3	—	<3	—	<3	<3	—	—	—	<3	—	—	—	—	—	—	<3	—
Ir	ppb	—	<1	—	—	—	—	1.7	—	1.5	—	1.6	1.5	—	—	—	1.0	—	—	—	—	—	—	<1	—
Ru	ppb	—	<5	—	—	—	—	11	—	<5	—	6	<5	—	—	—	7	—	—	—	—	—	—	<5	—
Rh	ppb	7	2	—	—	—	—	7	3	—	4	—	4	3	—	—	—	1	8	7	—	—	—	1	—
Pt	ppb	<6	13	30	<10	<10	<10	<6	44	20	<5	10	22	21	<10	50	10	<5	<6	<6	40	30	11	18	4
Pd	ppb	8	<5	11	9	11	14	11	36	10	33	16	<5	42	17	95	38	<5	11	7	76	79	7	<5	<2
Au	ppb	11	27	8	<1	<1	3	12	24	<1	11	<1	8	11	<1	8	<1	9	9	13	<1	1	<1	15	<1
Ni/Cu		4.83	2.31	47.29	22.22	39.96	74.85	37.50	17.57	61.29	36.59	43.14	38.10	65.22	64.26	1.92	169.88	33.33	45.16	40.00	17.39	71.47	3.60	1.01	1.32
Pd/Pt		—	—	0.37	—	—	—	—	0.82	0.50	—	1.60	—	2.00	—	1.90	3.80	—	—	—	1.90	2.63	0.64	—	—

(1): Analyses majeurs et traces effectuées au CRM à Québec, le total est alors établi en tenant compte de la perte au feu. EGP analysés à l'INRS à Québec.

(2): Analyses majeurs et traces effectuées à l'Université de Montréal, le total est alors établi indépendamment de la perte au feu. EGP analysés au laboratoire XRAL de Don Mills en Ontario.

Tableau 3.10 (SUITE) : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 1.

No éch.		R1-27	R1-28	R1-29	R1-30	R1-31	R1-32	R1-33	R1-34	R1-35	R1-37	R1-38	R1-39	R1-40	R1-41	R1-41A	R1-41B	R1-41C	R1-41D	R1-41E	R1-41F	R1-41G	R1-41H	R1-42	R1-43	
Note		(2)	(1)	(2)	(2)	(1)	(2)	(1)	(1)	(1)	(1)	(2)	(1)	(1)	(2)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(2)	
Faciès		Pyr Ol	Pyr Ol	Pyr Ol	Mél. Gab.	Gab nor Ol	Gab nor Ol	Gab nor Ol	Gab nor Min.																	
Position	m.	209.4	209.8	210.3	211.2	211.6	212.1	212.2	212.7	215.7	219.1	223.0	223.9	224.2	224.8	224.8	224.8	224.8	224.8	224.8	224.8	224.8	224.8	224.8	224.8	
SiO2	%	45.60	41.40	45.91	50.88	48.40	50.68	50.70	50.00	49.50	49.10	49.86	48.10	46.20	49.13	--	--	--	--	--	--	--	--	--	47.80	50.01
TiO2	%	0.31	0.44	0.26	0.64	0.62	0.64	0.71	0.61	0.64	0.62	0.59	0.51	0.51	0.56	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0.52	0.61
Al2O3	%	5.31	5.69	5.57	8.41	8.34	9.89	8.88	8.57	11.10	14.30	14.80	14.70	13.50	11.76	--	--	--	--	--	--	--	--	--	13.70	13.91
Fe2O3	%	16.55	14.00	16.52	9.38	9.84	9.38	9.28	9.49	10.80	9.22	8.94	9.75	11.40	12.36	--	--	--	--	--	--	--	--	--	10.40	9.86
MnO	%	0.21	0.19	0.18	0.19	0.18	0.17	0.17	0.17	0.16	0.15	0.16	0.16	0.14	0.15	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0.14	0.17
MgO	%	29.85	26.90	26.82	14.23	14.50	13.93	13.60	14.00	12.00	10.10	10.30	10.80	10.30	11.18	--	--	--	--	--	--	--	--	--	10.30	11.43
CaO	%	2.82	3.91	5.67	14.80	15.10	14.05	14.00	15.20	13.00	12.60	12.37	11.20	11.00	12.27	--	--	--	--	--	--	--	--	--	12.60	11.89
Na2O	%	0.00	<0.10	0.00	0.80	0.66	1.25	1.59	1.01	1.57	2.08	1.54	1.72	1.50	1.55	--	--	--	--	--	--	--	--	--	1.26	1.35
K2O	%	0.06	0.03	0.04	0.08	0.04	0.18	0.23	0.06	0.54	0.54	0.81	0.95	1.23	0.20	--	--	--	--	--	--	--	--	--	1.22	0.83
P2O5	%	0.02	0.04	0.01	0.00	0.04	0.01	0.06	0.04	0.04	0.04	0.01	0.03	0.04	0.01	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0.04	0.01
PAF	%	8.10	8.40	7.30	1.80	1.82	2.10	1.62	1.66	1.93	2.17	2.10	2.69	2.68	2.40	--	--	--	--	--	--	--	--	--	2.37	6.00
Total	%	100.73	101.00	100.98	99.41	99.54	100.18	100.84	100.81	101.28	100.92	99.38	100.61	98.50	99.17	--	--	--	--	--	--	--	--	--	100.35	100.07
CO2	%	0.05	0.40	0.26	0.03	<0.05	0.11	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.03	<0.05	<0.05	0.05	--	--	--	--	--	--	--	--	--	<0.05	0.04
S	%	--	0.16	--	--	<0.01	--	0.03	0.01	0.04	0.05	--	0.04	1.44	--	2.35	1.92	1.44	1.00	2.55	1.87	1.45	2.35	0.96	--	
Zr	ppm	23	32	27	39	53	52	59	55	53	58	40	42	47	40	--	--	--	--	--	--	--	--	--	47	40
Y	ppm	5	8	3	16	15	16	18	15	15	13	12	15	12	13	--	--	--	--	--	--	--	--	--	12	13
Nb	ppm	3	8	3	5	8	7	9	8	7	6	3	9	7	3	--	--	--	--	--	--	--	--	--	6	4
V	ppm	--	124	--	--	239	--	254	229	240	198	--	193	177	--	213	192	200	175	197	184	171	193	185	--	--
Ba	ppm	24	6	26	52	15	85	73	20	147	145	238	287	314	60	50	85	69	117	64	51	112	48	237	200	
Rb	ppm	2	<3	--	1	<3	6	5	<3	16	15	23	33	40	3	--	--	--	--	--	--	--	--	37	23	
Sr	ppm	5	<3	2	368	280	324	220	410	280	520	576	120	190	181	--	--	--	--	--	--	--	--	260	281	
Cr	ppm	--	2100	--	--	2900	--	2700	2700	1800	813	--	942	1100	--	1700	1400	1500	367	1300	690	573	1300	1000	--	
Ni	ppm	1024	1000	698	295	339	277	390	312	237	196	153	337	698	773	564	871	909	263	862	713	672	889	518	245	
Co	ppm	--	117	--	--	55	--	56	54	54	47	--	63	91	--	86	115	108	74	125	112	106	114	83	--	
Cu	ppm	25	185	134	84	81	101	328	178	146	85	39	385	1200	1069	1000	1800	1800	483	1800	1400	1200	1600	866	204	
Zn	ppm	75	82	77	70	81	70	66	67	64	61	53	60	54	69	72	78	66	49	71	69	72	72	60	66	
As	ppm	--	2	--	--	2	--	9	6	12	1	--	3	<1	--	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	--	
Sb	ppm	--	1.50	--	--	1.30	--	0.90	1.20	0.70	1.30	--	0.40	0.50	--	0.60	0.70	0.70	0.90	1.40	1.30	1.20	2.50	0.40	--	
Ag	ppm	--	1.20	--	--	<0.5	--	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	--	<0.5	<0.5	--	0.50	0.90	0.50	<0.5	0.70	1.20	1.00	0.80	<0.5	--	
Os	ppb	--	--	--	--	<3	--	<3	<3	<3	<3	--	<3	<3	--	--	--	--	--	--	--	--	--	<3	--	
Ir	ppb	--	--	--	--	0.3	--	0.4	0.4	0.2	<1	--	0.3	0.6	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0.6	--	
Ru	ppb	--	--	--	--	<5	--	<5	<5	<5	<5	--	<5	<5	--	--	--	--	--	--	--	--	--	7	--	
Rh	ppb	--	<6	--	--	1	--	<1	<1	<1	3	--	2	4	--	<6	<6	8	<6	<6	<6	<6	7	2	--	
Pt	ppb	<10	11	22	30	9	20	13	<5	9	<5	10	15	23	20	22	37	42	<6	46	60	41	44	15	30	
Pd	ppb	19	31	14	12	36	15	39	64	51	13	9	74	110	57	56	89	96	13	72	80	70	88	109	29	
Au	ppb	<1	17	--	40	9	9	21	12	8	9	4	8	15	<1	<5	<5	14	<5	14	28	11	14	13	34	
Ni/Cu		40.96	5.41	5.21	3.51	4.19	2.74	1.19	1.75	1.62	2.31	3.92	0.88	0.58	0.72	0.56	0.48	0.51	0.54	0.48	0.51	0.56	0.56	0.60	1.20	
Pd/Pt		--	2.82	0.64	0.40	4.00	0.75	3.00	--	5.67	--	0.90	4.93	4.78	2.85	2.55	2.41	2.29	--	1.57	1.33	1.71	2.00	7.27	0.97	

(1): Analyses majeurs et traces effectuées au CRM à Québec, le total est alors établi en tenant compte de la perte au feu. EGP analysés à l'INRS à Québec.

(2): Analyses majeurs et traces effectuées à l'Université de Montréal, le total est alors établi indépendamment de la perte au feu. EGP analysés au laboratoire XRAL de Don Mills en Ontario.

Tableau 3.10 (SUITE) : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 1.

No éch.		R1-44	R1-47	R1-48	R1-50	R1-51	R1-52	R1-54	R1-56	R1-59	R1-60 365	R1-61 390	R1-62	R1-63	R1-64	R1-65	R1-66	R1-67	R1-68	R1-69	R1-70 ZG(B)	R1-71 ZG(G)	R1-72 ZG(H)	R1-73	R1-74	R1-75 494
Note		(1)	(1)	(2)	(1)	(2)	(2)	(2)	(2)	(2)	(1)	(2)	(2)	(2)	(2)	(1)	(2)	(2)	(2)	(2)	(1)	(1)	(1)	(2)	(1)	(2)
Faciès		Gab nor	Gab nor	Gab nor	Gab Qz	Séd. fondeu	Gab Qz	Gab Qz	Gab Qz	Gab Qz	Gab Qz	Gab nor	Gab nor	Gab nor	B. fig. sup	B. fig. sup	grano	grano	grano	Sst Qz	Sst Qz	Sst Qz				
Position	m.	228.4	232.9	250.1	252.0	255.6	256.5	274.6	302.7	326.3	330.8	353.5	371.6	389.7	403.3		421.4	425.1	426.0	434.1				435.9	440.5	447.7
SiO2	%	49.10	49.30	50.67	49.20	—	51.48	51.90	48.20	46.90	47.00	49.43	54.59	48.59	51.53	50.00	52.25	51.90	52.61	52.19	50.50	50.00	43.20	47.78	62.20	65.58
TiO2	%	0.60	0.64	0.62	0.89	—	1.09	1.07	1.52	2.00	2.04	2.41	1.90	1.83	1.29	0.72	0.54	0.63	0.88	1.30	0.67	0.73	0.81	0.82	0.62	0.59
Al2O3	%	14.80	15.70	15.22	15.70	—	14.52	14.69	14.26	11.98	12.30	12.62	12.56	13.13	13.58	13.60	14.31	14.45	13.42	13.81	14.50	11.30	12.50	11.94	17.30	18.22
Fe2O3	%	8.95	9.05	8.88	11.20	—	12.24	12.48	16.14	19.89	18.20	19.04	16.33	16.68	14.16	9.70	9.88	9.44	12.67	15.11	9.50	11.50	14.00	13.47	6.68	2.94
MnO	%	0.15	0.14	0.16	0.17	—	0.17	0.20	0.19	0.22	0.22	0.27	0.23	0.23	0.22	0.17	0.18	0.18	0.18	0.16	0.16	0.27	0.26	0.21	0.04	0.04
MgO	%	9.70	8.68	9.42	7.82	—	6.73	7.13	5.80	6.57	5.04	5.03	3.39	5.88	6.37	9.02	8.15	8.75	8.06	6.75	7.89	7.04	9.37	7.46	2.35	2.27
CaO	%	13.30	13.20	12.61	9.03	—	10.89	10.99	10.66	10.90	9.99	8.15	6.56	10.49	10.34	12.80	11.60	12.53	9.43	7.55	11.60	15.30	16.30	17.06	0.78	1.61
Na2O	%	1.40	1.67	1.83	2.83	—	1.99	2.05	2.07	1.18	2.34	1.98	2.73	1.88	1.67	1.39	1.51	1.06	1.60	2.34	1.53	1.12	0.12	0.44	2.20	6.23
K2O	%	0.49	0.48	0.54	0.69	—	0.22	0.34	0.25	0.47	0.57	0.41	0.71	0.34	0.29	1.17	1.09	1.09	0.44	0.30	0.96	0.64	0.43	0.48	4.21	2.53
P2O5	%	0.04	0.05	0.02	0.07	—	0.06	0.07	0.06	0.05	0.08	0.08	0.18	0.07	0.09	0.04	0.05	0.02	0.05	0.12	0.06	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07
PAF	%	2.21	2.13	2.40	2.60	5.90	1.90	2.40	2.10	2.70	2.04	2.50	1.80	2.20	2.00	2.05	2.20	2.50	2.60	2.30	2.29	2.12	2.66	1.60	3.12	1.40
Total	%	100.74	101.04	99.97	99.90	—	99.39	100.92	99.15	100.16	99.82	99.42	99.18	99.12	99.54	100.66	99.56	100.05	99.34	99.63	99.66	100.09	99.72	99.74	99.57	100.08
CO2	%	<0.05	<0.05	0.09	<0.05	0.14	0.05	0.07	0.11	0.12	<0.05	0.16	0.05	0.05	0.06	<0.05	0.09	0.09	0.15	0.06	<0.05	0.72	0.41	0.26	<0.05	0.08
S	%	0.04	0.07	—	<0.01	—	—	—	—	—	0.26	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	0.02	0.07	<0.01	—	1.37	—
Zr	ppm	51	52	47	71	—	95	75	78	75	77	93	152	82	96	54	66	59	106	108	83	63	52	40	200	163
Y	ppm	13	14	15	19	—	24	24	18	20	23	26	47	22	26	16	16	21	23	33	18	31	20	13	25	47
Nb	ppm	8	8	5	12	—	9	9	8	9	11	7	17	13	9	8	10	8	12	14	13	7	7	8	15	12
V	ppm	194	203	—	270	—	—	—	—	—	718	—	—	—	—	239	—	—	—	—	—	178	194	236	—	64
Ba	ppm	76	79	120	197	—	95	105	99	112	84	130	191	93	98	199	208	198	123	206	142	312	146	609	847	1290
Rb	ppm	13	15	15	24	—	1	9	6	21	26	15	11	16	4	38	35	35	12	5	29	11	14	5	150	37
Sr	ppm	260	170	156	180	—	149	156	147	108	110	112	79	159	159	140	156	185	114	283	180	110	94	188	50	105
Cr	ppm	680	493	—	180	—	—	—	—	—	80	—	—	—	—	689	—	—	—	—	116	320	290	—	116	—
Ni	ppm	202	147	163	97	—	45	66	56	5	<1	—	—	35	37	122	120	89	101	41	90	92	108	59	47	49
Co	ppm	48	42	—	40	—	—	—	—	—	62	—	—	—	—	43	—	—	—	—	39	26	45	—	25	—
Cu	ppm	135	95	111	76	—	151	95	189	36	34	15	14	117	81	111	258	82	25	16	120	71	38	20	83	3
Zn	ppm	51	47	54	76	—	64	69	99	106	108	144	125	127	112	70	76	67	80	87	62	69	71	83	42	15
As	ppm	<1	<1	—	1	—	—	—	—	—	<1	—	—	—	—	<1	—	—	—	—	—	<1	<1	—	1	—
Sb	ppm	0.30	0.20	—	0.20	—	—	—	—	—	0.30	—	—	—	—	0.20	—	—	—	—	—	0.30	1.10	0.50	—	0.20
Ag	ppm	<0.5	<0.5	—	<0.5	—	—	—	—	—	<0.5	—	—	—	—	0.50	—	—	—	—	—	<0.5	<0.5	0.50	—	<0.5
Os	ppb	<3	<3	—	<3	—	—	—	—	—	<3	—	—	—	—	<3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ir	ppb	0.2	0.4	—	<1	—	—	—	—	—	<1	—	—	—	—	0.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ru	ppb	<5	<5	—	<5	—	—	—	—	—	<5	—	—	—	—	35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rh	ppb	1	1	—	<1	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	<6	<6	7	—	7
Pt	ppb	7	11	20	<5	20	30	30	10	20	8	<2	<10	30	30	7	90	10	20	10	12	9	6	20	<6	20
Pd	ppb	46	49	16	32	2	3	<2	3	3	24	<1	3	3	3	11	46	10	2	<2	12	12	15	13	10	4
Au	ppb	10	10	<1	6	6	12	<1	<1	<1	11	—	16	7	<1	9	2	<1	26	<1	8	28	9	6	16	10
Ni/Cu		1.50	1.55	1.47	1.28	—	0.30	0.69	0.30	0.14	—	—	—	0.30	0.46	1.10	0.47	1.09	4.04	2.56	0.75	1.30	2.84	2.95	0.57	16.33
Pd/Pt		6.57	4.45	0.80	—	0.10	0.10	—	0.30	0.15	3.00	—	—	0.10	0.10	1.57	0.51	1.00	0.10	—	1.00	1.33	2.50	0.65	—	0.20

(1): Analyses majeurs et traces effectuées au CRM à Québec, le total est alors établi en tenant compte de la perte au feu. EGP analysés à l'INRS à Québec.

(2): Analyses majeurs et traces effectuées à l'Université de Montréal, le total est alors établi indépendamment de la perte au feu. EGP analysés au laboratoire XRAL de Don Mills en Ontario.

dans la séquence sa teneur diminue à nouveau ce qui peut se corrélér à une diminution des teneurs en sphène - leucoxène et à l'augmentation des teneurs en quartz. Par ailleurs, le comportement du titane apparaît comparable à celui du fer dans la séquence gabbroïque, cet élément étant à la fois contrôlé par la teneur en fer des pyroxènes et la distribution de l'ilméno-magnétite. La distribution du fer et du titane est donc mimétique du comportement de ces éléments dans les liquides tholéitiques. Enfin, le fer a un comportement similaire à celui du magnésium dans la séquence de péridotite, sa teneur étant contrôlée par l'abondance et la composition de l'olivine.

Les oxydes Al_2O_3 et MgO montrent un comportement antagoniste, en particulier dans la partie ultramafique de l'intrusion. L'affinité du magnésium pour l'olivine explique l'abondance de cet élément (30 - 33%) dans les péridotites, alors que les teneurs en aluminium (3 - 4%) sont très faibles. Le magnésium et l'aluminium présentent une distribution analogue dans le deuxième horizon de pyroxénite à olivine (éch. R1-27 à R1-29, tableau 3.10) alors que dans l'horizon de pyroxénite à clinopyroxène cumulus (éch. R1-16) intercalé dans la séquence de péridotite, le magnésium présente une plus faible valeur ($MgO = 23.5\%$) en raison de l'abondance du clinopyroxène. Un changement brusque dans les abondances relatives de ces éléments intervient au contact entre la partie ultramafique et le premier faciès gabbroïque où l'aluminium ($Al_2O_3 = 12.11\%$, éch. R1-24) devient plus abondant que le magnésium ($MgO = 11.87\%$), ceci étant directement relié à l'apparition du plagioclase. Cette différence s'accroît avec l'accroissement des teneurs en plagioclase mais les teneurs en Al_2O_3 (9 - 14%) et en MgO (5 - 10%) observées le long de la pile gabbroïque demeurent comparables à celles généralement rencontrées dans les liquides basaltiques d'affinité tholéitique. Le chrome montre un comportement similaire à celui du magnésium en raison de sa compatibilité avec l'olivine et plus encore avec les cristaux de chromite et/ou de ferrochromite. Il en est de même pour le nickel à cause de son affinité avec l'olivine, mais ce dernier élément se désolidarise du magnésium et du chrome au niveau de l'horizon de pyroxénite à clinopyroxène cumulus intercalé dans la séquence péridotitique et de l'horizon minéralisé rencontré dans la séquence de gabbro-norite (figures 3.54) en raison de son affinité avec les sulfures.

3.3.6 Caractéristiques lithogéochimiques du filon-couche Roméo 2

Le filon-couche différencié Roméo 2 (tableau 3.11, figure 3.55) montre à peu près les mêmes caractéristiques géochimiques que l'intrusion Roméo 1. Comme dans l'intrusion Roméo 1, l'aluminium et le magnésium ont un comportement antagoniste. Les teneurs en Na_2O , et K_2O augmentent avec de fortes variations dans la séquence gabbroïque. Les teneurs en fer et titane ont des comportements analogues à ceux observés dans le filon-couche Roméo 1. Par contre le calcium décroît nettement de la base au sommet de la séquence gabbroïque, ce qui peut s'expliquer par une baisse de calcicité des plagioclases. Enfin les teneurs en chrome, cuivre, et nickel montrent une distribution analogue à celle de Roméo 1.

3.3.7 Discussion : Modalités de mise en place et de cristallisation

À Delta 3, la suite pyroxénite de base - werhlite - pyroxénite - mélanogabbro - gabbro-norite - gabbro - anorthosite suggère à priori une séquence magmatique uniphasee. Les quelques données disponibles sur la composition des minéraux (figure 3.30, tableau 3.1) évoque également l'existence d'une seule séquence de variation cryptique. Or nous avons déjà mentionné que la composition chimique globale calculée de l'intrusion Delta 3 était différente de celle des bordures figées ce qui indique qu'on ne peut pas considérer l'intrusion Delta 3 comme un simple système fermé. En effet les valeurs plus élevées de la bordure figée en titane, en fer, en éléments traces incompatibles et en terres rares, et plus faibles en magnésium, chrome et nickel indiquent que tout se passe comme s'il manquait à l'intrusion Delta 3 une séquence de ferrogabbro. Nous avons vu que l'absence d'une telle séquence à Delta 3 peut s'expliquer de deux manières: soit par le départ d'une phase liquide résiduelle tardive de nature ferrogabbroïque vers un autre système; soit par l'oblitération de l'horizon ferrogabbroïque par l'intrusion ultramafique Delta 4. On peut donc supposer que les différences entre la composition pondérale de Delta 3 et la composition de ses bordures figées ne résulte pas d'un fonctionnement multiphasé mais au contraire du départ de liquides ferrogabbroïques de fin de cristallisation ou de l'oblitération de la séquence gabbroïque. Nous pouvons aussi noter que l'horizon de gabbro pegmatitique ferrifère et titanifère, présent dans la partie sommitale du filon-couche Delta 3, possède à peu de chose près la composition des liquides ferrogabbroïques manquants. En effet, cet horizon

pegmatitique, situé à l'interface des gabbros-norites et des gabbros hétérogènes plus leucocrates (figure 3.50), est caractérisé par la présence en forte proportion de clinopyroxène ferrifère (tableau 3.1) et par des teneurs plus élevées en titane et en fer que les gabbros environnants. Il est probable que cet horizon corresponde à une phase de cristallisation pegmatitique tardive des liquides ferrogabbroïques dont l'essentiel a quitté le système. Il est probable que cette phase pegmatitique tardive, dans laquelle les fluides de fin de cristallisation ont dû se concentrer, ait joué un rôle important dans la formation du "reef" Delta 3.

Par ailleurs, les textures de mésocumulat pœcilitique des séquences ultramafiques, l'absence de variation cryptique de l'olivine cumulus et du clinopyroxène intercumulus, les teneurs et le comportement antagoniste des oxydes MgO - Al₂O₃ (figure 3.50) et les caractéristiques pétrographiques de la bordure figée inférieure, révèlent que les péridotites résultent essentiellement de l'accumulation des cristaux d'olivine (Fo₈₂₋₈₃) depuis un liquide primitif komatiitique contenant 15% de MgO. La nature des phases intersitnelles trappées entre les minéraux de la péridotite, souvent formée d'un amalgame de chlorite et d'épidote, indique que les liquides résiduels, issus de la précipitation de l'olivine, avaient une composition gabbro-pyroxénitique. Ce sont ces liquides qui, évacués vers le haut de la séquence, ont par la suite donné naissance aux séquences de gabbro sus-jacentes. En effet, un changement brusque dans les abondances relatives du magnésium et de l'aluminium marque le passage entre les séquences ultramafiques basales et les séquences gabbroïques, cette transition étant directement reliée à la chute des teneurs en olivine, à la nature plus mafique des liquides et à l'apparition du plagioclase. Dans la pile gabbroïque, les teneurs en MgO (5 - 10%) et en Al₂O₃ (9 - 14%) présentent des valeurs compatibles à celles généralement rencontrées dans les liquides basaltiques d'affinité tholéiitique. Cette observation et les textures magmatiques rencontrées suggèrent qu'au moins une partie des gabbros résultent de cristallisation in situ des liquides.

Toutefois à Delta 3, les mécanismes de ségrégation semblent avoir également joué un rôle important. En effet, les teneurs en fer et titane augmentent d'abord rapidement de la base au sommet de la websterite sous-jacente au mélanogabbro basal (figure 3.50), suggérant une évolution normale des liquides, puis ces teneurs tendent à diminuer faiblement et régulièrement dans les gabbros-norites et les gabbros sus-jacents. Cette distribution, l'augmentation des teneurs en

plagioclase et l'existence de plus en plus fréquente de textures d'adcumulats dans les gabbros traduit une dilution progressive des éléments incompatibles liée à l'accumulation progressive des cristaux de plagioclase vers le haut de la séquence.

La distribution des terres rares permet aisément de faire la part entre les mécanismes de cristallisation in situ, et les mécanismes de ségrégation cristalline (figure 3.56a). Certains faciès, comme la pyroxénite, le gabbro pegmatitique et les mélanogabbros présentent des spectres de terres rares analogues à ceux des bordures figées. Ils possèdent en outre une anomalie négative en europium qui traduit un déficit en plagioclase. Ainsi, la pyroxénite de base semble résulter directement de la cristallisation des liquides parents sans que les phases minérales aient vraiment pu se fractionner. Le spectre du mélanogabbro, situé immédiatement en dessous de ceux des liquides parents, peut s'expliquer par la cristallisation in situ des liquides résultant du fractionnement de l'olivine. Les coefficients de partage de l'olivine avec les terres rares étant proches de zéro, la pente du spectre est inchangée, et un effet de dilution induit par la présence de cristaux d'olivine encore en suspension dans le liquide gabbroïque peut expliquer les faibles teneurs en terres rares. Le gabbro pegmatitique apparaît, le plus fractionné. Il peut être interprété comme résultant du fractionnement et de la cristallisation in situ, du liquide mélanogabbroïque duquel ont été soustraits les cristaux cumulus de plagioclase que l'on retrouve dans les gabbro-norites, les leucogabbros et l'anorthosite. Son spectre présente une pente plus accentuée, liée au fractionnement du plagioclase mais aussi de phases plus tardives comme l'amphibole et le sphène. Les autres faciès portent au contraire la marque des effets de dilution induits par l'accumulation des minéraux cumulus d'olivine vers le bas pour les péridotites (teneurs en terres rares faibles); et des minéraux de plagioclase vers le haut pour les gabbros-norites, les leucogabbros et l'anorthosite. La dilution atteint en effet son maximum dans les anorthosites sommitales en raison de l'abondance des cristaux de plagioclase à texture d'adcumulat. A cause du très faible coefficient de partage des terres rares pour tous ces minéraux, tous ces spectres gardent la même pente que les liquides parents et seul l'euprotite présente une anomalie négative dans les péridotites (absence totale de plagioclase), et au contraire une anomalie positive de plus en plus prononcée vers le haut des gabbros provoquée par l'accumulation de plus en plus importante du plagioclase vers le haut de la séquence. L'anomalie positive de l'euprotite atteint sa plus grande amplitude dans l'anorthosite.

Figure 3.54 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 1 (région du lac Cross).

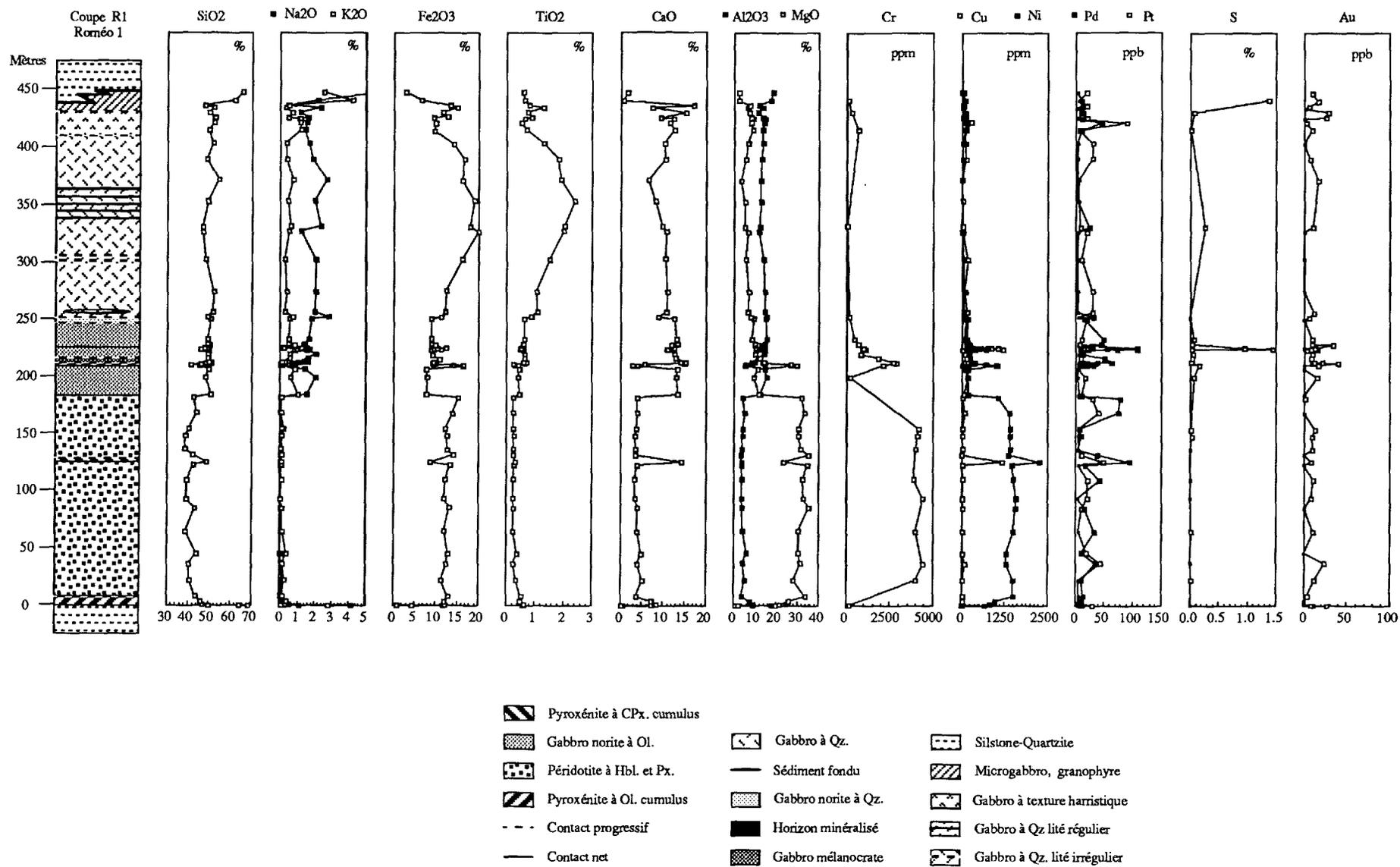


Figure 3.55 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 2.

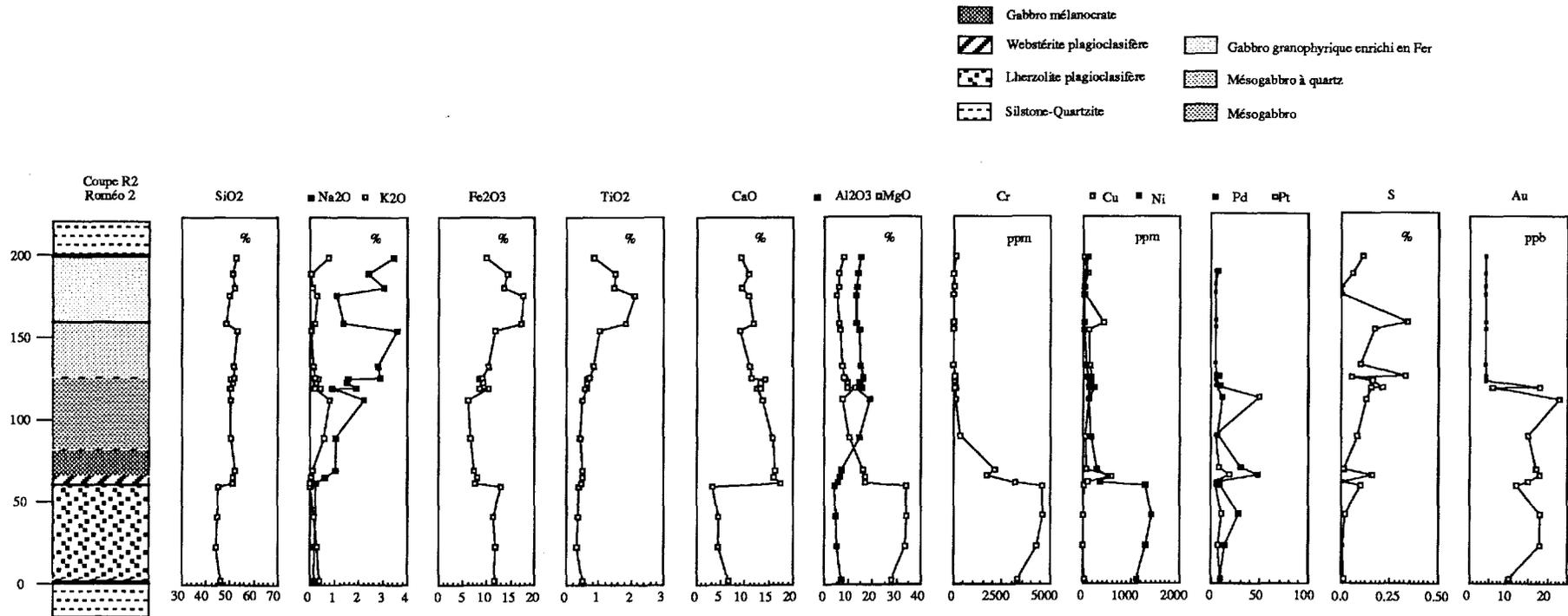


Tableau 3.11 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 2.

No éch.		R2-01	R2-02	R2-03	R2-04	R2-05	R2-06	R2-07	R2-08	R2-138	R2-09A	R2-09B	R2-10	R2-11	R2-12	R2-13	R2-14	R2-15	R2-16	R2-17	R2-19	R2-21
Facès		Web. PI	Lher. PI	Lher. PI	Lher. PI	Web. PI	Gab. nor.	Gab. nor.	Més. gab.	Més. gab.	Més. gab.	Més. gab.	Més. gab.	Més. gab. Qz	Més. gab. Qz	Més. gab. Qz	Mél. gab. Qz	Mél. gab. Qz	Mél. gab. Qz	Més. gab. Qz	Més. gab. Qz	Més. gab. Qz
Position	m.	2.9	23	42	60	62	66	70	90		120	120	124	126	127	134	156	160	177	182	190	198
SiO2	%	42.30	41.00	40.50	40.20	49.80	49.60	51.10	49.00	49.00	48.30	49.00	49.60	49.20	50.40	50.50	51.80	46.30	47.90	51.10	49.90	51.00
TiO2	%	0.45	0.30	0.31	0.35	0.45	0.47	0.49	0.42	0.47	0.60	0.57	0.62	0.62	0.70	0.84	0.99	1.74	2.05	1.46	1.47	0.80
Al2O3	%	6.68	4.64	4.20	3.91	5.65	6.49	6.81	14.30	18.60	12.30	15.30	14.20	15.60	15.60	14.70	14.40	12.40	12.50	13.30	13.50	14.60
Fe2O3	%	11.70	12.20	11.50	12.80	8.16	8.56	7.84	7.24	6.73	11.10	9.18	9.80	9.30	9.60	11.10	12.70	18.20	18.80	14.80	14.50	10.60
MnO	%	0.19	0.19	0.16	0.17	0.15	0.14	0.14	0.13	0.12	0.18	0.15	0.16	0.16	0.15	0.18	0.20	0.21	0.24	0.21	0.21	0.17
MgO	%	25.50	31.20	30.90	30.00	16.50	16.30	15.50	10.30	7.25	12.20	9.25	9.28	8.43	7.90	7.39	6.27	5.75	4.83	5.87	6.01	7.85
CaO	%	6.02	4.18	4.13	2.94	16.90	15.60	16.00	15.50	13.30	12.00	13.00	12.80	13.90	11.00	10.80	8.72	11.30	10.30	9.24	10.60	8.81
Na2O	%	0.13	0.18	<0.10	<0.10	0.24	0.58	1.00	1.00	2.15	0.87	1.84	1.48	1.52	2.82	2.73	3.50	1.31	1.04	3.01	2.33	3.32
K2O	%	0.34	0.25	0.14	0.02	0.02	0.06	0.08	0.54	0.79	0.17	0.39	0.24	0.30	0.19	0.15	0.05	0.17	0.27	0.11	0.05	0.71
P2O5	%	0.03	<0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.08	0.09	0.07	0.13	0.11	0.09	0.06
PAF	%	6.73	5.72	7.99	9.11	1.68	1.91	1.45	1.67	2.07	2.85	2.19	2.10	1.97	2.14	2.07	2.06	2.42	2.85	1.87	2.37	2.26
Total	%	100.07	99.86	99.85	99.52	99.58	99.73	100.44	100.13	100.61	100.91	100.33	101.05	101.05	100.55	100.54	100.78	99.87	100.91	101.08	101.03	100.18
CO2	%	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
S	%	0.01	<0.01	0.02	0.1	<0.01	0.16	0.01	0.08	0.13	0.15	0.21	0.16	0.05	0.33	0.1	0.17	0.34	<0.01	<0.01	0.06	0.11
Zr	ppm	36	23	27	22	34	37	36	33	39	46	48	56	49	54	71	75	63	99	89	99	72
Y	ppm	9	8	8	7	11	13	12	9	11	14	13	15	14	15	22	22	22	33	25	29	16
Nb	ppm	9	8	9	8	7	8	7	6	9	8	7	8	8	9	11	10	13	12	13	13	8
V	ppm	139	105	87	88	195	198	203	164	141	190	186	181	195	218	263	284	964	618	347	351	239
Ba	ppm	41	17	17	3	5	41	19	89	119	27	65	40	51	53	35	33	74	135	66	41	499
Rb	ppm	14	9	7	3	<3	<3	<3	14	23	3	12	7	8	5	4	<3	7	11	<3	<3	19
Sr	ppm	15	9	7	<3	46	67	78	150	120	82	130	120	140	90	96	75	84	70	130	140	350
Cr	ppm	3300	4300	4600	4600	3200	1700	2100	346	144	100	83	68	66	79	28	26	19	9	48	9	96
Ni	ppm	1100	1300	1400	1300	343	515	273	156	125	226	149	143	117	94	61	32	32	24	46	45	89
Co	ppm	97	114	117	117	51	60	46	38	31	64	46	47	44	40	43	44	69	57	47	48	41
Cu	ppm	20	6	5	31	93	590	71	40	107	111	150	167	151	166	149	121	412	39	17	86	26
Zn	ppm	100	82	72	67	60	43	40	34	38	66	54	52	57	57	76	84	97	133	80	81	68
As	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sb	ppm	0.1	0.2	0.2	0.1	0.4	0.3	0.2	0.2	0.4	0.1	0.2	0.2	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.3	0.3
Se	ppm	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Ag	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	0.5	0.7	<0.5	0.5	0.5	1	1	0.7	1	0.5	0.7	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5
Rh	ppb	<6	9	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	9	<6	8	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	--
Pt	ppb	9	7	11	<6	<6	19	8	<6	50	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	--
Pd	ppb	10	14	28	9	9	48	31	7	12	<6	9	<6	8	<6	<6	<6	<6	<6	<6	7	--
Au	ppb	10	18	18	12	15	18	17	15	23	6	18	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

NB: Analyses majeurs et traces et analyses de EGP effectuées au CRM à Québec, le total des éléments majeurs comprend la perte au feu.

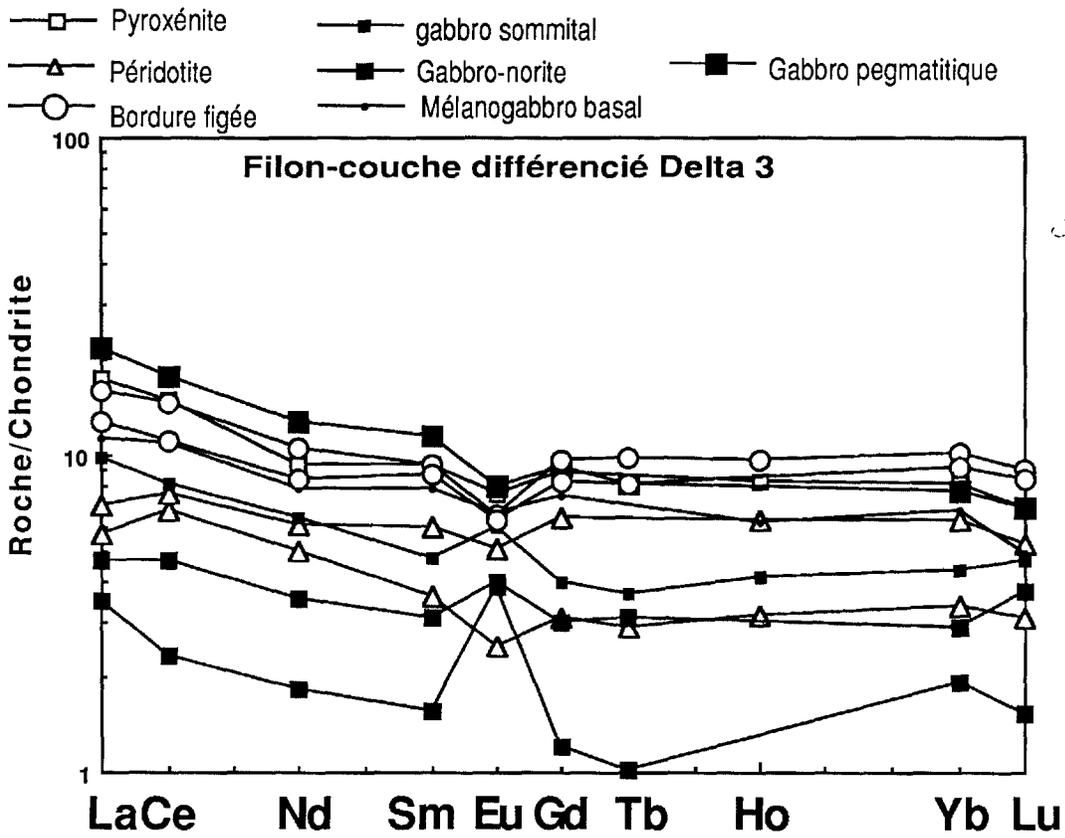


Figure 3.56a : Diagramme des terres rares du filon-couche différencié Delta 3.

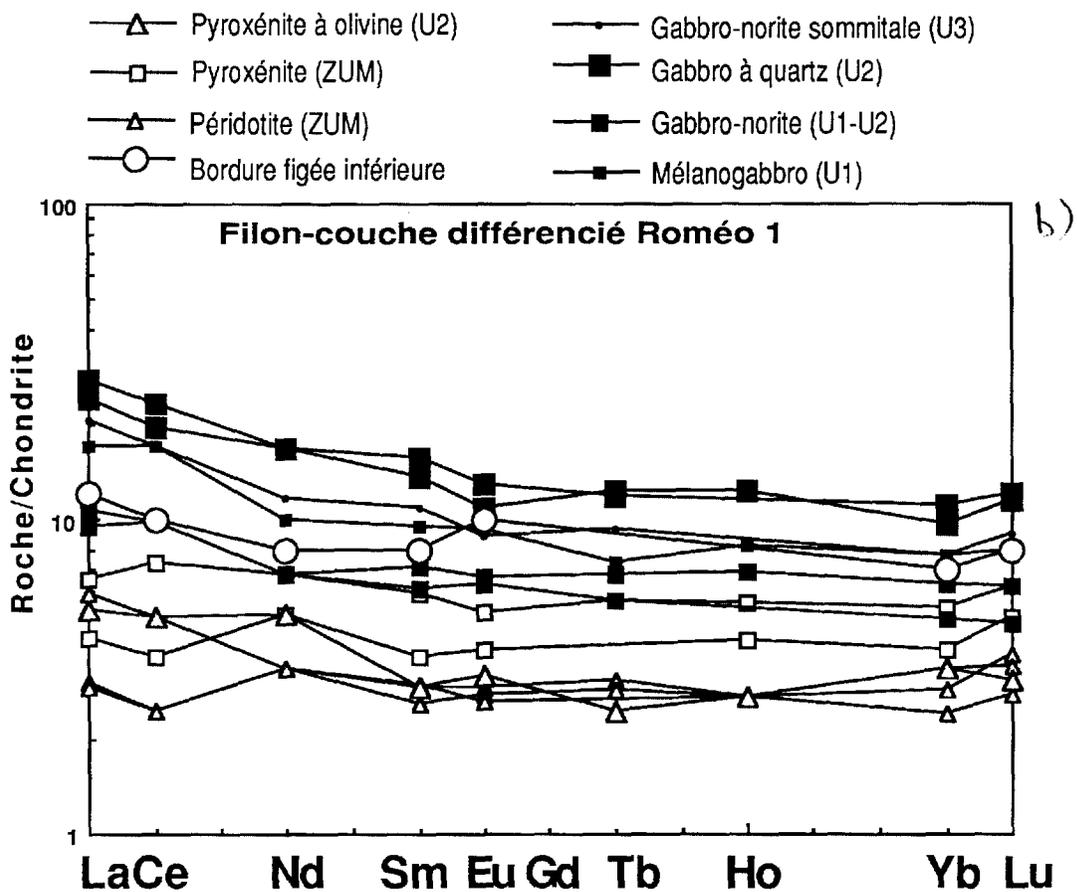


Figure 3.56b : Diagramme des terres rares du filon-couche différencié Roméo 1.

Tableau 3.12 : Résultats d'analyses partielles du filon-couche Gulf.

		S %	Au ppb	Pt ppb	Pd ppb	Cu ppm	Ni ppm	Fe %	Cr	Ni/Cu
G1	Siltstone	1.86	5	<15	<2	79	94	10.3	162	1.2
G2	Ferrogabbro	2.18	5	<15	15	216	42	8.2	58	0.2
G3	Ferropyxénite	0.01	5	<15	<2	213	34	13.2	41	0.15
G4	Ferropyxénite	0.02	5	<15	10	140	55	8.2	66	0.4
G5	Pegmatite	0.15	<5	<15	5	351	79	12.7	37	0.2
G6	Siltstone	0.07	<5	<15	5	68	45	7.7	114	0.7

NB. Analyses effectuées par Chimitec (Québec).

Ces mécanismes sont très bien illustrés sur la figure 3.57, où à l'exception des gabbros pegmatitiques tous les faciès sont déplacés vers la gauche du diagramme. Ce diagramme souligne de plus l'influence respective de l'olivine et du plagioclase sur les variations du rapport $(La/Sm)_n$ et démontre la plus forte affinité du samarium pour l'olivine ($D_{sm}=0.0013$) que celle du lanthane ($D_{La}=0.0005$) expliquant ainsi la diminution du rapport $(La/Sm)_n$ quand la proportion d'olivine augmente. Au contraire l'ajout de plagioclase entraîne la chute des teneurs en zirconium, alors que le rapport $(La/Sm)_n$ demeure pratiquement inchangé ($D_{La}=0.051$; $D_{Sm}=0.033$, Hanson, 1980). On peut donc conclure, qu'à Delta 3, les mécanismes de ségrégation cristalline prennent une place majeure dans les processus de cristallisation. La formation de l'horizon de gabbro pegmatitique entre le gabbro-norite et le gabbro hétérogène peut s'expliquer par la diffusion des liquides résiduels qui sont peu à peu chassés de la structure des cumulats vers le haut pour la séquence de gabbro-norite et vraisemblablement vers le haut et vers le bas pour la séquence de gabbro hétérogène et d'anorthosite en raison de la flotation des plagioclases. Les liquides interstitiels expulsés vers le haut semblent avoir quitté le système magmatique de Delta 3 pour s'injecter dans les roches encaissantes. Les liquides résiduels poussés vers le bas et les fluides tardimagmatiques qui leur sont associés ont pu se concentrer avec ceux provenant de la partie inférieure de la chambre et finalement cristalliser dans le seul espace restant vacant, c'est à dire au niveau de l'horizon pegmatitique. Comme nous le verrons plus loin, ces liquides résiduels ont pu progressivement concentrer le soufre disponible dans le système et finalement provoquer la cristallisation d'une phase sulfurée enrichie en EGP. Enfin, il faut rappeler qu'à Delta 3 la partie sommitale de l'intrusion, recoupée par le dyke ultramafique Delta 4, présente des évidences de rodingitisation due à des rééquilibrages entre le magma ultramafique de Delta 4 et les magmas gabbroïques tardifs de Delta 3 lors de la serpentinisation.

Dans le filon-couche Roméo 1, les textures observées et la distribution des éléments majeurs (figure 3.54) indiquent que les horizons de péridotite et de pyroxénite résultent essentiellement de la ségrégation gravitaire de cristaux cumulus d'olivine (FO_{84-85}), de chromite ou de pyroxène. depuis un liquide primitif komatiitique contenant 15% de MgO. Comme à Delta 3, la nature des phases interstitielles trappées entre les minéraux de la péridotite indique que les liquides résiduels, issus de la précipitation de l'olivine, avaient une composition gabbro-pyroxénitique.

Les textures et la distribution des éléments majeurs et traces observées dans la séquence gabbroïque évoquent plutôt des processus de cristallisation *In situ* à partir de liquides de composition gabbroïque. Aussi, comme à Delta 3, tout se passe comme si les liquides résiduels, issus du fractionnement de l'olivine et de la chromite, avaient ensuite cristallisé pour former les séquences gabbroïques. Toutefois, la présence d'un horizon de pyroxénite à clinopyroxène cumulus intercalé dans la péridotite, et la présence de litages magmatiques dans les gabbros évoquent l'existence possible de cellules de convection dans le bain magmatique et de plusieurs cycles de cristallisation. En effet, dans le cas d'un magma komatiitique, l'olivine et la chromite sont les premières phases qui cristallisent au liquides, expliquant ainsi la formation de cumulats à olivine. Parallèlement, les teneurs en MgO diminuent dans le liquide résiduel, permettant, lorsqu'elles tombent à 12 - 13%, au clinopyroxène de cristalliser au liquides. Cette phase de cristallisation explique la formation d'un horizon continu de cumulat à clinopyroxène cumulus au dessus d'une séquence de cumulat à olivine. L'hypothèse d'un front de cristallisation qui avancerait à l'intérieur de la chambre magmatique pourrait expliquer la présence d'un contact de phase à la base de la pyroxénite à clinopyroxène cumulus. Par contre cette hypothèse explique mal le passage graduel de la pyroxénite à une deuxième séquence de péridotite. Aussi la présence de ce deuxième horizon indique soit un nouvel apport de magma komatiitique, soit l'existence de cellules de convection à l'intérieur du réservoir magmatique. Les contacts abrupts entre la péridotite et l'horizon sus-jacent de gabbro-norite et entre le gabbro-norite et l'horizon sus-jacent de pyroxénite à olivine sus-jacente (disparition subite du plagioclase et réapparition de l'olivine en phase cumulus) conduisent aux mêmes hypothèses.

Or, les similarités entre la composition chimique de la bordure figée du filon-couche Roméo 1 et la composition pondérale calculée de cette même intrusion (tableaux 2.1-2.4) plaident en faveur d'un processus de différenciation à partir d'un même liquide magmatique. Cette hypothèse est aussi corroborée par l'existence d'un seul cycle de variation cryptique pour l'olivine dont la composition oscille entre 84 et 85% de forstérite dans la péridotite, et pour le clinopyroxène dont les teneurs en fer augmentent régulièrement de la base au sommet du filon-couche (Figure 3.54). Ainsi, le filon-couche Roméo 1 semble malgré tout résulter de l'évolution d'un seul liquide magmatique, dont la composition chimique, révélée par la bordure figée inférieure et la composition pondérale ($Al_2O_3 = 9.24$ et 9.97 %;

Figure 3.57 : Diagrammes $(La/Sm)_n = f(La)$ illustrant les mécanismes de cristallisation des liquides komatiitiques dans les différents types d'intrusion recoupant le Groupe de Povungnituk.

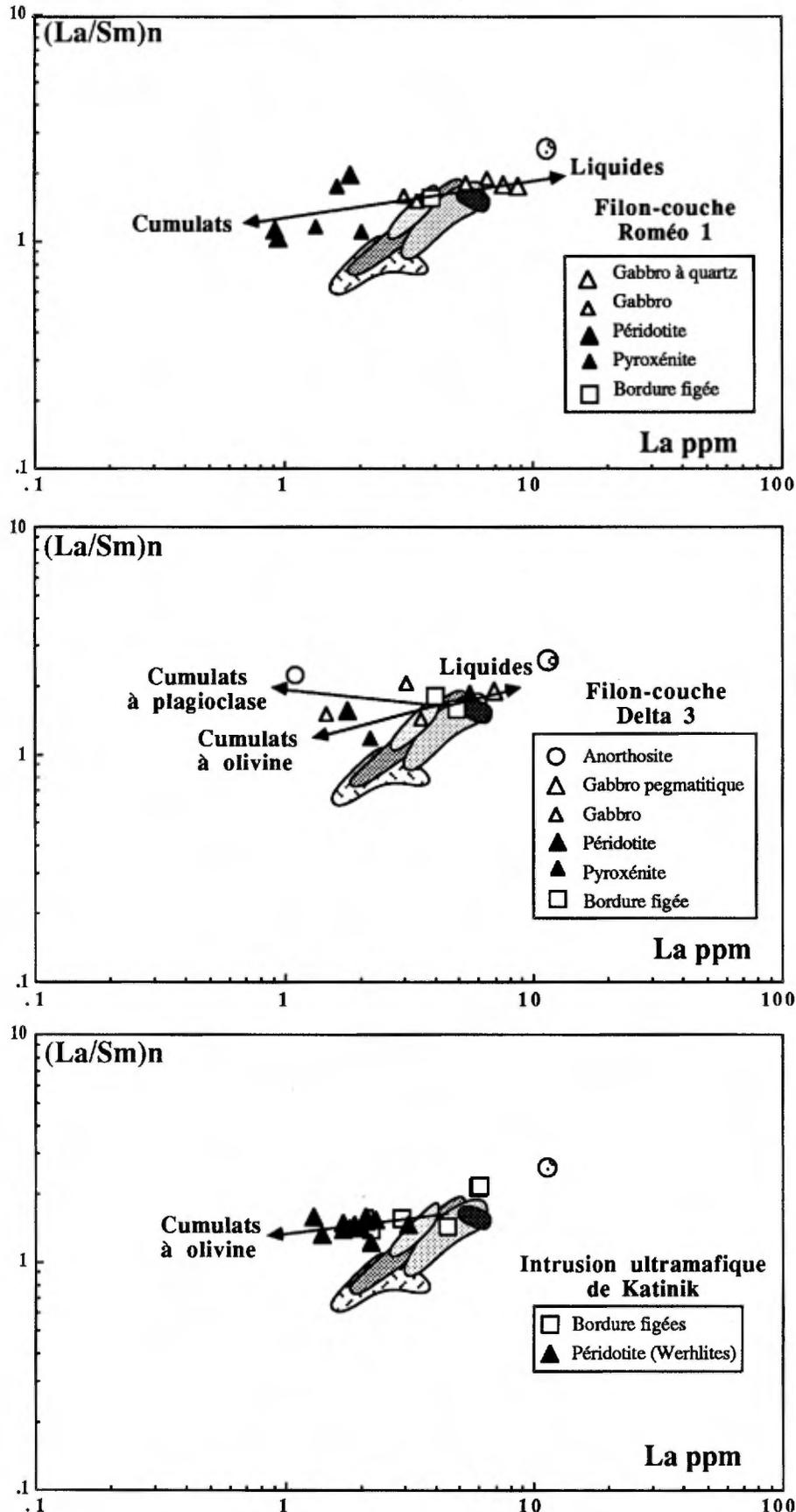


Tableau 3.13 : Résultats analytiques en Pt-Pd et Au des filons-couches différenciés Povungnituk 1 et 2.

N° Ech.	faciès	Au ppb	Pd ppb	Pt ppb
Filon Povungnituk 1 (basal)				
P1-2	Pyroxénite	<1	14	20
P1-17	Pyroxénite	14	8	20
P1-20	Pyroxénite à olivine	<1	8	<10
P1-34	Peridotite	<1	10	10
P1-57	Peridotite	<1	17	<10
P1-63	Pyroxénite à olivine	<1	11	30
P1-66	Mélano-gabbro	2	9	30
P1-73 A	Mésogabbro	<1	8	30
P1-73 B	Gabbro pegmatitique	<1	7	20
P1-94	Ferrogabbro	<1	7	20
P1-115	Ferropyroxénite	<1	<2	10
P1-132	Ferropyroxénite	<1	2	20
P1-142	Bord. figée sup.	<1	14	10
P1-143	Sédiment lité	<1	4	<10
Filon Povungnituk 2 (supérieur)				
P2-4	Pyroxénite à olivine	9	16	20
P2-9	Peridotite	7	15	<10
P2-20	Pyroxénite à olivine	2	12	<10
P2-28	Dunite	7	9	10
P2-52	Dunite	2	18	<10
P2-54	Pyroxénite à olivine	2	26	20
P2-57	Dunite	9	32	30
P2-59	Pyroxénite à olivine	5	41	30
P2-61	Dunite	<1	24	10
P2-92	Dunite	<1	4	20
P2-131	Dunite	<1	50	30
P2-135	Pyroxénite à olivine	<1	22	20
P2-148	Pyroxénite à olivine	<1	15	20
P2-161	Peridotite	<1	18	<10
P2-169	Pyroxénite	<1	24	20
P2-189	Mélano-gabbro	<1	3	<10
P2-215	Mélano-gabbro	<1	5	30
P2-242	Mélano-gabbro	<1	3	20
P2-276	Mésogabbro	<1	<2	30
P2-312	Ferrogabbro	<1	<2	30
P2-348	Ferrogabbro	<1	3	40
P2-362	Ferrogabbro	<1	4	30
P2-430	Ferrogabbro	3	2	<10
P2-485	Mésogabbro	<1	2	<10
P2-525	Ferrogabbro	<1	5	<10
P2-577	Ferrogabbro	<1	5	<10
P2-617	Ferrogabbro	<1	4	10
P2-660	Ferrogabbro	<1	3	<10

MgO = 19.91 et 18.79 % ; TiO₂ = 0.60 et 0.88 %), est comparable à celle des basaltes komatiitiques à olivine les plus magnésiens du Groupe de Chukotat (tableaux 2.1-2.2). Ainsi, les variations cycliques observées sembleraient plutôt le résultats de courants de convection interne qui ont agité le réservoir magmatique. Les interdigitations locales entre le gabbro-norite et la pyroxénite seraient également le résultats de ces courants. Le contact abrupt entre le gabbro-norite de l'unité 1 et la péridotite sous-jacente et les stries observées sur le plan de séparation de ces deux unités pourraient être le résultat de processus d'érosion thermique, reliés à l'existence de ces courants. Enfin, les lambeaux sédimentaires finement laminés situés entre les unités gabbroïques 1 et 2 et entre l'horizon gabbro-noritique de l'unité 2 et la séquence de gabbro à quartz sus-jacente (Figure 3.54) pourraient avoir été entraînés par ces courants de convection.

Par ailleurs, l'augmentation des teneurs en fer et titane, la diminution progressive du Mg# (calculé sur roche totale) et l'augmentation globale des teneurs en fer pour les cristaux de clinopyroxène de la base au sommet des unités 1 et 2 (figure 3.54), suggèrent que l'évolution des liquides gabbroïques a été contrôlée par des mécanismes de cristallisation fractionnée avec migration constante des liquides résiduels de plus en plus évolués vers le haut de la séquence. Par contre, la baisse des teneurs en fer et titane et l'augmentation importante du Mg# depuis la base de l'horizon de gabbro à quartz régulièrement lité (U2, Figure 3.54) jusqu'au sommet de l'unité 3 gabbro-noritique pourrait s'expliquer par un mécanisme de différenciation opérant du toit du système vers le bas (Marsh, 1988) à partir d'un liquide gabbro-noritique, vraisemblablement issu de la formation de la pile ultramafique.

Ces mécanismes de cristallisation sont illustrés par les profils de terres rares obtenus sur les différents faciès du filon-couche Roméo 1 (figure 3.56b) et par la distribution des points représentatifs de ces faciès dans le diagramme $(La/Sm)_n = f(La)$ de la figure 3.57a. Les péridotites apparaissent appauvries en terres rares sans que les pentes des spectres diffèrent de celles de la bordure figée et des pyroxénites. En effet, les teneurs en terres rares sont contrôlées par l'abondance des cristaux cumulus d'olivine. Les coefficients de partage de l'olivine avec les terres rares étant proches de zéro, tout le stock de terres rares est contenu dans les liquides interstitiels et les teneurs en roche totale seront d'autant plus faible que l'olivine est plus abondante. Pour les mêmes raisons, la pente du spectre demeure inchangée puisque les

proportions relatives des terres rares dans les liquides interstitiels restent identiques. Ces spectres traduisent donc la formation des cumulats à olivine vers le bas de la séquence. Les pyroxénites présentent un profil qui se rapproche de celui des liquides parents, tout en étant appauvri par les cristaux cumulus d'olivine qui se forment. Les mélanogabbros et les gabbro-norites sus-jacents aux péridotites (unités U1 et U2) présentent des spectres de terres rares pratiquement confondus avec celui de la bordure figée indiquant qu'ils résultent de la cristallisation in situ des premiers liquides résiduels. Une faible dilution en terres rares dans les gabbro-norites par rapport à la bordure figée indique un début de ségrégation des minéraux cumulus de plagioclase. Par contre, les gabbros à quartz présentent un enrichissement marqué en terres rares qui traduit la concentration des éléments hygromagmaphiles dans les liquides de fin de cristallisation démontrant qu'ils résultent de la cristallisation in situ des derniers liquides.

Le diagramme $(La/Sm)_n = f(La)$ de la figure 3.57 illustre très bien ces processus, et les cumulats ultramafiques enrichis en olivine et à l'inverse appauvris en éléments incompatibles sont déplacés vers la gauche du diagramme sans que les valeurs du rapport $(La/Sm)_n$ soient significativement modifiées. En ce qui concerne la séquence gabbroïque, on voit clairement que seuls les gabbro-norites de la base suivent une tendance analogue, mais de plus faible amplitude, indiquant la formation en faible quantité de cumulats à plagioclase. Les gabbros à quartz de la séquence U2 sont par contre nettement enrichis en La et se déplacent vers la droite du diagramme, indiquant qu'ils évoluent selon un modèle de cristallisation fractionnée contrôlée par la ségrégation de plagioclase, retrouvé sous forme de cumulats dans les gabbro-norites. L'augmentation de la pente des profils de terres rares légères des gabbros à quartz traduit une faible augmentation du rapport $(La/Sm)_n$ qui peut effectivement s'expliquer par la ségrégation de plagioclase mais aussi par le fractionnement de phases tardives comme les augites titanifères et ferrifères, le sphène, la baddeleyite et l'amphibole qu'on retrouvera concentré dans les phases piégées sous forme de filonnets granophyriques recoupant la partie sommitale des gabbros à quartz.

Ces résultats confirment que l'intrusion Roméo 1 a fonctionné en système fermé et que la séquence gabbroïque résulte essentiellement de mécanismes de cristallisation in situ à partir des liquides mélano-gabbroïques résultant du fractionnement et de l'accumulation des cristaux d'olivine et de

chromite dans la partie basale du réservoir magmatique.

Seuls des mécanismes d'hybridation et de mélange tardifs par les sédiments du toit du réservoir ont pu modifier les magmas en contact avec les sédiments. En effet, la partie sommitale du filon-couche Roméo 1 présente une zone complexe où s'interdigitent des lits de microgabbro, de granophyre et de sédiments plus ou moins recuits ou fondus. Ces caractéristiques et la forte augmentation des teneurs en éléments alcalins à ce niveau suggèrent fortement la formation de mélanges magmatiques entre les sédiments partiellement fondus et le magma gabbroïque à l'origine des granophyres selon un mécanisme comparable à celui décrit par Nadeau (1984) dans le filon-couche "No Name".

Le filon-couche Roméo 2 se distingue de la précédente intrusion par plusieurs traits distinctifs.

- Tout d'abord, la présence de plagioclase et d'olivine en phase cumulus à la base de l'intrusion suggère un magma parent déjà évolué. En effet dans les diagrammes de phase $Mg_2 SiO_4 - Ca Al_2 Si_2 O_8 - SiO_2$ (Andersen, 1915) et $Na Al Si_3 O_8 - Ca Al_2 Si_2 O_8 - Mg_2 SiO_4 - Ca Mg (SiO_3)_2$ (Schairer et Yoder, 1967), la cristallisation eutectique d'olivine et de plagioclase nécessite soit un liquide primitif très particulier, soit plus vraisemblablement un liquide déjà évolué. Le plagioclase en phase cumulus est mis en évidence par l'existence de lattes fantômes d'épidote microblastique entourées de chlorite cryptocristalline, en inclusion complète ou partielle dans les divers minéraux sauf l'olivine qu'elles entourent. Cette association minéralogique témoigne de la transformation chimique de l'épidote en chlorite au contact des minéraux ultramafiques lors du métamorphisme régional et des processus d'altération. Dans la partie supérieure de la séquence ultramafique, les lattes cumulus de plagioclase disparaissent presque complètement. Le plagioclase subsiste alors sous forme de plages pœcilitiques trappées à l'intérieur d'une charpente de minéraux d'olivine et de pyroxène cumulus. Il reprend progressivement un habitus en latte dans la séquence gabbroïque et redevient la première génération qui cristalline.
- Une deuxième observation d'importance est la présence, sur une épaisseur de 38 mètres, de globules "ultramafiques" dans la pile gabbroïque. Ceux-ci sont généralement constitués de pyroxène complètement recristallisé, d'olivine transformée en chlorite, de lattes de plagioclase plus ou moins

recristallisé, de quartz polycristallin d'origine secondaire et de sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite et pentlandite) dans une matrice composée de chlorite magnésienne cryptocristalline. Les globules sont entourés de minéraux allongés, notamment des lattes de plagioclase dont l'orientation calque la forme des globules. De plus, ces minéraux montrent une altération particulière que l'on peut facilement associer à une bordure réactionnelle due à l'interaction des globules avec le magma gabbroïque. En particulier certains globules sont entourés de rodingite (sous forme de plagioclase altéré et d'hydrogrossulaire). Une telle zone de rodingite s'observe habituellement au contact des roches ultramafiques et gabbroïques et sont produites par la migration des éléments comme le fer et le calcium lors de la serpentinisation. L'expulsion de Ni favorise en outre la formation des sulfures. Ainsi ces observations montrent que ces globules ne sont pas le produit de la cristallisation d'un magma gabbroïque, mais qu'ils correspondent à des petits lambeaux ultramafiques semi-consolidés, piégés dans le magma gabbroïque. Une première hypothèse pour expliquer la formation de ces globules serait d'envisager un phénomène de métasomatisme tardimagmatique qui aurait donné naissance à une phase gazeuse immiscible. Toutefois, les hypothèses les plus vraisemblables sont d'envisager soit une injection de liquide gabbroïque dans un horizon ultramafique semi-consolidé, soit l'existence de cellules de convection dans la partie supérieure non consolidée de la chambre magmatique qui entraînent des lambeaux périclites arrachés à l'horizon sous-jacent. Notons que ces hypothèses expliquent facilement la nature des contacts observés aussi bien dans le filon-couche Roméo 2 que Roméo 1.

- Finalement, la partie supérieure de l'intrusion Roméo 2 est formée d'un horizon de mélanogabbro granophyrique enrichi en Fe_2O_3 , TiO_2 et P_2O_5 . Les plagioclases montrent une composition albitique. Les clinopyroxènes sont subautomorphes en prismes trapus et se caractérisent à plusieurs endroits par la mâcle en sablier, typique des augites titanifères souvent enrichies en manganèse. De plus, les clinopyroxènes sont fortement altérés en chlorite dont le pléochroïsme vert franc témoigne d'un enrichissement en fer. La roche est fortement imprégnée de stilpnomélane qui se fixe de manière préférentielle sur le plagioclase. En effet, la présence d'aluminium dans la structure cristalline du feldspath permet le développement du stilpnomélane. Enfin la présence d'apatite témoigne l'enrichissement en P_2O_5 . Ainsi cet horizon marque

le stade ultime des enrichissements en fer, titane et phosphore suite à la cristallisation fractionnée des liquides magmatiques.

En conclusion, la présence de plagioclase et d'olivine en phase cumulus dans la séquence basale du filon-couche Roméo 2 évoque un liquide primitif probablement plus évolué que celui à l'origine de la séquence ultramafique de Roméo 1, de composition pyroxénitique plagioclasifère. Les données actuellement disponibles évoquent des mécanismes de cristallisation analogues à ceux du filon-couche Roméo 1. Toutefois, la présence de globules de composition ultramafique dans la séquence gabbroïque indique l'intervention de mélanges entre une masse ultramafique semi-consolidée et le liquide résiduel de composition gabbroïque provoquant le piégeage de xénolithes ultramafiques (les globules) dans le gabbro. Cette observation est toutefois insuffisante pour conclure à l'existence de plusieurs injections magmatiques. Les résultats obtenus sur le filon-couche Roméo 1 évoquent plutôt l'influence de courants magmatiques qui auraient arraché des lambeaux de la partie supérieure de la séquence péridotitique.

Dans le filon-couche Delta 1A, la séquence webstérite - péridotite et gabbro est très similaire à celle du filon-couche Delta 3 et comme à Delta 3, on note l'absence de séquence ferrifère ou granophyrique. Elle diffère de Delta 3 par l'absence apparente de gabbro pegmatitique, mais rappelons que cet horizon n'a pas été observé partout dans l'intrusion Delta 3. Enfin, les intrusions Delta 1A et 3 présentent toutes deux des teneurs en fer et titane qui décroissent de la base au sommet de leurs séquences gabbroïques respectives, ce qui suggère des processus de cristallisation en grande partie commandés par la cristallisation et la ségrégation du plagioclase qui s'accumule vers le haut des séquences. Ainsi, les intrusions Delta 1A et 3 semblent très similaires. Or, nous avons montré au début de ce travail que l'intrusion Delta 1A était structurellement plus profonde que l'intrusion Delta 3 puisqu'elle recoupe à angle très faible (environ 5 à 10°) les basaltes tholéïtiques à plagioclase de la Formation de Beauparlant dans sa partie orientale, puis les basanites-néphélinites et les volcanoclastites alcalines sus-jacentes dans sa partie occidentale alors que le filon-couche Delta 3 recoupe les sédiments sus-jacents aux basanites-néphélinites. Ainsi, l'aspect discordant de Delta 1A, les faibles différences de niveau structural et les similitudes lithogéochimiques des deux séquences montrent qu'il est tout à fait possible que Delta 1A et Delta 3 forment en fait le même filon-couche disséqué par les failles.

Les intrusions Delta 1B et 1C diffèrent de Delta 1A et 3 par la présence de gabbros ferrifères et de gabbros granophyriques dans leurs parties sommitales et par des teneurs en fer et titane qui augmentent de la base au sommet de leurs séquences gabbroïques. Elles se rapprochent de ce point de vue du filon-couche Roméo 1 et comme ce dernier pourraient résulter de processus de cristallisation davantage contrôlés par le fractionnement du plagioclase et la cristallisation in situ des liquides résiduels. De plus, nous avons montré que Delta 1B et 1C recouperont tous deux la partie sommitale des basaltes et volcanoclastites alcalines, puis la partie inférieure des sédiments sus-jacents aux basanites-néphélinites. Ainsi, les séquences Delta 1B et 1C pourraient appartenir à la même intrusion et pourraient peut-être aussi s'apparenter à Roméo 1. On ne peut toutefois pas conclure que les intrusions Delta 1B et C et Delta 1A et 3 sont totalement indépendantes, car il est possible que les séquences gabbroïques ferrifères de Delta 1B et C résultent de la cristallisation de liquides gabbroïques résiduels issus des intrusions Delta 1A et/ou 3. Il est d'ailleurs intéressant de remarquer que toutes ces intrusions sont recoupées dans leur partie sommitale par des intrusions ultramafiques présentant d'étroites similitudes ce qui dans un certaine mesure pourrait plaider en faveur de cette dernière hypothèse.

Ainsi, il semble plausible de considérer les intrusions Delta 1B et 1C comme deux parties d'un même filon-couche différencié qui, comme Roméo 1, résulteraient de liquides hautement magnésiens qui ont cristallisé dans un système fermé. Les séquences Delta 1A et Delta 3 pourraient former un même filon-couche dans lequel les gabbros-norites et surtout les anorthosites résulteraient de mécanismes de ségrégation cristalline et dans lequel il manque la séquence ferrogabbroïque terminale, soit parce que les liquides résiduels se sont échappés du système (système ouvert), soit tout simplement parce que les séquences terminales ont été tronquées par les intrusions ultramafiques. En fait, les filons-couches Delta 1A, 1B, 1C et 3, et Roméo 1 et 2 correspondent vraisemblablement à un même épisode qui a fourni plusieurs corps magmatiques plus ou moins reliés les uns aux autres par les conditions de cristallisation et qui ont ensuite été disséqués par les failles.

3.4 Les Gîtes de Ni - Cu - EGP associés aux filons-couches différenciés

Les gîtes de Ni-Cu-EGP associés aux filons-couches différenciés sont peu nombreux. Ils n'ont été

rencontrés qu'à l'intérieur des filons-couches de péridotite - gabbro des horizons de Vaillant et de Raglan, et jamais dans les intrusions uniquement gabbroïques. Ils sont toujours situés dans la partie gabbroïque des filons, où ils forment soit des minéralisations disséminées soit des minéralisations concentrées dans un mince horizon de gabbro comme dans les filons-couches Delta 3 et Roméo 1.

3.4.1 Les indices minéralisés associés aux filons-couches différenciés de l'horizon de Vaillant

Nous avons vu que les principaux filons-couches dans le secteur du lac Vaillant étaient constitués par les filons Povungnituk 1 et 2 et Gulf. Le filon-couche Gulf contient seulement de faibles minéralisations disséminées (1 - 2%) de pyrrhotite et chalcopryrite localement associées au ferro-gabbro et à un horizon de ferropyroxénite pegmatitique au sommet de l'intrusion. Toutefois, aucune valeur significative en EGP n'a été décelée (tableau 3.12), les valeurs étant en général sous la limite de détection des méthodes analytiques utilisées.

Les filons-couches différenciés Povungnituk 1 et 2 contiennent uniquement de faibles minéralisations disséminées (1-2%) de pyrrhotite et de chalcopryrite. A titre d'essai, nous avons analysé les éléments Pt - Pd et Au le long d'une coupe géologique réalisée au travers de ces filons. Les résultats obtenus (tableau 3.13, figure 3.58) montrent que les teneurs en EGP sont toujours faibles avec un bruit de fond de l'ordre de 5 à 15 ppb pour le palladium, de 10 à 20 ppb pour le platine et de 1 à 2 ppb pour l'or.

3.4.2 Les indices minéralisés associés aux filons-couches différenciés de l'horizon de Delta

3.4.2.1 Les indices minéralisés associés au filon-couche Delta 3

3.4.2.1.1 Caractéristiques pétrographiques

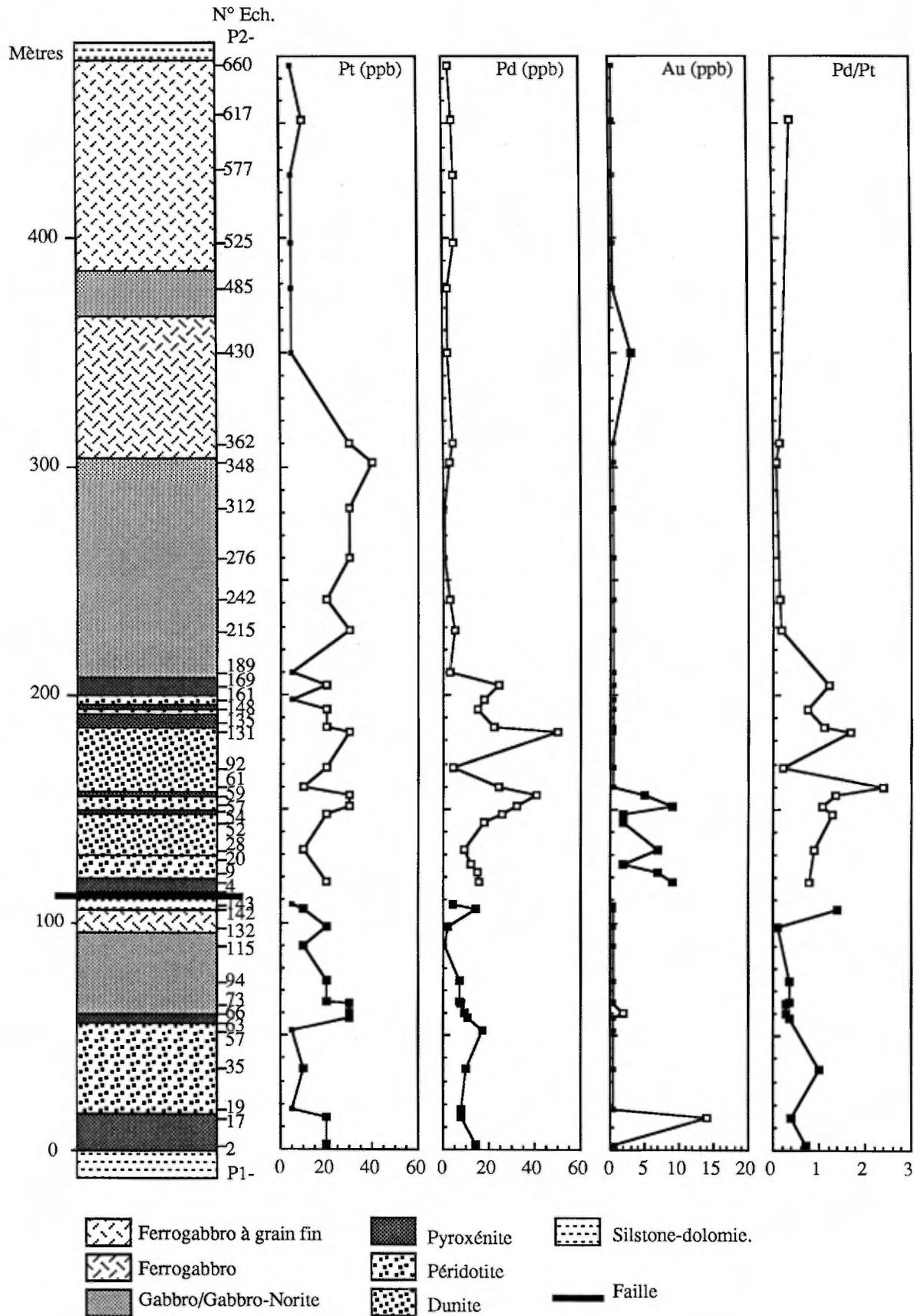
- **L'indice 3.1** (carte géologique n°2.1, figure 3.59) a été identifié au cours de l'été 1984, lors d'un relevé géologique sur les divers indices minéralisés de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, et correspond au site du "Joe's Boulder" des cartes de Cominco (GM 37127). Il est contenu dans un mince horizon ($\epsilon < 1\text{m}$) de gabbro pegmatitique ou à grains grossiers riche en cristaux de pyroxène (Giovenazzo, 1985). Il se situe près de la base du gabbro hétérogène, 205 mètres au nord de la bordure figée inférieure du filon-couche Delta 3 et 107 mètres au-dessus de la première apparition du plagioclase. Il est relayé

pendant près de 2 kilomètres vers l'est par plusieurs autres indices minéralisés du même type (tableau 3.13), lesquels contiennent 1 à 20% de sulfures.

Au cours de l'été 1986, nous avons effectué une coupe nord-sud de cet indice (figure 3.60, tableau 3.14). En utilisant comme base la section géologique D2 décrite précédemment, cette coupe débute 186 mètres au-dessus de la bordure figée inférieure (épaisseur réelle calculée en fonction d'un pendage de 55° vers le nord). Ainsi les caractéristiques pétrographiques et minéragraphiques de l'indice 3.1 et de son environnement sont les suivantes (figure 3.60):

- + De 186 à 201 mètres (éch. 3.1 - 1 et 2), la séquence magmatique est constituée de gabbro-norite à texture subophitique comprenant 35 à 45% de cristaux automorphes de plagioclase ($\emptyset = 2\text{ mm}$, Zo + Ab), cimentés par des cristaux pœcilitiques d'augite diopsidique (45%, $\emptyset = 5\text{ à }20\text{ mm}$, Tr) et d'orthopyroxène (15%, $\emptyset = 1\text{ à }5\text{ mm}$, Ba + Ch). Des cristaux d'orthopyroxène sont entourés d'une mince auréole d'hématite et augmentent en quantité vers le haut de l'intrusion. On note également quelques fantômes d'olivine ($\emptyset = 0.1\text{ à }2\text{ mm}$, Ant + Tr + Di), parfois en inclusion dans les cristaux de pyroxène. Le gabbro contient 1 à 2% de sulfures ($\emptyset = 0.1\text{ à }0.5\text{ mm}$), surtout concentrés dans les amas d'antigorite et d'amphibole, avec lesquels ils semblent contemporains. Ces sulfures sont constitués de pyrrhotite ($\emptyset < 0.1\text{ mm}$), de pentlandite (en flammes d'ex-solution dans la pyrrhotite: $\emptyset < 0.05\text{ mm}$, ou en grains isolés: $\emptyset < 0.1\text{ mm}$), et de chalcopryrite ($\emptyset < 0.1\text{ mm}$) entre les cristaux de plagioclase, dans les clivages des pyroxènes et dans des veinules. On note aussi la présence l'ilménite transformée en leucoxène (1%) disséminée et en position intergranulaire. A 201 mètres, l'apparition d'un litage magmatique irrégulier marque le début de la séquence de gabbro lité hétérogène.
- + De 201.5 à 204 mètres (éch.3.1-3 à 16, figure 3.60), l'indice 3.1 présente une patine d'altération hématisée.
- À 201.5 mètres (éch.3.1-3), il est constitué de gabbro-norite avec 35% de plagioclases automorphes ($\emptyset = 0.5\text{ mm}$, Zo + Ab), 40% de cristaux pœcilitiques de clinopyroxène partiellement trémolitisé ($\emptyset = 0.5\text{ à }3.5\text{ mm}$), et 10% d'orthopyroxènes bastitisés sur lesquels se superposent des fibres accolées de trémolite. Il contient des amas (10%) de trémolite et

Figure 3.58 : Colonne lithologique des filons-couches différenciés Povungnituk 1 et 2 et distribution des éléments Pt-Pd-Au.



■ Echantillons dont la teneur en Pt-Pd-Au est inférieure au seuil analytique

Tableau 3.14 : Résultats analytiques des indices 3.1 et 3.2 correspondant au reef du filon-couche Delta 3 (flanc sud).

N° Ech.	Ancien N°	Description	Cu ppm	Co ppm	Cr ppm	Ni ppm	Fe %	S %	Ir ppb	Pt ppb	Pd ppb	Au ppb
Indice 3.1A: " REEF DELTA 3"												
A. La tranchée												
3.1-1	3.1A	Gabbro-norite, 2% s.	180	43	528	199	6,30	0,09	---	50	8	10
3.1-2	3.1B	Gabbro hétérogène, 1% s.	121	43	446	200	6,10	0,01	---	<15	6	5
3.1-3	3.1C	Gabbro hétérogène, 1% s.	19	61	256	352	8,40	0,14	---	20	<2	<5
3.1-4	3.1D	Gabbro hétérogène, 20% s.	3600	126	202	3000	7,01	2,06	---	85	100	15
3.1-5	1	Gabbro hétérogène**	3900	1800	89	33200	---	---	8,0	1160	1190	150
3.1-6	2	Gabbro hétérogène *	3400	680	82	25000	---	---	34,0	700	11700	180
3.1-7	3	Gabbro hétérogène,***	---	---	---	---	---	---	---	5300	2500	---
3.1-8	3.1E	Gabbro hétérogène, 10% s.	1600	124	279	3380	8,80	1,38	---	40	140	15
3.1-9	4	Mélanogabbro*	7500	1000	7	31000	---	---	11,0	800	17300	330
3.1-10	554b	Gabbro hétérogène 15% s.	1400	131	172	3800	---	2,09	---	83	256	19
3.1-11	554b1	Veine sulfures dans Gabbro	3400	1100	169	10000	---	15,70	20,0	1059	3926	103
3.1-12	3.1F1	Gabbro hétérogène, 15% s.	345	26	134	345	4,92	0,13	0,3	12	23	12
3.1-13	3.1F2	Veine Ep + Ant, 15-20% s.	2300	133	227	4000	8,62	2,15	5,3	87	229	20
3.1-14	5	Gabbro-norite **	1600	187	94	5600	---	---	---	<15	300	40
3.1-15	3.1G	Leucogabbro hétérogène	251	14	200	236	n.d.	0,55	---	<15	8	3
3.1-16	3.1H	Gabbro anorthositique	232	11	13	355	0,90	1,94	---	<15	9	<5
Indice 3.1B. 60 mètres à l'ouest de la tranchée												
3.1-17	552b	Gabbro hétérogène 10% s.	2200	132	93	3300	---	1,86	---	95	190	<6
3.1-18	552c	Gabbro hétérogène 10% s.	579	82	116	1700	---	0,35	---	27	72	<6
3.1-19	553	Gabbro hétérogène 10% s.	1300	60	165	1400	---	0,66	---	75	157	7
Indice 3.1C. 213 mètres à l'est de la tranchée												
3.1-20	510b	Gabbro hétérogène 15% s.	3100	175	190	4900	---	2,87	7,4	285	596	32
3.1-21	510b1	Gabbro hétérogène 15% s.	2200	202	192	5500	7,90	3,00	5,6	298	775	29
3.1-22	510c	Gabbro hétérogène 10% s.	288	114	234	3600	---	1,17	3,7	302	838	22
Indice 3.1D. 335 mètres à l'est de la tranchée												
3.1-23	513c	Gabbro hétérogène 10% s.	731	137	114	1600	---	1,16	---	53	25	<6
Indice 3.1 (coupe D3)												
D3-15		Gabbro	2000	101	107	3300	-	1,61	4,2	152	577	36
D3-16		Gabbro	6200	224	41	7500	8,95	5,31	-	574	661	83
INDICE 3.2												
3.2-1	3.2A	Leucogabbro, 1% s.	965	76	138	1733	11,70	0,90	-	130	1320	100
3.2-2	3.2B	Gabbro hétérogène, 10% s.	2600	131	265	4500	7,15	1,65	5,1	216	600	40
3.2-3	3.2C	Gabbro hétérogène, 10% s.	1000	327	393	8700	10,80	5,53	18,0	448	741	58
3.2-4	3.2D	Gabbro hétérogène, 35% s.	1100	303	422	8100	12,40	5,00	18,0	625	964	105
3.2-5	3.2E	Gabbro hétérogène, 8% s.	1100	206	428	6700	6,52	2,83	19,0	641	1775	114
3.2-6	3.2F	Gabbro hétérogène, 15% s.	---	---	---	---	---	---	-	360	714	25
AUTRE INDICE (1 km à l'est de l'indice 3.2)												
3.2-7	8	Gabbro anorthositique**	7400	47	41	1300	-	-	12,0	860	670	67

N.B. Toutes les analyses sauf l'échantillon n°3 ont été effectuées au C.R.M.

* Analyse Giovenazzo, 1985

** Analyse Giovenazzo, sous presse

*** analysé par J. Amossé, 1986, Institut Dolomieu, Grenoble.

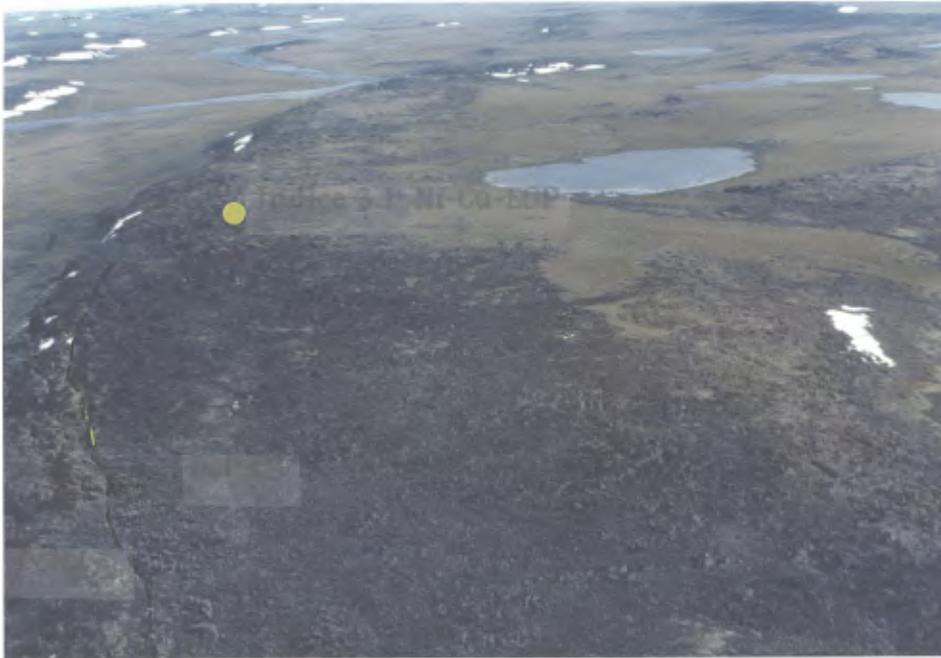


Figure 3.59 : Localisation de l'indice 3.1 (symbole •) dans le flanc sud du filon-couche Delta 3. La photo montre également une section caractéristique (regard vers l'est) du filon-couche Delta 3 à droite et de l'intrusion ultramafique Delta 4 sur la partie gauche de la photo.

d'anthophyllite, similaires à ceux observés dans les gabbros-norites sous-jacents. Toutefois ces amas peuvent atteindre plusieurs centimètres de diamètre, ce qui suggère l'existence possible de mécanismes d'immiscibilité entre deux liquides de composition différente. Par ailleurs, des veinules remplies d'épidote et de pyroxène trémolitisé ont une attitude subparallèle au litage magmatique. Les sulfures (1 - 2%, Po + Pn + Cp) présentent deux habitus. Ainsi la pyrrhotite, la plus abondante, se situe suivant le cas dans les clivages des pyroxènes où elle est accompagnée de chalcopryrite ($\varnothing < 0.05$ mm), ou bien dans les amas d'amphibole (apparemment contemporains) où elle est associée avec de la pentlandite ($\varnothing < 0.2$ mm).

- À 202.5 mètres (éch. 3.1-4 à 7), la roche est un gabbro riche en pyroxènes avec 20% de fantômes de plagioclase, 20% d'orthopyroxène et 30% d'augite. Elle contient quelques amas d'antigorite ($\varnothing < 1$ mm), et les silicates présentent les mêmes altérations que précédemment. Toutefois, quelques cristaux de hornblende verte et des lamelles isolées de biotite complètent l'association minéralogique observée. Comme précédemment, les sulfures (5 - 20%) sont situés entre les cristaux de plagioclase et de pyroxène, ou dans les clivages des pyroxènes et les amas d'antigorite. Ils sont composés de chalcopryrite (sulfure le plus abondant), de pyrrhotite, de pentlandite, de pyrite, et de covellite. La pyrrhotite ($\varnothing < 1$ mm) est partiellement remplacée par de la marcassite et les plus gros grains contiennent des inclusions d'amphiboles. La pentlandite forme des flammes d'ex-solution dans la pyrrhotite ($\varnothing \leq 0.01$ mm) ainsi que des grains contigus à cette dernière. Dans ce cas, la pentlandite est en partie remplacée par de la violarite. La chalcopryrite ($\varnothing \leq 0.1$ mm) occupe deux habitus: i) en bordure des grains de pyrrhotite et de pentlandite où elle est remplacée par cette dernière; et ii) dans des veinules recoupant la roche, témoignant ainsi d'une certaine remobilisation tardi-magmatique. D'une manière générale, les sulfures qui se trouvent entre les fantômes de plagioclase montrent des contacts réactionnels caractérisés par des bordures dentelées, suggérant le dépôt d'un liquide sulfuré. Enfin de l'ilménite et du leucoxène se concentrent parfois autour des cristaux de pyroxène.
- À 203.5 mètres (éch. 3.1-8 et 9), il contient un peu plus de cristaux de plagioclase (40%) et les assemblages, les textures et les altérations sont identiques à ceux observés précédemment quoique les sulfures (8 - 10%) sont moins abondants. Un petit grain ($\varnothing = 0.001$ mm) de tellure de palladium et platine a été identifié (figure 3.61)
- À 204 mètres, il est tout d'abord constitué par un gabbro subophitique (éch. 3.1-12 et 14) avec 25% de fantômes automorphes de plagioclase, 45% de clinopyroxène partiellement trémolitisé et 5% d'orthopyroxène bastitisé sur lesquels se superposent la trémolitisation. Il contient des petits cisaillements millimétriques remplis de zoïsite, et environ 15% de sulfures disséminés correspondant aux deux habitus définis ci-dessus (figures 3.62 à 3.64). Les textures observées sont identiques à celles de l'échantillon 3.1-4 avec en plus des grains d'ilménite entourés d'une auréole de leucoxène et partiellement remplacés par de la pyrrhotite, une intense trémolitisation en présence des sulfures et des grains de chalcopryrite ($\varnothing < 0.05$ mm) surtout dans les pyroxènes. Ainsi la remobilisation et les altérations apparaissent de plus grande importance que précédemment. Une mince veine de zoïsite, d'albite, d'antigorite (entre les cristaux de zoïsite) et de sulfures ($\epsilon = 4 - 5$ cm, éch. 3.1-13) d'origine hydrothermale est en contact diffus avec le gabbro subophitique. La chalcopryrite est le sulfure le plus abondant et se trouve surtout concentrée dans des veinules ($\varnothing = 2$ mm) où elle est associée au quartz et à l'apatite. De la magnétite et des grains isolés de sphalérite ($\varnothing < 0.01$ mm) sont également visibles dans la roche.
- + De 204 mètres à son sommet, le filon-couche Delta 3 est constitué de gabbro-norite leucocrate subophitique (éch. 3.1-15 et 16) caractérisé par des plagioclases automorphes à tendance plus albitique, des clinopyroxènes et des orthopyroxènes pécilitiques. Il s'enrichit graduellement en plagioclase jusqu'au contact avec la dunite de l'intrusion ultramafique Delta 4. Il est lité, très hétérogène et contient des lentilles pegmatitiques de faible dimension. Toutefois, il ne possède que de faibles quantités de sulfures disséminés, composés essentiellement de pyrrhotite et de chalcopryrite ($\varnothing < 0.005$ mm).
- L'indice 3.1 Est est situé le long de la coupe géologique D3 (cf. figure n°3.49 et tableaux n°3.3 et 3.14). Il représente la continuité vers l'est de l'indice 3.1 et son environnement immédiat est identique. Il

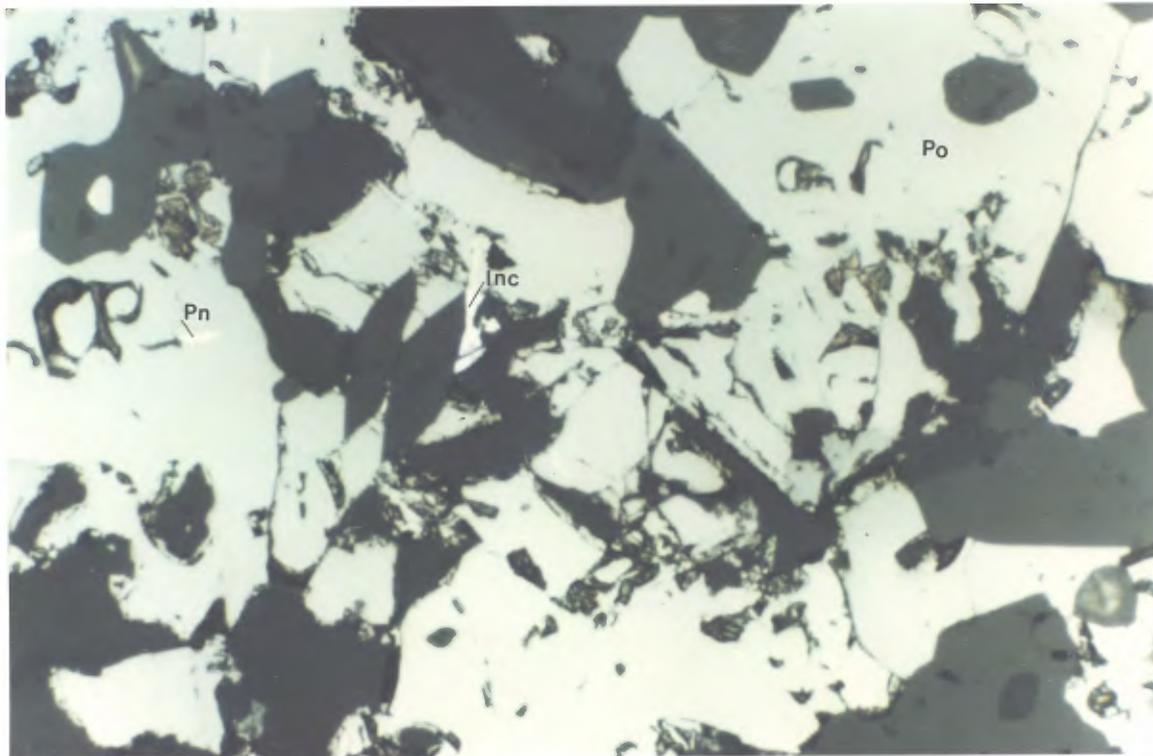


Figure 3.61 : Microphotographie en lumière réfléchie de l'échantillon 3.1E (indice 3.1 du filon-couche Delta 3). On aperçoit surtout des grains de pyrrhotite (Po), avec des flammes de pentlandite (Pn) et un minéral non-identifié à haute réflectivité (Inc. 1) qui pourrait être un minéral porteur de EGP.

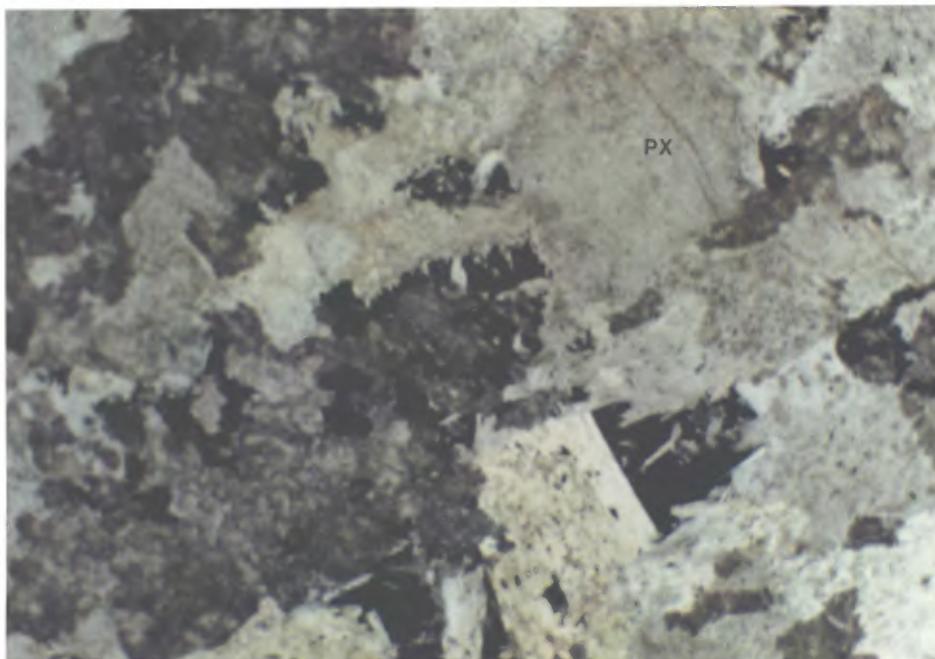


Figure 3.62 : Microphotographie en lumière naturelle de l'échantillon de gabbro 3.1F1 (indice 3.1 du filon-couche Delta 3). Les plagioclases (P1) sont pseudomorphosés en un mélange microblastique de zoïsite et d'albite et les pyroxènes (Px) sont ouralitisés. On observe des sulfures 1) en position interstitielle par rapport aux plagioclases, et 2) en remplacement des pyroxènes.

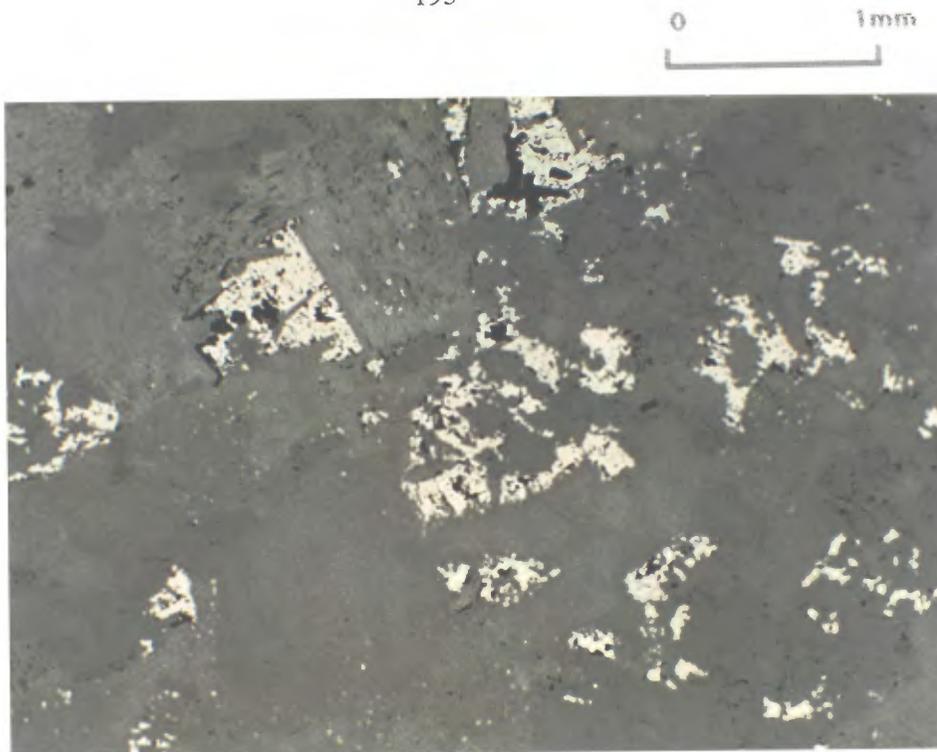


Figure 3.63 : Microphotographie en lumière réfléchie de l'échantillon 3.1F1 (indice 3.1 du filon-couche Delta 3).

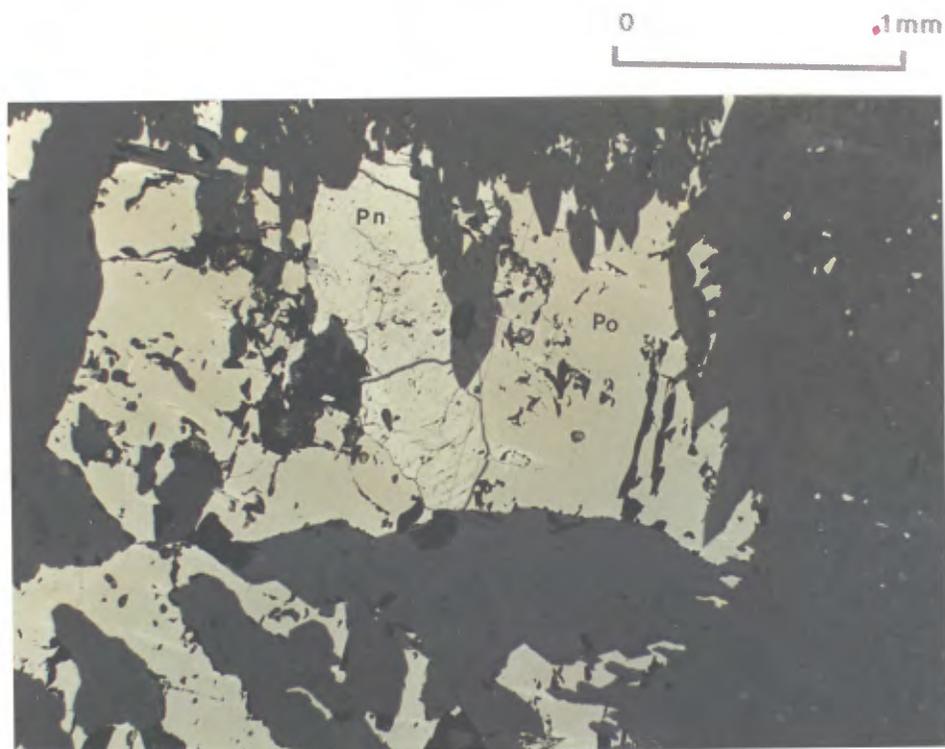


Figure 3.64 : Microphotographie en lumière réfléchie de l'échantillon 3.1F1 (indice 3.1 du filon-couche Delta 3, agrandissement de la photo précédente). Les sulfures sont du type 2 et sont constitués de pyrrhotite (Po) et de pentlandite (Pn).

Tableau 3.15 : Minéragraphie et résultats analytiques des indices minéralisée 3.3 et 3.4 situés sur le flanc nord et dans la charnière occidentale du filon-couche Delta 3.

N° Ech.	Ancien N°	Faciès et pourcentage de sulfures	Cu ppm	Co ppm	Cr ppm	Ni ppm	Fe %	S %	Ir ppb	Pt ppb	Pd ppb	Au ppb	Ag ppb
INDICE 3.3													
3.3-1	3.3A	Werhlite, 5% s	46	78	1972	1200	7,90	0,05	---	<5	7	<5	---
3.3-2	3.3B	Gabbro hétérogène 7% s	---	---	---	---	---	---	---	120	318	25	---
3.3-3	3.3C	Gabbro hétérogène 1% s	---	---	---	---	---	---	---	<15	20	5	---
3.3-4	3.3D	Gabbro hétérogène 1% s	---	---	---	---	---	---	---	130	250	10	---
3.3-5	3.3E	Gabbro hétérogène 1% s	---	---	---	---	---	---	---	60	230	15	---
3.3-6	3.3F	Gabbro hétérogène 1% s	920	182	760	4180	---	2,37	---	150	319	33	---
3.3-7	6	Gabbro hétérogène 1% s	800	171	230	3300	---	---	7	---	210	33	---
3.3-8	3.3G	Werhlite, 5% s.	263	153	1906	3060	9,60	0,71	---	55	280	10	---
3.3-9	3.3H	Werhlite, 5% s.	73	102	1706	1040	8,50	0,01	---	<15	60	10	---
INDICE 3.4													
3.4-1	3.4A	Diabase	---	---	---	---	---	<5	---	<2	n.d.	<15	---
3.4-2	3.4B	Diabase 5% s.*	---	---	---	---	---	---	---	<15	<2	<5	---
3.4-3	7	Diabase 5% s.	5700	128	834	2100	---	---	5	---	740	33	2000
3.4-4	3.4C	Diabase 2% s.	---	---	---	---	---	---	---	160	132	5	---

** Giovenazzo, sous presse.

Tableau 3.16 : Minéragraphie et résultats analytiques des indices minéralisés observés dans l'intrusion Delta 1B.

N° Ech.	N°ech Terrain	Faciès et pourcentage de sulfures	Cu ppm	Co ppm	Cr ppm	Ni ppm	Fe %	S %	Ir ppb	Pt ppb	Pd ppb	Au ppb	Ag ppb
13	-	Mésogabbro 15% s.**	1900	105	680	4000	-	-	<5	<70	510	60	500
14	-	Gabbro-norite, 10% s.**	1600	103	210	2900	-	-	13	<70	350	20	500
15	-	Gabbro-norite, 10% s. **	1600	216	2800	6300	-	-	<5	330	810	67	750
16	-	Webstérite, 25% s. **	6200	91	2600	3100	-	-	18	290	440	27	1090
17	Δ14A	Webstérite 35% s.	2100	122	3190	5660	-	2,33	-	<15	1	7	-
18	Δ14A	Webstérite 30% s.	2060	107	3170	5280	-	1,44	-	75	152	14	-
19	Δ14C	Webstérite 10% s.	1920	155	3100	6800	-	2,75	-	30	157	9	-
20	Δ14D	Mélanogab., 20% s.	2280	98	2860	3780	-	1,39	-	45	171	22	-
21	Δ13B	Gabbro-norite, 5% s.	950	15	670	280	-	0,20	-	<15	6	11	-
22	Δ13C	Gabbro-norite, 5% s.	1980	117	440	3260	-	1,71	-	210	483	28	-
23	Δ09	Gabbro-norite, 3% s.	424	44	90	474	6,60	0,07	-	<15	25	5	-

** Giovenazzo, sous presse.

est situé 6 mètres plus haut que les premiers litages du gabbro hétérogène dans l'horizon de gabbro pegmatitique riche en pyroxènes (éch. D3-15, D3-16). Comme l'indice 3.1 ouest, il est caractérisé par un net enrichissement en Ni, Cu, Co, et EGP. Les roches hôtes possèdent une texture subophitique et sont composées de fantômes de plagioclase (40 - 45%, $\varnothing \leq 4$ mm, Ab + Zo + Ch) avec des cristaux pœcilitiques de clinopyroxène (35%, $\varnothing < 1 \times 5$ mm, Di + Tr) et d'orthopyroxène (5 - 10%, $\varnothing < 5 - 6$ mm, Ba + Tr), et quelques cristaux de leucoxène en phase accessoire. Les sulfures sont répartis entre les silicates et forment 15% de la roche. Ils sont constitués de pyrrhotite en grandes plages polycristallines ($\varnothing < 5$ mm), de pentlandite en amas granulaires fracturés ($\varnothing < 3$ mm) ou en flammes d'ex-solution dans la pyrrhotite ($\varnothing < 0.05$ mm), et de chalcopryrite en amas ou en grains xénomorphes sur le rebord des autres grains de sulfures ou encore disséminés dans les silicates ($\varnothing < 0.005$ mm).

Les gabbros-norites de l'encaissant inférieur (éch. D3-14) sont traversés par des veinules de quartz et d'albite ($\epsilon = 1$ mm), bordées de part et d'autre d'un halo d'altération en séricite ($\epsilon = 1$ mm). L'encaissant supérieur (éch. D3-17) est également formé de gabbro-norite hétérogène à texture subophitique, composé par des fantômes de plagioclase (45 - 50%, $\varnothing \leq 0.1 \times 0.5$ mm, Zo + Ab), partiellement inclus dans des cristaux subautomorphes d'orthopyroxène (15 - 20%, $\varnothing < 2 \times 3$ mm, Ba + Tr en fibres accolées) et de clinopyroxène (20%, $\varnothing < 1 \times 2$ mm, Tr + Di), avec comme phases accessoires un peu de leucoxène et de chalcopryrite.

- **L'indice 3.2** (figure 3.65, carte géologique 2.1, tableau 3.14) est localisé 1,2 kilomètres à l'est de l'indice 3.1 dans un horizon similaire bien que stratigraphiquement plus haut dans la séquence magmatique. Il se situe seulement quelques mètres sous le contact avec la dunité de l'intrusion ultramafique Delta 4. Son environnement géologique est différent de l'indice 3.1 et la minéralisation est contenue dans un mélanogabbro.

La partie inférieure de l'indice (éch.3.2A) est formée de gabbro-norite leucocrate dont l'association minéralogique est composée de fantômes automorphes de plagioclase (40 - 45%, $\varnothing < 1$ mm, Zo + Ab), de cristaux pœcilitiques de clinopyroxène (30%, $\varnothing < 2$ mm, Di + Tr) et d'orthopyroxène (15%, $\varnothing < 1$ mm, Ba + Tr + Ch) ainsi que de traces de biotite verte et d'apatite secondaire. Elle présente également 1% de pyrrhotite et de chalcopryrite disséminées ($\varnothing < 0.01$

mm), et quelques grains interstitiels d'ilménite transformée en leucoxène.

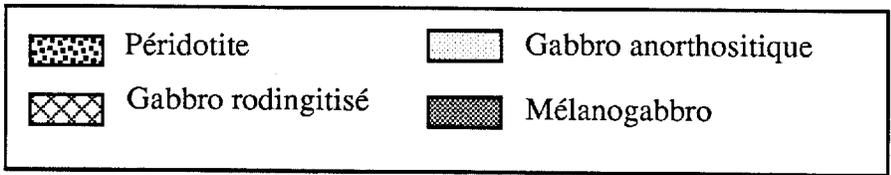
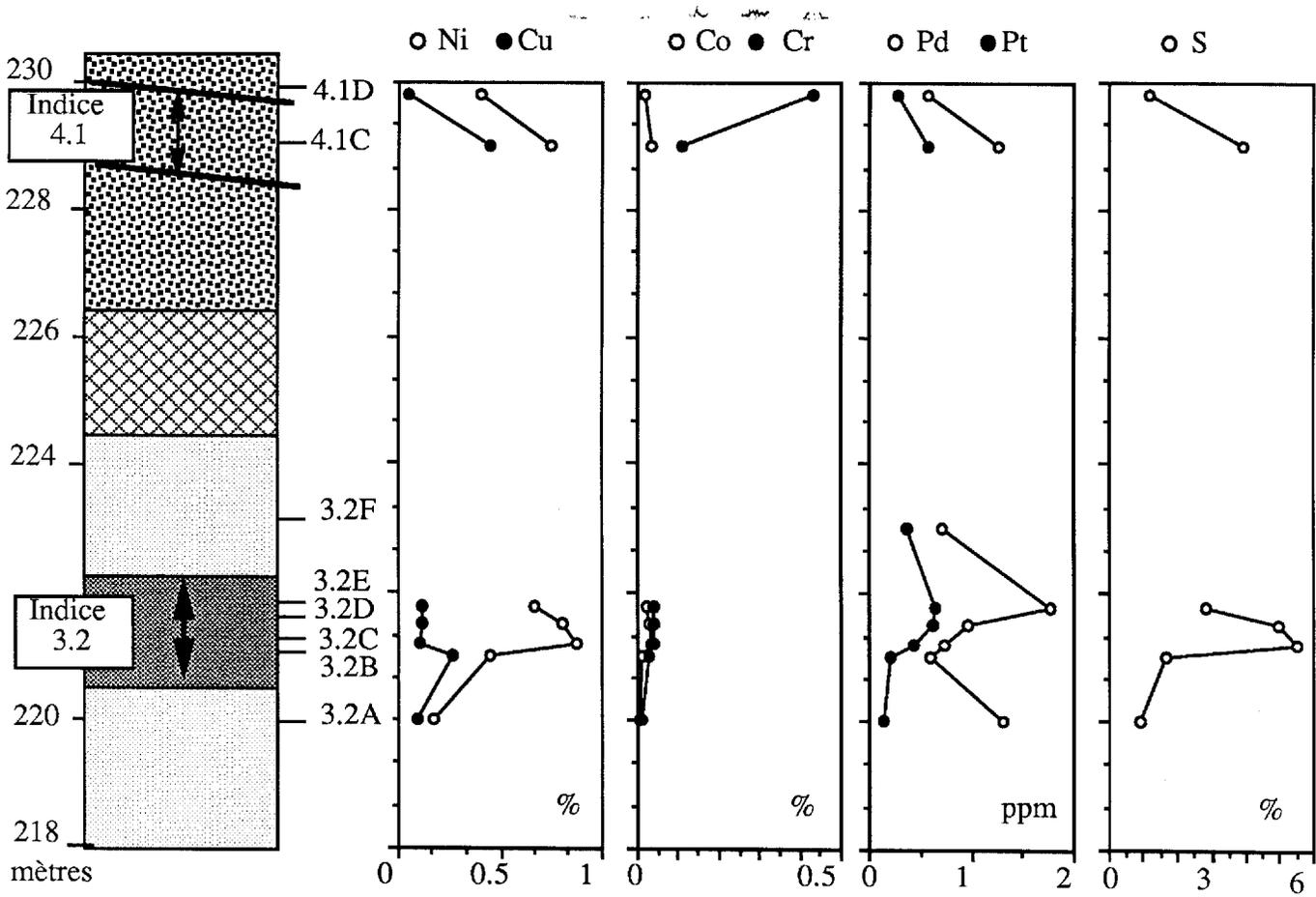
À l'indice proprement dit (éch.3.2B à F, figure 3.66), la roche est un gabbro-norite mélanocrate composé de cristaux automorphes d'augite (50%, $\varnothing = 0.1$ à 5 mm, Tr+ Di) et d'orthopyroxène (10 - 30%, $\varnothing \leq 3$ mm, Ba + Tr), de cristaux automorphes de plagioclase (20%, $\varnothing \leq 1$ mm, Zo + Ab) et de quelques cristaux xénomorphes de hornblende verte et brune, de biotite verte et brune et de muscovite en remplacement des pyroxènes. Les sulfures sont localisés entre les cristaux de pyroxène avec lesquels ils ont réagi pour former une mince bordure d'amphibole microcristalline. Ils sont constitués de pentlandite, de pyrrhotite, de chalcopryrite, de cubanite, de covellite, de bornite, de cuivre natif et de breithauptite. Les grains de pyrrhotite ($\varnothing = 0.01$ mm à 1 mm) sont partiellement transformés en marcassite. La pentlandite forme des flammes d'ex-solution dans la pyrrhotite ($\varnothing < 0.005$ mm) ou des amas granulaires, lesquels sont partiellement transformés en violarite. La chalcopryrite est associée aux autres sulfures avec lesquels elle est contiguë, ou bien colmate des micro-fractures.

La partie sus-jacente à l'indice minéralisé est identique à sa partie basale (éch.3.2A) avec en plus de la biotite verte. Le contact avec la dunité de l'intrusion ultramafique Delta 4 n'affleure pas.

- **L'indice 3.3** (tableau 3.15) est situé dans la partie ouest du flanc nord du filon-couche Delta 3 où il est encaissé dans un horizon de gabbro-norite lité hétérogène, lui même intercalé entre deux horizons de péridotite. Il mesure 6 mètres d'épaisseur et 10 mètres de longueur avec un pendage de 81° vers le nord.

Les horizons de péridotite, situés au sud (éch. 3.3A) et au nord (éch. 3.3G-H) de l'horizon minéralisé (éch.3.3B à F), sont constitués de cristaux d'olivine (40 - 45%, $\varnothing \leq 0.5$ mm, Ant \pm Tr) partiellement inclus dans des cristaux d'augite diopsidique (15%, $\varnothing < 2$ mm), ainsi que de traces de hornblende brune et de phlogopite primaire. Les sulfures (5%) sont composés de pyrrhotite, de pentlandite et de chalcopryrite lesquels forment des veinules secondaires et un réseau entre les silicates. La pyrrhotite remplace localement les fantômes d'olivine et de petits grains de ferrochromite (5%, $\varnothing < 0.1$ mm) sont disséminés dans la roche. Enfin de petites veinules de magnétite recoupent localement les grains antigorités d'olivine ($\epsilon < 0.05$ mm) et la roche au complet ($\epsilon < 2$ mm).

Figure 3.65 : Coupe géologique recoupant les indices 3.2 et 4.1 localisés sur le flanc sud du filon-couche différencié Delta 3 et de l'intrusion ultramafique Delta 4.





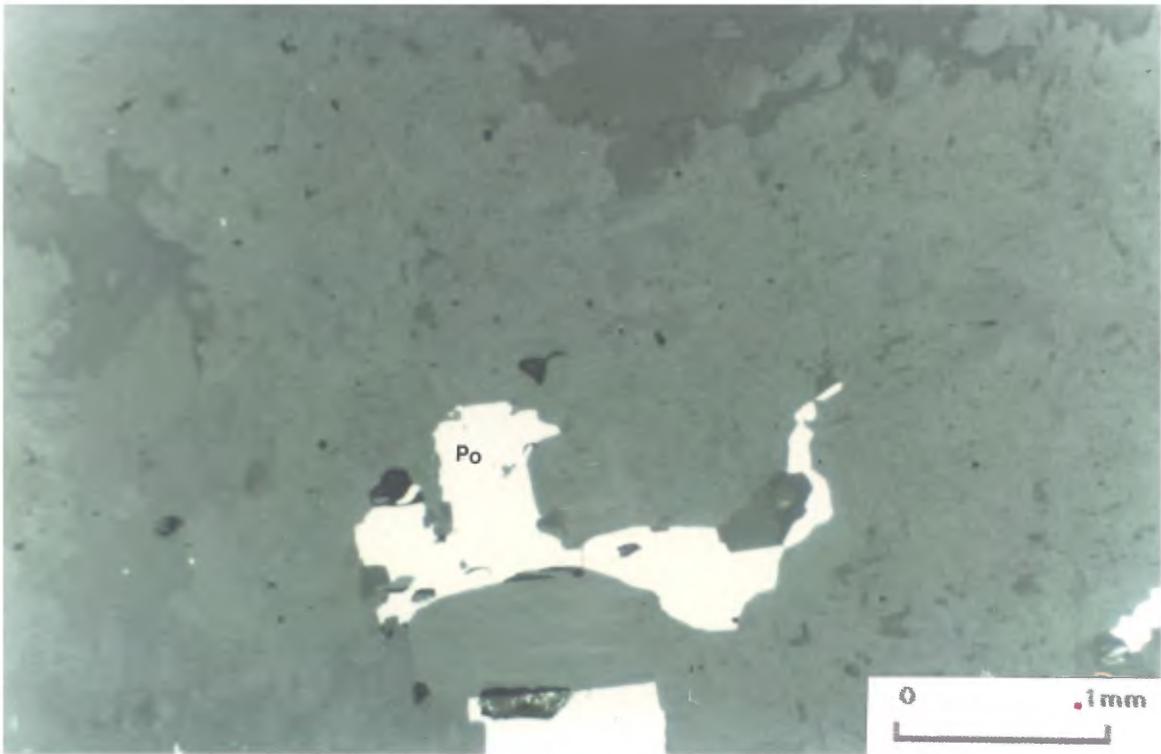


Figure 3.66 : Microphotographie en lumière réfléchie de l'échantillon 3.3F (indice 3.3 du filon-couche Delta 3). On aperçoit de la pyrrhotite (Po) dans les espaces interstitiels entre les pyroxènes.

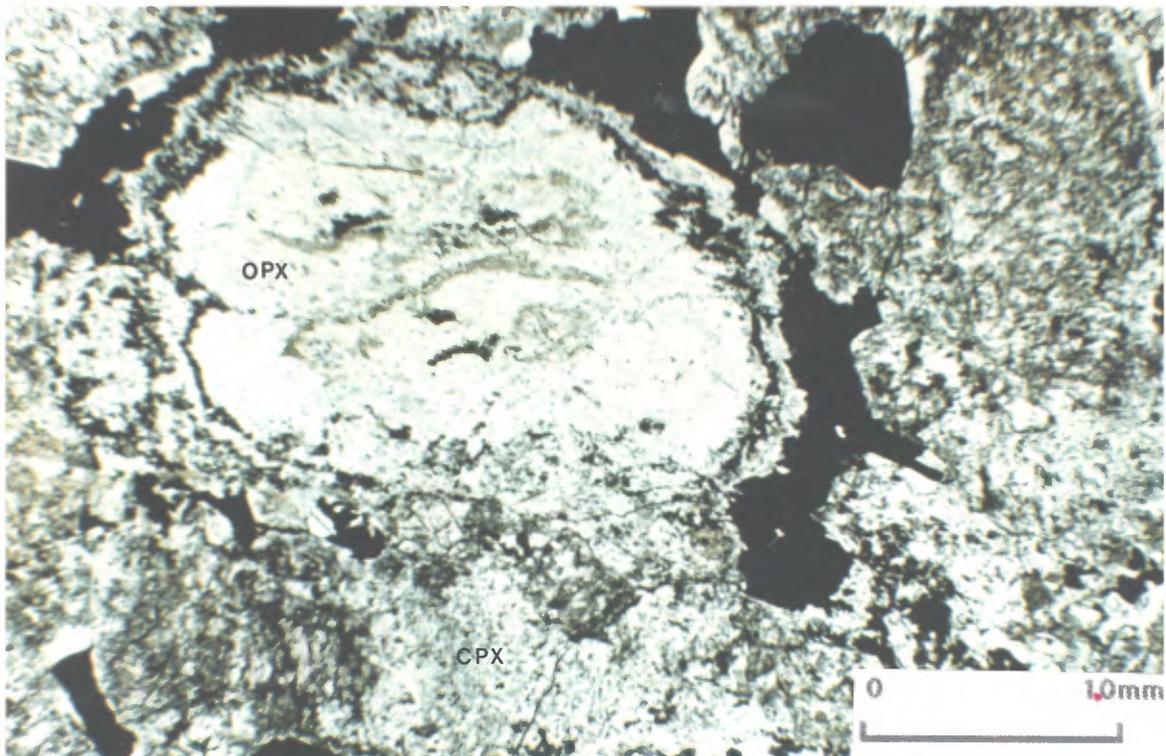


Figure 3.67 : Microphotographie en lumière naturelle de l'échantillon 3.2D. La roche est constituée de cristaux automorphes d'orthopyroxène (Opx) partiellement bastitisé et de clinopyroxène (Cpx) partiellement ouralitisé. Les sulfures essentiellement de type 1 sont situés en position interstitielle.

Figure 3.68 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP au niveau de l'horizon sulfuré dans le filon-couche différencié Roméo 1 (région du lac Cross).

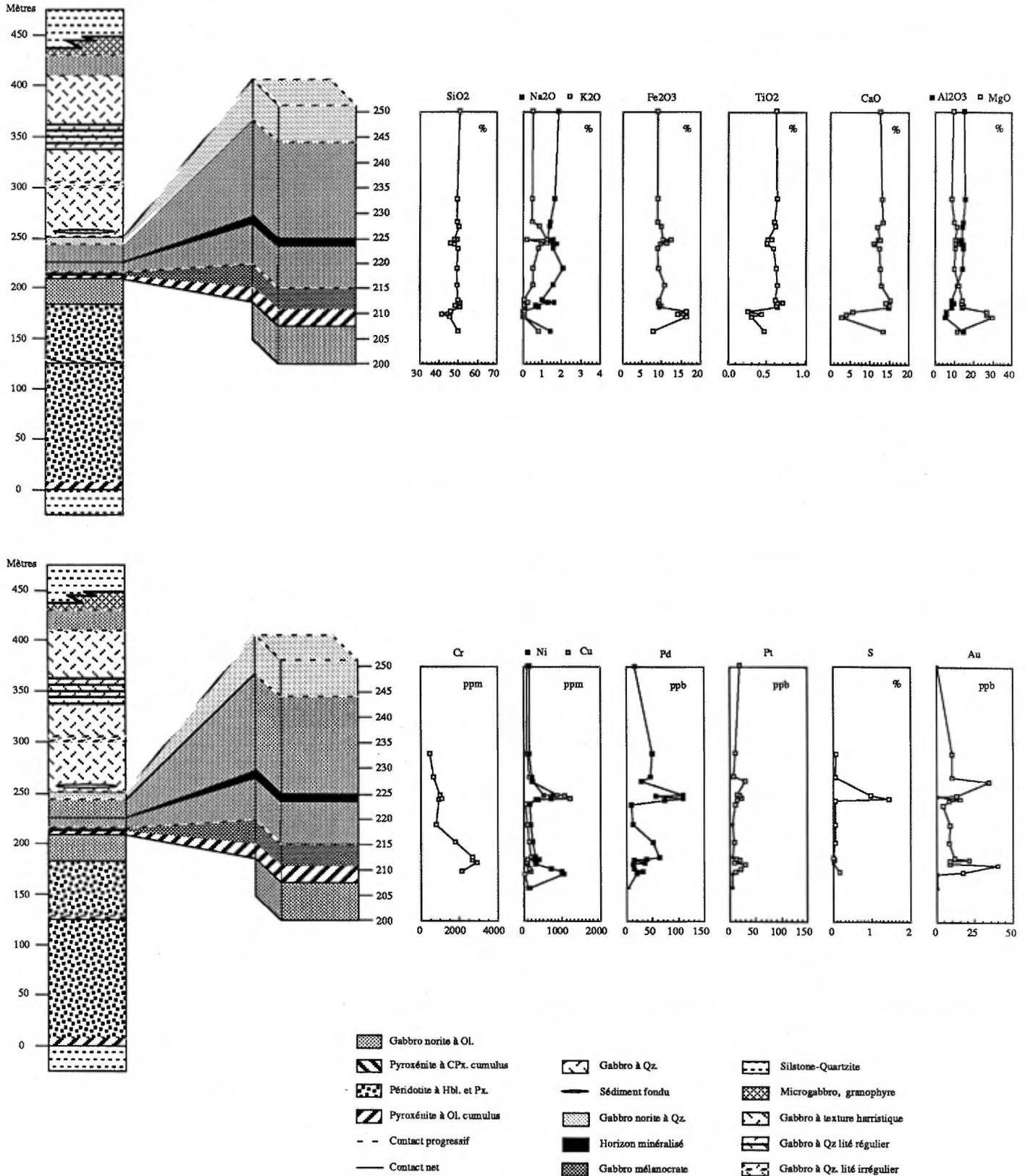
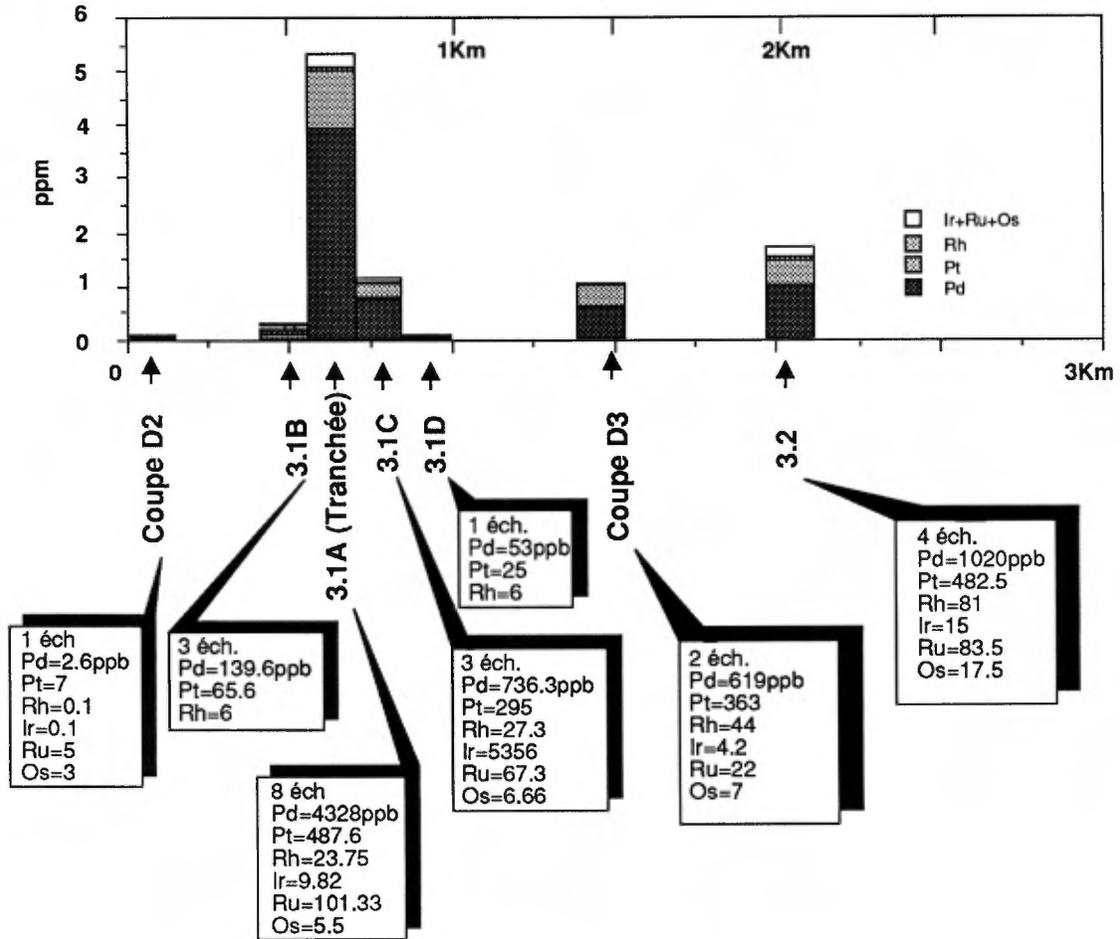


Figure 3.69 : Histogramme de la moyenne des teneurs en EGP le long du « Reef » situé dans le filon-couche Delta 3.



L'horizon minéralisé de gabbro-norite (éch. 3.3C-F) est caractérisé par des lits plus ou moins enrichis en plagioclase (35 à 50%, Zo + Ab), et l'existence de lentilles pegmatitiques enrichies en pyroxène. Il possède une texture ophitique à subophitique et contient 40% de clinopyroxènes trémolitisés et 10 - 15% d'orthopyroxènes bastitisés (\pm Tr). Les sulfures (1 à 7%), composés de pyrrhotite, de pentlandite, de chalcopryrite et accessoirement de breithauptite ([Ni,Pd]Sb, figure 3.67), sont localisés dans les espaces interstitiels entre les silicates ou plus rarement dans les clivages des pyroxènes.

D'une manière générale les teneurs en EGP sont relativement peu élevées (tableau 3.15) avec un maximum de 470 ppb de EGP (Pt+Pd) dans le gabbro-norite minéralisé. Toutefois, les échantillons de gabbro-norite et de péridotite montrent des teneurs en EGP supérieures au bruit de fond lorsqu'ils contiennent des sulfures disséminés. Ce contexte ressemble dans une certaine mesure à l'indice 3.1 observé sur le flanc sud. Toutefois, les teneurs en EGP et les modifications texturales causées par la trémolitisation sont dans ce cas beaucoup moins importantes.

- L'indice 3.4 (tableau 3.15: éch. 3.4 A à C) est localisé dans un horizon de microgabbro de la marge inférieure du filon-couche Delta 3 à l'extrémité occidentale de la charnière du synforme représenté par les intrusions Delta 3 et 4. Le microgabbro présente une texture intersertale caractérisée par un assemblage de lattes de plagioclase (Zo + Ab) et de cristaux pœcilitiques d'augite et d'orthopyroxène. Les sulfures (1 à 5%) possèdent les mêmes caractéristiques que dans l'indice 3.4. Les teneurs en EGP sont faibles (tableau 3.15) avec un maximum de 740 ppb de palladium.

3.4.2.2 Les minéralisations associées au filon-couche Delta 1A

D'une manière générale les éléments Ni - Cu - Cr - Pt et Pd (tableau 3.6, figure 3.51) présentent une distribution similaire à celle observée dans le filon couche Delta 3 et les conclusions déjà proposées sont parfaitement transposables à ce cas. Aucune minéralisation sulfurée n'a été observée dans ce filon-couche, ce qui se traduit par l'absence de teneurs significatives en Ni - Cu - Pt - Pd, si bien que les variations observées sont totalement imputables aux contrôles opérés par les silicates. Il est toutefois intéressant de noter que le cuivre ne suit pas le comportement du nickel. En raison de son caractère incompatible avec la plupart des silicates ses teneurs

sont toujours faibles dans les péridotites et les gabbros avec toutefois un faible pic positif dans les pyroxénites.

3.4.2.3 Les minéralisations associées au filon-couche Delta 1B

Le long des coupes B1 et B2 réalisées dans le filon-couche Delta 1B (figure 3.52, tableaux 3.7, 3.8 et 3.16), nous n'avons pas relevé de pic anormalique en Ni - Cu - EGP. Toutefois un petit enrichissement en platine (Pt = 110ppb) existe dans l'horizon péridotitique basal suggérant que les EGP et le soufre n'ont pas précipité avant la mise en place de cette intrusion. L'or montre des teneurs à la limite des seuils de détection, sauf pour deux échantillons, où les teneurs atteignent respectivement 38ppb (éch. n°B2-4, tableau 3.8) et 67 ppb (éch. n°15, tableau 3.16).

Quelques minéralisations intéressantes se situent au sein des webstérites sus-jacentes à l'horizon de péridotite (indices correspondant aux échantillons 16 à 19, carte géologique 2.3). Les sulfures (10 à 30%) y occupent les espaces interstitiels entre les cristaux de pyroxène et sont formés de pyrrhotite partiellement remplacée par de la marcassite, et de pentlandite en flammes d'ex-solution ou en grains partiellement transformés en violarite autour des cristaux de pyrrhotite. De la chalcopryrite et de la cubanite sont localisées dans des microveinules ou bien associées aux autres sulfures. Enfin quelques cristaux d'ilménite et de magnétite sont partiellement remplacés par les sulfures. En raison de ces minéralisations, les teneurs sont relativement élevées en Ni - Cu (Ni = 0.31 à 0.68%; Cu = 0.19 à 0.62%, éch.16 à 19, tableau 3.16) mais demeurent faibles pour les EGP (Pd \leq 440 ppb; Pt \leq 290 ppb).

Au niveau de l'indice n°20, la transition entre la webstérite et le mélano-gabbro sus-jacent est caractérisée par l'apparition d'une quantité mineure de cristaux automorphes de plagioclase, mais l'assemblage minéragraphique demeure identique avec 20 % de sulfures dans le mélanogabbro (Po + Pn + Cp; Ni = 0.38%; Cu = 0.23%; Pd = 171 ppb; Pt = 45 ppb; éch. 20, tableau 3.16).

Dans l'horizon sus-jacent de gabbro-norite (éch. 13 à 15, 21 à 23, tableau 3.16), des sulfures disséminés possèdent des teneurs relativement élevées en EGP (Σ EGPmax = 1140 ppb, éch. n°15, tableau 3.16), et des teneurs en nickel et cuivre pouvant atteindre 6300 ppm pour le nickel (éch. 15) et 1980 ppm pour le cuivre (éch. 22). Les sulfures (5 à 15%) sont disposés entre les silicates et sont formés surtout de pyrrhotite,

de pentlandite et de chalcopryrite. Quelques cristaux d'ilménite sont transformés en leucoxène.

3.4.2.4 Les minéralisations associées au filon-couche Delta 1C

Dans le filon-couche Delta 1C (figure 3.53, tableau 3.9), les teneurs en Cu - Ni - EGP sont très faibles dans la séquence de gabbro-norite et vont de pair avec la faible capacité en soufre ($S < 0.06\%$) de cette partie du filon-couche. Par contre, les teneurs en Ni - Cu présentent une forte anomalie positive au sein de l'horizon de gabbro granophyrique. Une autre anomalie, encore plus importante est associée à une zone de mylonite recoupant le gabbro granophyrique (figure 3.53). Elle correspond à une veine de sulfures ($\epsilon = 10 - 15\text{cm}$, $Cp + Po + Pn$, $Ni = 2.2\%$, $Cu = 8.8\%$) bordée de part et d'autre par un halo d'altération en séricite. Toutefois les teneurs en Pt - Pd ne sont pas connues mais devraient normalement être assez élevées. **Note du lecteur critique : Un rapport soumis par Falcombridge (GM-46363, 1988) mentionne dans ce forage des valeurs de 35,5 à 32,9 ppm de Pd, 1,8 à 5,2 ppm de Pt et 7,0 ppm d'Au.** De tels comportements apparaissent de toute évidence reliés à des processus de remobilisation de nature hydrothermale ($Cu/Ni > 1$)

3.4.2.5 Les minéralisations associées au filon-couche Roméo 1 et 2

Les filons-couches Roméo 1 et 2 ne présentent pas de minéralisations à caractère économique et les teneurs ne dépassent pas 0.23% de nickel, 0.18% de cuivre, 110 ppb de palladium et 60 ppb de platine. Toutefois en dépit de ces valeurs, les minéralisations observées à Roméo 1 méritent d'attirer l'attention.

En effet, toutes les minéralisations de Roméo 1 (1 à 15%) se situent dans un mince horizon de gabbro-norite ($\epsilon = 3\text{ m}$, figure 3.68, tableau 3.10) situé à 215 mètres de la base de l'intrusion dans la partie inférieure de la séquence U2. La zone minéralisée est limitée à sa base par une zone de fracture et les sulfures se concentrent dans une bande de un mètre d'épaisseur qui semble former un couloir de déformation selon un angle de quelques degrés avec les roches encaissantes. Cette bande a été suivie sur 360 mètres de longueur et est interrompue par des failles. Elle contient 10 à 15% de sulfures disséminés composés surtout d'amas de pyrrhotite avec des flammes d'ex-solution de pentlandite et quelques inclusions de chalcopryrite et de pentlandite. Les sulfures sont toujours localisés dans les endroits où le plagioclase a été lessivé ou dans les zones riches en

chlorite et en épidote. Dans l'environnement immédiat de cette bande minéralisée, le gabbro-norite est fortement altéré en actinote, trémolite, chlorite et épidote et ne contient qu'une faible proportion de sulfures disséminés d'origine secondaire. Ainsi, même si les minéralisations sont vraisemblablement d'origine magmatique, les sulfures observés évoquent l'influence de mécanismes de remobilisation d'origine tectono-métamorphique.

3.5 Discussion : Comportement des éléments Ni - Cu - EGP dans les filons-couches différenciés

3.5.1 Comportement des éléments Ni-Cu-EGP dans le Filon-couche Delta 3

La synthèse des données minéragraphiques et les résultats d'analyses partielles obtenus sur les indices 3.1 à 3.4 rencontrés dans le filon-couche Delta 3 sont présentés dans les tableaux 3.14 et 3.15. Si nous comparons ces résultats avec la pétrographie, nous remarquons que les échantillons minéralisés enrichis en EGP sont tous situés dans des horizons enrichis en clinopyroxène et orthopyroxène (éch. 3.1D à F et 3.2B à F). Il existe donc une corrélation entre les teneurs en EGP, l'abondance des sulfures et la présence d'horizons gabbroïques enrichis en pyroxène. Il faut aussi noter que les orthopyroxènes ne sont abondants que dans ces horizons. Ailleurs dans le filon-couche ils ne représentent qu'une faible partie du matériel interstitiel.

Sur le flanc sud du filon-couche Delta 3, la minéralisation est limitée à un mince horizon ($\epsilon = 0.5$ à 1m) à l'intérieur du gabbro hétérogène, juste au-dessus de la première apparition des litages magmatiques. Elle est localement associée à des lentilles de gabbro pegmatitique ou à grain grossier, riche en orthopyroxène et contenant jusqu'à 20% de sulfures, que l'on peut suivre de façon sporadique sur près de deux kilomètres dans la partie est du filon-couche où les conditions d'affleurement sont meilleures. Toutefois, cet horizon est parfois très difficile à repérer en raison de sa faible épaisseur. D'une manière générale, les sulfures occupent les espaces interstitiels entre les cristaux de plagioclase et de pyroxène. Ils sont composés, par ordre d'abondance, de pyrrhotite, de pentlandite, de chalcopryrite, de pyrite et de covellite. La pyrrhotite ($\varnothing < 1\text{mm}$) est le minéral primaire. La pentlandite forme des flammes d'ex-solution dans la pyrrhotite ($\varnothing < 0.01\text{mm}$) et des grains (partiellement remplacés par de la violarite) sont contigus à cette dernière. La chalcopryrite ($\varnothing \leq 0.1\text{mm}$) forme des plages autour de la pyrrhotite et de la pentlandite, et des veinules dans

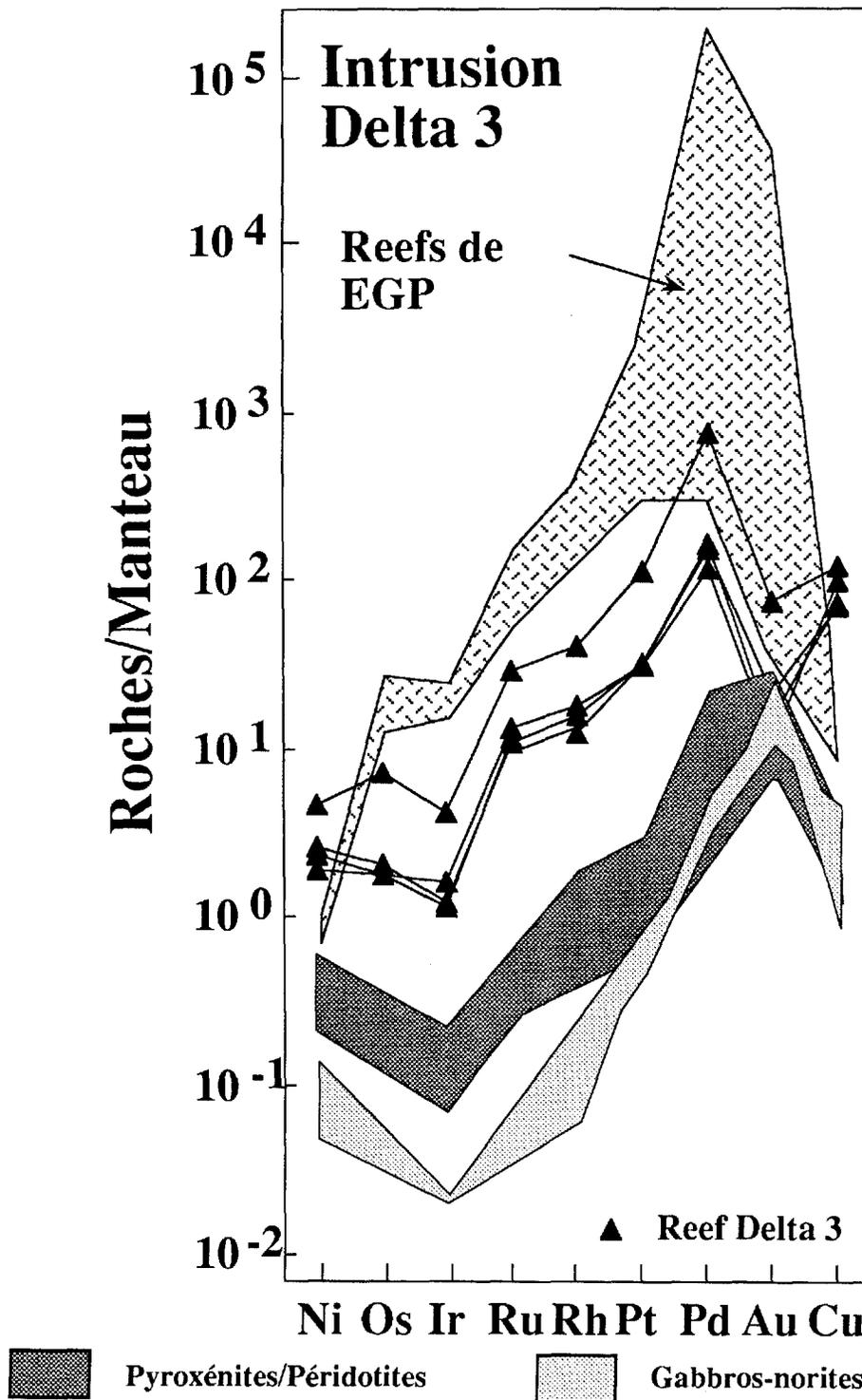


Figure 3.70 : Diagramme de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés au manteau pour les roches minéralisées en Ni et EGP au Reef Delta 3. Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988).

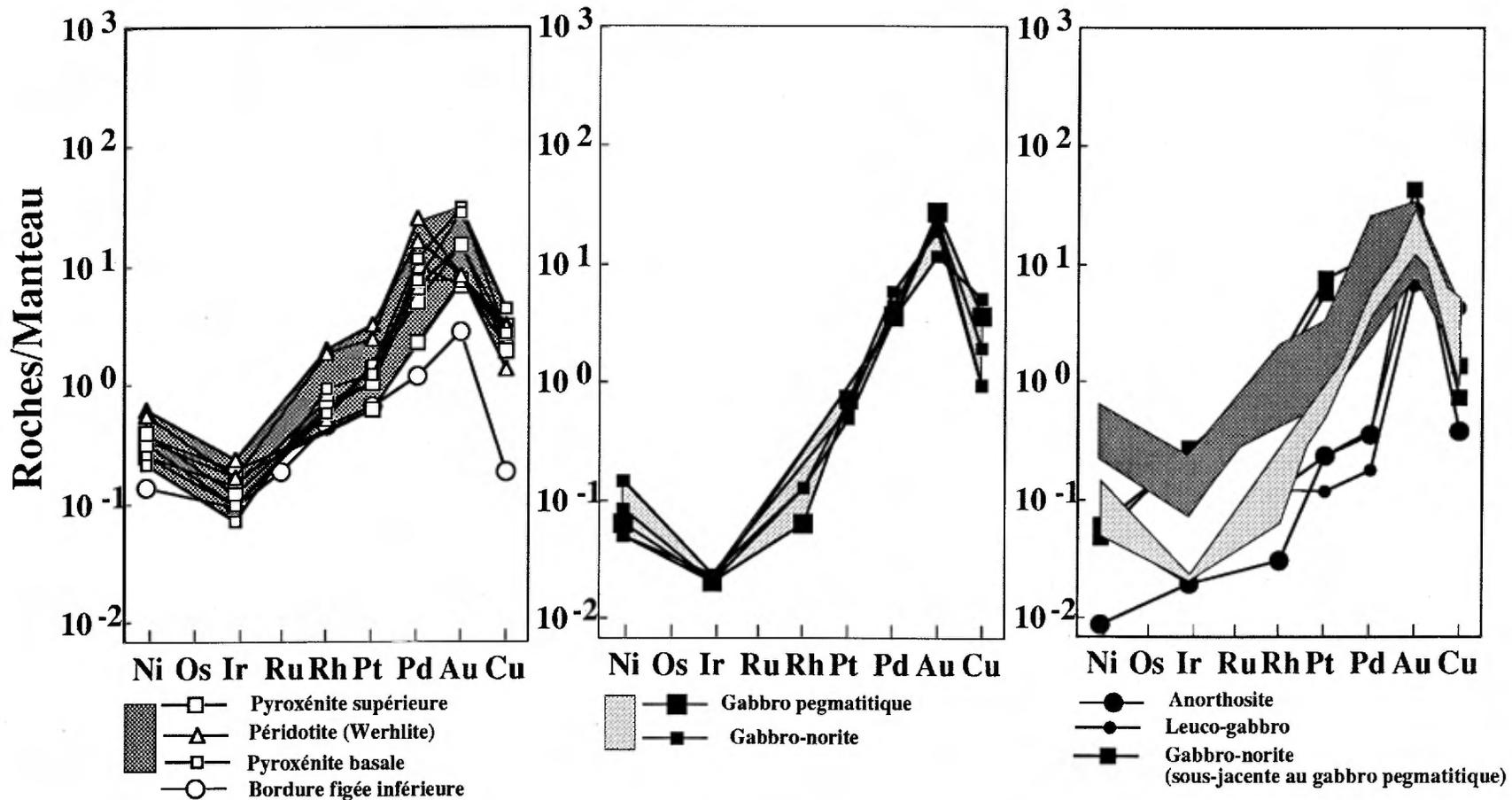


Figure 3.71 : Diagrammes de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés aux valeurs du manteau pour les roches du filon-couche différencié Delta 3 (coupe D2). Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988).

la roche. Elle est donc nettement tardi-magmatique. Enfin quelques grains de tellure de palladium et de platine ont été observés en bordure de la pyrrhotite (Picard et Giovenazzo, 1989). Les caractéristiques de ces sulfures suggèrent donc une origine magmatique, mais la présence de recristallisations et de grains de tellure de palladium et de platine indique l'influence possible de fluides de fin de cristallisation et de remobilisations post-magmatiques. Sur la figure 3.69, nous avons dressé un histogramme qui illustre la distribution des EGP en fonction de leur position dans l'horizon minéralisé Delta 3 depuis la coupe D2, jusqu'à l'indice 3.2 en utilisant l'ensemble des résultats analytiques obtenus (tableaux 3.2, 3.3 et 3.14, cf localisation des échantillons carte géologique 2.1). Ainsi, on remarque que le contenu en EGP reste relativement élevé tout le long de cet horizon avec toutefois d'importantes variations d'un point à l'autre. La moyenne des teneurs, telles que nous pouvons l'estimer, seraient de 647 ppb pour le platine et 2110 ppb pour le palladium.

Afin de mieux caractériser ces minéralisations, nous avons représenté les profils de EGP normalisés au manteau pour plusieurs échantillons prélevés le long de l'horizon minéralisé. Les profils de EGP obtenus (figure 3.70) sont nettement enrichis en Pt - Pd et présentent une forme en cloche qui rappelle celle des profils de type "reef". Toutefois, les teneurs en EGP sont nettement plus faibles que celles des "reefs" (Bushveld et Stillwater). Le rapport (Pd/Cu)_n, bien que négatif, est supérieur à celui des reefs, et le rapport (Ni/Ir)_n, voisin de 1 est trop élevé pour un reef classique. Toutefois, comme pour les reefs classiques, ces rapports indiquent qu'aucun liquide sulfuré n'a été préalablement extrait du magma en cours de cristallisation et que les sulfures de l'horizon minéralisé sont les premiers à cristalliser expliquant ainsi leurs teneurs élevées en EGP.

De plus, comme dans les "reefs", les minéralisations sont situées dans la partie gabbroïque d'un filon-couche différencié de péridotite-gabbro au sein d'un mince horizon ($\epsilon \leq 1\text{m}$) minéralisé de gabbro pegmatitique enrichi en cristaux cumulus de clinopyroxène et d'orthopyroxène. Cet horizon forme un lit continu que l'on peut suivre sans interruption sur près de deux kilomètres (cartes géologiques 2.1 et 2.4). Le contenu en EGP est toujours élevé (figure 3.60-3.69), et directement proportionnel au contenu en nickel, cuivre et soufre. Il est relié à la présence d'une phase sulfurée interstitielle entre les fantômes de plagioclase et de pyroxène. Par contre, des sulfures apparaissent remobilisés dans les clivages des pyroxènes et certains peuvent former des veinules

recoupant la roche. De plus, au niveau de l'indice principal 3.1, des veines millimétriques remplies de pyroxène et/ou d'épidote et d'antigorite semblent représenter une mobilisation de liquide métasomatique lors de la cristallisation de cette intrusion. Ces veines contiennent aussi des sulfures disséminés et témoignent d'une phase de remobilisation post à tardi-magmatique. Enfin les silicates primaires sont intensément altérés ce qui suggère l'action de fluides deutériques en fin de cristallisation, ou bien l'action de fluides post-magmatiques lors du métamorphisme régional. Toutefois, les rapports Ni/Cu sont supérieurs à 1, ce qui exclut l'intervention directe d'une phase fluide lors de la formation initiale des sulfures si les fluides hydrothermaux avaient joué un rôle important dans la précipitation des sulfures, le rapport Ni/Cu serait inférieur à 1, le cuivre étant plus mobile que le nickel. **Ainsi l'horizon minéralisé Delta 3 présente plusieurs analogies avec les "reefs", mais les sulfures présentent aussi nettement des traces de remobilisation tardi - postmagmatiques.**

Si nous considérons la distribution des EGP afin d'expliquer l'origine des sulfures de Delta 3, nous constatons tout d'abord que la distribution des éléments chimiques le long des coupes D2 et D3 (figure 3.49), montre clairement que les teneurs en EGP sont partout très faibles sauf à l'endroit de l'horizon minéralisé où elles montrent un pic caractéristique en Ni - Cu - EGP (coupe D3).

Toutefois, dans le détail (coupe D2, figure 3.50), les teneurs en Cr - Ni - Ir - Os - Ru - Pd et Pt augmentent dans les pyroxénites et plus nettement dans les péridotites où elles forment un premier pic alors que les teneurs en Cu demeurent à peu près constantes. En effet, en raison de leur relative affinité avec l'olivine et la chromite, les EGP sont en partie absorbés par ces minéraux. Toutefois, le rapport Pd/Ir augmente de la base au sommet (figure 3.71) de l'horizon ultramafique alors qu'en théorie on s'attendrait au contraire puisque le coefficient de partage de l'iridium vis à vis de l'olivine est plus grand que celui du palladium. Cette anomalie peut être reliée à la baisse des proportions de ferrochromite de la base au sommet, mais peut être également à l'incorporation d'une certaine quantité de palladium dans les roches en raison de l'altération tardi-magmatique subie par les roches de la base de l'intrusion. Les spectres de Ni - EGP - Cu réalisés sur plusieurs échantillons représentatifs de la coupe D2 (figure 3.71a), montrent effectivement ce fractionnement anormal du rapport Pd/Ir dans les pyroxénites et les péridotites basales, alors que dans les péridotites de toutes les autres séquences

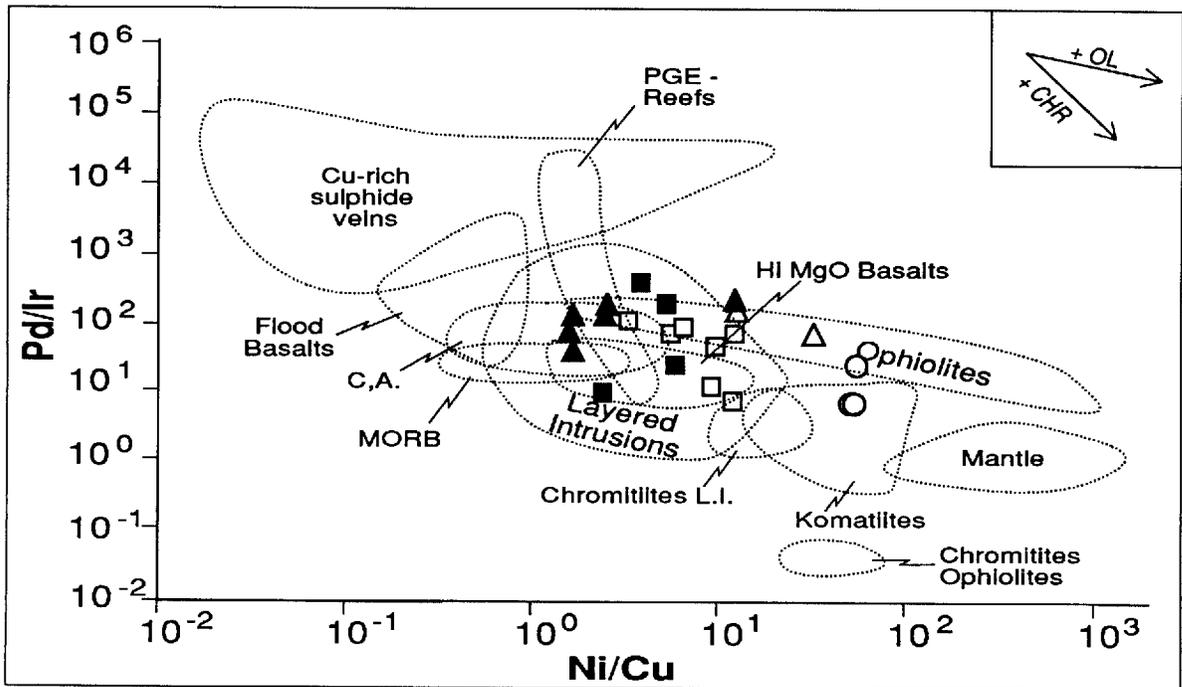


Figure 3.72a : Diagramme Pd/Ir versus Ni/Cu (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du filon-couche Delta 3.

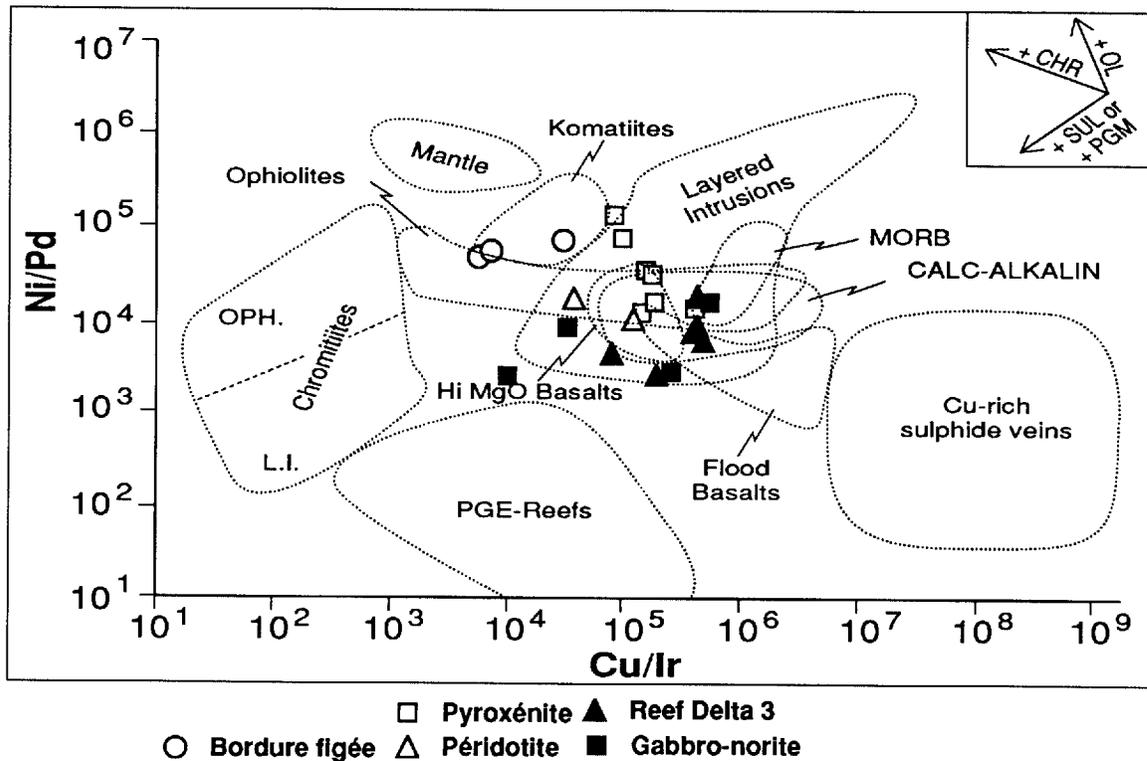


Figure 3.72b : Diagramme Ni/Pd versus Cu/Ir (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du filon-couche Delta 3.

ultramafiques, à Katinik, à lac Cross et à Roméo, de tels fractionnements n'existent pas.

Dans les gabbros-norites non minéralisés de la coupe D2 (figure 3.50), les teneurs en Cu - Ni sont partout très faibles tandis que les teneurs en EGP d'abord très faibles dans la partie inférieure de la séquence montrent un second pic entre 130 et 150 mètres de la base, juste au-dessous de l'horizon pegmatitique. Ce nouveau pic est bien marqué pour le platine, l'iridium et le rhodium, alors que le palladium présente des irrégularités dues vraisemblablement à des remobilisations post-magmatiques. Les profils de Ni-EGP-Cu des gabbros-norites compris entre 92 et 130 mètres (figure 3.71b) apparaissent beaucoup plus fractionnés que les roches ultramafiques, ce qui peut s'expliquer par un appauvrissement important des teneurs en Ni, Ir et Rh qui ont été retenus par l'olivine et la chromite au cours des fractionnements à l'origine des liquides gabbroïques. Par contre, le platine et le palladium présentent des teneurs pratiquement identiques à celles des liquides parents, ce qui montre qu'aucune phase sulfurée n'a encore précipité à ce stade de l'évolution des liquides, ce qui d'ailleurs est confirmé par la faible valeur du rapport (Cu/Pd)_n.

Entre 130 et 150 mètres, les profils de EGP (figure 3.71c) deviennent brutalement très différents. Les teneurs en Nickel et en cuivre restent faibles et inchangées alors que les teneurs en Ir, Rh, Pt, et dans une moindre mesure Pd augmentent brusquement. Or, les observations pétrographiques des échantillons compris entre 130 et 150 mètres contiennent tous de très petits cristaux de sulfures (au plus 1%) disposés à l'intérieur des clivages des cristaux d'orthopyroxène, qui d'ailleurs sont aussi plus abondants que dans le reste de la séquence. Ainsi, cet horizon semble marquer le stade où les magmas résiduels atteignent leur niveau de saturation en soufre, et des sulfures commencent à précipiter dans les espaces interstitiels laissés par les minéraux cumulus de plagioclase et à se piéger dans les orthopyroxènes de fin de cristallisation. Ces premières phases de sulfures vont évidemment drainer les EGP présents expliquant ainsi les pics observés.

Le long de la coupe D2, nous n'avons pas observé la présence du "reef" au sens strict. Par contre, nous avons observé l'horizon de gabbro pegmatitique qui coiffe la zone minéralisée. Le long de la coupe D2, ce gabbro pegmatitique marque la fin des zones enrichies en EGP. Tous les gabbros qui surmontent cet horizon sont complètement déprimés en EGP avec des teneurs le plus souvent en-dessous des seuils de détection et

des spectres de EGP (figure 3.71c) complètement déprimés en Ni, Ir, Rh, Pt, Pd et Cu à l'exception de l'or qui garde le même niveau de teneur que précédemment. Tout le stock de EGP et une partie important du stock de Ni et Cu contenu dans les liquides issus de la cristallisation des gabbros-norites à donc été utilisé par les sulfures de l'horizon minéralisé. On peut donc admettre que celui-ci se comporte comme un véritable reef. Effectivement les spectres provenant de l'horizon minéralisé (figure 3.70) sont enrichis en tous les éléments sauf en or qui, sauf pour un échantillon, garde les mêmes teneurs que partout ailleurs.

Les diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu et Cu/Ir versus Ni/Pd (figure 3.72) apportent les mêmes informations. Ils montrent qu'en dehors de la partie inférieure de l'intrusion Delta 3, où manifestement le cuivre a été lessivé par des processus hydrothermaux, les éléments impliqués dans les rapports sont représentatifs des teneurs magmatiques. Ils confirment que les variations de teneurs de l'iridium et du nickel dans les roches non minéralisées sont surtout le reflet d'une part de la soustraction des liquides hautement magnésiens, engendrant la formation des liquides gabbroïques déprimés en Ir et en nickel; et d'autre part de l'accumulation des cristaux d'olivine et de chromite dans les parties ultramafiques de l'intrusion. Le diagramme Ni/Pd versus Cu/Ir (figure 3.72b) montre clairement que les sulfures qui ont précipité dans l'horizon minéralisé montrent un enrichissement marqué en palladium et en iridium déplaçant ainsi la population de points vers le bas du diagramme. Le diagramme Pd versus Cu/Pd (figure 3.73) permet qualitativement de préciser les mécanismes de cristallisation des sulfures. En effet, on peut constater, que la plupart des échantillons minéralisés possèdent une teneur en palladium voisine de 1000 et un rapport Cu/Pd voisin de 2000 ce qui indique que le coefficient R du complexe Delta 3 était compris entre 100 et 1000 et vraisemblablement plus proche de 1000, ce qui signifie que les sulfures de l'horizon minéralisé de Delta 3 résultent de l'extraction de 0.1 à 0.5% de liquide sulfuré, ce qui est comparable à la quantité de liquide sulfuré soustrait à Katinik. Toutefois, dans le cas de Delta 3, la quantité de magma impliqué étant beaucoup plus faible qu'à Katinik, la quantité de sulfures formés est évidemment beaucoup plus faible. Les très hautes teneurs observées en palladium sur certains échantillons, illustrées par deux points à très faible rapport Cu/Pd, résultent très vraisemblablement de l'action de fluides de fin de cristallisation chargés en chlore et en tellure qui ont pu transporter les EGP et en particulier le palladium au travers des cumulats formés. Une telle possibilité explique la présence de

tellures de Pt et Pd et la présence en assez grande quantité de chalcopryrite dans les sulfures du reef. Cette hypothèse de l'action de fluides de fin de cristallisation pour générer un reef présentée par Ballhaus et al. (1986) dans le Bushveld semble plus probable que l'hypothèse classique pour la formation des reefs, car aucun lit de chromite qui aurait pu servir d'écran aux minéralisations n'est présent, et les sulfures sont typiquement associés à des phases pegmatitiques qui requièrent la participation de fluides de fin de cristallisation. La présence en grande quantité de stilpnomélane dans cet horizon corrobore une telle hypothèse. Enfin les caractéristiques des sulfures montrent de nombreuses relations réactionnelles entre la pyrrhotite, la pentlandite et la chalcopryrite. Quant aux différences signalées au début avec les spectres des reefs, la valeur du coefficient R, nettement plus faible que celle qui caractérise les magmas du Bushveld et du Stillwater, ne peut qu'entraîner la formation de sulfures à plus faibles teneurs en EGP. Enfin, il est intéressant de remarquer que le rapport Cu/Pd demeure toujours inférieur au rapport mantellique (< 6000) au-dessous de l'horizon minéralisé et devient subitement très élevé dans les leucogabbros et l'anorthosite qui surmontent cet horizon. Une telle variation de ce rapport est comparable à ce qui se passe dans le Bushveld (Barnes, 1990) et indique précisément le lieu où les phases sulfurées et les EGP ont été soustraites du magma.

On peut donc conclure que l'horizon minéralisé Delta 3 est véritablement un reef mais qu'en raison du faible volume de magma impliqué, il n'a pas pu donner de concentrations importantes en EGP. Au cours de l'histoire de la cristallisation du filon-couche Delta 3, une faible partie du stock de EGP a été d'abord absorbée par les cristaux d'olivine et de chromite, les EGP résiduels ont été ensuite progressivement concentrés dans les liquides gabbroïques et finalement la quasi-totalité des EGP, du nickel et du cuivre présents dans ces liquides ont été absorbés par les sulfures au moment de la formation du reef. **Le seuil de saturation en soufre des liquides gabbroïques résiduels a été atteint tardivement probablement grâce à l'intervention de fluides de fin de cristallisation chargés en chlore et en tellures qui ont transporté les EGP au travers de la pile gabbroïque et finalement provoqué la cristallisation de l'horizon pegmatitique et la précipitation des phases sulfurées.** Toutefois en raison de la petitesse des intrusions de type Delta, et de la faible quantité de magma impliqué, la taille des gîtes reste modeste, d'autant plus que les teneurs moyennes en EGP demeurent faibles en raison du taux

relativement élevé de liquide sulfuré extrait (0.5 à 1%) alors que dans un reef classique ce taux est de l'ordre 0.001%. **Les intrusions type Delta 1 et 3, malgré la présence de liquides primitifs à fort potentiel, ne peuvent donc pas présenter d'intérêt économique car le volume de liquide impliqué est trop faible.**

3.5.2 Comportement des éléments Ni-Cu-EGP dans le Filon-couche Roméo 1

À Roméo 1, toutes les minéralisations (1 à 15%) se situent dans un mince horizon de gabbro-norite ($\epsilon = 3$ m) situé à 215 mètres de la base de l'intrusion dans la partie inférieure de la séquence U2 (figure 3.68). La zone minéralisée est limitée à sa base par une zone de fracture et les sulfures se concentrent dans une bande de un mètre d'épaisseur qui semble former un couloir de déformation selon un angle de quelques degrés avec les roches encaissantes. Cette bande a été suivie sur 360 mètres de longueur et est interrompue par des failles. Elle contient 10 à 15% de sulfures disséminés composés surtout d'amas de pyrrhotite avec des flammes d'ex-solution de pentlandite et quelques inclusions de chalcopryrite et de pentlandite. Les sulfures sont toujours localisés dans les endroits où le plagioclase a été lessivé ou dans les zones riches en chlorite et en épidote. Dans l'environnement immédiat de cette bande minéralisée, le gabbro-norite est fortement altéré en actinote, trémolite, chlorite et épidote et ne contient qu'une faible proportion de sulfures disséminés d'origine secondaire. Ainsi, même si les minéralisations sont vraisemblablement d'origine magmatique, les sulfures observés évoquent l'influence de mécanismes de remobilisation d'origine tectono-métamorphique. Comme dans le cas de Delta 3, nous allons essayer de préciser ci-dessous les mécanismes à l'origine de ces minéralisations.

Dans la partie inférieure de la séquence ultramafique (ZUM) du filon-couche Roméo 1 (figure 3.54), le platine et le palladium présentent de faibles teneurs (< 50 ppb) et une distribution irrégulière, surtout en ce qui concerne le palladium, qui pourrait être l'effet de l'altération. Dans la partie supérieure de la séquence ultramafique, les teneurs en Pt et Pd sont plus élevées ($\Sigma\text{EGP} = 109$ à 116 ppb) et un petit pic de EGP (Ni = 0.23%, Cu = 0.12%, Pd = 95 ppb, Pt = 50 ppb; éch. R1-16, tableau 3.10) correspond à l'horizon de pyroxénite intercalé dans la péridotite. Parallèlement à ces variations, les teneurs en chrome et nickel sont partout élevées et régulières, avec un pic au niveau de la pyroxénite. Le cuivre montre une distribution similaire mais avec des teneurs toujours très faibles sauf au niveau de la pyroxénite. Enfin le soufre est

FILON-COUCHE DELTA 3

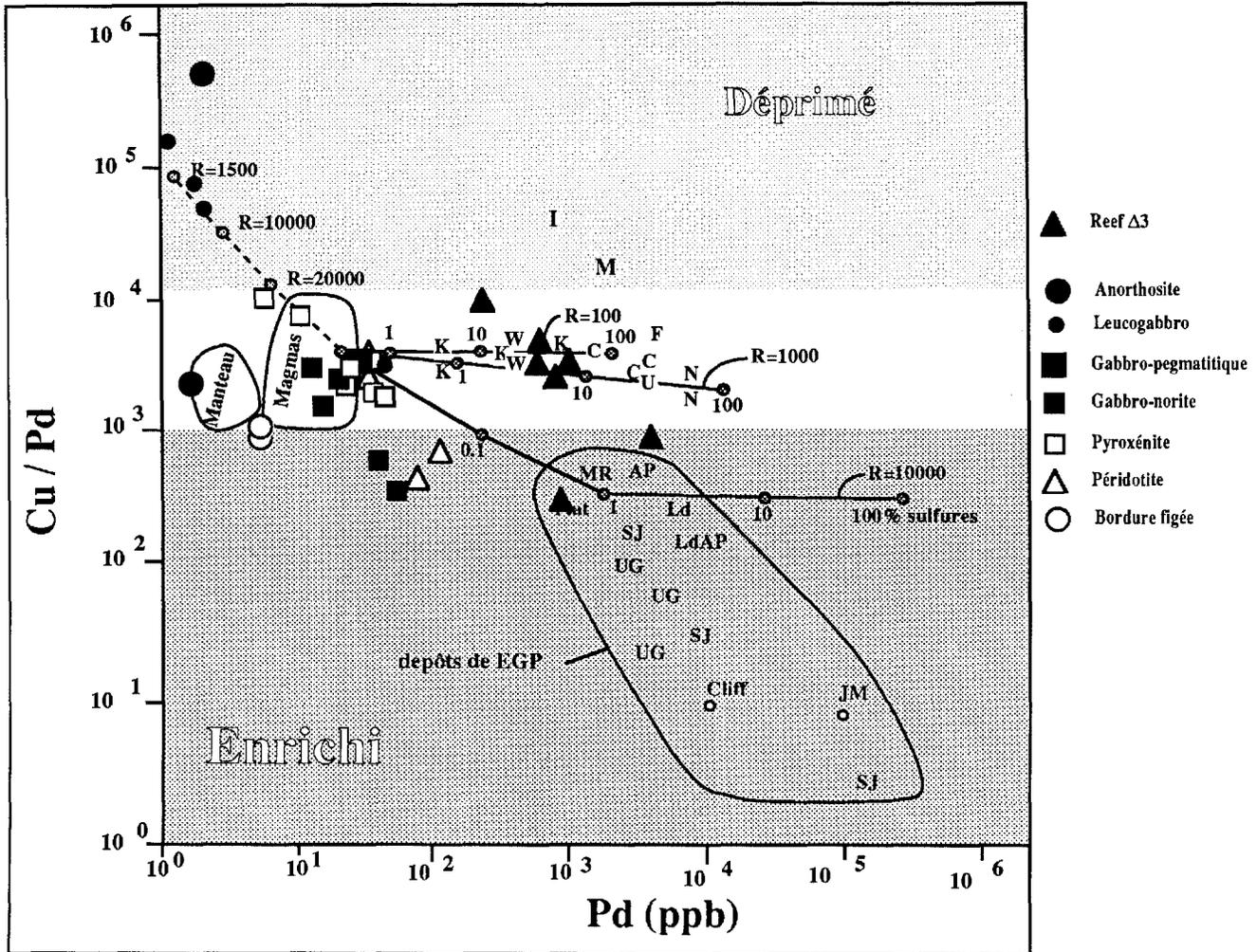


Figure 3.73 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant les propriétés du filon-couche Delta 3, et du reef Delta 3. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990).

I = Insiswa; F = Faegøy; M = Minnemax; K = Komatiites de l'Abitibi; W = komatiites de l'Ouest australien; LF = Lillefjell Kulumpen; N = Noril'sk; S = Sudbury; K = Katinik.

FILON-COUCHE DIFFERENCIE ROMEO 1

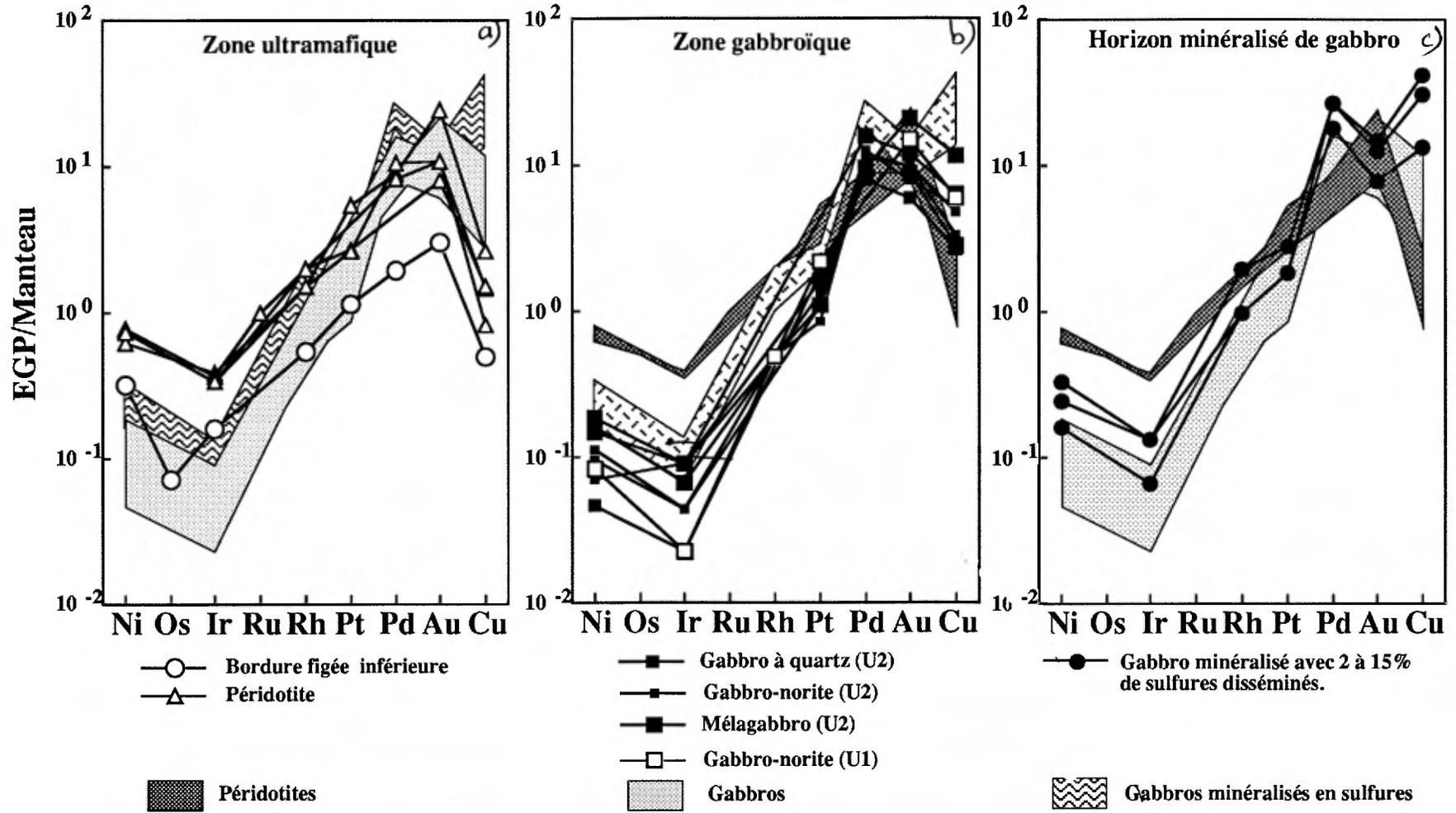
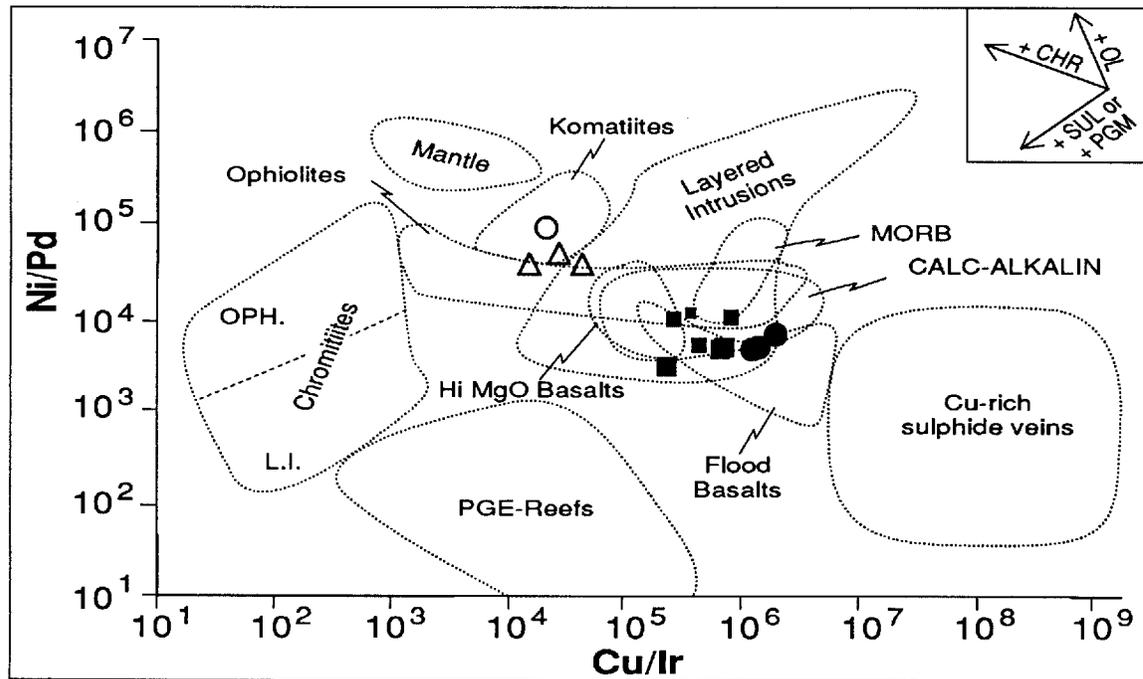
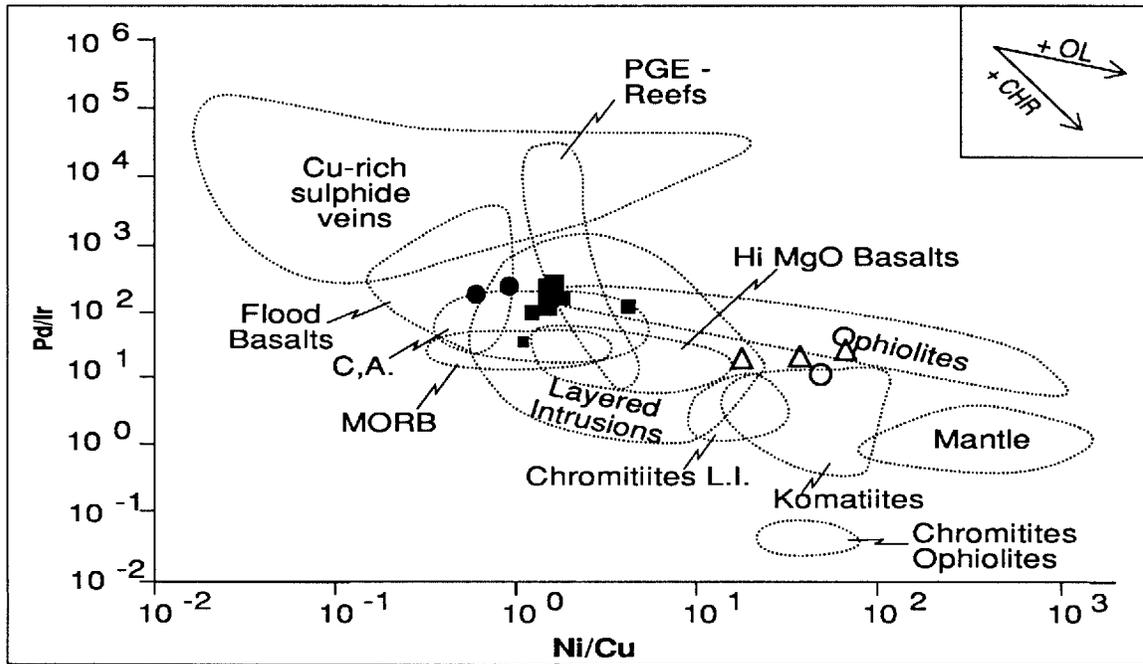


Figure 3.74 : Diagrammes de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés aux valeurs du manteau pour les roches du filon-couche différencié Roméo 1. Valeurs de normalisation de Barnes et al. (1988).

FILON-COUCHE ROMEO 1



- △ Péridotite (ZUM) ● Gabbro 5-15% sulfures (U2) ■ Gabbro-norite (U3)
 ○ Bordure figée inf. ■ Gabbro-norite (U2) ■ Méla-Gabbro (U2)

Figure 3.75 : Diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu et Ni/Pd versus Cu/Ir (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du filon-couche Roméo 1.

partout présent à faible teneur. En raison de l'absence de sulfures et des faibles teneurs en soufre, les variations des teneurs en EGP ne peuvent donc résulter que de la distribution de l'olivine et de la chromite, en particulier dans la partie sommitale de la péridotite où les teneurs en ferrochromite atteignent 2 à 5%. Les profils de EGP normalisés au manteau (figure 3.74) confirment les hypothèses énoncées ci-dessus et l'accumulation des cristaux d'olivine et de chromite se traduit par des profils qui demeurent sensiblement parallèles au profil du liquide parent. Tous ces profils montrent un rapport $(\text{Cu/Pd})_n$ nettement inférieur à 1 et un faible rapport $(\text{Ni/Ir})_n$ qui indiquent qu'aucune extraction de sulfure n'a affecté les liquides au cours de la cristallisation des péridotites. Dans l'horizon de pyroxénite à olivine qui forme la base de la séquence U2, les comportements des EGP, du Cu et du Ni sont identiques ainsi que les profils de EGP.

Le contact entre la péridotite et le premier horizon de gabbro est marqué par une chute subite des valeurs de Pt et Pd (figure 3.54). Il en est de même dans l'horizon de mélagabbro qui surmonte la pyroxénite à olivine de la séquence U2. Toutefois, à 224 mètres de la base du filon-couche Roméo 1 et à 12 mètres au dessus de la pyroxénite à olivine de U2, les teneurs en Ni, Cu, EGP et S augmentent brutalement au niveau de l'horizon minéralisé en sulfures. Au-delà de cet horizon, dans les gabbros-norites et les gabbros à quartz de la séquence U2, les teneurs en Cu, Ni et EGP restent partout assez faibles avec toutefois quelques petits enrichissements liés à la présence de quelques sulfures disséminés au travers de la séquence. On note un dernier pic de Pt et de soufre dans la zone granophyrique sommitale où les évidences de terrain montrent sans ambiguïté l'existence de mélanges entre les magmas gabbroïques et les sédiments sus-jacents qui ont partiellement fondu. Les profils des EGP de tous les gabbros des séquences U1 et U2 (figure 3.74b), montrent des profils analogues très pentus en raison des fractionnements antérieurs de l'olivine qui a drainé une partie importante de l'iridium et du nickel. On peut également noter que pour la plupart de ces gabbros, le rapport $(\text{Cu/Pd})_n$ a nettement augmenté mais reste inférieur à l'unité, ce qui suggère qu'aucun fractionnement important de sulfures ne s'est accompli jusque-là.

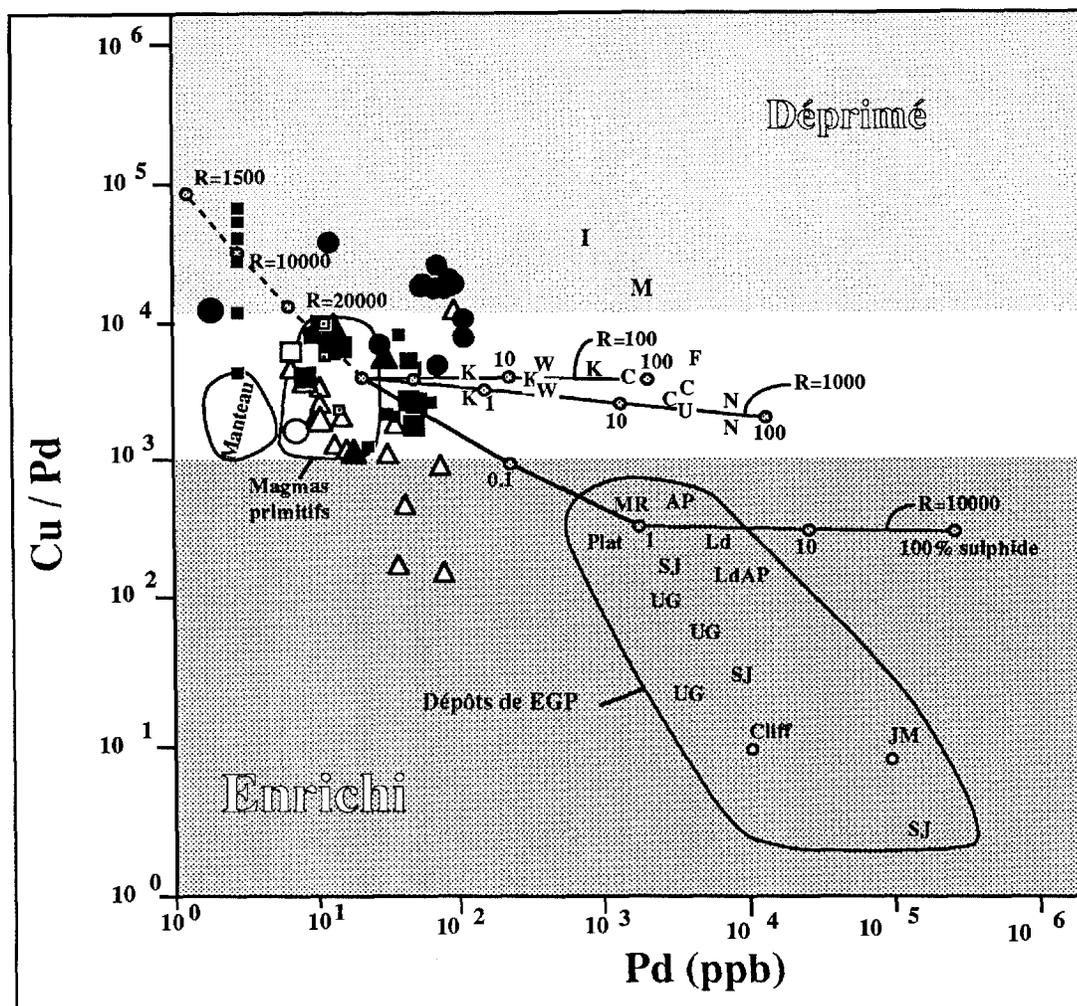
Dans l'horizon minéralisé (Ni = 263 à 909 ppm, Cu = 385 à 1800 ppm, Pd = 13 à 110 ppb, Pt = moins de 6 à 60 ppb), la distribution des teneurs en Ni - Cu - EGP est irrégulière avec plusieurs pics en particulier pour le palladium (figure 3.68). L'enrichissement

maximal en palladium correspond au maximum de teneur en soufre et se situe exactement entre 224.5 et 225 mètres de la base de l'intrusion. Les profils de EGP correspondant à cet horizon minéralisé (figure 3.74c), sont évidemment plus enrichis en Ni-Cu-EGP que les gabbros, mais il est intéressant de noter que les teneurs en nickel et en iridium sont plus faibles que dans les péridotites, les teneurs en platine et or comparables, et que ce sont surtout les éléments Pd et Cu qui sont enrichis. Pour la plupart des échantillons, le rapport $(\text{Cu/Pd})_n$ devient supérieur à 1, suggérant que ces sulfures sont remobilisés, ou résultent d'une extraction secondaire de soufre.

Dans les diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu et Cu/Ir versus Ni/Pd (figure 3.75), on retrouve plusieurs des éléments déjà mentionnés plus haut, à savoir que la bordure figée est déprimée en cuivre et peut-être enrichie en palladium à cause de la mobilité de ces éléments, que les péridotites ont incorporé une importante quantité de nickel et aussi d'iridium (points représentatifs dans le champ des komatiites) alors que les gabbros sont déprimés en ces éléments en raison de la soustraction de l'olivine et de la chromite des magmas parents. Par contre, le plus intéressant est de constater que les échantillons minéralisés ont des rapports Ni/Cu et Cu/Ir qui montrent qu'ils dérivent des liquides gabbroïques (mêmes rapports que ces derniers); et qu'à l'intérieur du diagramme Cu/Ir versus Ni/Pd, les points représentatifs de ces échantillons indiquent un appauvrissement en palladium et iridium au fur et à mesure où ils cristallisent.

Dans le diagramme Pd versus Cu/Pd (figure 3.76), les péridotites sommitales de la zone ultramafique ont un très faible rapport Cu/Pd, ce qui vraisemblablement est dû à la présence de chromite dans ces péridotites. Par contre toutes les pyroxénites, les péridotites basales, les gabbros-norites de la séquence U1, les mélanogabbros et une partie importante des gabbros-norite de la séquence U2 se situent dans le champ des magmas primitifs, ce qui indique qu'à priori toutes ces roches ont cristallisé sans qu'il y ait eu de ségrégation de phases sulfurées depuis leurs liquides parents. Toutefois, tous les gabbros à quartz de la séquence U2 ont un rapport Cu/Pd très nettement supérieur au rapport mantellique et de très faibles teneurs en palladium, ce qui indique que les liquides gabbroïques ont subi une extraction des phases sulfurées juste avant la cristallisation des gabbros à quartz. Les gabbros-norites de la séquence U3, les granophyres sommitaux et dans une certaine limite la bordure figée sommitale présentent également un rapport mantellique, confirmant ainsi l'une de nos

Filon-couche Roméo 1



- | | | |
|----------------------|------------------------------|----------------------|
| □ Gabbro-norite (U1) | ■ Gabbro à Qz (U2) | ● Bordure figée sup. |
| △ Péridotite (ZUM) | ● Gabbro 2-15% sulfures (U2) | ■ Granophyre |
| △ Pyroxénite (ZUM) | ■ Gabbro-norite (U2) | ■ Gabbro-norite (U3) |
| ○ Bordure figée inf. | ▲ Pyroxénite à olivine (U2) | |

Figure 3.76 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant les propriétés du filon-couche Roméo 1. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990).

I = Insiswa; F = Faeøy; M = Minnemax; K = Komatiites de l'Abitibi; W = komatiites de l'Ouest australien; LF = Lillefjell Kulumpen; N = Noril'sk; S = Sudbury; K = Katinik.

hypothèses antérieures selon laquelle la cristallisation des liquides gabbroïques de Roméo s'est opérée de la base au sommet pour la séquence U2, et du sommet à la base pour la séquence U3, autrement dit du mur au coeur du réservoir magmatique. Enfin, en ce qui concerne les échantillons de l'horizon minéralisé, ils possèdent pour la plupart un rapport Cu/Pd supérieur au rapport mantellique indiquant soit qu'ils ne résultent pas des premiers liquides sulfurés extraits du liquide gabbroïque, ou que les phases sulfurées ont été enrichies en cuivre et appauvries en palladium par des processus tardi-magmatiques. Cette dernière interprétation paraît la plus plausible en raison des caractéristiques structurales et morphologiques des minéralisations observées. En effet, nous avons mentionné plus haut que les sulfures semblaient concentrés dans un couloir de déformation et présentaient de nombreuses traces de remobilisation. Si on considère les sulfures qui possèdent les plus hautes teneurs en palladium et en soufre, et le rapport Cu/Pd le plus proche du rapport mantellique, on peut faire l'hypothèse qu'ils représentent les sulfures les moins remobilisés. Dans ce cas, pour une teneur de 5 à 8% de sulfures présents, la valeur du rapport R paraît un peu inférieure à 100, ce qui suggère un taux d'extraction de l'ordre de 1 à 2%. De tels sulfures seront donc évidemment moins riches en EGP que les sulfures observés dans les autres environnements décrits dans ce rapport. La présence d'enclaves peut-être d'origine sédimentaire au sein de l'horizon minéralisé expliquerait peut-être en partie la provenance du soufre et la précipitation des sulfures.

On peut donc conclure qu'à Roméo, les magmas ont atteint tardivement leur seuil de saturation en soufre et qu'à ce stade environ 1 à 2% de liquide sulfuré s'est séparé du liquide gabbro-noritique. Les phases sulfurées libérées ont été concentrées près de l'interface avec les gabbros à quartz, formant un horizon enrichi en sulfures disséminés assez peu différent d'un reef. Toutefois, les phases sulfurées semblent avoir été reprises par des fluides de fin de cristallisation ou des fluides hydrothermaux tardi-magmatiques pour être redéposés dans un couloir de déformation qui affecte la séquence gabbroïque. Les minéralisations de Roméo 1 ne présentent donc pas de teneurs économiques en raison d'une part de la valeur R élevée et de la dispersion subséquente des EGP par les fluides tardimagmatiques.

Notons que les teneurs en or (figures 3.54 et 3.68) suivent à peu de chose près le comportement du platine et du palladium surtout au niveau de l'horizon minéralisé intercalé dans la séquence de gabbro-norite

et du mélanogabbro basal. Des enrichissements en or correspondent au début de la séquence de gabbro à quartz et à l'horizon sommital de microgabbro et de granophyre. L'or forme deux pics dont les maxima sont décalés par rapport à ceux des teneurs en Pt - Pd, corroborant ainsi l'influence des processus de remobilisation sur la distribution des EGP. En dépit de ces variations, les profils des EGP montrent que les teneurs en or sont finalement peu variables et que l'or, disséminé dans toutes les roches ne semble jamais subir de mécanisme concentrateur, ce qui explique que si la partie méridionale de la Fosse de l'Ungava présente un fort potentiel pour les éléments du groupe des platinoïdes, ce n'est pas du tout le cas pour l'or.

3.5.3 Les éléments Ni-Cu-EGP dans les Filons-couches de Vaillant

Le bruit de fond en Pt et Pd des filons-couches Povungnituk 1 et 2 (tableau 3.13, figure 3.58) n'est pas négligeable et indique que ces intrusions pourraient contenir des minéralisations enrichies en EGP. Toutefois, les teneurs observées restent faibles avec des maxima de 50 ppb de palladium, 40 ppb de platine et de 14 ppb d'or au niveau des séquences ultramafiques et des gabbro-norites. Par contre les teneurs deviennent très faibles, souvent en-dessous des seuils de détection dans les ferrogabbros. Une telle distribution des EGP est comparable à celle observée dans les filons-couches différenciés Delta 3 et Roméo 1 et suggère, comme nous l'avons montré ci-dessus, que tout le contenu en EGP des magmas a été utilisé avant la cristallisation des ferrogabbros. Nous n'avons observé aucun horizon particulièrement enrichi en sulfures et en EGP dans ces intrusions, mais notre étude de ces roches a été limitée à une reconnaissance rapide, si bien qu'un tel horizon peut très bien nous avoir échappé. En effet, la formation d'un horizon minéralisé de quelques centimètres dans la séquence gabbroïque suffirait pour drainer tous les EGP et expliquer que les ferrogabbros sus-jacents soient déprimés en EGP. Il est donc possible qu'un mince horizon minéralisé enrichi en EGP existe dans ces intrusions au sommet de la séquence de gabbro-norite entre 348 et 370 mètres au dessus de la bordure du Filon-couche Povungnituk 2.

Dans les filons-couches Povungnituk 1 et 2, le platine et le palladium présentent dans l'ensemble une bonne corrélation dans l'horizon ultramafique suggérant une distribution essentiellement contrôlée par des processus magmatiques. Toutefois des écarts dans la distribution de ces éléments, révélée par des variations brusques du rapport Pd/Pt, évoquent l'influence locale de mécanismes de remobilisation. Dans le

filon-couche Povungnituk 1, la corrélation entre le platine et le palladium est moins bonne. Dans les gabbros du filon-couche Povungnituk 2, ces éléments apparaissent indépendants. De tels comportements du platine et du palladium évoquent là encore l'influence probable de mécanismes de remobilisation. Quant à l'or, il ne présente pour ainsi dire aucune corrélation avec le platine et le palladium suggérant des mécanismes de concentration différents.

QUATRIÈME PARTIE

PÉTROGENÈSE DES CONDUITS

NOURRICIERS ULTRAMAFIQUES

ET

MÉTALLOGÉNIE DES GÎTES

DE NI - CU - EGP ASSOCIÉS

N. B. : 1. Les coulées litées observées dans la Fosse de l'Ungava ont au maximum 80 mètres d'épaisseur (Picard et Piboule, 1989).

4.1 Pétrographie des dykes et des conduits ultramafiques

4.1.1 Les dykes ultramafiques de l'horizon de Vaillant

Les dykes ultramafiques de Méquillon et Vaillant ($\epsilon_{\max} = 100$ m, carte géologique 3.1, figures 4.1) recourent sans ambiguïté la séquence volcano-sédimentaire. Ils ne montrent pas de différenciation de la base vers le sommet, mais plutôt une zonation de la bordure vers le centre. Par exemple, dans le dyke de Méquillon (Tremblay, 1990, figure 4.2), la partie centrale est composée de péridotite avec de la pyroxénite de part et d'autre, et un mince horizon de mélanogabbro au sommet. Les roches encaissantes sont constituées de basaltes coussinés à la base et plutôt massifs au sommet. Les roches volcaniques encaissantes sont orientées N260/55° alors que l'intrusion a une direction/pendage de N240/70° montrant sans ambiguïté sa nature discordante.

La bordure inférieure ($\epsilon = 4$ m) du dyke de Méquillon est formée de pyroxénite plagioclasifère avec 5% de cristaux altérés de plagioclase et 95% de pyroxène (1 à 3 mm). Plus au centre, les pyroxénites (figure 4.2) forment deux horizons, l'un dans la partie basale (entre 4 et 18 mètres de la base), et le second dans la partie sommitale de l'intrusion entre 80 et 105 mètres de la base. Dans les deux cas, la roche comprend plus de 95% de pyroxène automorphe (2-4 mm) avec 0 à 5% d'olivine, passant ainsi d'une pyroxénite à une pyroxénite à olivine de la périphérie au coeur de l'intrusion. Les cristaux de pyroxène sont essentiellement composés de clinopyroxène (augite) équigranulaires et jointif. Quelques cristaux pœcilitiques d'orthopyroxène ($\varnothing = 0.5$ à 1.5 mm, 1 à 3%) contiennent des clinopyroxènes et des olivines en inclusion. Les fantômes d'olivine (<5%, $\varnothing < 0.2$ mm) sont constitués d'antigorite avec un peu de chlorite et de trémolite et forment de petites plages globulaires entre les clinopyroxènes.

Le contact entre la pyroxénite basale et la péridotite sus-jacente est marqué par une augmentation graduelle du pourcentage d'olivine et l'apparition de cristaux pœcilitiques de pyroxène dont la taille augmente vers le coeur de l'intrusion. Par contre le contact entre la pyroxénite sommitale et la péridotite sous-jacente est beaucoup plus tranché. Au coeur de l'intrusion, la péridotite affleure sur environ 60 mètres d'épaisseur (de 18 à 80 m, figure 4.2). Elle contient 15 à 50% de cristaux d'olivine cumulus (0.2 à 1 mm) sous forme d'inclusions dans des cristaux pœcilitiques de clinopyroxène (50 à 85%, 0.5 à 2.5 mm) ou qui

baignent dans le liquide résiduel. Quelques cristaux pœcilitiques d'orthopyroxène (0.5 à 1 mm) sont également dispersés dans les espaces interstitiels de la péridotite. Au coeur de l'intrusion, l'olivine atteint une taille plus importante (jusqu'à 1 mm) et devient nettement moins automorphe.

4.1.2 Les dykes ultramafiques de l'horizon de Delta

Plusieurs intrusions ultramafiques recourent à angle faible les basanites-néphélinites et les volcanoclastites alcalines, les divers horizons de siltstone et les filons-couches différenciés de l'horizon Delta dans le secteur du Lac Kenty (figure 1.6, cartes géologiques 2.1 à 2.4). Ces diverses intrusions ultramafiques présentent de grandes similitudes pétrographiques aussi nous ne décrirons en détail que les plus caractéristiques, les mieux préservées et celles dont la qualité de l'affleurement permet les meilleures observations, soit les intrusions ultramafiques Delta 2B, Delta 2B' et Delta 4.

4.1.2.1 L'intrusion ultramafique Delta 2A

L'intrusion ultramafique Delta 2A affleure très peu. Elle borde la partie sommitale du filon-couche Delta 1A qu'elle recoupe partiellement. Son contact inférieur n'a pas été observé et sa partie supérieure est tronquée par une faille de chevauchement. Essentiellement formée de péridotite (éch. 1A-15, figure 3.51), elle présente de nombreux cristaux d'olivine partiellement pseudomorphosés en antigorite (55 - 60%, $\varnothing \leq 0.5$ mm, $\varnothing \leq 0.5 \times 2.5$ mm), en inclusions dans des plages pœcilitiques d'augite diopsidique (30%, $\varnothing = 10$ mm) et d'orthopyroxène (10%, $\varnothing \leq 5$ mm, Ba). Des petits grains de ferrochromite ($\varnothing < 0.1$ mm), en inclusion dans tous les autres minéraux, complètent la paragenèse magmatique.

4.1.2.2 L'intrusion ultramafique Delta 2B

Dans le bloc structural B, l'intrusion ultramafique Delta 2B recoupe le sommet du filon-couche Delta 1B, la partie sommitale du complexe de basanites-néphélinites et de volcanoclastites alcalines et la séquence sus-jacente de siltstone et quartzite (figures 3.52 et 4.3, et carte géologique 2.3).

Elle se compose tout d'abord d'une mince bande de webstérite à olivine ($\epsilon = 1$ à 4 m, éch. KΔ6-173), laquelle comprend 30% de fantômes de clinopyroxène d'aspect effiloché (Di + Tr ± Ch), 5 - 7% de fantômes d'orthopyroxène en grandes plages pœcilitiques, 5 à 10% de fantômes d'olivine sous forme de globules

Figure 4.1 : Vue générale de l'intrusion ultramafique du lac Vaillant. On voit nettement que cette intrusion recoupe les microgabbros et les basaltes du Groupe de Povungnituk.



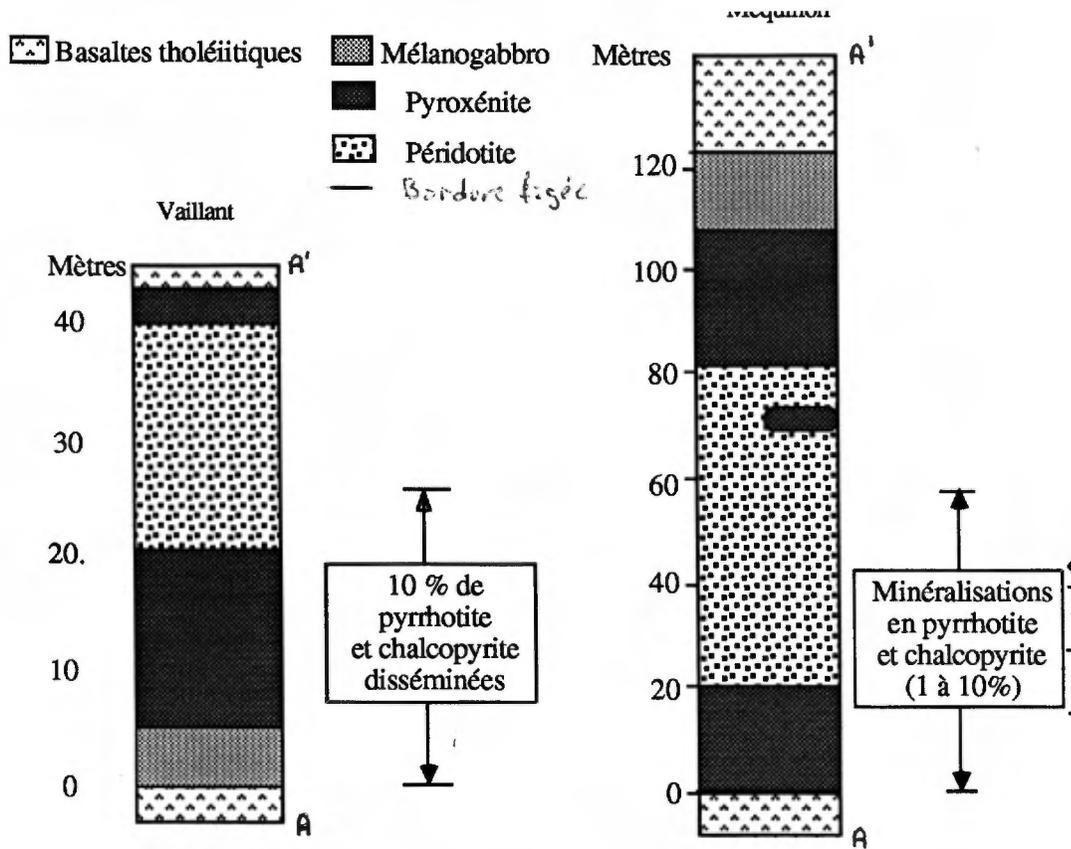


Figure 4.2 : Colonnes lithologiques des dykes de Méquillon et de Vaillant.

Tableau 4.1 : Formule structurale de quelques minéraux types des dykes et conduits ultramafiques de la bande de Cape Smith calculée à partir des analyses Microsonde.

	N° Ech.		Olivine % Fo	Opx: Bronzite % Wo-En-Fs	Cpx : Augite % Wo-En-Fs	Ferrochromite
Delta 2	KΔ6-8	Péridotite	85.73			[Mg0.50-Fe0.94] [Cr1.10-Al0.55] O4
Delta 4	KΔ16-A	Péridotite	86.41		43.53-48.15-8.33	[Mg0.50-Fe0.95] [Cr1.08-Al0.53] O4
Delta 4	KΔ16-D	Péridotite	86.92		43.98-47.76-8.24	[Mg0.49-Fe0.99] [Cr1.07-Al0.51] O4
Lac Cross	Cr4-19	Péridotite				[Mg0.02-Fe1.87] [Cr0.91-Al0.33] O4
Lac Cross	Cr4-58	Péridotite			45.45-45.13-9.40	[Mg0.51-Fe0.73] [Cr1.28-Al0.53] O4
Lac Cross	Cr5-7	Péridotite			44.05-47.51-8.44	
Katinik	Kt1-50	Péridotite			45.38-42.45-12.20	[Mg0.49-Fe0.67] [Cr1.35-Al0.52] O4
Katinik	Kt1-170	Péridotite			44.70-45.54-9.78	[Mg0.45-Fe0.80] [Cr1.31-Al0.51] O4
Katinik	Kt3-26	Péridotite			43.07-46.2-10.73	

nématoblastiques d'antigorite (\pm Tr), 1 - 2% de hornblende brune postcumulus, 1 - 2% de minéraux opaques en petits amas disséminés, et environ 45 à 50% d'une pâte interstitielle microlépidoblastique d'antigorite et de chlorite magnésienne.

Entre 1 et 4 mètres de la base, la webstérite passe graduellement à un horizon de péridotite caractérisé dans sa partie basale (éch. KΔ6-178, KΔ10-108) par 70 à 75% de fantômes d'olivine cumulus (Fo_{86} + Ant + Mt, $\varnothing \leq 1$ mm), 15 - 20% de diopside pœcilitique (\pm Tr \pm Ep, $\varnothing \leq 3$ mm) et 2 - 3% de minéraux opaques (ferrochromite \pm magnétite), le tout ennoyé dans une pâte chloriteuse interstitielle (10 - 15%). Les fantômes d'olivine deviennent de plus en plus abondants vers le coeur de l'horizon de péridotite où ils constituent 85% de la roche. Les reliques d'olivine sont alors assez abondantes (éch. KΔ6-186, figure 4.4) et la péridotite (à tendance dunitique) présente encore 5 à 10% de clinopyroxène postcumulus (Di + Ant + Tr), 1% de biotite, 2 - 3% de minéraux opaques et 5 - 10% de pâte interstitielle chloriteuse. Plus haut dans la séquence ($\epsilon = 2 - 10$ m), le pourcentage de fantômes d'olivine diminue à nouveau (60 - 70%, Ant + Mt \pm Tr \pm Ch, $\varnothing \leq 1$ mm, éch. KΔ6-206, KΔ10-146) et la péridotite contient 15 à 20% de diopside pœcilitique (\pm Tr \pm Ant \pm Ep, $\varnothing \leq 3$ mm), 3 - 4% de minéraux opaques et entre 10 et 20% de pâte chloriteuse interstitielle. Dans sa partie médiane, cet horizon montre de beaux litages magmatiques de pyroxénite-péridotite-dunité ainsi que des figures de slump et de granoclassement.

Finalement, la péridotite passe graduellement à un horizon sommital de webstérite à olivine ($\epsilon = 2$ à 4 m, éch. KΔ6-210, KΔ10-148), comparable à la webstérite à olivine basale dans lequel les fantômes cumulus d'olivine (Ant + Tr) passent de 45 à moins de 30%, tandis qu'augmente le pourcentage de clinopyroxène postcumulus (25 à 30%, Di + Tr \pm Ch, $\varnothing \leq 4$ mm). A ce niveau la roche contient également 0.5 - 1% de hornblende brune, 0.5 - 1% de minéraux opaques, et 25 à 30% de pâte interstitielle chloriteuse (\pm Tr).

4.1.2.3 L'intrusion ultramafique Delta 2B'

L'intrusion ultramafique Delta 2B' (figures 4.3 et 3.52 et carte géologique 1.3) présente une bordure sud sinueuse et recoupe à angle faible les roches volcaniques alcalines et les siltstones (\pm minéralisés) qui les surmontent. Dans sa partie occidentale, elle paraît même recouper le filon-couche Delta 1B.

Sa bordure sud est constituée d'une mince bordure figée ($\epsilon = 3 - 4$ cm, éch. KΔ11-0B) qui passe graduellement à un horizon de pyroxénite à olivine massive ($\epsilon = 4$ à 10 m, éch. KΔ11-0B, KΔ11-6, KΔ8-01, figure 4.5). La pyroxénite présente une texture nématoblastique caractérisée par de nombreux fantômes effilochés de pyroxène (Tr + Ch \pm Ep \pm Di) avec en inclusion des fantômes d'olivine cumulus (Ant + Tr). Quelques plages de hornblende brune (3 - 4%), partiellement transformées en hornblende verte et/ou en actinote, entourent les fantômes de pyroxène et une pâte microlépidoblastique chloriteuse (\pm Tr, jusqu'à 20 - 30% de la roche) occupe les espaces interstitiels. Quelques lamelles de biotite (1 - 3%) sont disséminées dans la roche. Vers le haut de la pyroxénite, des fantômes d'orthopyroxène (Ba + Tr, 5 - 7%) font leur apparition. Le pourcentage de fantômes d'olivine croît progressivement de la base au sommet (5 - 7% à 1 m de la base, 25 - 30% à 5 - 6 m) puis augmente brutalement au niveau du contact avec la péridotite sus-jacente. La bordure figée est faiblement minéralisée en sulfures et plusieurs petits amas de sulfures (3 - 4%) et de nombreuses gouttelettes de pyrrotite - pentlandite sont localisées dans la pyroxénite.

La séquence sus-jacente évolue d'une péridotite ($\epsilon = 4$ à 16 m) à une dunité ($\epsilon \approx 30$ m). La péridotite (éch. KΔ8-12,14) contient jusqu'à 20 - 25% de fantômes pœcilitiques et effilochés de clinopyroxène (Tr + Ch \pm Di, $\varnothing \leq 8$ mm), 3 à 4% de fantômes postcumulus d'orthopyroxène (Ba + Tr + oxydes dans les clivages) et 1% de hornblende brune tardimagmatique qui contiennent en inclusion de nombreux fantômes arrondis d'olivine (Ant + Mt, 40 à 45%, $\varnothing \leq 1$ mm), le tout étant cimenté par une pâte cryptocristalline de chlorite (\pm Ant \pm Tr : 25 à 30%). La dunité (éch. KΔ8-33, 54, 72 - KΔ11-21,44, figure 4.6) est caractérisée par un petit nombre de cristaux pœcilitiques de pyroxène (5 - 10% de diopside \pm Tr, $\varnothing \leq 4$ mm) dans un adcumulat à fantômes accolés d'olivine (80 - 85%, Ant + Mt) dont les espaces interstitiels ($\approx 5\%$) sont remplis de chlorite cryptocristalline. La proportion de minéraux opaques augmente peu à peu de la bordure sud de la péridotite (5%) au coeur de la dunité où ils atteignent 8 à 10%. Ces derniers présentent plusieurs générations: i) des cristaux octaédriques de ferrochromite en inclusions dans tous les autres minéraux (1 - 2%); ii) des plages interstitielles de sulfure et/ou de magnétite entre les fantômes d'olivine (jusqu'à 10%); iii) des amas polycristallins de magnétite (et/ou de sulfure, 3 - 5%) contre les parois des fantômes d'olivine ou dans des microfissures parallèles à l'attitude de l'intrusion; iv) des petits grains concentrés dans les clivages des

fantômes d'orthopyroxène; et/ou v) des amas de sulfure dans des fractures. Les premiers sont probablement d'origine magmatique. Les second et troisième semblent résulter de la serpentinitisation, alors que les derniers résulteraient plus vraisemblablement d'une phase post à tardomagmatique.

Par analogie avec les autres intrusions ultramafiques, la partie sommitale de l'intrusion Delta 2B', devrait être constituée de péridotite puis de pyroxénite mais celle-ci n'affleure pas et sa nature demeure hypothétique. Notons que plusieurs dykes de microgabbro à leucoxène ($\epsilon < 2$ m., éch. KΔ9-1, 2) sont localement intrusifs dans la péridotite et la dunité.

4.1.2.4 L'intrusion ultramafique Delta 2C

Essentiellement décrite à partir du forage n°87-86 (coupe C1, figures 1.6 et 3.53, carte géologique 2.4) qui recoupe également l'intrusion Delta 1C, l'intrusion ultramafique Delta 2C apparaît constituée de webstérite à olivine et de péridotite parfois riche en pyroxène. Elle présente de nombreuses similitudes pétrographiques avec les intrusions Delta 2B et 2B', suggérant que ces intrusions correspondent à un même épisode magmatique. Elle recoupe les gabbros de la partie centrale du filon-couche Delta 1C et ses contacts avec le gabbro sont nets et marqués par un mince horizon de rodingite ($\epsilon = 5$ cm). De nombreux dykes satellites de webstérite à olivine et hornblende lui sont rattachés.

Ses bordures figées inférieure (Éch. 2C-13) et supérieure (Éch. 2C-19), essentiellement composées de chlorite et d'antigorite passent rapidement (sur 10 cm) à une péridotite pyroxénitique dont la partie basale contient 35 à 40% de fantômes d'olivine ($\emptyset < 0.5$ mm, Ant + Tr ± Ba) en inclusion dans des grands cristaux pœcilitiques de clinopyroxène (30%, $\emptyset \leq 20$ mm, Tr + Di + Bi), d'orthopyroxène (5 - 10%, $\emptyset \leq 10$ mm, Ba + Tr + Bi + Ch) et de hornblende (5 - 10%, $\emptyset \leq 1$ mm, Tr + auréole de bastite). D'autres fantômes d'olivine baignent dans une matrice microcristalline (10%, Ant + Ch ± Bi) qui représente des liquides piégés. Quelques grains idiomorphes de ferrochromite (2%, $\emptyset < 0.2$ mm), des veinules de magnétite et un peu de sulfures (1%, $\emptyset < 0.1$ mm, Cp + Po + Pn) complète l'association minéralogique. Plus haut dans la séquence, la proportion de grains d'olivine augmente pour former une séquence de péridotite/ dunité. Les fantômes d'olivine sont généralement plus gros (60 - 80%, $\emptyset \leq 0.5 \times 2.5$ mm) et sont partiellement remplacés par de la trémolite. La hornblende pœcilitique disparaît. Les grains de ferrochromite présentent deux habitus: des grains

subidiomorphes ($\emptyset = 0.01$ à 0.1 mm) dans la matrice et les olivines, et des grains arrondis dans les pyroxènes ($\emptyset = 0.01$ à 0.05 mm), suggérant l'existence de deux périodes de cristallisation.

Près du sommet de l'intrusion, la péridotite/dunité (éch. n°2C-18) contient 75% de fantômes d'olivine ($\emptyset = 0.1 \times 0.5$ mm, Ant + Tr), 15% de clinopyroxène ($\emptyset \leq 1$ mm, Di+Tr), 1 - 5% d'orthopyroxène ($\emptyset \leq 1$ mm, Ba + Tr) et 1 - 2% de hornblende en cristaux pœcilitiques ($\emptyset < 0.5$ mm) définissant une texture subophitique. De petits grains de ferrochromite sont disséminés (2%, $\emptyset = 0.2$ mm) et des veinules sont remplies de magnétite et de sulfures (2%, $\emptyset < 0.01$ mm, Po + Cp + Pn).

Plusieurs dykes de composition alcaline ($\epsilon < 5$ cm, éch. n°2C-17) recouperont la partie sommitale de cette intrusion. Ils contiennent des fragments de péridotite dans une matrice essentiellement constituée de chlorite ferrifère, de zoisite ($\emptyset < 1$ mm) et d'antigorite microblastique. Ils possèdent également des cristaux idiomorphes d'apatite (1 - 2%, $\emptyset \leq 0.1 \times 0.8$ mm) et d'ilménite (10%, $\emptyset \leq 0.50$ mm) contenant des inclusions de chalcopirite ($\emptyset < 0.05$ mm).

4.1.2.5 L'intrusion ultramafique Delta 4

L'intrusion ultramafique Delta 4 recoupe la partie sommitale du filon-couche différencié Delta 3 et occupe le coeur du synforme défini par l'ensemble Delta 3 - Delta 4 (figures 1.6, 3.49 et 3.50). Sur le flanc sud, elle débute par une fine bordure figée ($\epsilon = 3 - 7$ cm, éch. 200-297) riche en antigorite (75 - 80%), chlorite, épidote et anthophyllite avec quelques fantômes d'olivine (5 - 8%, $\emptyset \leq 1$ mm) disséminés.

Celle-ci est localement surmontée d'une épaisse séquence de péridotite qui constitue le coeur du synforme. La péridotite contient de petites lentilles enrichies en ferrochromite, magnétite et sulfures (indice 4.1) et présente un débit caractéristique en petites billes et une teinte d'altération ocre rougeâtre (figure 4.7). Cet horizon, pourtant d'apparence très altéré, contient d'abondantes reliques d'olivine (FO_{86-87} ; 40 à 50%, tableau 4.1) cimentées par de l'antigorite (30 - 40%, figure 4.8, éch. KΔ16 A-B-C-D). Comme dans les autres horizons de péridotite, les fantômes d'olivine, de forme arrondie ou en petits bâtonnets, constituent de nombreuses inclusions dans les cristaux de pyroxène, ou baignent dans une pâte interstitielle (5 - 10%) de chlorite cryptocristalline. Le pyroxène constitue de grandes plages pœcilitiques ($\emptyset \leq 1$ cm) de clinopyroxène (augite diopsidique ± Tr, 5 - 10%) et d'orthopyroxène (enstatite, 10%). Quelques cristaux



Figure 4.3 : Vue générale avec regard vers l'ouest montrant de gauche à droite : 1) les intrusions Delta 1B et Delta 2B de nature gabbroïque et péricrotitique; 2) une lentille de roches volcano-sédimentaires du Povungnituk, pincée entre les intrusions Delta 2B et Delta 2B'; et 3) l'intrusion ultramafique Delta 2B' qui recoupe nettement les roches volcano-sédimentaires. Noter également la présence d'un indice minéralisé dans la partie inférieure de la photo.

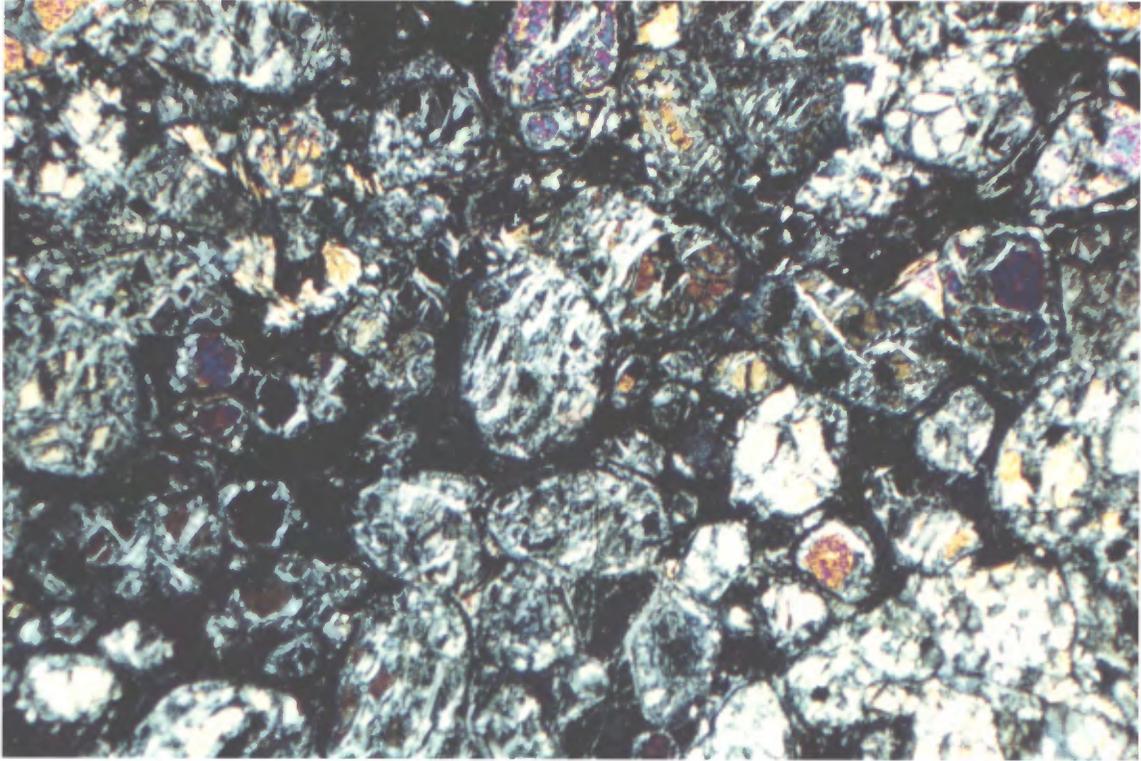
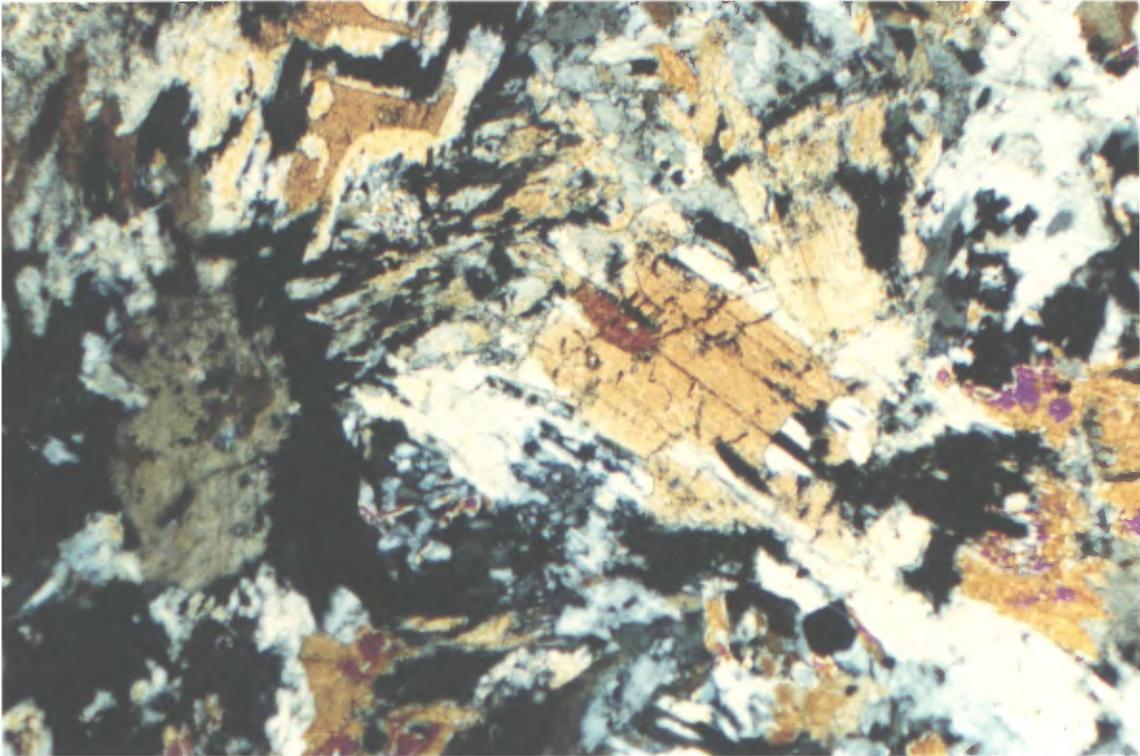


Figure 4.4 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de dunité provenant de l'intrusion Delta 2B (éch. KΔ6-186, 1 = 5,5 mm). Noter l'abondance des cristaux d'olivine partiellement recristallisés en antigorite et cimentés par des plages de chlorite cryptocristalline.



Figures 4.5 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de pyroxénite massive provenant de la base du conduit nourricier Delta 2B' (éch. KΔ8-01, 1 = 5,5 mm).

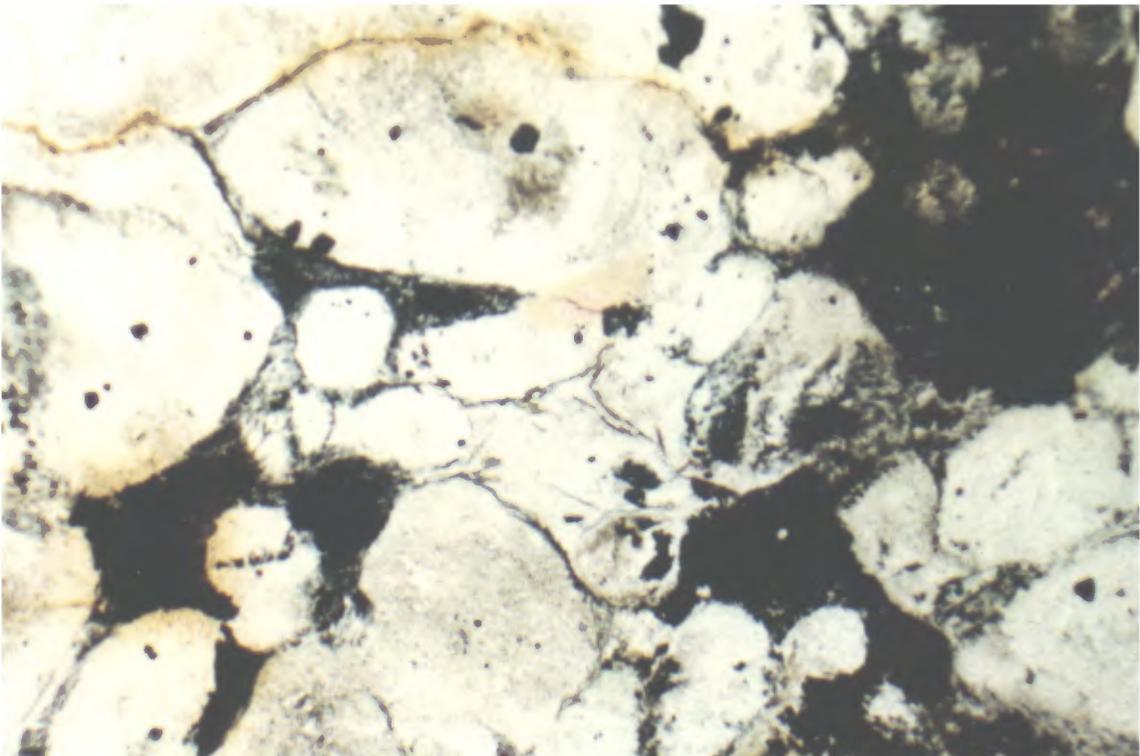


Figure 4.6 : Microphotographie en lumière naturelle d'un échantillon de dunite provenant du conduit nourricier Delta 2B' (éch. KΔ11-44, 1 = 5,5 mm). Noter l'abondance des fantômes d'olivine cimentés par des plages de minéraux opaques.



Figure 4.7 : Vue générale de l'horizon de péridotite observé au coeur du synforme du bloc structural D et correspondant à l'intrusion ultramafique Delta 4. Noter la teinte d'altération de la péridotite et le débit en petites billes.

postcumulus de hornblende brune (0.5 à 1%) et des lamelles de biotite (pléochroïsme brun sombre à noir avec de nombreux oxydes dans les clivages, 1 à 3%) sont disséminées dans la roche où elles occupent les espaces interstitiels. Enfin les minéraux opaques (2 - 3%) sont essentiellement constitués de ferrochromite ($\emptyset \leq 0.2$ mm) en inclusion dans tous les autres minéraux.

De la **dunite** (éch. 200-298, figure 4.9) est localement intercalée entre la bordure figée et la péridotite au niveau de la coupe D2 (figures 3.49 et 3.50). Dans ce cas, les cristaux d'olivine (85%, $\emptyset \leq 2$ mm) sont complètement pseudomorphosés en antigorite avec de la magnétite et parfois de la pyrrhotite et de la pentlandite qui tapissent leur paroi interne. La magnétite, produite lors de la serpentinisation, remplit également des veinules parallèles à la stratigraphie et des cristaux octaédriques de ferrochromite (3 - 5%, $\emptyset \leq 0.2$ mm) constituent des inclusions dans les fantômes d'olivine et les plages pœcilitiques de clinopyroxène (10%, $\emptyset \leq 1.5$ cm: Tr + Ant \pm Di \pm Ep) et d'orthopyroxène. Enfin quelques lamelles de biotite (0.5%) et des plages de chlorite cryptocristalline (3 - 4%) remplissent les espaces interstitiels.

• **Un dyke de péridotite** recoupe les gabbros du flanc nord du filon-couche Delta 3. Nous le retrouvons de place en place et il semble relié à l'intrusion ultramafique Delta 4. Son contact nord avec les gabbros est caractérisé par une mince bordure figée chloriteuse de 5 à 6 millimètres (éch. 243-4 et 243-3). Il contient de nombreux cristaux d'olivine (65% de la roche), tantôt en inclusion dans de très gros cristaux pœcilitiques d'augite diopsidique faiblement trémolitisée (25%, \emptyset jusqu'à 2 cm, éch. L0-21), tantôt dans une mésostase de chlorite cryptocristalline (5% de la roche). Dans le cœur du dyke, les cristaux d'olivine sont en grande partie préservés et montrent simplement un début de recristallisation en antigorite sur leur bordure et dans les craquelures. On retrouve en faibles quantités de la hornblende brune postcumulus (1 à 5% de la roche) sur le pourtour des cristaux de pyroxène, ainsi qu'un petit nombre de lamelles de biotite ferrugineuse (1%) avec de nombreux oxydes dans ses clivages. Près des bordures du dyke, la péridotite devient rapidement très altérée et les pyroxènes ne constituent plus que des lambeaux trémolitisés et déchiquetés par la blastogénèse. De même l'olivine se transforme complètement en antigorite, trémolite et chlorite. Par ses caractéristiques pétrographiques, ce dyke ressemble étrangement à la péridotite de l'intrusion Delta 4 (pyroxènes de même habitus, présence de nombreuses reliques d'olivine,

altération typique en petites billes) dont il est probable qu'il constitue un émissaire filonien.

4.1.2.6 L'intrusion ultramafique Delta 4'

L'intrusion ultramafique Delta 4' au nord (carte géologique 2.2) est en contact de faille avec les phyllades et les dolomies encaissantes et n'affleure que partiellement. Elle est constituée d'un horizon de péridotite passant par un contact graduel et rapide à de la pyroxénite à olivine ($\epsilon = 22$ m). Cette dernière est surmontée d'un horizon de siltstone cornéifié qu'elle recoupe localement.

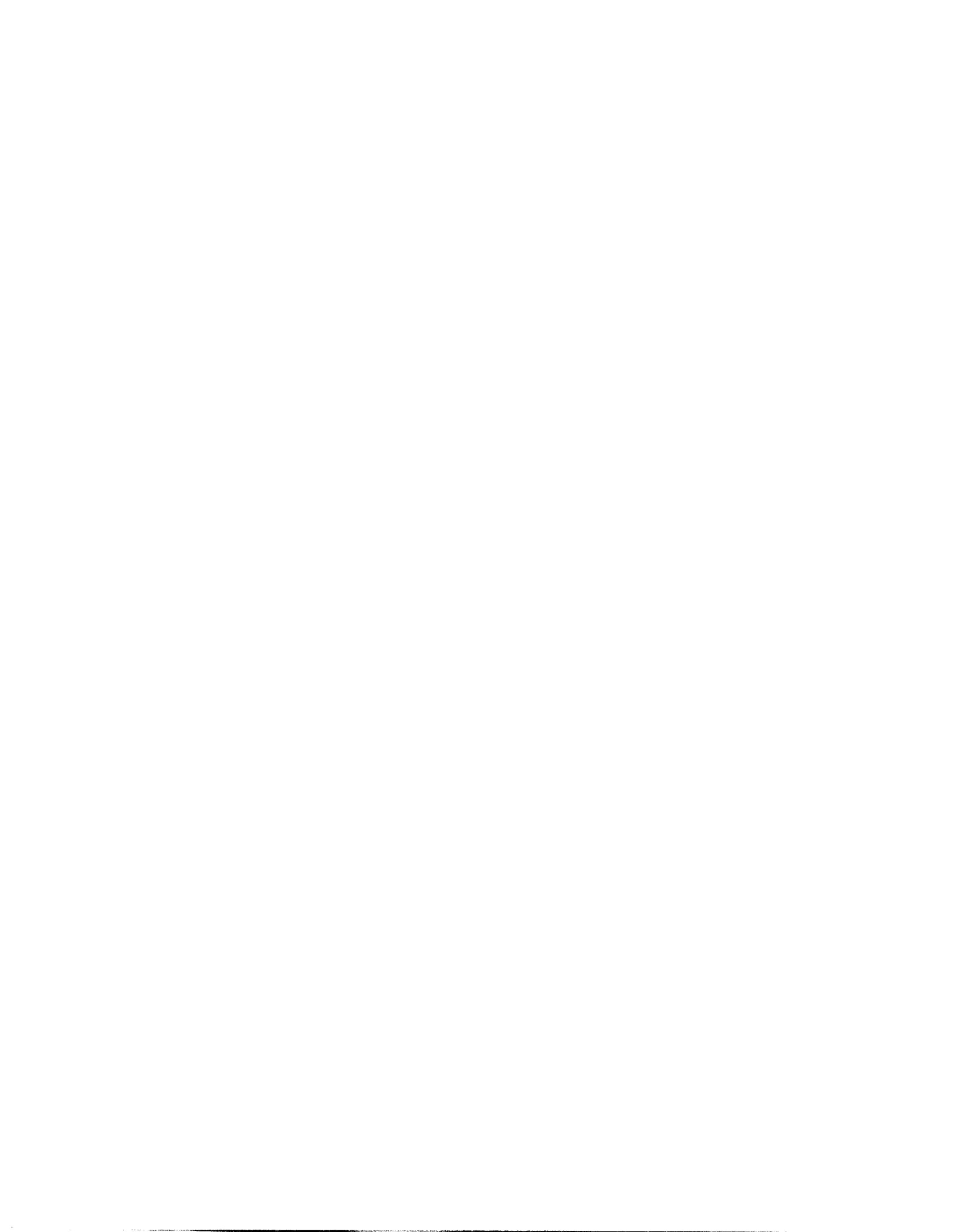
La péridotite (ϵ minimale = 27m, éch. 243-18, 17) est en grande partie constituée de trémolite et chlorite magnésienne, et imprégnée de carbonate (jusqu'à 25%). Outre cette altération seules quelques reliques de pyroxène et de hornblende brune ont été préservées. Les fantômes de pyroxène (Tr \pm Di \pm Ch) forment des plages pœcilitiques d'aspect effiloché. La hornblende brune, partiellement transformée en hornblende verte, possède également un habitus pœcilitique, et contient comme le pyroxène de nombreux fantômes globulaires d'olivine (Ch + Tr \pm Ant). L'altération montre son maximum d'intensité dans la partie nord de l'horizon péridotitique à proximité de la faille de chevauchement. Plus au sud, la paragenèse magmatique est plus facilement reconnaissable et la carbonatation est moins intense. Enfin les minéraux opaques montrent deux générations: 1) des cristaux suboctogonaux disséminés dans la roche ou en inclusion dans les fantômes, et 2) des petits amas polycristallins qui tapissent la paroi des fantômes d'olivine.

La pyroxénite sus-jacente présente une texture de mésocumulat (éch. 243-15, L75E-165) avec 65 à 70% de fantômes prismatiques de pyroxène sous forme de trémolite, elle-même plus ou moins recristallisée en chlorite. Plusieurs de ces fantômes sont bordés par une couronne de hornblende brune (15%), produite vraisemblablement par la cristallisation tardive de liquides résiduels. Enfin quelques fantômes d'olivine (jusqu'à 20%, Ant + Ch + Tr \pm Mt) sont localement en inclusion dans les fantômes de pyroxène et la hornblende.

4.1.3 Les dykes ultramafiques de l'horizon de Raglan

4.1.3.1 La région de lac Cross

À l'est du lac Cross, les roches forment un synclinal droit à déjeté avec une faible plongée vers l'est (au



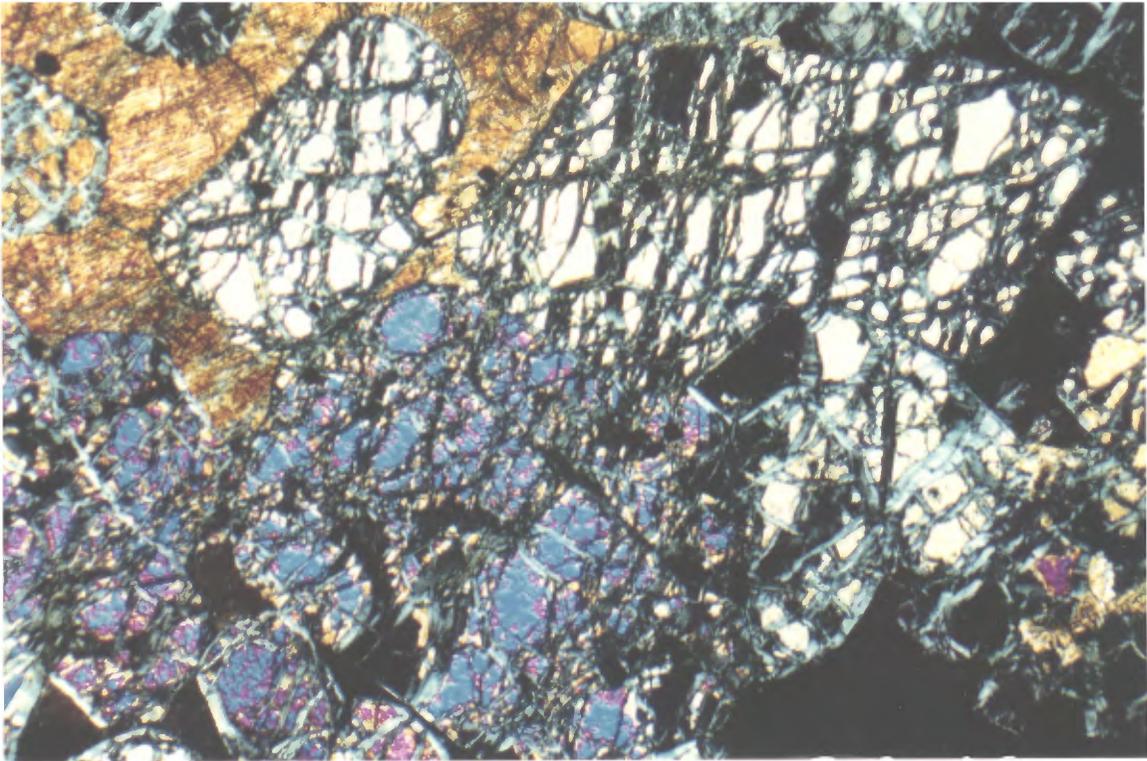


Figure 4.8 : Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de péridotite provenant du coeur du synforme et correspondant à l'intrusion ultramafique Delta 4 (coupe géologique D2, éch. KΔ16-C, 1 = 5,5 mm). Noter l'abondance des reliques d'olivine cimentés par l'antigorite qui se développe à partir des microfractures. Noter aussi les plages d'augite diopsidique poecilitique, et la présence d'une pâte interstitielle microcristalline.



Figure 4.9 : Microphotographie en lumière naturelle d'un échantillon de dunite provenant de la base de l'intrusion ultramafique Delta 4 (flanc sud, coupe géologique D2, éch. 200-298, 1 = 5,5, mm). Noter l'abondance des fantômes d'olivine recrystallisés en serpentine (antigorite), et les amas de magnétite qui tapissent la paroi interne des fantômes d'olivine, ou remplissent des microfissures provoquées par la serpentinisation de la roche. Noter également la présence de cristaux automorphes de ferrochromite et/ou de sulfure.

Figure 4.10 : Vue générale (avec regard vers le nord-est) du conduit nourricier du lac Cross. On voit nettement l'horizon péridotitique de lac Cross surmonté au nord par les basaltes du Groupe de Chukotat.



maximum 15 à 25°, carte géologique n° 4) avec une faille axiale orientée N50° dans l'axe du synforme.

4.1.3.1.1 Le secteur au nord de la faille axiale

Au nord de la faille axiale (partie nord de la charnière et le flanc nord du synforme de lac Cross, carte géologique n° 4), les roches plutoniques présentent une mince bordure figée en contact avec des phyllades graphiteuses. Elles évoluent ensuite depuis une pyroxénite basale vers une péridotite pyroxénitique contenant jusqu'à 40% de cristaux pœcilitiques de clinopyroxène avec en inclusion des cristaux d'olivine complètement antigoritisés. Finalement, elles forment une séquence sommitale de mélando-, de méso-, et de leuco-gabbro. Ainsi la séquence pétrographique observée, l'aspect très grenu des péridotites et l'abondance des gabbros évoquent davantage l'existence d'un filon-couche différencié plutôt qu'une intrusion ultramafique telle qu'observée sur le flanc sud.

4.1.3.1.2 Le secteur au sud de la faille axiale

Au sud de la faille axiale (partie sud de la charnière et flanc sud du synforme de lac Cross, carte géologique n° 4, figure 4.10), les roches plutoniques constituent une séquence ultramafique dont l'épaisseur varie de 10 à 100 mètres avec un maximum dans la charnière du synforme. Au niveau de la coupe Cr4, cette séquence est formée (figure 4.11) d'un horizon de pyroxénite passant graduellement à une péridotite puis à une pseudo-dunite, laquelle est à son tour surmontée d'un horizon de pyroxénite avec une mince bordure pyroxénitique à grain fin à son sommet. Une bande de microgabbro ($\epsilon_{\max} = 20$ m) surmonte de manière irrégulière la séquence ultramafique en présentant localement un débit colonnaire plus ou moins bien marqué. Le contact inférieur avec les métasédiments (quartzites et siltstones, figure 4.12) est net, parfois discordant. Le contact supérieur avec les laves ultramafiques du Groupe de Chukotat est irrégulier et quelquefois graduel. Sur les flancs du pli, des phyllades graphiteuses sont localement intercalées entre l'intrusion et les roches volcaniques sus-jacentes. Ce système intrusif présente donc de nombreuses similitudes avec les intrusions de la région de Katinik et de Donaldson (Barnes et al., 1982; Dillon-Leitch et al., 1986, ce rapport). De même, il est comparable aux intrusions Delta 2a et b décrites dans la région du Lac Kenty. En raison de ses relations structurales avec les roches encaissantes et plus précisément avec les basaltes du Groupe de Chukotat, et de ses caractéristiques pétrographiques, cet ensemble magmatique peut être interprété comme un conduit

nourricier subvolcanique des basaltes du Groupe de Chukotat.

Sur le flanc sud du conduit nourricier ultramafique de lac Cross, les roches sont tantôt uniquement constituées de pyroxénite et de péridotite, en particulier dans l'environnement des indices minéralisés (coupes géologiques AA' et CC', carte géologique n° 4 et figure 4.11); tantôt constituées de pyroxénite, de péridotite et finalement d'une mince bande de microgabbro (coupe géologique BB', figure 4.11). D'une manière générale, elles sont intensément altérées et présentent de nombreuses veinules de magnétite partiellement hématisées. Les pyroxènes sont ouralitisés et les olivines serpentinisées.

La bordure figée inférieure ($\epsilon =$ quelques centimètres, éch Cr4-1) présente une texture nématoblastique caractérisée par de nombreux prismes accolés de trémolite (\pm Ch \pm Ep, 25 - 30 %, $\Phi \leq 0.5 \times 3$ mm) dans une pâte micronématoblastique. Celle-ci est formée d'un enchevêtrement de fibres de trémolite (45 - 50 %) et de lamelles de chlorite (10 - 15 %) avec accessoirement des grains de leucoxène et des plages de carbonate. Quelques plages polycristallines de chlorite suggèrent la présence de quelques fantômes d'olivine. Des plages tardives d'épidote bien cristallisée (5 - 7 %, $\Phi \leq 1$ mm), localement associées à des minéraux opaques (4 - 5 %) se surimposent à la paragenèse métamorphique initiale et révèlent l'influence d'une importante altération hydrothermale tardimétamorphique.

La pyroxénite basale (éch. Cr4-2 à 4 et Cr 5-1 et 2, figure 4.13) est caractérisée par une texture relictuelle de mésocumulat faiblement pœcilitique plus ou moins modifiée par la blastogénèse. Dans sa partie inférieure, elle montre de nombreux fantômes automorphes de clinopyroxène (Tr \pm Di \pm Ch, 40 %, $\Phi \leq 2$ mm) devenant peu à peu xénomorphes et constituant de grandes plages pœcilitiques (Ac - Tr \pm Di \pm Ba \pm Hbb, 50 à 30 %, $\Phi \leq 4 \times 6$ mm) quand on s'élève dans l'horizon. Des fantômes d'olivine (Ant + Ch \pm Tr \pm Mt, 10 - 15% dans la partie inférieure, 25 à 40% dans la partie supérieure, $\Phi \leq 0.5 - 1$ mm) constituent une phase cumulus d'abord intercalée avec les fantômes de pyroxène cumulus, puis de plus en plus souvent en inclusion dans ces derniers. Quelques fantômes d'orthopyroxène (bastite \pm enstatite, 2 - 4%) forment également des plages pœcilitiques dans la partie supérieure de la pyroxénite. Notons aussi la présence de hornblende brune (\pm Ac, 2 - 4%) autour des fantômes de clinopyroxène, et d'un petit nombre de lamelles de biotite ferrugineuse (au plus 2 - 3%) disséminée dans la roche. Enfin des minéraux

Figure 4.11 : Colonnes lithologiques du conduit nourricier de lac Cross correspondant aux coupes géologiques AA', BB' et CC'.

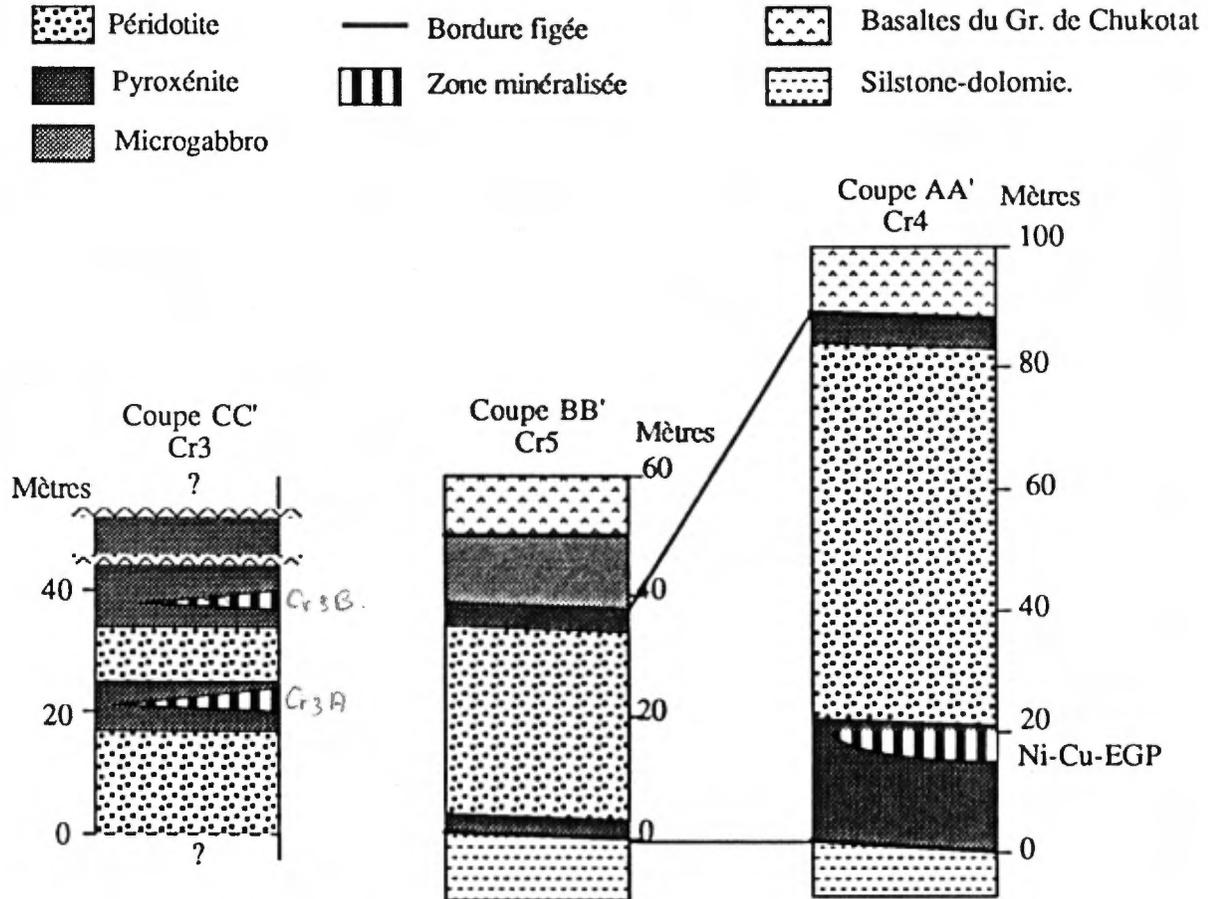


Figure 4.12 : Photographie, dans l'environnement de l'indice C1, du contact entre l'horizon péridotitique du conduit nourricier de lac Cross et les roches sédimentaires sous-jacentes.



Figure 4.13 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de pyroxénite à olivine provenant de la partie basale du conduit nourricier de lac Cross (éch. Cr4-4, 1 - 5,5 mm). Noter les fantômes d'olivine antigoritisée, en inclusion dans les plages de clinopyroxène ouralitisé.

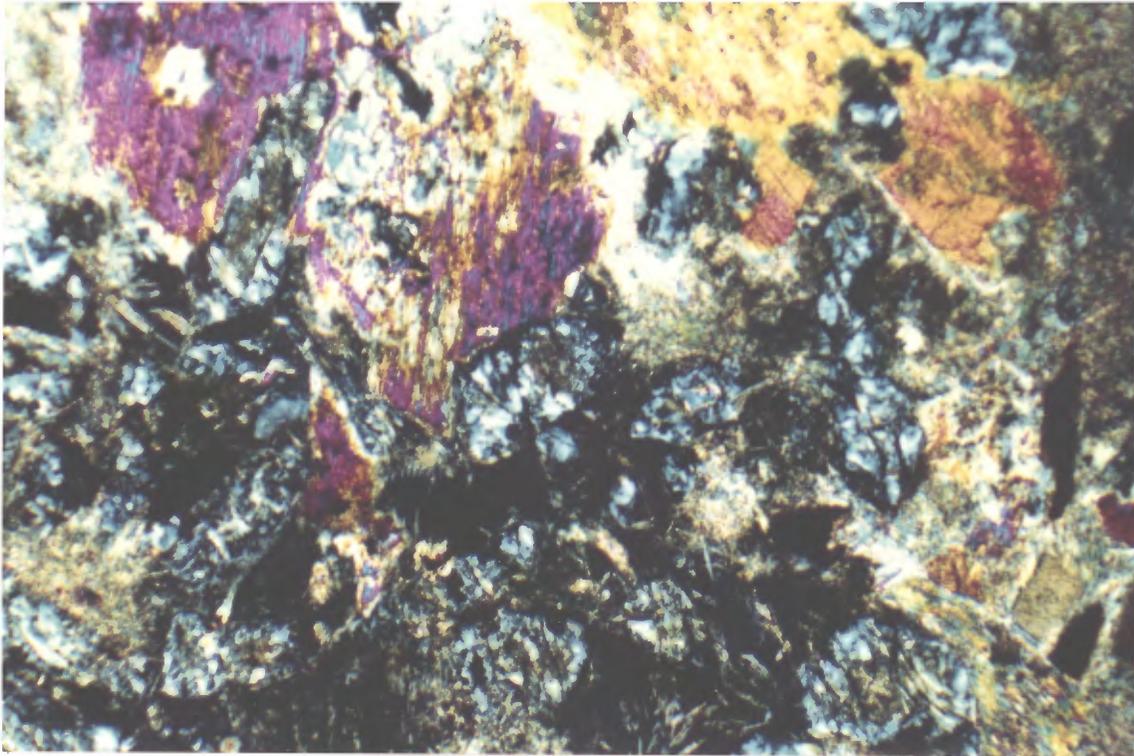
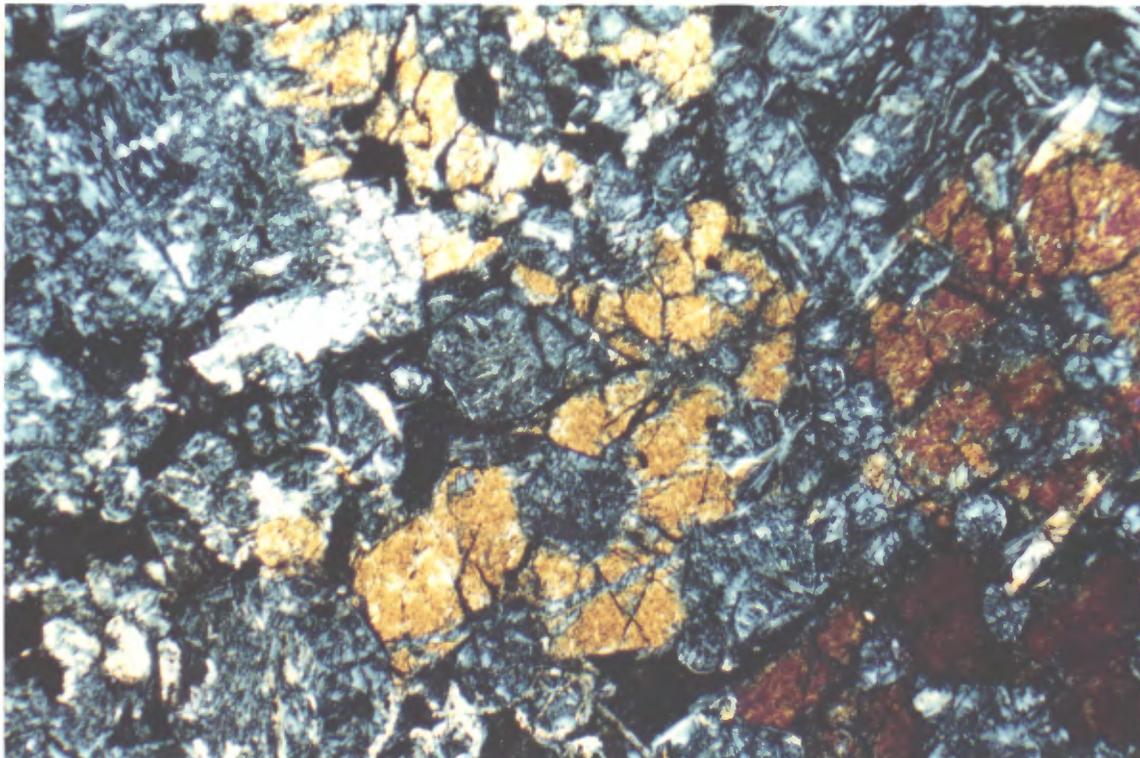


Figure 4.14 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de péridotite provenant du conduit nourricier de lac Cross (éch. Cr4-9, 1 = 5,5 mm). Noter les fantômes d'olivine antigoritisée, en inclusion dans les plages de clinopyroxène ouralitisé.



opaques, de plus en plus abondants vers le haut de l'horizon (2 à 8%), forment des plages déchiquetées de sulfure qui se substituent aux clinopyroxènes. Dans la partie sommitale de la pyroxénite, ces derniers constituent également de petits cristaux octaédriques de ferrochromite en inclusion dans les autres minéraux. Tous les minéraux énumérés ci-dessus sont cimentés par une pâte interstitielle microlépidoblastique (15 à 30%) essentiellement composée de chlorite ferreuse (verte en lumière naturelle) avec accessoirement des fibres de trémolite, de l'épidote, du leucoxène et de la muscovite.

La péridotite sus-jacente (éch. Cr4-8 à 10 et Cr5-5 et 6) est caractérisée par une augmentation progressive du pourcentage d'olivine de la périphérie vers le coeur de l'intrusion, passant ainsi d'une werhlite (éch. Cr4-8 et 9, figure 4.14) avec 40 à 50% de fantômes d'olivine à une "pseudo-dunite" avec 75% de fantômes d'olivine (éch. Cr4-10). Parallèlement à cette évolution, la texture magmatique relictuelle passe d'un mésocumulat pœcilitique à un adcumulat à olivine. Les fantômes d'olivine (Ant + Mt ± Tr, $\varnothing \leq 1$ mm) forment des plages arrondies, plus ou moins jointives en inclusion dans les pyroxènes. Les clinopyroxènes (30 à 10%) forment de grandes plages pœcilitiques ($\varnothing \leq 5$ mm) présentant une zonation avec de l'augite diopsidique (+ Tr ± Ant ± Ch) au coeur, et des fibres de trémolite imprégnées de minéraux opaques à la périphérie. Les fantômes d'orthopyroxène (Ba ± Tr, au maximum 20 %) forment également de grandes plages pœcilitiques ($\varnothing \leq 5$ mm) dans les parties inférieure et supérieure de la péridotite. De nombreux minéraux opaques (8 - 10%) forment plusieurs générations dans la péridotite: des flaques de sulfure ($\varnothing \leq 1$ mm) régulièrement réparties dans la roche et intimement imbriquées avec les fibres de trémolite (surtout dans le pourtour des Cpx); des amas polycristallins (Mt?) sur les parois internes des fantômes d'olivine; et des petits grains de ferrochromite disséminés dans la roche. Enfin, comme dans le cas de la pyroxénite, tous ces minéraux sont cimentés par une pâte interstitielle microlépidoblastique (10 à 25%) essentiellement composée de chlorite ferreuse (verte en lumière naturelle) avec accessoirement de l'antigorite et des fibres de trémolite.

La partie sommitale du conduit nourricier de lac Cross diffère suivant la localité. - **Dans l'environnement des indices minéralisés** (coupes géologiques AA' et CC', figure 4.11) la partie sommitale de l'intrusion est constituée d'une mince horizon de microgabbro à olivine (éch. Cr 4-11, figure 4.15) de texture intergranulaire, à subophitique.

Celui-ci possède 30 à 35% de lattes plus ou moins jointives de plagioclase (Ab - Olg ± Ep, $\varnothing \leq 3 \times 0.5$ mm) en inclusion partielle dans des plages xéno à subautomorphes plus ou moins squelettiques de clinopyroxène (augite diopsidique ± Tr, 35%). Des fantômes d'olivine (Ant, 3 - 5%, $\varnothing \leq 0.5$ mm), des cristaux xénomorphes de sphène - leucoxène (3 - 5%, $\varnothing \leq 1$ mm) et quelques minéraux opaques sont disséminés dans la roche, le tout étant cimenté par une pâte cryptocristalline de chlorite (10 - 15%). Dans les zones dépourvues d'indices minéralisés (coupe géologique BB', figure 4.11), la péridotite est surmontée d'un horizon de pyroxénite (éch. Cr5-4 et 7) lui-même surmonté de microgabbro (éch. Cr5-8 à 10). **La pyroxénite** (figure 4.16) possède une texture d'ortho à mésocumulat caractérisée par 75% de cristaux cumulus d'augite diopsidique ($\varnothing \leq 1 - 2$ mm) faiblement recristallisée sur les bordures par des fibres de trémolite. Quelques fantômes globuleux d'olivine (Ant ± Ch, 5 - 7%, $\varnothing \leq 2 - 3$ mm) et quelques cristaux de sphène - ilménite (3 - 4%) à texture lamellaire complètent la paragenèse et sont cimentés par un amalgame microlépidoblastique de chlorite (5 - 10%). **Le microgabbro sus-jacent** (figures 4.17 - 4.18) possède une texture subophitique à intersertale et montre une paragenèse comparable au microgabbro observé précédemment. De la base au sommet, la proportion de plagioclase (Ab-Olg ± Ep) augmente de 35 à 70% et les lattes deviennent de plus en plus jointives présentant alors une texture d'adcumulat. La proportion de clinopyroxène (diopside + actinote) passe de 45 à 25% et les cristaux deviennent de plus en plus prismatiques ($\varnothing \leq 0.2 \times 2$ mm) au fur et à mesure qu'augmente leur teneur en fer. De même, la proportion de sphène - ilménite augmente graduellement de 3 à 7% et du quartz interstitiel (jusqu'à 8%) fait son apparition dans la partie sommitale de l'horizon de microgabbro. Au sommet, celui-ci présente même des textures réactionnelles granophyriques avec le plagioclase. Enfin les espaces interstitiels (5 - 15%) sont colmatés par un amalgame microblastique de chlorite et d'épidote.

4.1.3.2 La région de Katinik

À Katinik, la séquence de péridotite-pyroxénite s'étend sur environ 2.5 kilomètres de longueur et 45 à 150 mètres d'épaisseur. Au sud, elle recoupe à angle faible un assemblage de siltstones et de phyllades cornéifiés appartenant au sommet du Groupe de Povungnituk et un filon-couche de mésogabbro à grains moyens (figure 1.7). Au nord, elle est recouverte par les basaltes à coussins du Groupe de Chukotat. Nous décrivons ci-dessous la séquence lithologique que nous avons observée le long d'une



Figure 4.15 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de microgabbro provenant du sommet du conduit nourricier de lac Cross (éch. Cr4-11, 1 = 5,5 mm).

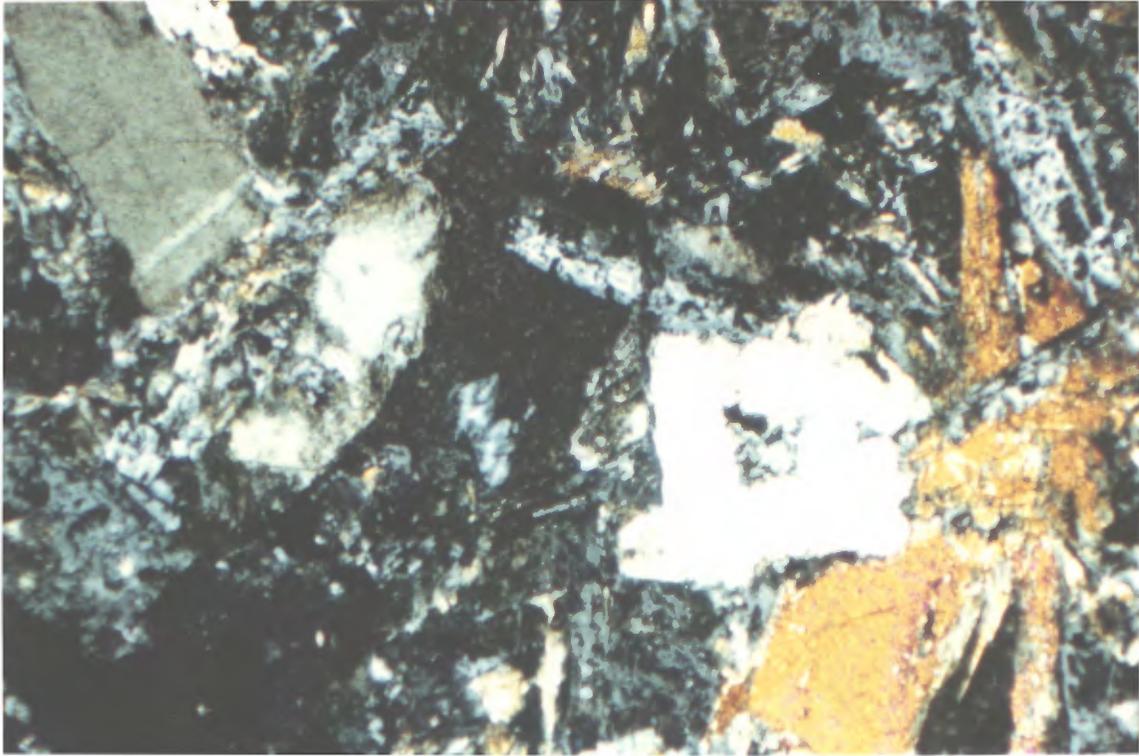
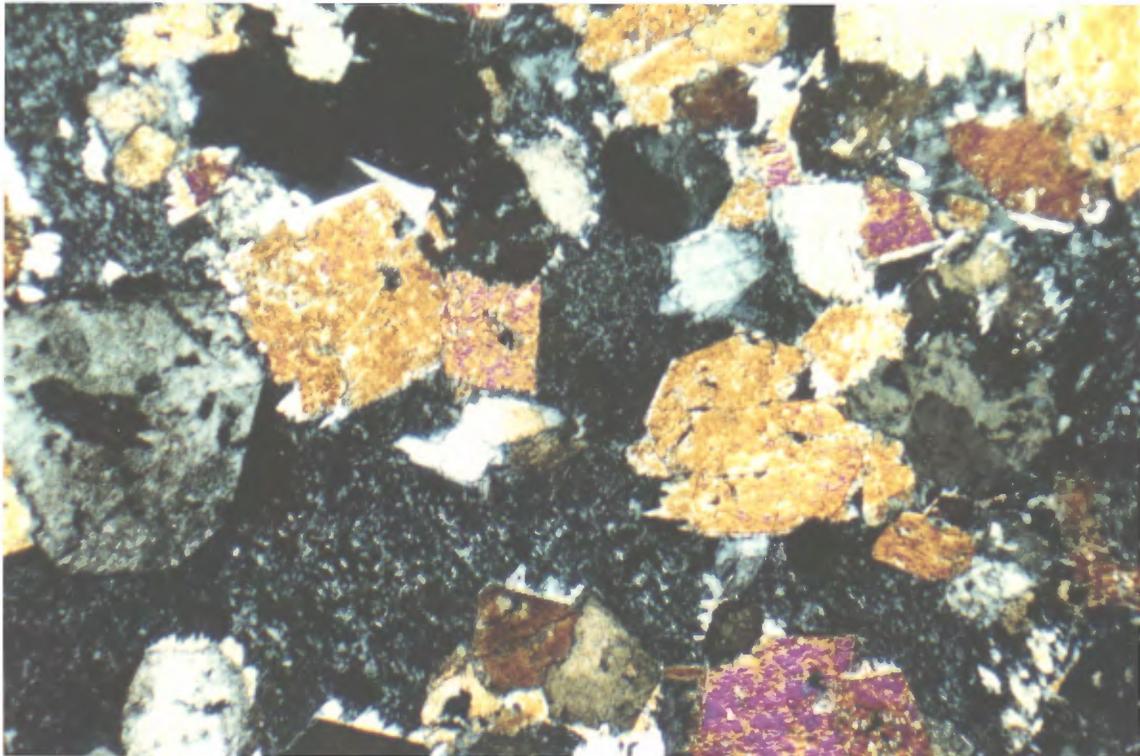


Figure 4.16 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de pyroxénite provenant du sommet de l'horizon de péridotite du conduit nourricier de lac Cross (éch. Cr5-7, 1 = 5,5 mm). Noter la texture ortho à mésocumulat et l'abondance des cristaux cumulus d'augite diopsidique partiellement ouralitisés. Noter également la pâte interstitielle chloriteuse qui moule les cristaux de pyroxène.



coupe de 200 mètres de longueur effectuée dans la partie ouest de la séquence ultramafique de Katinik (coupe Kt1, figure 4.19).

Au contact des roches sédimentaires, la séquence ultramafique de Katinik possède une bordure figée caractéristique (éch. Kt3-1 et Kt3-2) qui comprend 15 à 20% de cristaux arrondis d'olivine ($\varnothing \leq 1$ mm) recristallisée en antigorite et chlorite, et environ 10 - 15% de cristaux squelettiques de clinopyroxène (à texture harristique) dans une matrice microblastique composée de chlorite, de trémolite, d'épidote et de leucoxène. Lorsqu'elle recoupe les gabbros du filon-couche situé à proximité, la séquence ultramafique ne présente plus de véritable bordure figée mais débute par un horizon péridotitique (de 0 à 5 mètres) dans lequel de grands cristaux pœcilitiques de clinopyroxène (5 - 10 %, $\varnothing \leq 2$ mm) à texture glomérporphyrique et des plages aphyriques fortement recristallisées (35 à 40%) englobent en tout ou en partie des fantômes arrondis d'olivine (40 - 50 %, $\varnothing \leq 1$ mm, figure 4.20, éch. Kt1-2) et quelques cristaux disséminés de spinelle chromifère. Les fantômes d'olivine sont alors complètement altérés en antigorite avec dans quelques cas de la trémolite sur le pourtour. Les cristaux de clinopyroxène demeurent assez frais avec seulement quelques fibres de trémolite greffées sur leur bordure. Les plages aphyriques qui constituent la mésostase sont fortement recristallisées. Dans tous les cas, elles présentent un assemblage microblastique dont l'arrangement révèle l'existence de lattes allongées uniquement constituées de chlorite cryptocristalline et disposées en gerbes dans un enchevêtrement de trémolite et d'épidote (éch. Kt1-2 et Kt3-3, figure 4.21). Ces fantômes aciculaires forment également quelques gerbes à l'intérieur les cristaux pœcilitiques de clinopyroxène qui les englobe plus ou moins complètement (figure 4.22). Leur altération en chlorite cryptocristalline brun-foncé suggère que les cristaux originaux étaient de l'olivine relativement enrichie en fayalite. Leur habitus évoque la présence de cristaux squelettiques à texture microspinfex suggérant un fort gradient thermique lors du refroidissement du magma. Notons que ces lattes aciculaires de chlorite sont abondantes dans presque toute la séquence de péridotite sus-jacente (cf ci-dessous, tableau n°4.2a). Enfin, des gouttelettes de sulfures ($\varnothing \leq 5$ mm, 1 - 2 % Pn ± Po ± Cp), auxquelles s'associent d'abondantes fibres de trémolite, sont disséminés dans la bordure de la séquence ultramafique suggérant que le stade de saturation en soufre était déjà atteint par le magma parent au moment de sa mise en place. Les sulfures forment également de petites plages disséminées (1 - 2%) entre les fantômes d'olivine.

De 5 à 45 mètres de la base (coupe Kt1, figure 4.19), l'intrusion est essentiellement péridotitique et présente localement un débit colonnaire (de 21 à 30 m, prismes mesurant 40 à 50 centimètres de diamètre). La péridotite (éch. Kt1-3 à Kt1-7, figure 4.23) contient 70 à 90 % de fantômes arrondis et plus ou moins jointifs d'olivine dont la texture varie d'un méso- à un adcumulat. Les quelques cristaux de pyroxène présents (5 à 15 %) sont pœcilitiques et partiellement altérés. Enfin les fantômes d'olivine et les cristaux de spinelle sont emballés dans une "mésostase" (10 à 20 %) formée presque exclusivement par des lattes aciculaires de chlorite (fantômes d'olivine ferrifère disposés en gerbes) dont la proportion diminue sensiblement vers le haut (10 à 5%) en faveur d'une matrice plus microgrenue. A 30 mètres de la base, l'échantillon Kt1-6 révèle l'existence de fines lamines d'altération ($\epsilon = 1$ cm) dans lesquelles les fantômes d'olivine sont envahis de trémolite avec une quantité moindre d'antigorite.

De 5 à 30 mètres, la péridotite contient 1 à 6 % de sulfures (Pn + Po ± Cp, éch. Kt1-3 à Kt1-6) qui remplacent partiellement ou complètement les cristaux d'olivine (texture en filet inverse). A part quelques amas diffus où se concentrent des petits grains de sulfure (surtout de pentlandite), les sulfures disséminés sont peu abondants. Enfin quelques gouttes de sulfure (surtout de pyrrhotite) sont également dispersées dans cette séquence. Les cristaux de spinelle chromifère constituent en moyenne moins de 1% de la roche. Ils sont toutefois plus abondants à 7 mètres (1 - 2 %, éch. Kt1-3) et à 60 mètres de la base (1 - 2%, éch. Kt1-9). De 30 à 39 mètres (éch. Kt1-6 à Kt1-7), les sulfures (surtout pentlandite) sont présents en phase intercumulus autour de quelques grains d'olivine, et de grosses gouttelettes d'immiscibilité ($\varnothing = 0.5$ cm) sont dispersées dans la roche.

À 45 mètres de la base (figure 4.19), le pourcentage de fantômes d'olivine chute brusquement à 50 - 60 % et on retrouve un horizon de péridotite contenant 25 % de cristaux de clinopyroxène, 10 à 20 % de "mésostase" avec 5 à 10 % de lattes aciculaires de chlorite (éch. Kt1-8), et seulement 1 à 2% de pentlandite disséminée avec quelques traces de pyrrhotite et de chalcopryrite. Par la suite, le pourcentage de pyroxène diminue à nouveau (5 - 10 %, éch. Kt1-9 à Kt1-12). La péridotite contient alors 50 à 60 % de fantômes subautomorphes d'olivine, la proportion de liquide interstitiel recristallisé s'accroît (5 à 15 %), et le nombre de lattes aciculaires de chlorite augmente (30 - 40 %) sauf à 79 mètres de la base où leur nombre tombe à 10 - 15 % (éch. Kt1-11). On note aussi des agrégats de fantômes



Figure 4.17 : Micrographie en lumière polarisée d'un échantillon de microgabbro à leucoxène (éch. Cr5-10, l = 5,5 mm) provenant du sommet du conduit nourricier de lac Cross dans le secteur où celui-ci est dépourvu d'indice minéralisé.



Figure 4.18 : Micrographie en lumière naturelle d'un échantillon de microgabbro à leucoxène (éch. Cr5-9, l = 5,5 mm) provenant du sommet du conduit nourricier de lac Cross dans le secteur où celui-ci est dépourvu d'indice minéralisé. Noter l'abondance et l'habitus des plages de sphène-ilménite.

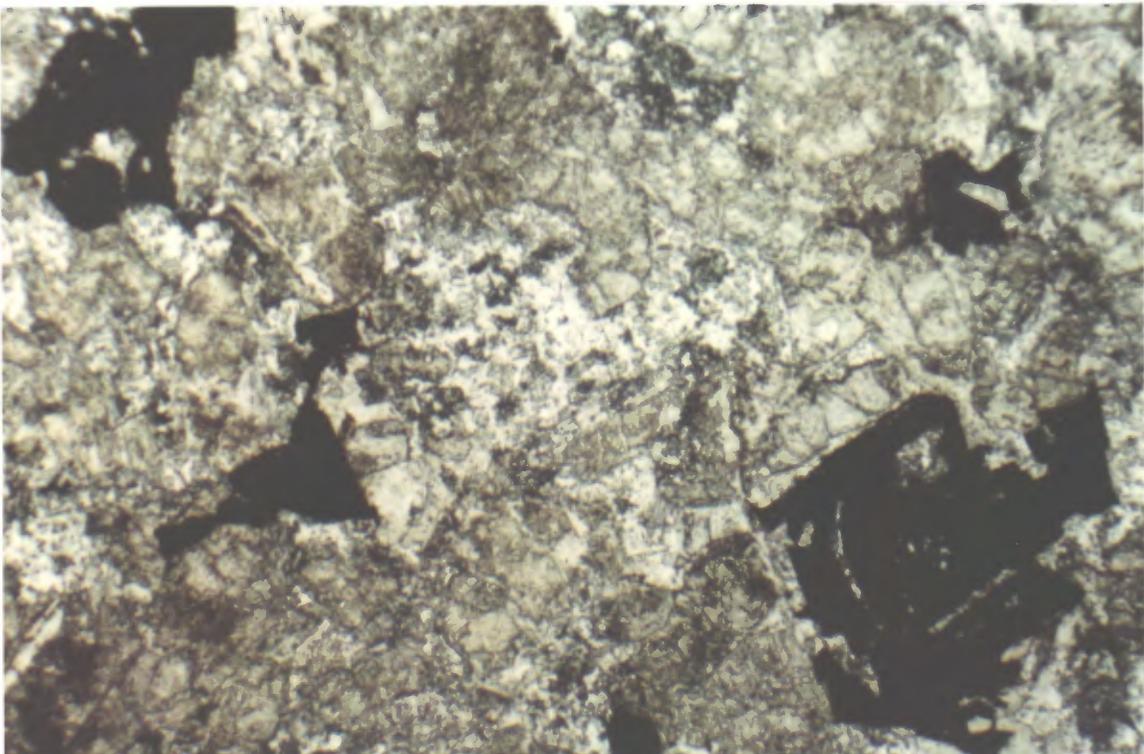


Tableau 4.2a : Pétrographie et minéralogie du complexe ultramafique de Katinik (coupe Kt1).

N° Ech.	N° Ech. Terrain	Faciès	Position	Texture	Olivine 1 cumulus	Clinopyroxène postcumulus	Olivine 2 squelettique	Mésostase	Pyrrhotite	Pentlandite	Chalcopyrite	Ferrochromite
Kt1-			Mètres		%	%	%	%	%	%	%	%
16	Kt1-0B	Pyroxénite Ol	111	mésocumulat	30-40	< 5	40-50	10-15	-	-	-	-
14	Kt1-10	werhlite	106	mésocumulat	50	5	-	< 40	-	-	-	-
13	Kt1-22	werhlite	100	mésocumulat	70-80	5-10	5-10	5-10	-	-	-	-
12a	Kt1-50a	werhlite	88.5	mésocumulat	50-60	10	30-35	5-10	traces	traces	traces	1-2
12b	Kt1-50b	werhlite	89	mésocumulat	75				10	5	traces	1
11	Kt1-70	werhlite	79	mésocumulat	50	10-15	10-15	10-15	-	-	-	-
10	Kt1-80	werhlite	71	mésocumulat	50	5-10	30-40	5-10	traces	4	1	traces
9	Kt1-100	werhlite	60	mésocumulat	50-60	5	35-40	5-10	2	<1	traces	1-2
8	Kt1-120	werhlite	48	mésocumulat	50-60	25	5-10	5-10	traces	1-2	traces	<1
7	Kt1-140	werhlite	39	adumulat	70-80	< 1	10-15	5	traces	1	traces	traces
6	Kt1-160	werhlite	30	adumulat	85	< 5	5	5	traces	5	1	1
5	Kt1-170	werhlite	21	mésocumulat	70-75	10-15	< 5	5-10	1-2	traces	traces	<1
4	Kt1-180	werhlite	13	adumulat	80-90	5	5-10	5	<1	1	traces	<1
3	Kt1-190	werhlite	7	adumulat	75-80	< 5	5-10	5-10	traces	<1	traces	1-2
2	Kt1-200A	werhlite	1	mésocumulat	40-50	5-10	20-25	10-15	traces	1-2	<1	traces
1	Kt1-200B	Gabbro	-1									

Tableau 4.2b : Pétrographie et minéralogie du complexe ultramafique de Katinik au niveau de l'indice minéralisé Kt3.

N° Ech.	N° Ech.	Faciès	Position	Texture des sulfures	Ol	Po	Pn	Cp	Chr
			mètres		%	%	%	%	%
Kt3-1	Kt4	B. figée inf.	0.0	disséminée + qq gouttelettes	15-20	Tr	Tr	Tr	Tr
Kt3-2	Kt5	B. figée inf.	0.0	disséminée + qq gouttelettes	15	Tr	Tr	Tr	Tr
Kt3-3	Kt3-22	Péridotite	16.0	disséminée	50	Tr	Tr	Tr	1-2
Kt3-4	Kt3-24	Péridotite	20.8	disséminée + qq gouttelettes	55	5	5	1	Tr
Kt3-5	Kt3-26	Pyroxénite Ol	22.5	disséminée + qq gouttelettes	45	1-2	1-2	Tr	Tr
Kt3-6	Kt3-27	Pyroxénite Ol	23.5	disséminée + qq gouttelettes	35	1	10	1-2	1
Kt3-7	Kt3-28	Pyroxénite Ol	24.2	réticulée semi massive à massive	30	15	50	2-3	Tr
Kt3-8	Kt3-29	Pyroxénite Ol	25.0	réticulée semi massive à massive	30	15	50	2-3	Tr
Kt3-9	Kt3-31	Pyroxénite Ol	26.5	réticulée inversée à disséminée	40	2-3	5-6	1	Tr
Kt3-10	Kt3-32	Péridotite	30.0	disséminée + qq gouttelettes	55	Tr	1-2	Tr	1
Kt3-11	Kt3-35	Péridotite	32.8	disséminée	50	Tr	1-2	Tr	1



d'olivine à texture d'adcumulat, dispersés dans la roche qui suggèrent l'existence de petits xénolithes dunitiques. Enfin quelques gouttelettes formées de pentlandite avec quelques grains de chalcopryrite et quelques grains de sulfures sont dispersés en faible quantité (moins de 5%) dans la roche. A 89 mètres de la base, un mince lit de péridotite ($\epsilon = 1$ cm, éch. Kt1-12) apparaît toutefois nettement enrichi en olivine (75%) avec de nombreux sulfures (Po: 10% + Pn: 5% \pm Cp) en plages interstitielles. De part et d'autre de ce lit, la roche contient davantage de grains automorphes de spinelle chromifère (1 - 2 %).

De 100 à 106 mètres, la péridotite s'enrichit à nouveau en olivine. Elle comprend 70 - 80 % de fantômes plus ou moins jointifs d'olivine et 5 à 10 % de cristaux de clinopyroxène cimentés par 10 à 15 % de plages interstitielles formées en égale proportion de mésostase microgrenue et de lattes aciculaires de chlorite. Elle ne contient toutefois que de rares sulfures finement disséminés. Les similitudes pétrographiques de cette unité avec celles de la péridotite basale suggèrent que ces deux unités n'en formaient peut être initialement qu'une seule. Ces caractéristiques suggèrent que l'horizon central de péridotite correspondrait à une seconde pulsion de magma.

Finalement de 106 à 111 mètres, la bordure supérieure de la séquence ultramafique de Katinik (éch Kt1-14, Kt1-15) est constituée d'une pyroxénite à olivine contenant 40% de fantômes automorphes d'olivine dans une matrice forme par 10 - 15% de verre finement recristallisé et 40 - 50% de lattes aciculaires de chlorite témoignant d'une texture microspinfex primaire.

4.1.3.3 La région de Raglan

La région de Raglan comprend les secteurs de Donaldson Est et Donaldson Ouest respectivement situés à l'est et à l'ouest du Lac Raglan. Les intrusions ultramafiques rencontrées dans cette région (carte 5) constituent la partie orientale du système de lac Cross - Katinik et présentent de nombreuses ressemblances avec les séquences ultramafiques de ces deux secteurs.

Le secteur de Donaldson-Est contient quatre intrusions de composition ultramafique (R1 à R4, figures 4.25 à 4.27) qui envahissent les séquences volcano-sédimentaires du sommet du Groupe de Povungnituk, près du contact inférieur avec les basaltes du Groupe de Chukotat. Ces roches encaissantes comprennent des coulées basaltiques, des

sédiments argileux à grains fins, des quartzites, des cherts, des siltstones laminés, des phyllades graphiteuses, des phyllades riches en sulfures, un filon-couche de composition gabbro-dioritique (noté G1) et des dykes de lamprophyre. D'une manière générale, les intrusions ultramafiques R1 à R4 de Donaldson-Est sont minces (R1 = 47 m., R2 = 40 m., R3 = 15.5 m., R4 = 65.1 m.) et de forme irrégulière. Elles contiennent plusieurs zones sulfurées à teneurs élevées en nickel et en EGP.

Afin de représenter la structure et la géométrie des diverses intrusions du secteur Donaldson-Est, nous avons repris l'interprétation géologique de trois sections géologiques nord-sud (sections AA', BB' et CC' de la carte 5, figures n°4.25 à 4.27), ces coupes étant respectivement distantes de 92 mètres (coupes AA' et BB') et de 123 mètres (coupes BB' et CC'). En raison des difficultés d'échantillonnage, nous avons choisi le forage 160-172 comme section type de l'intrusion R1 et les forages 160-179 et 160-181 pour ce qui est de l'intrusion gabbro-dioritique sous-jacente G1. Pour ce qui est de l'intrusion R2, nous avons dû choisir le forage 160-228 (figures 4.25 et 4.26) pour effectuer notre échantillonnage, à cause de certaines contraintes dans la recherche des carottes de forage. Les autres forages illustrés sur la coupe BB' de la figure 4.25 n'ont pas été retrouvés. Les intrusions ultramafiques R3 et R4 ont été échantillonnées à l'aide du forage 160-236 (figure 4.27).

4.1.3.3.1 Les roches encaissantes

Les métasédiments constituent la plupart des roches encaissantes des intrusions Ils sont essentiellement constitués de phyllades graphiteuses, de phyllades riches en sulfures (pyrrhotite et pyrite), de cherts, de siltstones et de mudstones finement lités. D'une manière générale, ils présentent une texture d'origine métamorphique et la présence de porphyroblastes de biotite brune à proximité des intrusions témoigne d'un métamorphisme de contact.

- Les phyllades graphiteuses sont surtout abondantes dans la séquence qui surmonte l'intrusion ultramafique R1 et entre les intrusions G1 et R2 (figures 4.25 et 4.26). Ces phyllades (éch. 172-1) sont formées de minces lamines ($\epsilon \leq 1$ mm) alternativement riches en quartz et carbonate ou riches en matériel organique. Elles sont parfois recoupées par des veines de calcite, de quartz et de pyrrhotite et par des veinules précoces de calciteisposées parallèlement au litage.

Figure 4.19 : Carte géographique schématique de la région de Katinik.

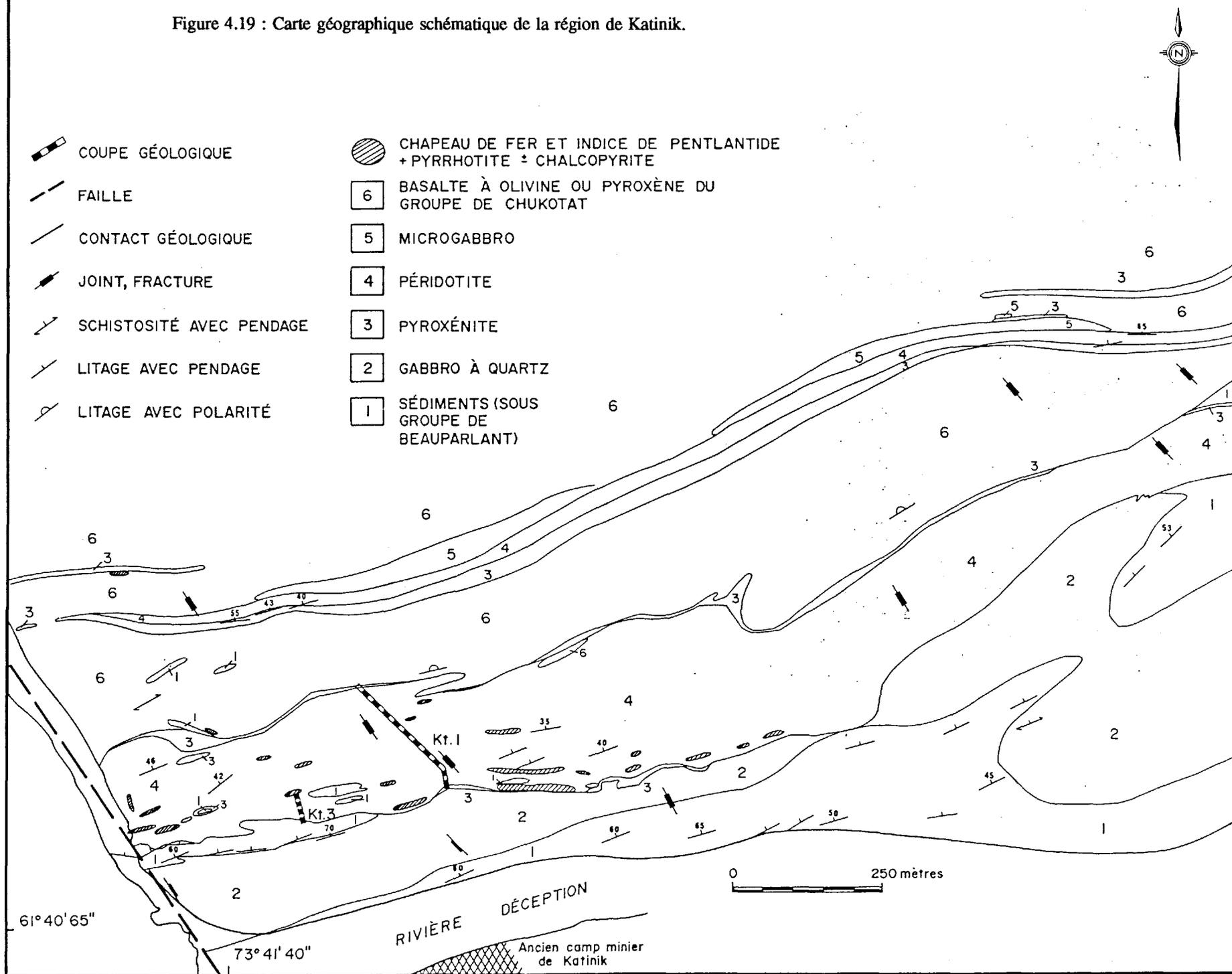


Figure 4.20 : Pétrographie de la bordure inférieure de la séquence ultramafique de Katinik, au niveau du contact avec le filon-couche de gabbro encaissant (éch. Kt 1-2, L.P., 1 = 5,5 mm). Noter les fantômes d'olivine entourés par les cristaux pœcilitiques de clinopyroxène, et la mésostase.

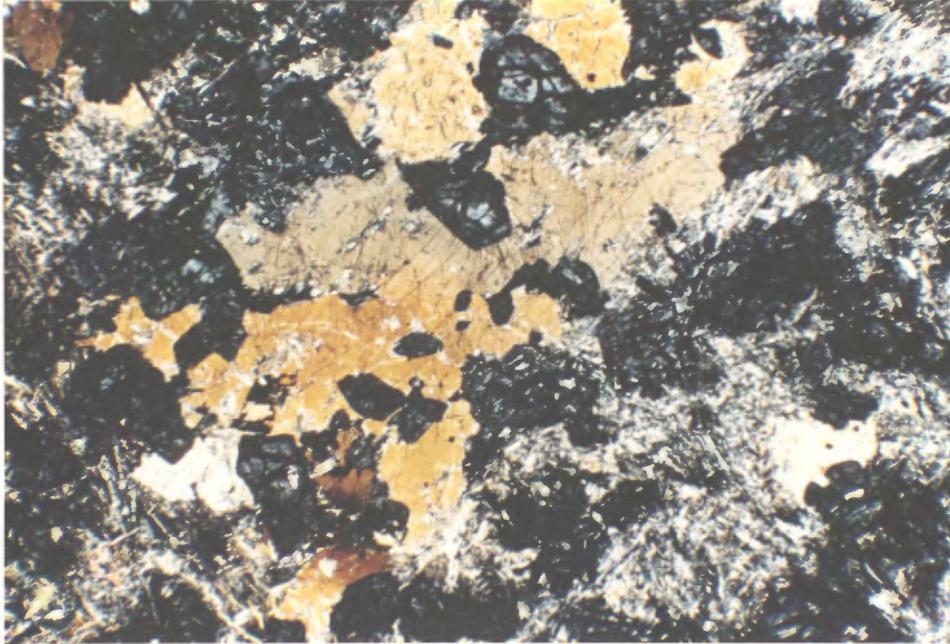


Figure 4.21 : Exemple de lattes chloriteuses aciculaires, disposées en gerbes dans la mésostase ou en inclusions partielles dans les clinopyroxènes (éch. Kt 3-3, L.P., 1 = 5,5 mm). De telles lattes représentent vraisemblablement des cristaux squelettiques d'olivine ferrifère entièrement pseudomorphosés lors du métamorphisme.

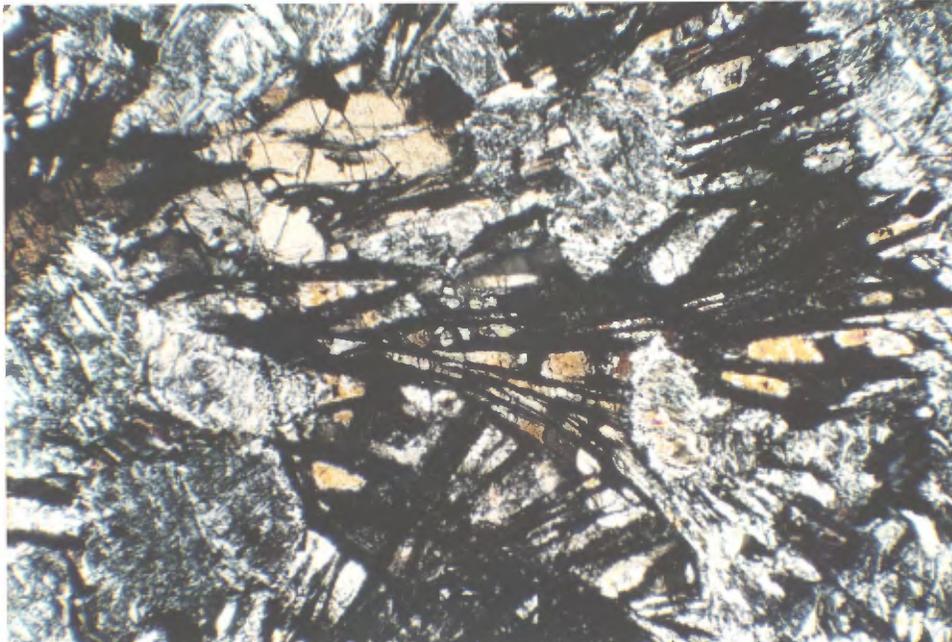
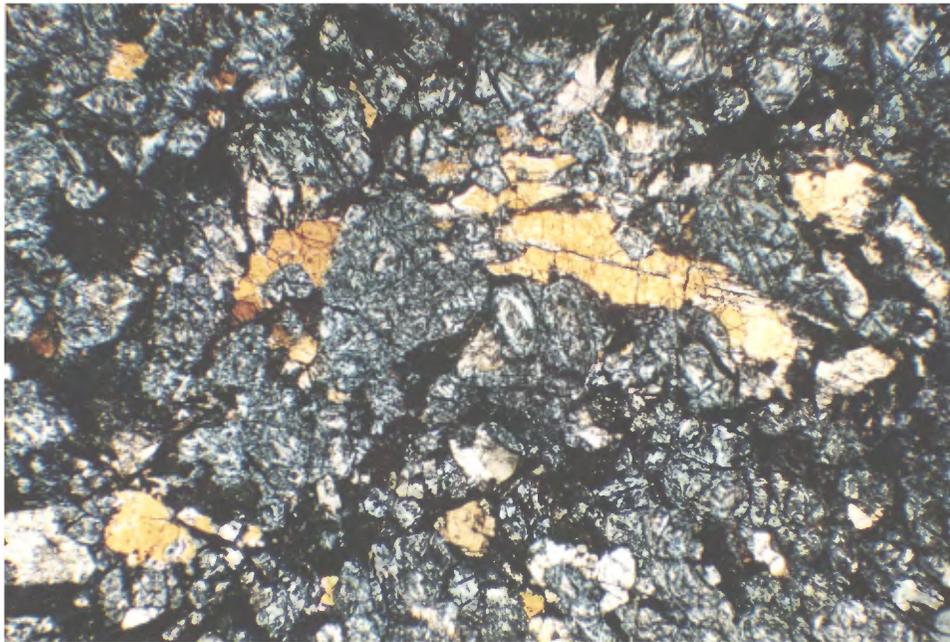


Figure 4.22 : Exemple de lattes chloriteuses aciculaires, en contact interpénétratif avec des cristaux de clinopyroxène (éch. Kt 3-3, L.N. 1 = 5,5 mm).



Figure 4.23 : Exemple de werhlite à texture de mésocumulat (éch. Kt 1-5, L.P., 1 = 5,5 mm).



- Les phyllades riches en sulfures sont réparties un peu partout entre les diverses intrusions. Elles sont composées de minces lits parallèles montrant parfois des laminations entrecroisées et des granoclassements avec une plus grande quantité de sulfures à la base des lits révélant ainsi la polarité de ces unités.
- Les siltstones quartzifères et laminés surmontent localement l'intrusion R2 où ils sont interdigités avec des horizons plus chertueux. Ils sont souvent graphiteux et possèdent des lits synsédimentaires enrichis en pyrite et pyrrhotite.
- Les horizons de cherts, interstratifiés avec les siltstones finement lités (éch. 228-1b, 228-2, 236-2, 236-3), forment les épontes des intrusions R3 et R4. Ils sont essentiellement composés de quartz et de plagioclase à texture microgranoblastique avec accessoirement des aiguilles parfois radiales d'actinote (1 - 2%), des traces de pistachite, des cristaux de biotite brune (< 20%, $\varnothing < 0.5$ mm), du leucoxène (1 - 3%), de la chlorite magnésienne (1 - 3%) et finalement des sulfures ($\leq 15\%$, Po + Cp + Py). Près des intrusions ultramafiques, les cherts sont traversés par de nombreuses veinules de carbonates accompagnés de chalcopyrite, de pyrrhotite, de cubanite avec des traces de sphalérite et de pyrite. Ces veinules sont entourées d'une auréole d'altération en biotite.

L'intrusion gabbro-dioritique G1 ($\epsilon = 80$ à 100 m) est omniprésente dans toutes les coupes nord-sud présentées dans ce rapport (figures 4.25 à 4.27) et constitue un horizon marqueur dans le secteur de Donaldson-Est. Elle semble recoupée à son sommet par l'intrusion ultramafique R1 et paraît assez homogène avec quelques variations locales. Nous l'avons étudiée à partir des forages 160-179 et 160-181 (figure 4.25).

Son contact avec l'intrusion ultramafique R1 présente une mince zone métasomatisée constituée de trémolite, de chlorite et d'épidote souvent minéralisée. Elle comprend un niveau de gabbro folié avec du quartz interstitiel dont l'abondance augmente vers le bas pour former une diorite à texture microgrenue. Cette dernière est composée de plagioclase partiellement séricitisé (10 - 20%, $\varnothing < 1$ mm), de quartz interstitiel en croissance graphitique avec de l'albite (20 - 30%), de cristaux squelettiques d'ilménite transformée partiellement en leucoxène (10 - 15%, $\varnothing < 1$ mm), d'épidote (pistachite) et de chlorite (figure 4.28). Son contact inférieur avec les siltstones ou les phyllades

sulfurés est très net mais présente des évidences d'un métasomatisme ou d'une altération (éch. 228-1).

Plusieurs minces dykes de lamprophyre envahissent les phyllades graphiteuses, les cherts et la base de l'intrusion R2. Ils sont concordants et en contact net avec les sédiments et en contact diffus avec l'intrusion ultramafique. Ils sont généralement à grains très fins et de couleur vert-brunâtre. En forage, ils ressemblent à des coulées massives avec lesquelles ils furent confondus. Ce sont des kersantites, constituées de microphénocristaux automorphes de biotite (10 - 15%, $\varnothing \leq 0.8$ mm, et $\leq 0.3 \times 0.1$ mm) et de batonnets de plagioclase zoné (40%, $\varnothing < 0.2 \times 0.05$, coeur épidotisé, rebord d'albite) dans une matrice composée de chlorite, de leucoxène (5 - 7%) et de cristaux xénomorphes de pistachite et de zoïsite. Ils possèdent des teneurs élevées en éléments alcalins, en baryum et en strontium. L'échantillon 228-10 (tableau 4.27) provient de la bordure figée d'un dyke dans des sédiments. L'échantillon 228-9 provient de la bordure figée d'un autre dyke qui recoupe d'un côté les phyllades et de l'autre l'intrusion R2. Enfin l'échantillon 228-8 est en contact diffus avec les roches ultramafiques.

Des zones métasomatiques sont présentes au contact entre les roches gabbroïques, les lamprophyres et les diverses intrusions de composition ultramafique. Elles peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Leur composition paraît contrôlée par la nature de l'intrusion et on observe des zones riches en micas (chlorite, éch. n° 172-3) ou des zones riches en amphiboles (trémolite, éch. 172-4). Par exemple le contact entre l'intrusion dioritique (G1) et l'intrusion ultramafique R1 (éch.181-1) présente des zones riches en amphiboles (actinote/trémolite), biotite et sulfures (40%, Cp + Po + Py + Pn). Un horizon similaire est présent à la base de l'intrusion ultramafique R3 où il est en contact avec des cherts (figure 4.29). Ces roches métasomatiques montrent souvent un enrichissement en cuivre (tableaux 4.22, 4.23, éch. 172-3 = 2.36%, éch.172-4 = 1.54%; et éch.181-1 = 4.13%), en argent (éch.172-3 = 9.3 ppm, éch.172-4 = 6.8 ppm et éch.181-1 = 12 ppm), en or (éch.181-1 = 3.7 ppm) et parfois en palladium (éch.181-1 = 1.65 ppm).

4.1.3.3.2 Les intrusions ultramafiques R1 à R4

+ **L'intrusion ultramafique R1** (figures 4.25 à 4.27) est stratigraphiquement la plus proche du Groupe de Chukotat. Elle recoupe localement la partie sommitale de l'intrusion de gabbro-diorite G1 et, plus au sud, des séquences de phyllades et de chert avec un angle

faible. Elle présente quatre zones de cisaillement marquées par des schistes à talc et calcite et elle est tronquée, dans sa partie supérieure, par une importante faille de chevauchement est-ouest dont le pendage varie entre 20° et 30° vers le nord. Son épaisseur atteint 47 mètres le long du forage 160-172 et semble devenir plus importante vers le sud, alors qu'à l'ouest, son épaisseur tend à diminuer. Au niveau du forage 160-172 (figure 4.25), elle est bien représentée et contient des minéralisations assez intéressantes.

La partie inférieure de l'intrusion R1 (éch. 172-8 à 13) est essentiellement constituée de périclase à texture de mésocumulat et comprend 60 à 70% de fantômes d'olivine cumulus ($\varnothing \leq 0.5$ mm, Tc + Tr + Ant + Cb) en inclusions dans de rares cristaux pœcilitiques de pyroxène ($\varnothing < 0.5$ mm, Tr + Cb ± Po ± Pn ± Cp) ou qui flottent dans une matrice microblastique représentant un liquide piégé (Tc + Ant + Cb ± Ch ± Po ± Pn ± Cp, figure 4.30). Les fantômes d'olivine sont traversés par des microveinules de magnétite et de sulfures ($\varnothing < 0.05$ mm, Po + Pn + Cp) et des grains de magnétite/hématite ($\varnothing < 0.4$ mm) sont disséminés ou sous forme de microveinules.

Dans la partie supérieure de l'intrusion R1, les zones de cisaillement comprennent de bas en haut une zone métasomatisée composée de trémolite et de chlorite, et des schistes à talc et calcite. Les trémolites (éch. 172.4) sont formées de grands cristaux parfois radiaux de trémolite avec des sulfures (Po + Cp + Py) entre les clivages des cristaux, alors que les chlorites (éch. 172-3) sont composées de lattes de chlorite magnésienne ($\varnothing < 0.01$ mm) parfois partiellement transformées en biotite brune avec des disséminations de sphène ($\varnothing < 0.01$ mm) et de sulfures ($\varnothing < 0.01$ mm, Po+Cp) et de nombreuses veinules de calcite, chalcopyrite, pyrite et pyrrhotite. Les schistes à talc présentent une forte schistosité qui traverse la carotte avec un angle de 35° par rapport à l'axe. Malgré leur intense altération, ces schistes à talc et à calcite contiennent 0.22% de chrome (éch. 172-2, tableau 4.23) révélant qu'ils résultent vraisemblablement de la mylonitisation de la partie supérieure de l'intrusion périclase R1.

+ **L'intrusion ultramafique R2** (figures 4.25 à 4.27) présente une épaisseur très irrégulière qui atteint 40 mètres dans le forage 160-228 (figure 4.26). Elle est séparée de l'intrusion gabbro-dioritique G1 par un horizon de phyllades graphiteuses, de siltstones tuffacés finement laminés et par des horizons cherteux qui montrent une polarité vers le haut des sections de forage. Un mince horizon de biotite d'origine

métasomatique (éch. 228-3) est situé immédiatement au-dessus de l'intrusion et est constitué essentiellement de cristaux de biotite et de zoisite. L'encaissant inférieur est composé de phyllades, de coulées basaltiques et de dykes de lamprophyre (kersantite).

L'intrusion R2 comprend de minces horizons marginaux de pyroxénite contenant des fragments anguleux des roches encaissantes surtout abondants dans la pyroxénite supérieure. Le coeur de l'intrusion est de composition périclase et contient 70 à 80% de fantômes d'olivine ($\varnothing < 0.4$ mm, Ant + Cb) dans du matériel interstitiel composé d'antigorite et de carbonate à texture microblastique, ce dernier étant recoupé par des veinules tardives de carbonates et de diopside. Cette intrusion contient relativement peu de sulfures avec généralement moins de 5% de cristaux de ferrochromite, de magnétite et d'hématite disséminés.

+ **L'intrusion ultramafique R3** (forage 160-236, figure 4.27; $\epsilon = 15.5$ m) est encaissée par des séquences sédimentaires composées, au toit de cherts et de siltstones laminés, et au mur de siltstones siliceux-cherteux. Elle est essentiellement composée d'un mésocumulat (figures 4.31 et 4.32) constitué par 30 à 70% de fantômes automorphes d'olivine ($\varnothing < 0.3$ mm, Ant + Cb + Tc ± sulfures), quelques pyroxènes ($< 20\%$, $\varnothing < 1.5$ mm, Di + Tc + Tr) parfois pœcilitiques, des cristaux pœcilitiques de hornblende ($< 5\%$, $\varnothing < 0.1$ mm, présents seulement dans la partie supérieure de l'intrusion) et par une matrice microblastique (20 à 50%) de chlorite et d'antigorite représentant un liquide piégé. La quantité de "liquide piégé" augmente vers la base de l'intrusion. La périclase contient aussi des grains dispersés de ferrochromite ($< 5\%$, $\varnothing < 0.1$ mm), des petits grains de magnétite et d'hématite et entre 25 et 50% de sulfures disséminés dans la matrice, en intercroissance avec l'antigorite et la chlorite. L'existence de quelques fantômes d'olivine à texture microspinifex dans la matrice et la faible dimension des cristaux évoquent des conditions de refroidissement rapide. Enfin une zone de cisaillement qui affecte la partie supérieure de la périclase, transforme cette dernière en un schiste à talc, trémolite, actinote et chlorite magnésienne avec des grains de magnétite (3 - 5%) et des sulfures disséminés (1%, Po + Cp). De nombreuses veinules de chlorite magnésienne et d'antigorite traversent cet horizon.

+ **L'intrusion ultramafique R4** (forage 160-236, figure 4.27) possède une épaisseur de 65.1 mètres. Sa partie supérieure est limitée par une mince bordure

figée de composition pyroxénitique. En dessous, elle est de nature péridotitique (figure 4.33) et comprend 65 à 80% de fantômes automorphes d'olivine ($\varnothing < 0.5$ mm et 1.5×0.5 mm, Tc + Tr), 5 à 10% de cristaux pœcilitiques de clinopyroxène ($\varnothing < 2$ mm, Tr + Di) et moins de 10% d'orthopyroxène ($< 10\%$, $\varnothing < 2$ mm, Ba,Tr) dans un amalgame microblastique d'antigorite et de chlorite magnésienne représentant un liquide piégé ($< 15\%$). Cette intrusion contient également des grains dispersés de magnétite et de ferrochromite ($\varnothing < 0.2$ mm) et des cristaux disséminés de sulfures ($< 5\%$, $\varnothing < 0.2$ mm, Po+Pn+Cp) surtout localisés dans la matrice. Quelques veinules tardives de carbonates recoupent la péridotite. Elles sont entourées d'un halo d'altération qui carbonatise sur quelques millimètres la péridotite adjacente. Enfin une zone de cisaillement affecte la pyroxénite basale. Celle-ci contient des fragments non déformés de pyroxénite dont la minéralogie révèle la présence de clinopyroxène (40 - 50%, Hb + Ch + Bi) et d'orthopyroxène (1 - 2%, Bas + Tr) avec en phases accessoires quelques fantômes d'olivine (Tc+Cb), des grains dispersés de magnétite et de ferrochromite ($\varnothing < 0.05$ mm) et 10% de sulfures remobilisés dans les clivages des micas et des amphiboles secondaires.

En Résumé, les intrusions R1 et R3 possèdent une composition homogène et ne présentent pas d'horizon marginal de pyroxénite. Elles sont essentiellement constituées d'un mésocumulat formé par des fantômes automorphes d'olivine qui flottent dans une matrice d'antigorite, de chlorite et de sulfures interprétée comme un liquide piégé qui n'a pas eu le temps de cristalliser. Des cristaux de pyroxène à texture microspinifex sont parfois présents un peu partout dans chacune de ces intrusions évoquant une cristallisation rapide, donc une mise en place près de la surface. Des petits grains de ferrochromite et de magnétite sont dispersés aléatoirement et une forte altération en carbonates est omniprésente. De nombreuses zones de cisaillement recoupent les intrusions. Les péridotites sont alors transformées en schistes à talc et calcite.

Les intrusions ultramafiques R2 et R4 possèdent un caractère plus intrusif que les précédentes. En effet, elles montrent une zonation avec une mince bordure marginale de pyroxénite qui s'enrichit brutalement en olivine vers le centre. Elles sont également constituées d'un mésocumulat à olivine contenant des fantômes subautomorphes parfois allongés d'olivine dans une matrice formée de cristaux pœcilitiques de clinopyroxène, d'orthopyroxène et plus rarement de hornblende brune. Les plages composées d'antigorite, de chlorite et de sulfures recristallisés qui représentent

le liquide piégé sont moins abondantes que pour les intrusions précédentes. Les péridotites sont localement carbonatisées et montrent une trémolitisation tardive.

4.2 Pédogénèse

4.2.1 Lithogéochimie des Dykes ultramafiques des horizons de Vaillant et de Delta

Les webstérites qui composent les intrusions ultramafiques des horizons de Vaillant (dykes Méquillon et Vaillant, Tremblay, 1990) et de Delta (Delta 2b, Delta 2b', Delta 2c et Delta 4, tableau 4.3 à 4.8, figures 4.34 à 4.36) possèdent des valeurs comparables en MgO (16.9 à 28.51%), Cr (1500 à 3482 ppm) et Ni (570 à 2789 ppm). Leurs teneurs en Al₂O₃, TiO₂ et Na₂O sont anormalement faibles (Al₂O₃ = 4.59 à 9.56%, TiO₂ = 0.25 à 0.75%, Na₂O = 0 à 0.4%) tandis que les teneurs en CaO varient de 3.57 à 13.83%. Les péridotites et les dunites possèdent des teneurs très élevées en MgO (24.80 à 42.55%), chrome (2864 à 5352 ppm) et nickel (968 à 4203 ppm). Leurs teneurs en Al₂O₃, TiO₂ et Na₂O sont au contraire très faibles (Al₂O₃ = 2.17 à 7.30%, TiO₂ = 0.13 à 0.45, Na₂O = 0 à 0.11%) tout comme leurs teneurs en CaO (0.06 à 7.96%).

Comme dans les filons-couches, les distributions des teneurs en MgO, Cr et Ni sont fortement corrélées entre elles, et anticorrélées à la distribution de Al₂O₃, avec pour seule exception les zones de gabbro rodingitisé. Les variations observées sont en grande mesure imputables à l'abondance des cristaux cumulus d'olivine et de ferrochromite, et on peut aisément conclure que les intrusions ultramafiques résultent pour une large part du fractionnement et de l'accumulation de l'olivine et de la ferrochromite dans les conduits nourriciers. Toutefois, certaines valeurs élevées en nickel sont provoquées par la présence de sulfures notamment dans les intrusions Delta 2B' (tableau 4.4) où de nombreuses valeurs dépassent 2000 ppm (cf. plus loin). De même la concentration de grains de ferrochromite provoque localement, notamment dans les intrusions Delta 2A et 4, une forte croissance des valeurs en chrome qui dépassent alors 3500ppm. Les teneurs en CaO, très basses dans les péridotites, sont plus élevées dans les bordures figées et surtout dans les webstérites. On peut donc conclure que les teneurs en CaO sont largement contrôlées par l'abondance des cristaux de pyroxène.



Figure 4.24 : Photographie des installations minières du Lac Raglan.



Figure 4.25 : Interprétation géologique de la section nord-sud AA' comprenant les forages 160-172, 160-179 et 160-181.

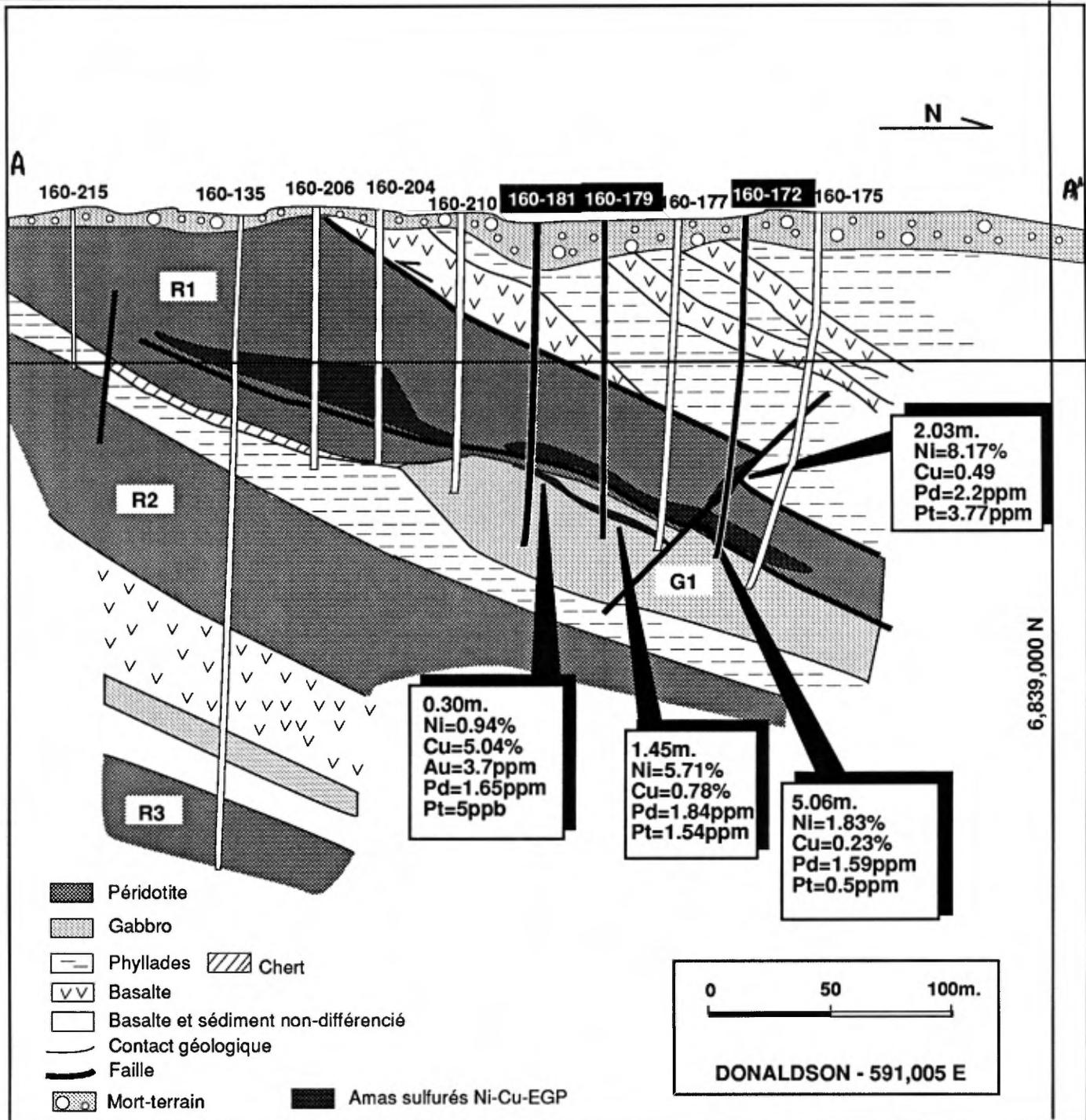
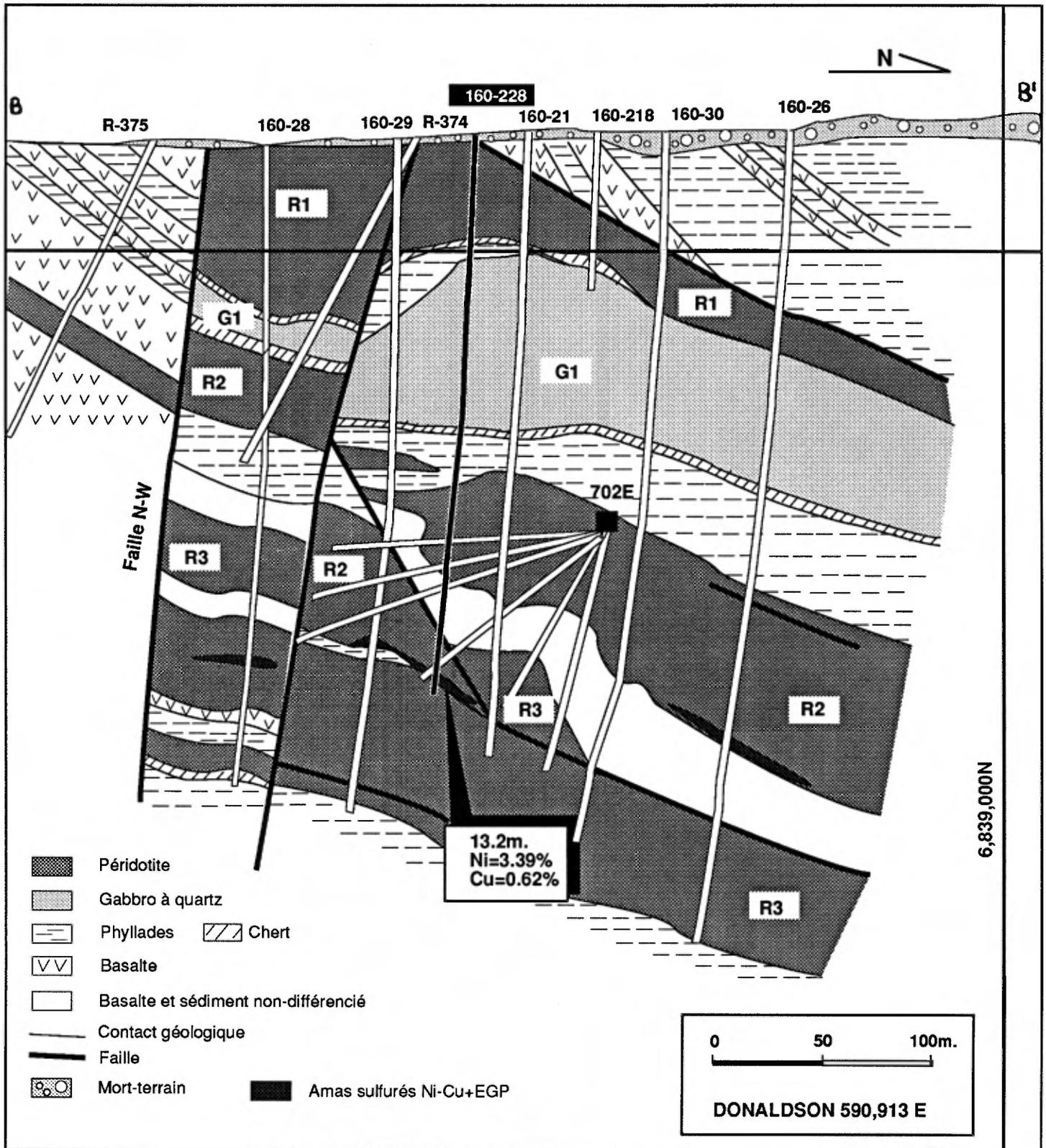


Figure 4.26 : Interprétation géologique de la section nord-sud BB' comprenant le forage 160-228.



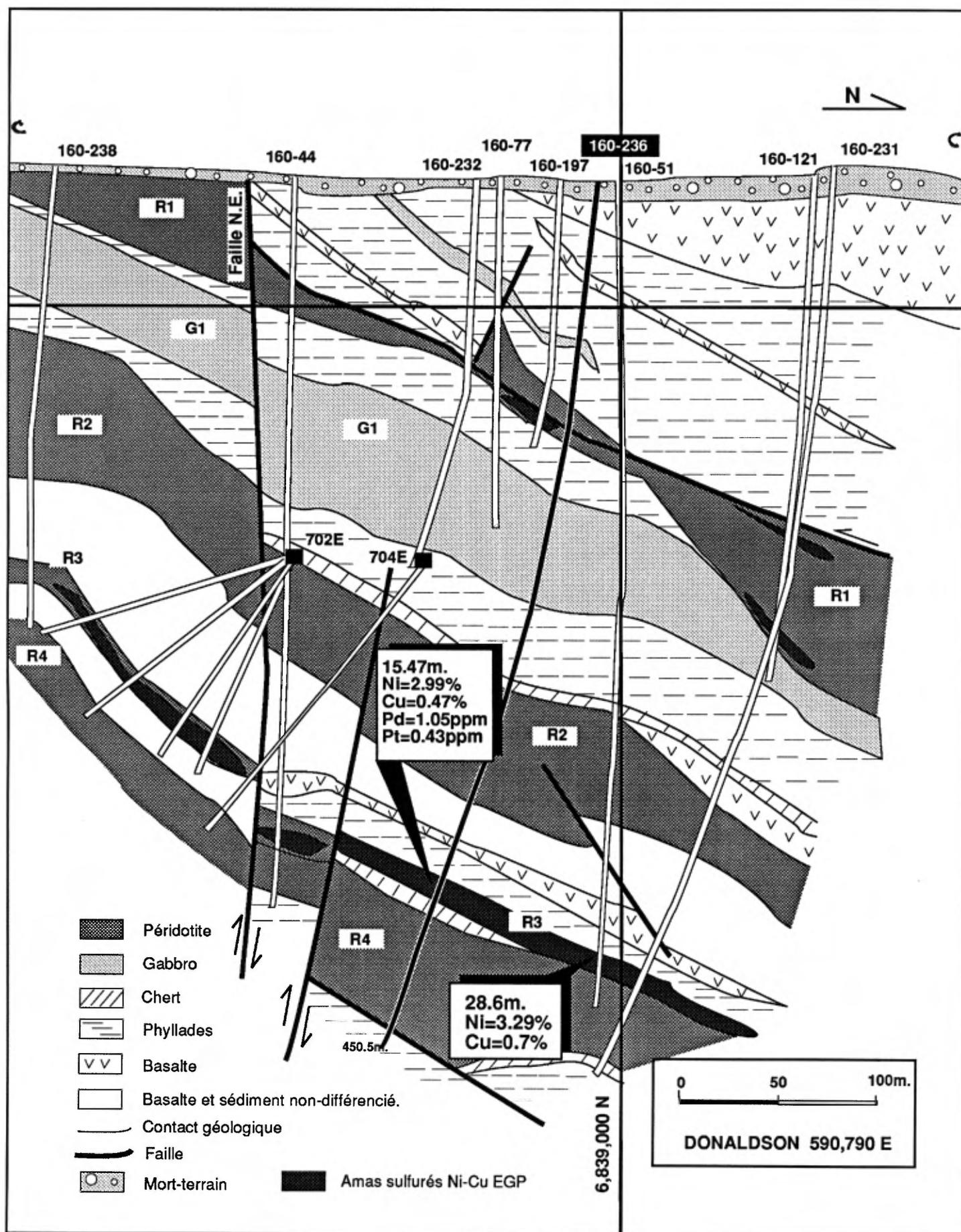


Figure 4.27 : Interprétation géologique de la section nord-sud CC' comprenant le forage 160-236.



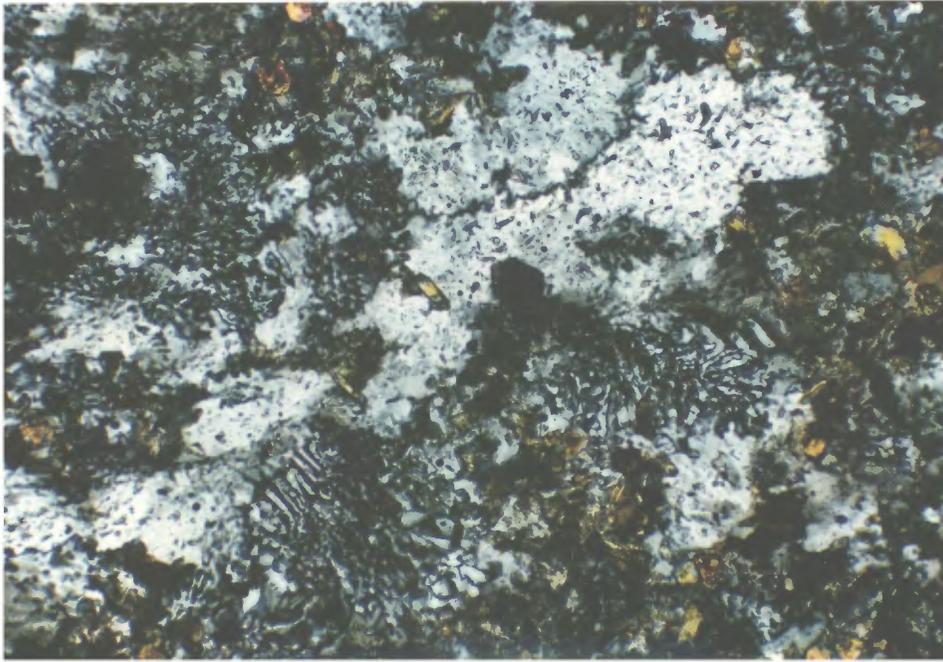


Figure 4.28 : Microphotographie de l'échantillon 179-1 (x 10, l = 5,5 mm) illustrant le gabbro à quartz (diorite) à texture granophyrique caractéristique de l'intrusion G1.



Figure 4.29 : Microphotographie en lumière polarisée (x 2,5, l = 4,5 mm) de l'échantillon 236-20 illustrant les roches métasomatiques en contact avec les sulfures massifs situés à la base de l'intrusion R3. Celle-ci est constituée d'aiguilles radiales d'actinote, de biotite verte et brune et de sulfures disséminés comprenant surtout de la chalcopryrite.

Figure 4.30 : Microphotographie de l'échantillon 172-12 ($\times 2,5$, $l = 4,5$ mm) illustrant la texture de la péridotite observée dans l'intrusion R1. Les olivines sont transformées en un mélange microblastique de talc et de carbonates et flottent dans une matrice microblastique composée de chlorite, d'antigorite et de sulfures.

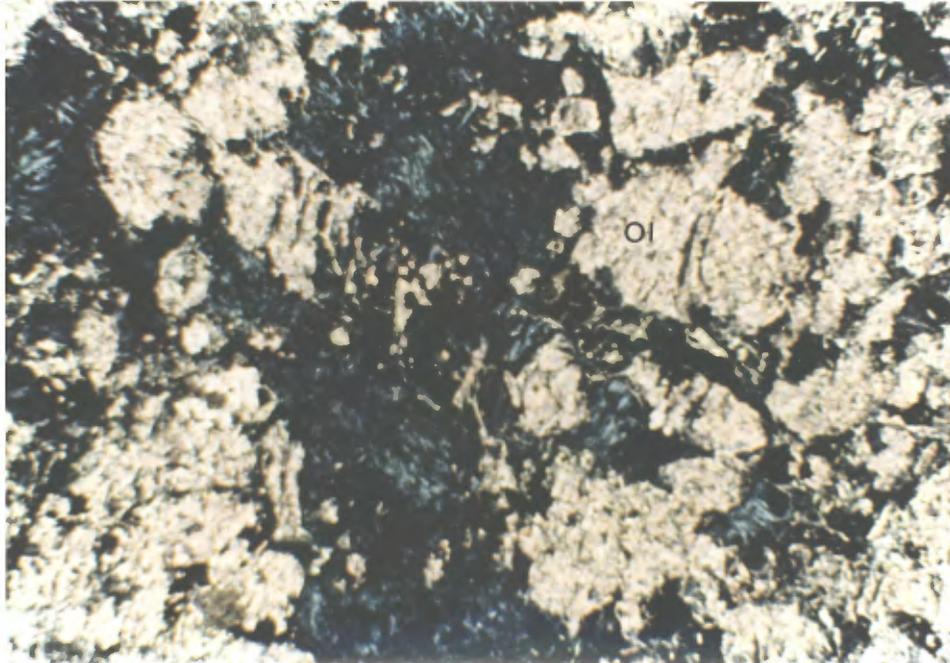


Figure 4.31 : Microphotographie en lumière polarisée (x 2,5, l = 4,5 mm) de l'échantillon 236-7 représentant la péridotite cisailée de l'intrusion ultramafique R3. Une altération en talc et carbonate est présente et une zone de mylonite constitue la partie gauche de la photo.



Figure 4.32 : Microphotographie en lumière polarisée (x 2,5, l = 4,5 mm) d'un échantillon (236-11) de péridotite. Les cristaux d'olivine, transformés en un mélange microblastique de talc et de carbonate, flottent dans une matrice essentiellement chloriteuse. Ils sont traversés par des microveinules de magnétite.

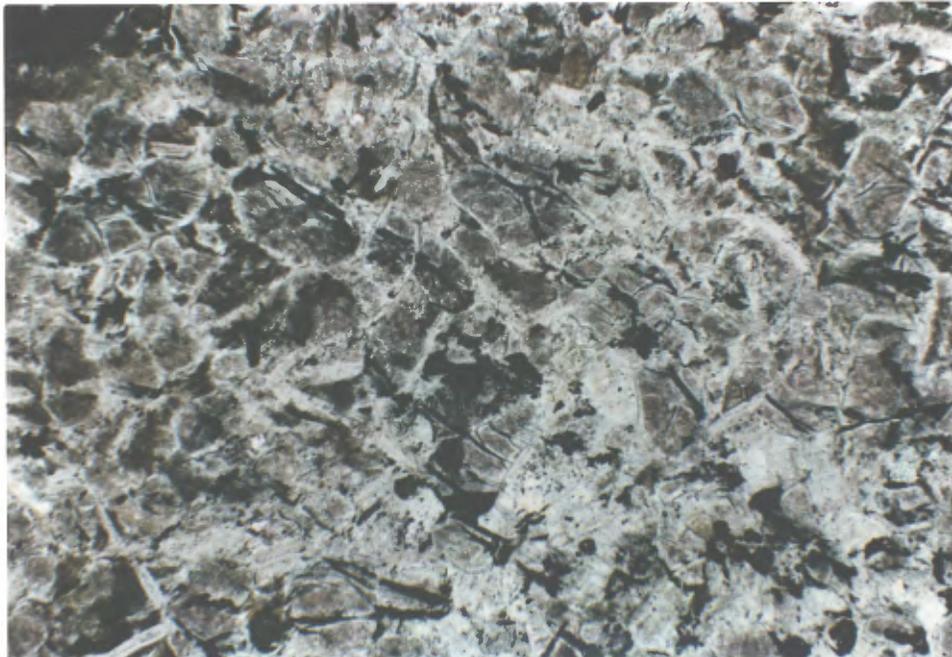
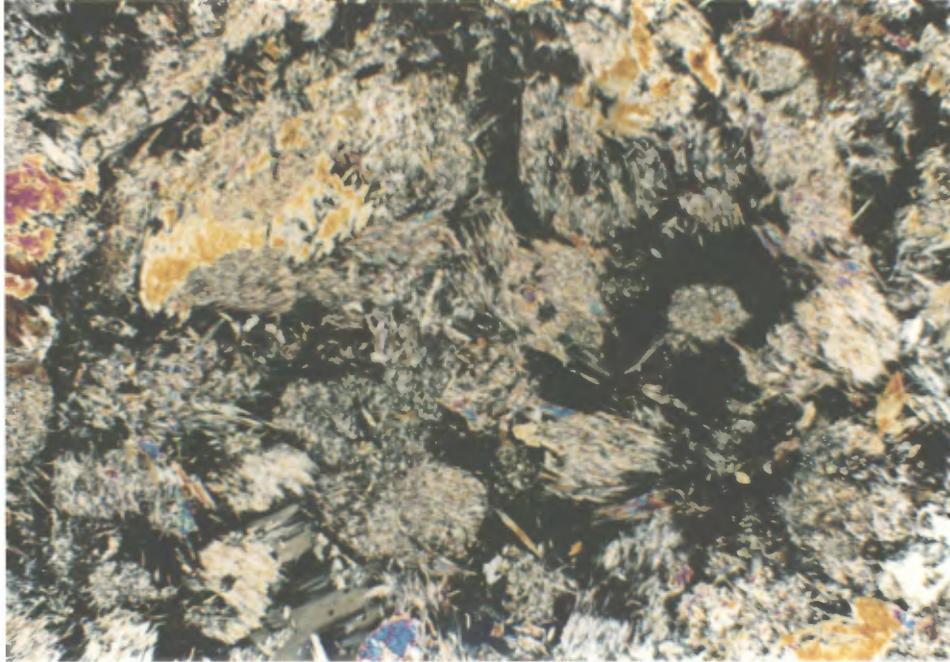


Figure 4.33 : Microphotographie en lumière polarisée (x 2,5, l = 4,5 mm) d'un échantillon (236-23) de péridotite appartenant à l'intrusion R4. Elle est constituée de fantômes d'olivine transformée en un mélange de talc et de carbonates puis surimposés par une trémolitisation tardive.



4.2.2 Lithogéochimie des conduits nourriciers ultramafiques de l'horizon de Raglan

La figure 4.37, représente la distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP (tableaux 4.9 à 4.11) le long des coupes géologiques AA', BB' et CC' du conduit ultramafique de lac Cross. Par ailleurs, nous avons vu que la bordure figée (éch. Cr4-1, tableau 4.9) possédait une composition de basalte komatiitique ($\text{SiO}_2 = 46.63\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.88\%$, $\text{MgO} = 17.81\%$, $\text{TiO}_2 = 0.63\%$) comparable à celle que l'on rencontre dans les basaltes à olivine les plus magnésiens du Groupe de Chukotat (Hynes et Francis, 1982; Francis et al., 1981 - 1983; Picard, 1986 - 1989a - b). Si on considère les séquences silicatées des coupes AA' (Cr4) et BB' (Cr5, tableaux 4.9 et 4.11), à l'exclusion des horizons minéralisés, les teneurs en MgO et Cr sont relativement élevées et s'accroissent parallèlement à l'augmentation des contenus en olivine et chromite de la bordure figée inférieure ($\text{MgO} = 17.81\%$, $\text{Cr} = 1764$ ppm, $\text{Ni} = 528$ ppm, coupe AA') jusqu'à l'horizon de péridotite ($\text{MgO} = 26.17 - 33.3\%$; $\text{Cr} = 2901 - 3403$ ppm, $\text{Ni} = 934 - 2087$ ppm) où les proportions minéralogiques olivine/pyroxène demeurent à peu près constantes. Au contraire, les oxydes SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O et K_2O présentent de faibles teneurs et montrent relativement peu de variations à l'intérieur des séquences de pyroxénite et de péridotite ($\text{SiO}_2 = 43.66 - 50.47\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4.23 - 8.46\%$; $\text{TiO}_2 = 0.32 - 0.57\%$ $\text{CaO} = 3.85 - 9.51\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 12.84 - 14.61\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 0 - 0.6\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0.01 - 0.16\%$). Au passage entre la séquence de péridotite - pyroxénite et celle de microgabbro (coupe BB', figure 4.36), les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O et CaO augmentent brutalement en raison de l'apparition du plagioclase. Parallèlement, les teneurs en MgO et Cr s'effondrent ($\text{MgO} = 11.46$ à 6.98% ; $\text{Cr} = 354$ à 12 ppm) alors que l'olivine disparaît. Dans la coupe BB', les teneurs en CaO diminuent à nouveau dans la séquence gabbroïque ce qui pourrait se relier à la baisse de calcicité du plagioclase. Dans cette même coupe, les teneurs en Fe_2O_3 diminuent de la péridotite à la pyroxénite sommitale puis augmentent progressivement dans la séquence de gabbro, tandis que les teneurs en TiO_2 augmentent peu à peu de la pyroxénite sommitale au gabbro puis diminuent à nouveau dans la partie sommitale de l'intrusion. Ces deux derniers éléments suggèrent un fractionnement tholéiitique lié vraisemblablement à l'enrichissement en fer et titane des cristaux de pyroxène. Dans les parties non minéralisées de la coupe CC', les teneurs en MgO et Cr diminuent de la partie péridotitique de l'intrusion à la pyroxénite sommitale tandis que les teneurs en Al_2O_3 tendent à s'accroître.

À Katinik, nous avons noté que les liquides parents (représentés par l'échantillon Kt 3-2) possédaient une composition chimique ($\text{SiO}_2 = 43.60\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.29\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 13.60\%$; $\text{MgO} = 18.90\%$ et $\text{TiO}_2 = 0.57\%$; tableaux 4.12-4.13) similaire à celle des basaltes à olivine les plus primitifs du Groupe de Chukotat, et nous avons montré que ces liquides étaient syngénétiques de l'épanchement des coulées les plus précoces du Chukotat. L'interprétation du système de Katinik comme un lac de lave (Barnes et Barnes, 1990) est en accord avec cette hypothèse. Le long de la section Kt1 (figure 1.7 et 4.38, tableau 4.12), les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 et FeO montrent très peu de variations, ce qui peut en partie s'expliquer par l'absence de plagioclase et de quartz dans la séquence. Par contre, les teneurs en MgO et Cr présentent d'importantes variations qui apparaissent directement corrélées aux variations des teneurs en olivine et chromite. Les teneurs en CaO sont également très variables et sont anticorrélées au magnésium et au chrome. En fait, la distribution de ces éléments reflète directement la distribution de l'olivine et des spinelles chromifères versus celle des cristaux de pyroxène.

4.2.3 Discussion: mise en place des conduits nourriciers ultramafiques

À Katinik, la présence d'un horizon brutalement appauvri en olivine ($\epsilon = 50$ mètres, $\text{Ol} = 40 - 50\%$) au coeur d'une séquence ultramafique où le contenu en olivine oscille de 70 à 90% évoque un processus de mise en place contrôlé par au moins deux pulsions de magma, la seconde injection étant également évoquée par la présence de fragments de dunite à texture d'adcumulat, similaires à la péridotite encaissante. Ce fait semble généralisé, et Barnes et al. (1982) avaient conclu que la séquence ultramafique de Katinik résultait d'une suite d'injections magmatiques. Par ailleurs, nous avons montré plus haut que la composition chimique pondérale de la séquence de Katinik est très différente de celle des bordures figées. Katinik a donc fonctionné comme un système ouvert résultant du drainage d'une grande quantité de magma issue de plusieurs pulsions magmatiques. Tremblay (1990) parvient à une conclusion identique dans le cas du dyke Méquillon.

La présence de lattes aciculaires de chlorite dans la mésostase ou en inclusion dans les cristaux interstitiels de pyroxène évoque l'existence de cristaux squelettiques d'olivine à texture microspinfex, totalement recristallisés lors du métamorphisme. La nature chloriteuse et ferrugineuse de ces plages aciculaires suggère que le minéral remplacé était de

Figure 4.34 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans les intrusions Delta 1B, 2B et 2B' (coupes géologiques B1 et B2).

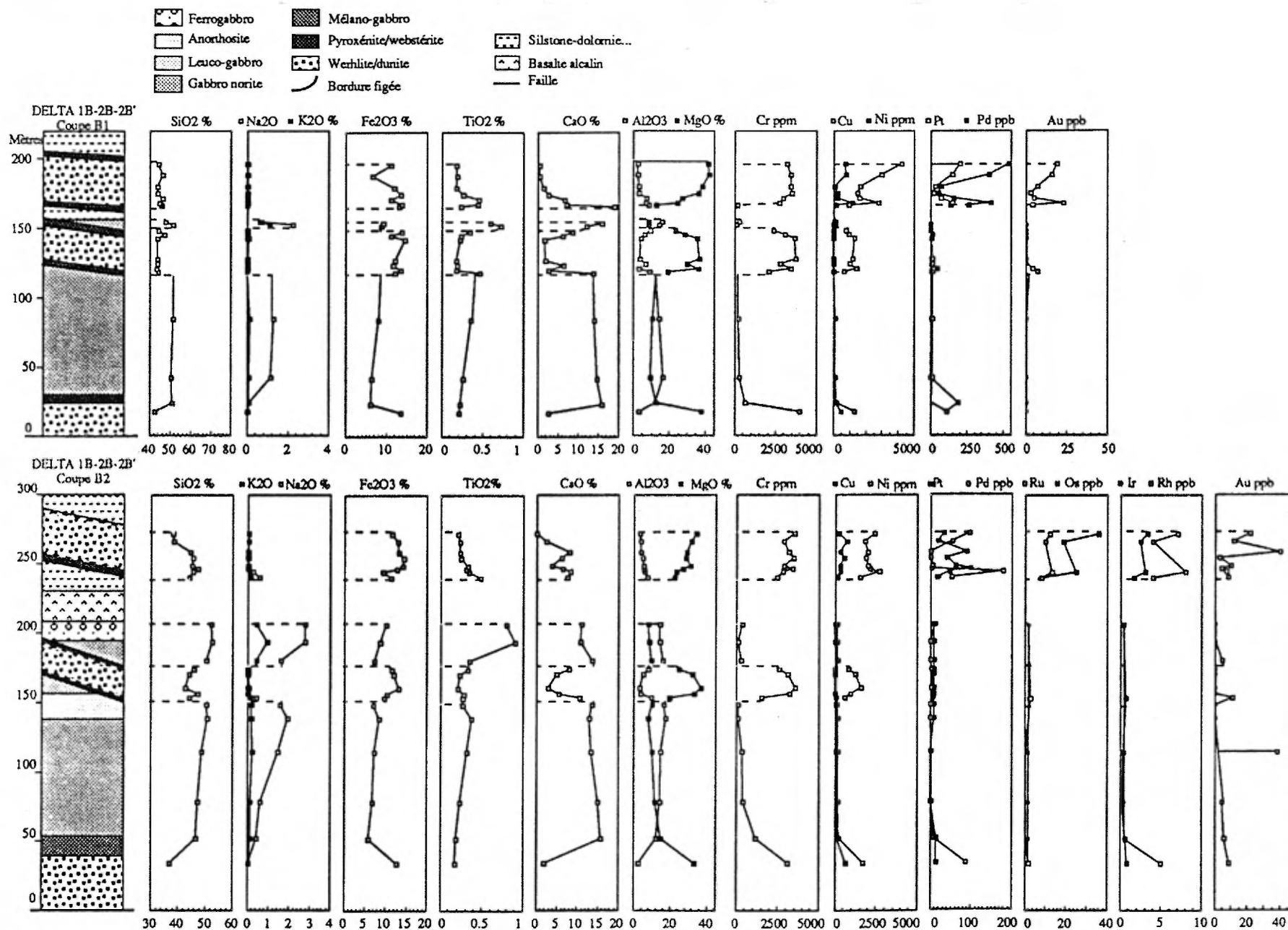
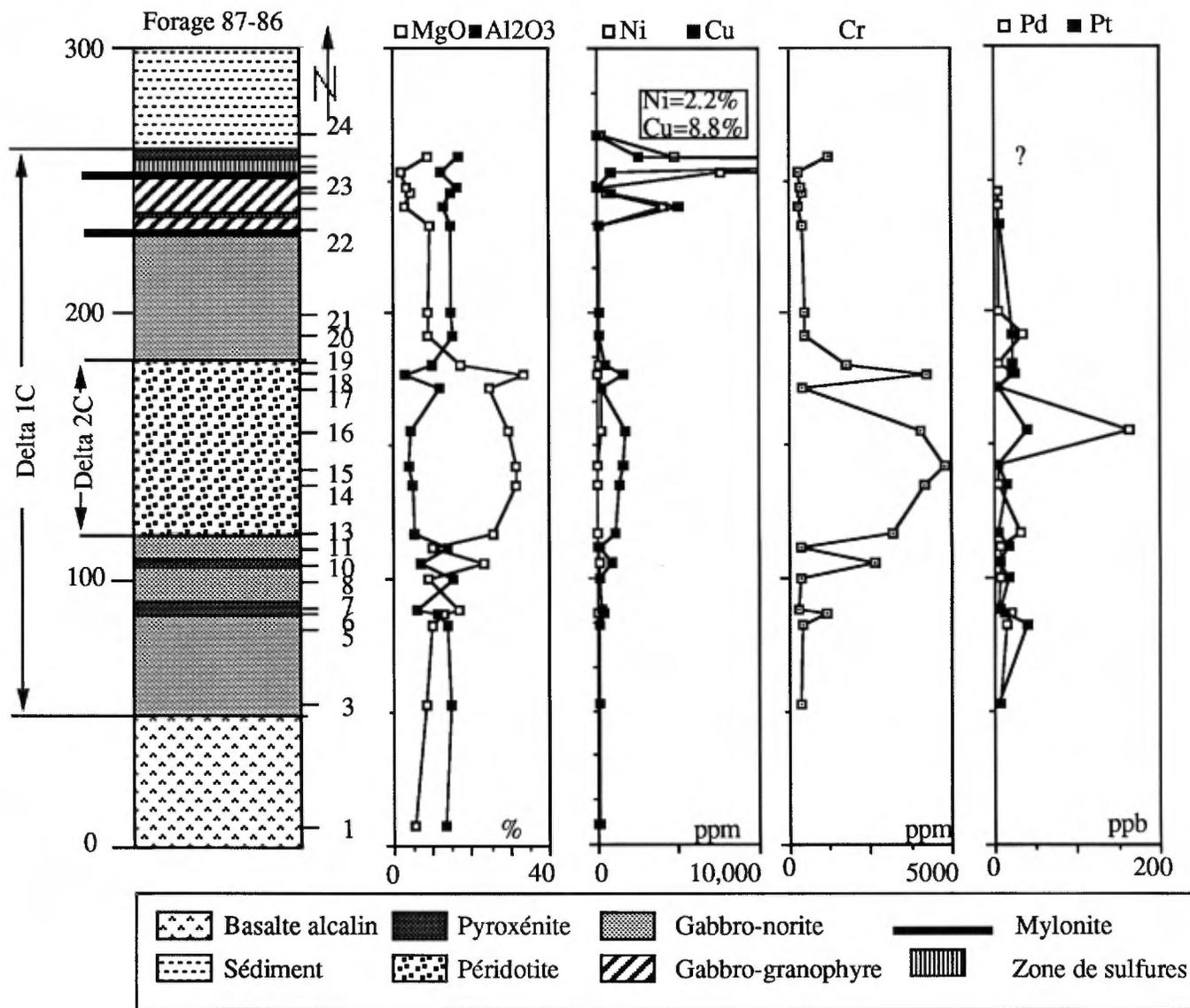


Figure 4.35 : Colonne lithologique et distribution des éléments MgO, Al₂O₃, Ni, Cu, Cr, Pd et Pt dans le forage 87-86, Delta 1C et 2C, zone D8. Cf. localisation du forage sur la carte géologique numéro 2.4.



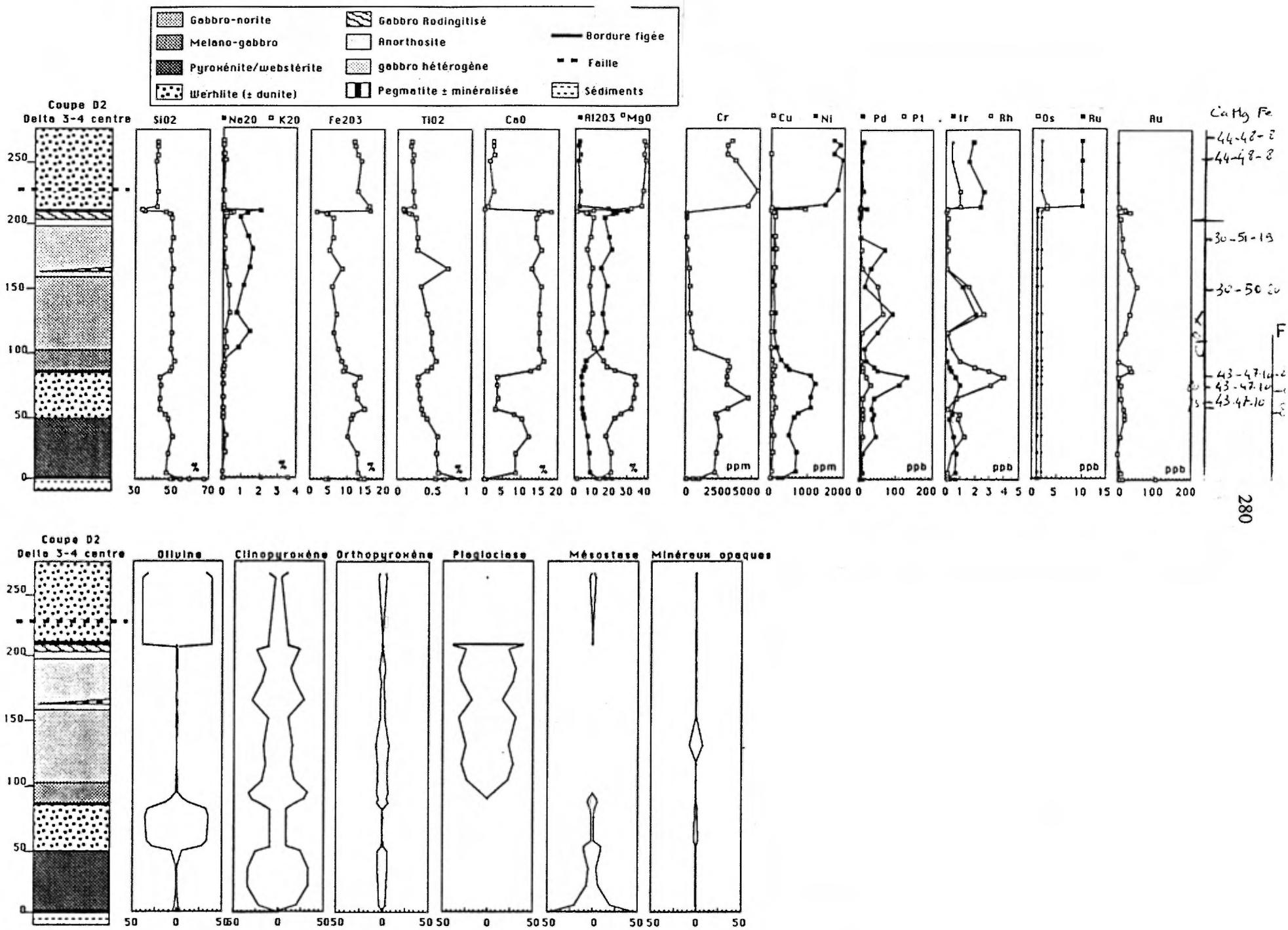


Figure 4.36 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le filon-couche Delta 3 (flanc sud, coupe D2) et l'intrusion ultramafique Delta 4.

Figure 4.37 : Distribution des EGP dans le conduit nourricier de lac Cross le long des coupes Cr3, Cr4 et Cr5.

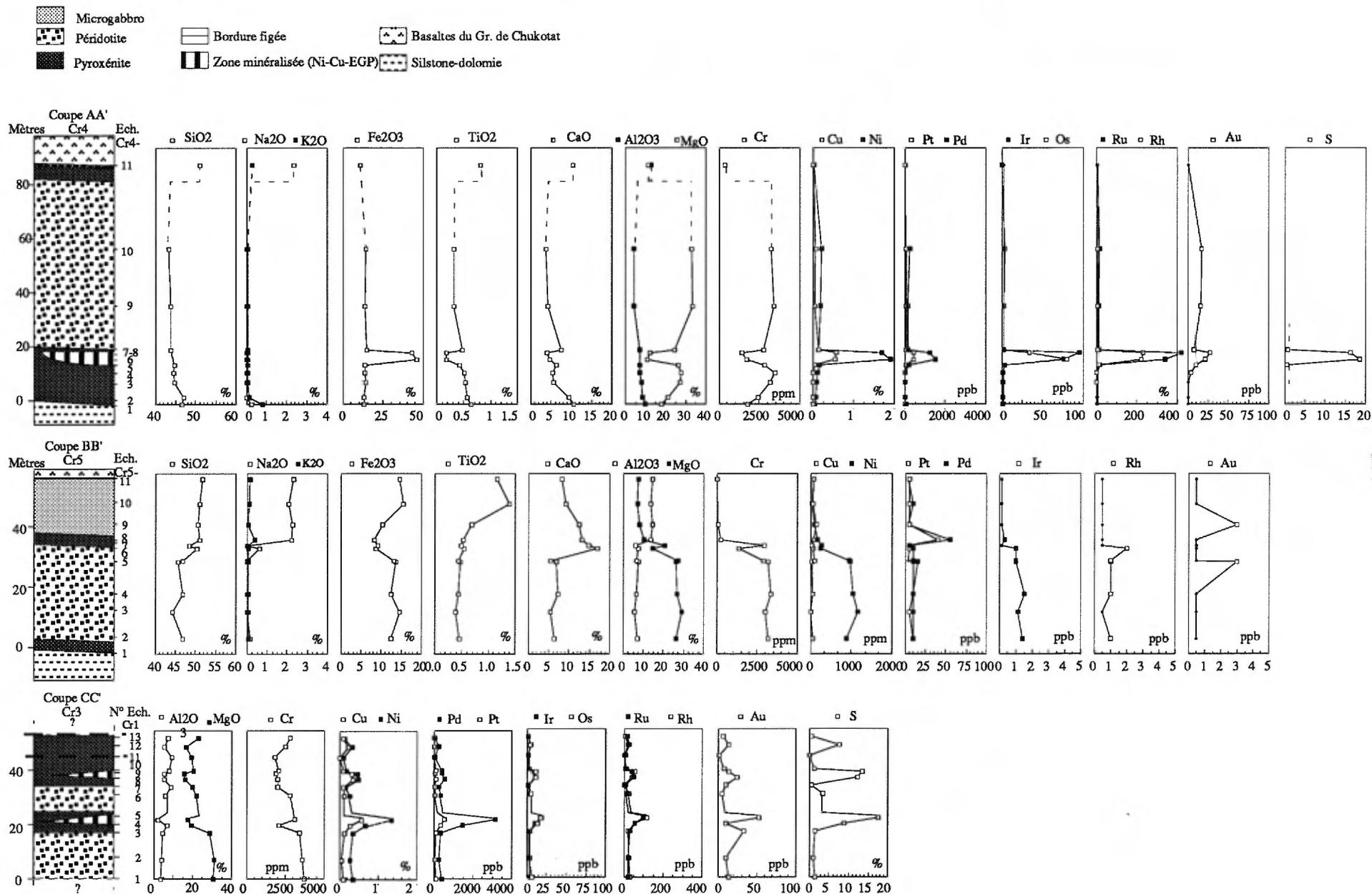
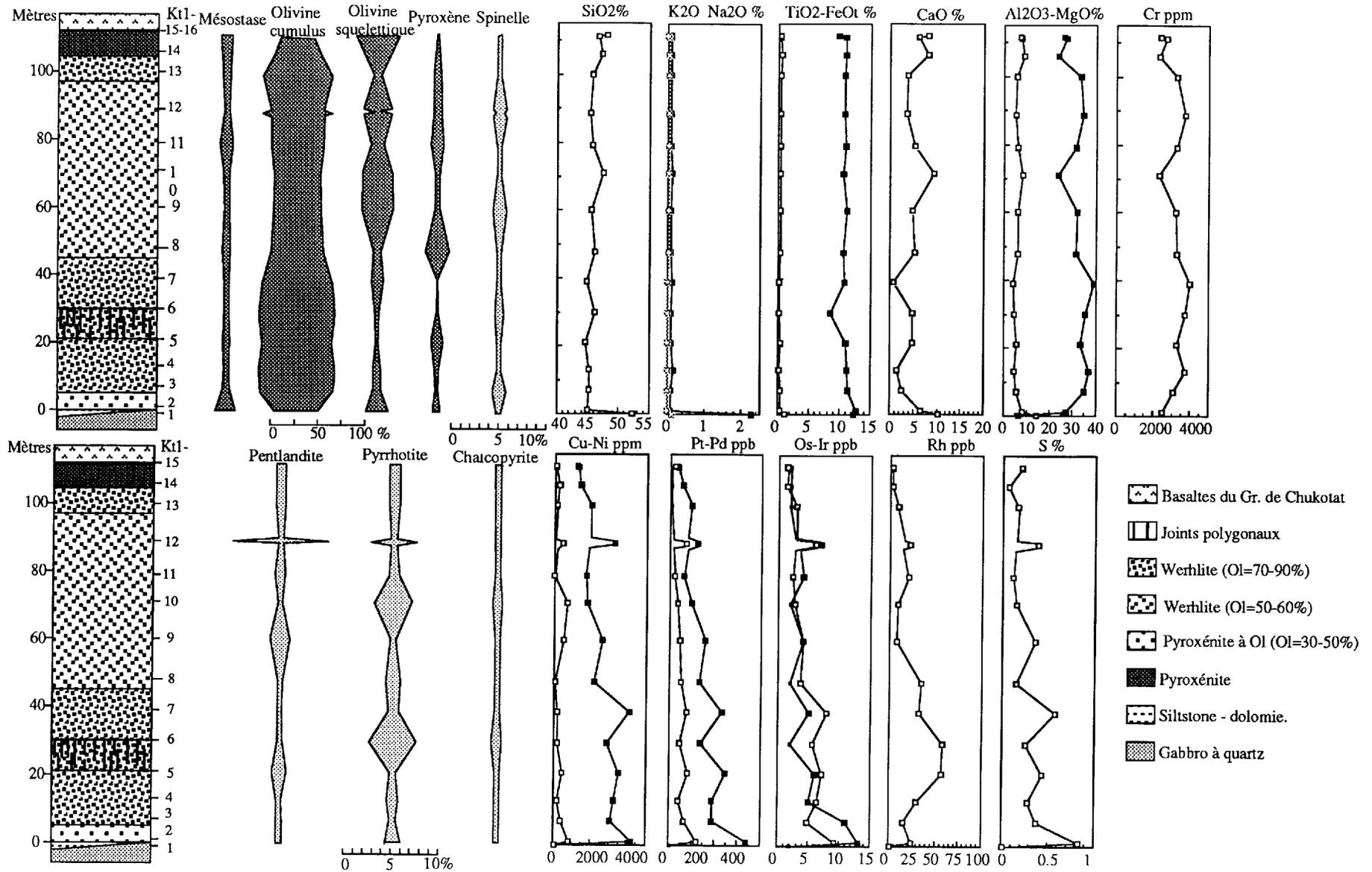


Figure 4.38 : Distribution des minéraux, des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans la séquence ultramafique de Katinik le long de la coupe géologique KT-1.



l'olivine déjà relativement enrichi en fayalite. En ce sens, les plages aciculaires diffèrent des fantômes automorphes d'olivine (Fo₈₅₋₈₆). On peut donc penser que les cristaux aciculaires d'olivine ferrifère ont cristallisé après les cristaux automorphes d'olivine magnésienne.

L'abondance des lattes aciculaires de chlorite (texture microspinifex), la proportion relativement importante de la "mésostase" (liquide interstitiel piégé), le développement de joints prismatiques à la base de la séquence ultramafique et les variations du régime thermique mis en évidence par l'étude pétrographique ne peuvent s'expliquer que par la formation à l'air libre d'un lac de lave temporaire rapidement recouvert par de nouvelles coulées et alimenté par du magma ultramafique déjà porteur d'une véritable émulsion de cristaux d'olivine. Notons que l'épaisseur (112 mètres¹) de la séquence ultramafique ne constitue pas un contre-argument à l'hypothèse d'un lac de lave puisqu'au moins deux pulsions magmatiques sont à l'origine de la séquence ultramafique observée. Par contre, cette observation révèle clairement que le complexe ultramafique de Katinik a constitué, au moins pendant un certain temps de son histoire, une voie de transit aux magmas ultramafiques, corroborant ainsi les hypothèses de Barnes et al. (1982) qui ont antérieurement proposé que la séquence ultramafique de Katinik résultait d'injections multiples et celle de Barnes et Barnes (1990) qui interprètent la séquence de Katinik comme un lac de lave.

Dans les conduits Delta 2b' et Delta 4, où les reliques d'olivine sont abondantes, les études à la microsonde électronique indiquent que les minéraux cumulus d'olivine, très abondants, contiennent 85 à 86% de forstérite (tableau 4.1). Bien que toutes reliques d'olivine a maintenant disparu à cause de l'altération dans les autres séquences ultramafiques, les paragenèses secondaires indiquent que l'olivine primaire était vraisemblablement identique à celle des reliques observées. **A Méquillon, Delta 2 et Delta 4**, les fantômes d'olivine semblent tous appartenir à la même génération, et nous l'avons vu plus haut, ces horizons ultramafiques forment clairement des dykes mis en place à moyenne profondeur.

À lac Cross, Katinik et Raglan, les séquences ultramafiques contiennent en grande quantité des fantômes "cumulus" d'olivine qui correspondent à la même génération de cristallisation que précédemment. Par contre à Katinik et dans une moindre mesure à Raglan, nous avons vu que la présence de lattes aciculaires de chlorite ferrifère dans la mésostase, cristallisées après les minéraux cumulus d'olivine,

démontrait l'existence de cristaux squelettiques à texture microspinifex d'olivine enrichie en fayalite, formés près de la surface lors de la mise en place des magmas, témoignant d'un refroidissement rapide du magma au moment de sa mise en place vraisemblablement dans un lac de lave (Barnes et Barnes, 1990).

Nous avons montré plus haut que les bordures figées des systèmes ultramafiques possédaient des compositions chimiques soit enrichies en MgO à cause de l'accumulation des cristaux d'olivine, soit proches de celles des liquides parents, en particulier à Katinik, indiquant qu'au moment de leur mise en place, ces liquides primaires transportaient en plus ou moins grande quantité des cristaux d'olivine (Fo₈₅₋₈₆) qui ont cristallisé à l'équilibre au cours de l'ascension des magmas sans modifier la composition globale du magma. Les habitus des fantômes d'olivine cumulus indiquent une cinétique de refroidissement relativement lente, tandis que leur abondance dans les bordures figées et les basaltes à olivine (Picard, 1989a-b) évoque des modalités de cristallisation induisant une très forte nucléation de cristaux. Dans les zones stratiformes des conduits, comme à Delta, lac Cross, Katinik..., une part importante de ces cristaux ont été extraits du magma par ségrégation gravitaire, produisant les séquences ultramafiques observées et des liquides résiduels plus déprimés en MgO qui ont dû ensuite produire les minces horizons de gabbro au toit des conduits ultramafiques, et les premières séquences de basaltes à pyroxène que l'on retrouve presque partout à la base du Chukotat. Le diagramme $(La/Sm)_n=f(La)$ de la figure 3.57 et les profils de terres rares, obtenus sur les dykes ultramafiques de Katinik, Delta 2b' et Delta 4 (figure 4.39), révèlent bien les phénomènes de dilution en éléments incompatibles induits par la cristallisation et l'accumulation des cristaux d'olivine. Les cumulats à olivine sont en effet appauvris en éléments incompatibles et les liquides basaltiques qui en ont résulté ont été évidemment appauvris en magnésium et en chrome et enrichis en éléments incompatibles.

Après la mise en place des magmas, des cristaux de clinopyroxène ont cristallisé à leur tour englobant les cristaux cumulus d'olivine et de ferrochromite et les cristaux squelettiques d'olivine ferrifère. Leur habitus témoigne d'une cinétique de cristallisation plus lente, supposant un plus faible gradient de refroidissement, vraisemblablement provoqué par le recouvrement du lac de lave par l'épanchement de nouvelles coulées.

Tableau 4.3 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans les intrusions ultramafiques Delta 2A et Delta 2B (coupes B1 et B2).

Filon-couche	Delta2A	Delta 2B - partie ouest - coupe B1							Delta 2B - partie est - coupe B2				
N° éch.	A1-15	B1-5	B1-6	B1-7	B1-8	B1-9	B1-10	B1-11	B2-7	B2-8	B2-9	B2-10	B2-11
N° Terrain	2A (15)	KΔ10 108*	KΔ10 118*	KΔ10 122*	KΔ10 128*	KΔ10 144*	KΔ10 146*	KΔ10 148*	KΔ6 173**	KΔ6 178*	KΔ6 186*	KΔ6 206*	KΔ6 210*
faciès	Wer.	Wer. Dun	Web.	Web.	Wer. Dun	Wer. Dun	Wer.	Web.	Web.	Wer.	Dun.	Wer. Dun	Web.
Position m.	301.4								153.0	156.0	160.0	170.0	173.0
SiO2	%	38.90	43.90	44.19	43.10	43.69	43.58	47.22	44.10	47.18	42.60	44.04	45.86
TiO2	%	0.20	0.19	0.47	0.18	0.18	0.23	0.24	0.27	0.28	0.21	0.24	0.33
Al2O3	%	3.57	7.19	8.90	3.46	3.49	4.15	6.40	9.56	3.67	3.10	5.52	8.00
Fe2O3	%	11.50	11.65	12.04	13.61	12.26	14.41	11.26	9.73	10.24	13.11	11.89	11.52
MnO	%	0.15	0.12	0.23	0.15	0.13	0.14	0.12	0.17	0.14	0.14	0.13	0.16
MgO	%	33.20	30.01	19.53	36.29	37.12	35.75	28.77	19.80	33.11	36.94	32.29	25.01
CaO	%	3.38	6.53	13.83	2.64	1.91	1.59	6.09	8.62	5.31	2.85	4.86	8.08
Na2O	%	<0.1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	%	0.05	0.05	0.02	0.05	0.05	0.08	0.07	0.12	0.05	0.11	0.07	0.04
P2O5	%	<0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
PAF	%	8.47	8.10	4.70	9.60	10.00	10.20	7.10	4.23	8.30	9.60	8.30	6.10
Total	%	99.42	99.64	99.21	99.50	98.84	99.95	100.18	98.90	99.99	99.07	99.05	99.01
S	%	<0.01	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Zr	ppm	16	9	33	24	8	30	14	10	11	19	8	16
Y	ppm	3	4	5	4	4	1	7	6	5	6	5	6
Nb	ppm	--	4	1	1	3		1	2	<1	2	1	2
Cr	ppm	4900	2796	2086	3430	3757	3667	3090	2385	1500	3206	3607	3145
Ni	ppm	1700	1028	677	1399	1206	1324	979	784	570	968	1570	1253
Co	ppm	--	--	--	--	--	--	--	59	--	--	--	--
Cu	ppm	117	4	10	--	5	3	8	83	4	--	5	25
Zn	ppm	6	47	74	44	54	72	49	60	46	61	59	57
Rb	ppm	--	4	1	1	6	4	2	5	3	5	5	1
Sr	ppm	--	1	5	2	1	1	--	3	20	2	2	4
Ba	ppm	11	26	28	25	27	26	28	30	5	22	27	31
Os	ppb	4	--	--	--	--	--	--	<3	--	--	--	--
Ir	ppb	2.2	--	--	--	--	--	--	0.7	--	--	--	--
Ru	ppb	69	--	--	--	--	--	--	3	--	--	--	--
Rh	ppb	6	--	--	--	--	--	--	<1	--	--	--	--
Pt	ppb	<5	10	10	20	10	<10	<10	6	10	<10	10	<10
Pd	ppb	23	7	5	48	7	4	12	8	5	3	6	3
Au	ppb	1	<1	7	4	<1	<1	<1	11	<1	<1	<1	<1

NB1: Pour les échantillons notés *, les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF à l'université de Montréal, le total est alors établi indépendamment de la perte au feu.

NB2: Pour les échantillons notés **, les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF au laboratoire XRAL (Don Mills, Ontario). Dans ce cas le total comprend la perte au feu.

NB3: Les EGP ont été analysés au laboratoire XRAL à Don Mills (Ontario) par INAA pour les ensembles Os-Ir-Ru-Rh-Pt-Pt-Au et par spectrométrie d'émission au plasma pour les ensembles Pt-Pd-Au.

NB4: L'échantillon A1-15 a été analysé au CRM pour les éléments majeurs et traces et à l'INRS pour les EGP

Tableau 4.4 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique Delta 2B' (coupes B1-B2).

Filon-couche		Delta 2B' - partie ouest - coupe B1							Delta 2B' - partie est - coupe B2							
N° éch.		B1-16	B1-17	B1-18	B1-19	B1-20	B1-21	B1-22	B2-15	B2-16	B2-17	B2-18	B2-19	B2-20	B2-21	B2-22
N° Terrain		KΔ11 0*	KΔ11 2*	KΔ11 6*	KΔ11 12*	KΔ11 21*	KΔ11 31*	KΔ11 44*	KΔ8 1**	KΔ8 10**	KΔ8 12*	KΔ8 14*	KΔ8 27*	KΔ8 33*	KΔ8 54**	KΔ8 72**
faciès		B. f. inf	Web.	Wer.	Wer/Dur	Dun.	Dun.	Dun.	B. f. inf	Web.	Wer.	Wer.	Web.	Wer.	Dun.	Dun.
Position m.									240.0	244.0	246.0	248.0	254.0	258.0	266.0	272.0
SiO ₂	%	45.84	44.90	46.24	43.75	43.88	46.09	44.17	44.00	45.40	47.13	45.25	45.43	44.57	38.40	38.10
TiO ₂	%	0.24	0.44	0.45	0.26	0.18	0.19	0.18	0.48	0.34	0.31	0.33	0.25	0.24	0.24	0.21
Al ₂ O ₃	%	8.81	7.20	7.30	3.46	3.04	2.73	2.44	7.63	6.01	5.25	5.23	4.59	3.89	3.80	2.93
Fe ₂ O ₃	%	13.12	13.78	11.12	13.51	11.85	6.73	11.11	11.20	9.39	12.76	14.07	14.30	13.21	12.90	11.60
MnO	%	0.24	0.17	0.14	0.14	0.11	0.12	0.10	0.14	0.11	0.11	0.11	0.14	0.17	0.18	0.16
MgO	%	12.59	24.51	27.13	36.18	38.52	42.55	41.55	22.30	23.40	27.25	31.11	28.51	28.91	31.70	34.60
CaO	%	19.13	7.12	6.68	2.56	1.35	0.46	0.36	7.63	8.18	6.43	3.80	6.21	7.96	2.25	0.06
Na ₂ O	%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04
K ₂ O	%	0.02	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.14	0.08	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05
P ₂ O ₅	%	0.02	0.06	0.08	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03	0.02
PAF	%	2.40	5.80	6.50	9.70	10.30	11.40	11.70	4.77	4.93	6.50	7.80	6.60	6.90	9.47	11.20
Total	%	100.01	98.22	99.20	99.93	99.00	98.95	99.88	98.90	98.09	99.31	99.97	99.49	98.98	99.08	98.97
Zr	ppm	36	58	65	19	20	10	17	24	15	19	22	16	17	5	3
Y	ppm	10	7	9	6	2	6	1	7	5	6	4	6	6	3	2
Nb	ppm	3	8	9	1	2	2	1	2	2	2	1	4	2	<1	<1
Cr	ppm	194	2726	3002	3486	3440	3438	3192	2500	2800	3428	2864	3482	3179	2900	3500
Ni	ppm	973	2789	1590	1463	1655	2959	4203	1500	2700	2124	1994	1862	2028	1800	2400
Co	ppm	--	--	--	--	--	--	--	73	84	--	--	--	--	96	98
Cu	ppm	130	1169	262	210	82	754	711	130	320	276	313	528	309	720	240
Zn	ppm	69	70	45	39	27	29	53	50	35	56	55	47	48	48	39
Rb	ppm	3	1	5	3	--	1	--	12	6	4	2	1	1	11	6
Sr	ppm	320	8	3	1	1	--	2	9	5	6	2	3	3	1	<1
Ba	ppm	40	21	29	25	19	20	18	6	3	30	22	26	28	1	1
Os	ppb	--	--	--	--	--	--	--	8	25	--	--	--	--	19	36
Ir	ppb	--	--	--	--	--	--	--	1.7	3.1	--	--	--	--	2.5	3.3
Ru	ppb	--	--	--	--	--	--	--	8	13	--	--	--	--	10	12
Rh	ppb	--	--	--	--	--	--	--	4	8	--	--	--	--	4	7
Pt	ppb	140	150	70	20	30	150	200	16	47	100	60	40	90	18	32
Pd	ppb	260	410	160	54	70	400	540	52	180	3	4	<2	<2	54	96
Au	ppb	4	23	5	3	7	16	19	8	7	4	10	3	40	12	22

NB1: Pour les échantillons notés *, les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF à l'université de Montréal, le total est alors établi indépendamment de la perte au feu.

NB2: Pour les échantillons notés **, les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF au laboratoire XRAL (Don Mills, Ontario). Dans ce cas le total comprend la perte au feu.

NB3: Les EGP ont été analysés au laboratoire XRAL à Don Mills (Ontario) par INAA pour les ensembles Os-Ir-Ru-Rh-Pt-Pt-Au et par spectrométrie d'émission au plasma pour les ensembles Pt-Pd-Au.

Tableau 4.5 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans le dyke reliant les intrusions ultramafiques Delta 2B et 2B' et dans les dykes tardifs.

N° Terrain		Dyke de connection Delta 2B et 2B'				Dykes tardifs	
		KΔ9 1*	KΔ9 2*	KΔ9 3*	KΔ9 4*	KΔ8 24*	KΔ6 260**
faciès		Dyke	Dyke	Dyke	Dyke	Dyke	Dyke
SiO ₂	%	52.93	54.81	50.77	48.95	33.33	45.00
TiO ₂	%	1.77	1.20	0.89	0.63	2.04	1.29
Al ₂ O ₃	%	14.79	10.87	11.87	9.80	13.59	11.40
Fe ₂ O ₃	%	10.23	10.83	10.94	12.28	16.23	12.50
MnO	%	0.13	0.18	0.17	0.18	0.46	0.24
MgO	%	6.12	8.50	11.83	15.65	17.52	8.98
CaO	%	9.32	9.72	10.76	10.16	17.02	17.30
Na ₂ O	%	3.63	3.19	1.46	0.56	0.00	0.26
K ₂ O	%	0.69	0.28	0.77	0.43	0.02	0.17
P ₂ O ₅	%	0.21	0.10	0.05	0.03	0.20	0.11
PAF	%	0.80	1.10	2.10	3.00	13.30	1.62
Total	%	99.82	99.68	99.51	98.67	100.41	98.87
Zr	ppm	327	113	77	55	173	80
Y	ppm	32	30	18	12	31	18
Nb	ppm	58	16	11	8	26	—
Cr	ppm	246	615	1156	1696	73	430
Ni	ppm	87	148	357	1764	68	210
Co	ppm	—	—	—	—	—	49
Cu	ppm	124	52	39	1808	9	370
Zn	ppm	43	64	59	89	73	51
Rb	ppm	25	7	30	11	—	12
Sr	ppm	484	249	285	120	104	520
Ba	ppm	257	82	158	160	37	24
Os	ppb	—	—	—	—	—	<3
Ir	ppb	—	—	—	—	—	0.4
Ru	ppb	—	—	—	—	—	2
Rh	ppb	—	—	—	—	—	<1
Pt	ppb	<10	10	10	260	<10	5
Pd	ppb	<2	230	160	5	4	15
Au	ppb	<1	<1	<1	42	<1	16

NB1: Pour les échantillons notés *, les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF à l'université de Montréal, le total est alors établi indépendamment de la perte au feu.

NB2: Pour les échantillons notés **, les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF au laboratoire XRAL (Don Mills, Ontario). Dans ce cas le total comprend la perte au feu.

NB3: Les EGP ont été analysés au laboratoire XRAL à Don Mills (Ontario) par INAA pour les ensembles Os-Ir-Ru-Rh-Pt-Pt-Au et par spectrométrie d'émission au plasma pour les ensembles Pt-Pd-Au.

Tableau 4.6 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique Delta 2C (forage 87-86, zone D8).

Intrusion		Delta 2C	Delta 2C	Delta 2C	Delta 2C	Delta 2C	Delta 2C	Delta 2C	Delta 2C	Delta 2C	Delta 2C
N° Ech.		C1-6	C1-7	C1-10	C1-13	C1-14	C1-15	C1-16	C1-17	C1-18	C1-19
Faciès		B.f. Gab.	Web.	Web. Hb	B.f. pyr.	Wer. Hb	Wer.	Wer.	Dyke	Wer. Dun.	B.f. pyr.
Mètres		86.7	88.2	105.9	116.9	135.2	142.6	155.2	171.8	176.9	180.4
SiO ₂	%	47.90	49.60	46.50	45.00	39.80	41.30	40.30	33.50	39.40	45.80
TiO ₂	%	0.74	0.75	0.33	0.44	0.25	0.36	0.21	3.40	0.17	0.31
Al ₂ O ₃	%	11.20	5.73	7.00	5.30	4.70	3.76	4.37	11.70	2.80	9.73
Fe ₂ O ₃	%	11.60	12.80	10.10	9.82	11.70	10.90	11.90	14.10	11.60	11.40
MnO	%	0.20	0.20	0.15	0.16	0.16	0.19	0.16	0.38	0.17	0.21
MgO	%	12.70	16.90	23.20	25.50	31.60	31.60	29.80	24.80	33.70	17.30
CaO	%	11.70	11.30	8.33	7.72	3.08	2.99	4.06	4.74	0.35	11.50
Na ₂ O	%	1.10	0.23	0.24	0.28	0.11	0.10	0.10	0.12	0.00	0.30
K ₂ O	%	0.55	0.09	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03
P ₂ O ₅	%	0.06	0.06	0.04	0.04	0.01	0.03	0.02	0.22	0.01	0.01
PAF	%	2.44	2.70	5.19	6.07	9.32	9.18	9.27	8.25	10.90	3.68
Total	%	99.22	99.22	100.23	99.61	100.07	99.74	99.53	100.13	98.40	99.28
S	%	0.05	0.19	0.01	0.09	0.03	0.05	0.04	0.02	0.06	0.01
Cr	ppm	998	94	2500	3000	4000	4600	3900	237	4100	1600
Ni	ppm	329	216	863	1100	1400	1600	1700	233	1600	539
Co	ppm	47	76	69	89	100	114	129	80	118	64
Cu	ppm	27	187	97	43	13	13	210	262	18	119
Ba	ppm	223	31	14	8	14	18	6	11	7	5
Os	ppb	<3	–	–	<3	<3	<3	7	<3	<3	<3
Ir	ppb	0.5	–	–	1	1.7	2.1	2.1	<0.1	1.8	0.6
Ru	ppb	<5	–	–	<3	24	<5	<5	<5	<5	<5
Rh	ppb	19	<6	<6	49	7	52	15	3	21	5
Pt	ppb	12	7	<6	<5	14	<5	40	<5	23	23
Pd	ppb	20	6	8	33	<5	<5	164	<5	25	<5
Au	ppb	2	<5	<5	9	2	<1	9	7	1	9

NB1: Les éléments majeurs et traces ont été dosés au CRM à Québec.

NB2: Les EGP ont été analysés à l'INRS (Québec) par INAA pour les ensembles Os-Ir-Ru-Rh-Pt-Pt-Au et par spectrométrie d'émission au plasma pour les ensembles Rh-Pt-Pd-Au.

Tableau 4.7 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique Delta 4 (coupes D1, D2 et D).

		Partie ouest coupe D1			Partie centrale - coupe D2						Partie est coupe D3	
N° éch.		D1-13	D1-14	D2-30	D2-31	D2-32	D2-33	D2-34	D2-35	D2-36	D3-21	D3-22
N° Terrain		KΔ5-322	KΔ5-371	200-297	200-298	200-330	KΔ16-A	KΔ16-D	KΔ16-B	KΔ16-C	4(21)	4(22)
facies		Wer.	Wer.	B. f. inf.	Wer. Dun.	Dun.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	B. f. inf.	Wer.
Position	m.	279.0	300.0	212.5	214.0	226.3	250.0	255.0	262.0	265.0		
SiO ₂	%	---	---	33.88	42.10	42.52	41.34	42.53	42.19	42.50	30.50	40.00
TiO ₂	%	---	---	0.08	0.23	0.21	0.20	0.21	0.18	0.19	0.05	0.13
Al ₂ O ₃	%	---	---	19.06	2.52	3.18	2.04	3.21	2.17	2.70	18.00	4.83
Fe ₂ O ₃	%	---	---	15.44	16.07	12.92	13.80	12.75	12.20	11.87	10.96	10.20
MnO	%	---	---	0.20	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.16	0.16	0.13
MgO	%	---	---	31.76	38.17	39.02	40.65	39.39	40.67	39.26	28.70	31.50
CaO	%	---	---	0.05	0.85	2.41	1.42	2.54	2.32	2.38	0.05	5.19
Na ₂ O	%	---	---	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.10
K ₂ O	%	---	---	0.03	0.03	0.06	0.13	0.09	0.06	0.06	0.01	0.01
P ₂ O ₅	%	---	---	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
PAF	%	---	---	11.40	9.70	9.70	9.60	8.10	8.20	8.70	11.07	8.13
Total	%	---	---	100.52	100.16	100.51	99.79	100.92	99.97	99.14	99.61	100.23
S	%	---	---	---	---	---	---	---	---	---	<0.01	0.04
Zr	ppm	---	---	8	16	9	18	16	27	3	17	11
Y	ppm	---	---	1	3	5	1	5	---	2	4	<3
Nb	ppm	---	---	2	3	3	4	3	---	1	---	---
Cr	ppm	---	---	---	4634	5352	3726	3131	3172	3468	71	4300
Ni	ppm	---	---	---	1469	1807	1961	1717	1875	1703	213	1400
Cu	ppm	---	---	19	---	---	---	5	---	---	17	2
Zn	ppm	---	---	92	88	58	74	76	72	70	---	---
Rb	ppm	---	---	---	1	3	6	3	1	2	---	---
Sr	ppm	---	---	---	---	---	4	7	11	13	---	---
Ba	ppm	---	---	18	20	24	41	36	34	32	7	3
Os	ppb	---	---	3	3	<3	<3	---	---	<3	<3	<3
Ir	ppb	---	---	<0.1	2.4	2.6	1.6	---	---	1.9	<0.1	2.3
Ru	ppb	---	---	<5	10	10	10	---	---	10	6	<5
Rh	ppb	---	---	0.1	1	1	<1	---	---	<1	7	4
Pt	ppb	<10	10	1	<5	<5	<5	<10	---	<5	<5	11
Pd	ppb	<2	6	20	<5	10	5	12	---	10	<5	<5
Au	ppb	<1	<1	10	3	<1	<1	<1	---	<1	<1	<1

NB1: Les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF à l'université de Montréal, le total est alors établi indépendamment de la perte au feu.

NB2: Les EGP ont été analysés au laboratoire XRAL à Don Mills (Ontario) par INAA pour les ensembles Os-Ir-Ru-Rh-Pt-Pt-Au et par spectrométrie d'émission au plasma pour les ensembles Pt-Pd-Au.

Tableau 4.8 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique Delta 4' (coupes D4 et D5).

		Dyke ultramafique (Delta 4) - coupe D4				Intrusion ultramafique Delta 4' - partie est - coupe D4						
N° éch.		D4-23	D4-24	D4-25	D4-26	D4-1	D4-2	D4-3	D4-4	D4-5	D4-6	D4-7
N° Terrain		L412-72	243-4	L0-21	243-3	243-18	243-17	L0-180	243-16	243-15	L75-165	L0-145
facies		Web. Ol	Wer.	Wer.	Wer.	Web.	Web. Ol	Wer.	Wer.	Web.	Web. Ol	B.f. sup
Position m.		152.0	154.0	164.0	173.0	0.0	10.0	17.0	26.0	32.0	37.0	47.0
SiO ₂	%	47.56	47.95	43.81	44.33	44.42	48.59	44.87	45.31	46.44	46.75	52.92
TiO ₂	%	0.34	0.43	0.22	0.36	0.39	0.38	0.30	0.35	0.50	0.56	0.46
Al ₂ O ₃	%	6.61	5.47	5.65	5.37	6.27	6.33	4.85	5.21	7.79	8.79	9.38
Fe ₂ O ₃	%	11.19	11.06	12.67	13.26	12.33	12.80	12.44	13.43	12.65	13.51	11.15
MnO	%	0.13	0.15	0.18	0.16	0.19	0.14	0.16	0.16	0.19	0.25	0.20
MgO	%	27.62	26.76	31.36	30.86	25.92	27.39	31.86	32.25	24.20	21.73	19.16
CaO	%	6.83	6.89	5.29	4.84	7.36	3.57	4.23	3.47	7.30	8.34	6.26
Na ₂ O	%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.14	0.00
K ₂ O	%	0.07	0.19	0.20	0.13	0.05	0.08	0.06	0.07	0.12	0.12	0.10
P ₂ O ₅	%	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.01
PAF	%	3.60	5.80	5.40	7.20	9.00	6.90	8.80	9.00	6.20	4.10	4.80
Total	%	100.36	98.92	99.39	99.32	96.95	99.31	98.80	100.28	99.27	100.23	99.64
Zr	ppm	17	4	17	32	37	25	34	32	38	54	33
Y	ppm	6	11	4	4	8	10	7	9	11	15	6
Nb	ppm	3	8	1	2	3	4	1	2	4	5	3
Cr	ppm	2980	3259	2940	3122	3560	3345	3850	3762	2815	2253	3017
Ni	ppm	1154	1535	1557	1151	935	1071	1609	2489	1033	805	802
Cu	ppm	24	148	63	---	36	74	44	134	12	6	30
Zn	ppm	51	49	68	61	115	100	117	121	123	137	126
Rb	ppm	2	11	9	4	1	4	4	4	2	---	---
Sr	ppm	2	---	48	4	93	4	19	7	16	14	38
Ba	ppm	25	35	49	29	23	24	25	27	32	32	36
Pt	ppb	20	30	40	10	8	30	10	40	10	<10	10
Pd	ppb	23	54	75	20	<20	29	20	93	11	5	9
Au	ppb	<1	3	3	<1	10	<2	<1	5	2	<1	<1

Intrusion ultramafique Delta 4' - partie ouest - coupe D5						
N° Ech.		D5-1	D5-2	D5-3	D5-4	D5-6
N° Terrain		KΔ5-594	KΔ5-587	KΔ5-572	KΔ5-569	KΔ5-568
facies		Web. Ol	Wer.	Wer.	Web.	B.f. sup
Position m.		0.0	6.0	15.0	17.0	19.0
Pt	ppb	10	10	<10	10	10
Pd	ppb	2	<2	8	5	<2
Au	ppb	9	<1	<1	<1	<1

NB1: Les éléments majeurs et traces ont été dosés par XRF à l'université de Montréal, le total est alors établi indépendamment de la perte au feu.

NB2: Les éléments Pt-Pd-Au ont été analysés au laboratoire XRAL à Don Mills (Ontario) par spectrométrie d'émission au plasma.

Tableau 4.9 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique du lac Cross (coupe AA').

N° Ecl Cr4-		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
N° terrain		Cr4-0	Cr4-2.5	Cr4-8	Cr4-12	Cr4-15A1	Cr4-15B	Cr4-19	Cr4-20	Cr4-37	Cr4-58	Cr4-90
Faciès		B. f. inf.	Pyr. Ol.	Pyr.	Pyr. Ol	Sulf Mas.	Pyr. Ol	Sulf	Pyr. Ol	Dun.	Dun.	B. f. sup
SiO2	%	46.63	47.12	44.74	44.48		44.70		43.85	43.66	43.37	51.10
TiO2	%	0.63	0.57	0.53	0.51	0.17	0.43	0.18	0.48	0.32	0.32	0.82
Al2O3	%	9.88	8.46	7.95	7.10		7.14		7.26	4.44	4.23	12.83
Fe2O3	%	12.82	12.84	13.86	13.77	45.75	13.62	42.89	14.61	13.48	13.92	10.52
MnO	%	0.23	0.25	0.17	0.18	0.07	0.18	0.08	0.19	0.17	0.15	0.17
MgO	%	17.81	20.95	27.08	27.74	10.78	26.48	12.10	24.70	33.31	33.11	11.46
CaO	%	10.57	9.51	5.62	5.32	4.61	6.40	3.92	7.53	4.30	3.85	10.27
Na2O	%	0.24	0.01	0.00	0.00	0.07	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	2.34
K2O	%	0.79	0.16	0.06	0.05	0.01	0.05	0.01	0.03	0.04	0.04	0.28
P2O5	%	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.02	0.02	0.04
Total	%	99.63	99.89	100.04	99.19		99.07		98.73	99.74	99.01	99.83
PAF	%	4.90	4.70	7.60	7.70		7.50		6.70	9.40	9.00	2.60
CO2	%	1.14	0.12	0.16	0.17		0.43		0.39	0.48	0.13	0.11
H2O	%	4.54	5.58	11.22	8.94		8.66		7.86	10.72	10.54	3.52
S	%					18.7	0.45	16.3	0.71			
Zr	ppm	37	40	33	30		24		31	16	26	56
Y	ppm	11	11	12	11		9		12	6	8	18
Nb	ppm	1	3	0.4	4		2		3	1	3	2
Cr	ppm	1764	2415	3189	3446	1700	2841	1400	2768	3403	3223	354
Ni	ppm	528	683	1031	1062	19000	1669	17000	1347	1870	2087	144
Co	ppm					810	120	760	78			
Cu	ppm	107	50	82	51	5400	492	5700	1515	359	623	58
Zn	ppm	196	203	124	119	57	105	77	91	62	56	78
V	ppm					110	170	84	170			
Rb	ppm	16	3	1	1		2		3	2	1	3
Sr	ppm	168	9	5	4		7		8	3	3	352
Ba	ppm	312	56	28	25		26		23	24	30	103
Os	ppb	<3	<3	<3	<3	80	<3	34	<6	<3	<3	<3
Ir	ppb	0.7	0.9	1.2	1.1	77	3.3	95	2.2	2.6	3.7	<0.1
Ru	ppb	<5	<5	<5	<5	340	15	420	10	10	15	<5
Rh	ppb	<1	<1	1	1	220	9	230	5	4	7	<1
Pt	ppb	10	15	10	10	430	50	440	40	35	55	10
Pd	ppb	25	20	20	15	1500	180	1200	130	130	220	<5
Re	ppb	<5	<5	<5	<5	90	<5	80	<10	<5	<5	<5
Au	ppb	<1	<1	<1	3	21	9	27	7	15	16	<1
Ag	ppm					0.5	0.5	1	0.5			
ΣEGP	ppb	35.7	35.9	32.2	27.1	2737.0	257.3	2499.0	187.2	181.6	300.7	10.0
Ni/Cu		4.93	13.66	12.57	20.82	3.52	3.39	2.98	0.89	5.21	3.35	2.48
Pd/Pt		2.50	1.33	2.00	1.50	3.49	3.60	2.73	3.25	3.71	4.00	-

NB: Eléments majeurs et traces analysés par XRF à l'université de Montréal. Pour les éléments majeurs, le total est établi indépendamment de la perte au feu. EGP analysés par INAA au laboratoire XRAL de Toronto.

Cr4-1	Bordure figée inférieure	Cr4-7	pyrrhotite à texture réticulée
Cr4-2	Pyroxénite à olivine	Cr4-8	Pyroxénite à olivine et gouttelettes de Po
Cr4-3	Pyroxénite	Cr4-9	Dunite massive
Cr4-4	Pyroxénite à olivine	Cr4-10	Dunite
Cr4-5	pyrrhotite masive	Cr4-11	Bordure figée supérieure
Cr4-6	Pyroxénite à olivine et gouttelettes de Po		

Tableau 4.10 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique du lac Cross (coupe CC').

N° Ech. Cr3-		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
N° terrain		Cr3-0	Cr3-10	Cr3-20	Cr3-25	Cr3-30	Cr3-38	Cr3-41	Cr3-44	Cr3-48	Cr3-49	Cr3-55	Cr3-62	Cr3-67
Position m		0.0	7.0	17.0	20.0	22.0	31.0	34.0	37.0	39.0	40.0	45.0	49.0	52.0
Faciès		Per.	Per.	Per.	Pyr	Pyr	Per.	Pyr.						
SiO2	%	37.50	37.90	38.30	31.70	22.90	41.10	42.50	31.90	30.60	43.70	43.80	35.00	42.00
TiO2	%	0.21	0.21	0.26	0.34	0.08	0.33	0.49	0.33	0.31	0.39	0.52	0.37	0.50
Al2O3	%	3.44	3.83	4.22	6.79	1.71	6.08	8.82	5.47	5.25	7.86	9.33	5.38	7.35
Fe2O3	%	15.30	14.50	15.60	24.90	37.30	16.40	14.70	23.50	31.10	13.80	11.20	22.00	12.60
MnO	%	0.17	0.17	0.16	0.13	0.14	0.14	0.21	0.13	0.11	0.14	0.18	0.12	0.14
MgO	%	30.70	31.30	28.60	19.70	17.60	21.80	19.80	16.30	15.40	20.50	19.50	16.70	22.70
CaO	%	1.44	1.15	2.05	4.11	0.24	6.80	8.47	5.04	5.02	8.97	9.82	6.51	7.15
Na2O	%	0.10	0.17	0.18	0.30	0.10	0.27	0.31	0.27	0.24	0.60	0.68	0.35	0.24
K2O	%	0.02	0.03	0.07	0.05	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.06	0.05	0.03	0.02
P2O5	%	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.04	0.02	0.05
Total	%	99.79	99.77	99.46	97.05	95.39	99.60	100.59	94.79	98.06	100.91	99.43	93.56	99.54
CO2	%	10.90	10.50	10.00	9.00	15.30	6.63	5.23	11.80	9.96	4.88	4.31	7.08	6.79
H2O	%	0.46	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	—	—	—
S	%	1.41	0.97	1.50	8.69	17.60	3.36	0.56	12.10	13.30	1.33	0.02	7.62	0.54
Zr	ppm	19	19	23	25	12	25	26	24	31	25	36	27	35
Y	ppm	7	6	6	13	16	12	12	13	16	12	15	14	14
Nb	ppm	7	7	7	5	6	7	7	6	7	8	8	7	6
Cr	ppm	3700	3600	3400	2100	3100	2800	2000	2000	1900	2100	1800	2500	2800
Ni	ppm	3400	2700	3500	6600	14400	2600	1500	5000	4700	1800	989	3100	1100
Co	ppm	197	146	194	365	715	147	109	342	328	103	74	219	71
Cu	ppm	970	595	1200	2600	5500	1100	980	3500	3200	1000	27	2300	953
Zn	ppm	87	92	107	81	121	88	111	136	156	115	87	148	91
V	ppm	81	86	94	130	89	140	189	130	130	162	193	170	167
Rb	ppm	<3	3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sr	ppm	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3	<3	<3	6	8	3	8
Ba	ppm	7	14	15	12	4	6	9	10	8	7	5	5	3
Sb	ppm	0.4	0.3	0.4	0.6	1.7	0.3	0.1	0.2	0.2	0.2	<0.1	0.3	0.1
As	ppm	1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Os	ppb	6	<3	<3	13	17	5	<3	11	11	<3	<3	4	<3
Ir	ppb	4	3.3	3.4	9.2	18	3.7	1	10	8.6	1.9	0.7	4.4	1.4
Ru	ppb	18	19	28	53	98	17	<5	50	37	<5	<5	26	14
Rh	ppb	27	26	19	53	119	24	2	38	55	9	2	21	3
Pt	ppb	99	73	83	362	542	68	64	121	33	120	14	22	11
Pd	ppb	406	251	363	1475	3159	355	267	549	378	388	49	220	45
Re	ppb	<5	<5	5	16	32	7	<5	29	33	<5	<5	11	<5
Au	ppb	15	10	36	10	50	5	9	30	17	5	<1	14	6
Au**	ppb	13	10	30	9	0.56	<5	11	17	11	9	<5	12	5
Ag	ppb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
ΣEGP		560.0	372.3	501.4	1981.2	3985.0	479.7	334.0	808.0	555.6	518.9	65.7	308.4	74.4
Ni/Cu		3.51	4.54	2.92	2.54	2.62	2.36	1.53	1.43	1.47	1.80	36.63	1.35	1.15
Pd/Pt		4.10	3.44	4.37	4.07	5.83	5.22	4.17	4.54	11.45	3.23	3.50	10.00	4.09

NB: Éléments majeurs et traces analysés au CRM à Québec; EGP analysés par INAA à l'INRS à Québec.

Cr3-1	Péridotite avec 2-3% Po	Cr3-8	Pyroxénite avec 50% Po + Cp semi-massifs
Cr3-2	Péridotite avec 3-5% Po	Cr3-9	Pyroxénite avec 50-60% Po + Cp réticulé
Cr3-3	Péridotite avec 5-7% Po	Cr3-10	Pyroxénite à gouttelettes Po
Cr3-4	Pyroxénite à Po + Cp réticulé	Cr3-11	Pyroxénite avec 1% Po
Cr3-5	Pyroxénite à Po + Cp réticulé	Cr3-12	Pyroxénite avec Po + Cp
Cr3-6	Péridotite à gouttelettes Po	Cr3-13	Pyroxénite à gouttelettes Po
Cr3-7	Pyroxénite avec 1% Po		

Tableau 4.11 : Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des EGP dans l'intrusion ultramafique du lac Cross (coupe BB').

N° Ech		Cr5 -1	Cr5 -2	Cr5 -3	Cr5 -4	Cr5 -5	Cr5 -6	Cr5 -7	Cr5 -8	Cr5 -9	Cr5 -10	Cr5 -11
Facies		Pyr. Ol	Pyr. Ol	Per.	Pyr. Ol	Per.	Per.	Pyr. Ol	Gab.	Gab.	Gab.	Gab.
SiO2	%	46.90	44.19	45.54	50.47	46.74	46.94	48.55	50.95	50.63	50.96	51.78
TiO2	%	0.46	0.39	0.47	0.55	0.45	0.44	0.50	0.53	0.68	1.40	1.16
Al2O3	%	7.14	5.78	7.31	7.51	6.70	6.42	6.19	13.82	14.65	13.55	14.38
Fe2O3	%	12.56	14.60	13.61	8.80	12.38	13.12	9.13	8.22	10.28	15.53	14.67
MnO	%	0.16	0.19	0.13	0.20	0.17	0.14	0.25	0.15	0.17	0.21	0.20
MgO	%	26.43	29.02	26.17	14.81	26.59	27.20	20.81	10.31	8.10	6.98	7.57
CaO	%	6.31	5.49	6.81	17.03	7.32	5.37	14.85	13.14	12.44	9.27	8.20
Na2O	%	0.13	0.00	0.00	0.60	0.00	0.00	0.00	2.21	2.25	2.07	2.31
K2O	%	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03	0.38	0.05	0.08	0.15
P2O5	%	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.08	0.06
Total	%	100.17	99.71	100.12	100.01	100.41	99.71	100.31	99.71	99.27	100.13	100.48
PAF	%	6.40	8.40	6.70	1.40	6.70	7.10	3.30	2.30	2.40	2.70	3.00
CO2	%	0.21	0.50	0.13	0.11	0.09	0.23	0.10	0.09	0.07	0.11	0.14
H2O	%	7.50	9.20	8.04	2.03	5.48	8.30	3.96	2.56	2.97	3.93	4.02
Zr	ppm	35	37	35	39	29	24	29	17	47	81	65
Y	ppm	6	6	10	10	8	8	14	12	14	26	20
Nb	ppm	0.5	3	1	4	2	3	2	2	1	5	5
Cr	ppm	3174	3001	3200	1324	3334	2901	2916	237	54	n.d.	12
Ni	ppm	877	1149	970	224	1040	934	270	164	91	35	75
Cu	ppm	46	3	21	36	54	97	14	77	130	37	73
Zn	ppm	115	89	87	62	105	77	88	53	73	110	86
Rb	ppm	0	6	1	0	2	3	0	9	1	2	7
Sr	ppm	7	8	3	192	3	2	10	224	75	52	102
Ba	ppm	28	22	27	45	24	26	37	374	49	43	44
Os	ppb	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Ir	ppb	1.4	1.1	1	1	1.5	1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1
Ru	ppb	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rh	ppb	1	<1	1	2	1	1	<1	<1	<1	<1	<1
Pt	ppb	10	5	10	5	10	<5	<5	40	5	5	5
Pd	ppb	10	10	15	10	10	10	5	55	<5	10	<5
Re	ppb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Au	ppb	<1	<1	3	<1	<1	<1	<1	<1	3	<1	<1
ΣEGP	ppb	22.4	16.1	27.0	18.0	27.5	12.0	5.0	95.3	5.0	15.0	5.0
Ni/Cu		19.07	383.00	46.19	6.22	19.26	9.63	19.29	2.13	0.70	0.95	1.03
Pd/Pt		1.00	2.00	1.50	2.00	1.00			1.38		2.00	

NB: Eléments majeurs et traces analysés par XRF à l'université de Montréal. Pour les éléments majeurs, le total est établi indépendamment de la perte au feu. EGP analysés par INAA au laboratoire XRAL de Toronto.

Cr5 -1 Pyroxénite à olivine
 Cr5 -2 Pyroxénite à olivine
 Cr5 -3 Peridotite
 Cr5 -4 Peridotite
 Cr5 -5 Peridotite
 Cr5 -6 Peridotite

Cr5 -7 Peridotite
 Cr5 -8 Pyroxénite à olivine
 Cr5 -9 Microgabbro
 Cr5 -10 Microgabbro
 Cr5 -11 Microgabbro

Tableau 4.12 : Caractéristiques géochimiques du complexe ultramafique de Katinik au niveau de la section Kt1 (cf composition minéralogique des échantillons, tableau 5.3.1).

Ech.	KT-1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ech.	KT-1	200-B	200-A	190	180	170	160	140	120	100	80	70	50a	22	10	0B	0A
Faciès		Gab. Qz	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Wer.	Pyr. Ol	Pyr. Ol
% Olivine		-	40-50	75-80	80-90	70-75	85	70-80	50-60	50-60	50	50	50-60	70-80	50	30-40	30
Position (m)		-0.5	1	7	13	21	30	39	48	60	71	79	88.5	100	106	111	111.5
SiO ₂	%	50.60	41.80	39.90	39.90	40.10	41.40	39.10	41.80	41.00	44.30	41.80	40.50	41.30	44.10	42.80	44.50
Al ₂ O ₃	%	13.90	7.44	4.86	4.18	5.14	4.25	3.62	5.53	5.46	7.75	5.71	4.79	5.20	8.29	7.18	6.53
Fe ₂ O ₃	%	13.20	13.00	11.10	11.00	10.90	8.41	10.50	10.70	11.10	11.00	11.20	10.70	10.80	11.40	11.20	10.20
MgO	%	6.50	25.10	30.90	32.60	29.90	31.80	33.80	28.30	28.40	21.80	28.40	30.60	30.10	22.10	25.10	24.40
CaO	%	10.10	6.00	2.14	1.28	4.27	4.30	0.63	4.73	4.38	8.76	4.77	3.16	3.43	7.61	5.63	7.42
Na ₂ O	%	2.20	0.10	0.10	0.13	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.12	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
K ₂ O	%	0.14	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01
TiO ₂	%	1.05	0.44	0.29	0.24	0.30	0.25	0.21	0.32	0.32	0.43	0.35	0.28	0.30	0.49	0.42	0.39
MnO	%	0.21	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.16	0.16	0.18	0.16	0.15	0.14	0.18	0.16	0.14
P ₂ O ₅	%	0.10	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03
LOI	%	2.12	7.36	9.75	10.40	8.85	9.41	11.00	8.02	8.34	5.45	8.09	9.17	8.93	5.79	6.97	6.76
Total	%	100.12	101.43	99.22	99.91	99.75	100.11	99.15	99.70	99.33	99.85	100.64	99.49	100.35	100.12	99.63	100.48
CO ₂	%	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.56
S	%	0.01	0.83	0.37	0.28	0.44	0.25	0.58	0.15	0.36	0.16	0.11	0.39	0.17	0.07	0.2	0.21
Zr	ppm	95	35	27	23	26	22	19	26	29	33	28	25	28	38	37	35
Y	ppm	29	12	8	7	8	5	4	9	8	11	7	7	8	13	9	10
Nb	ppm	14	7	8	9	6	7	6	8	6	7	6	8	7	8	6	7
Cr	ppm	<1	2500	3100	3700	3300	3700	4000	3300	3200	2300	3300	3700	3300	2300	2700	2400
Ni	ppm	74	4200	3100	3300	3500	2900	4100	2200	2600	1800	1700	3300	2000	1400	1300	1200
Co	ppm	48	139	119	127	146	130	148	97	114	79	104	128	109	86	94	85
Cu	ppm	73	847	402	165	421	168	216	64	506	710	30	424	109	228	69	93
Zn	ppm	141	51	74	70	65	55	68	69	69	83	71	69	71	73	65	56
V	ppm	304	145	99	88	103	86	73	109	106	149	119	100	104	159	144	129
Rb	ppm	3	<3	3	<3	<3	<3	<3	3	4	<3	<3	3	3	<3	<3	<3
Sr	ppm	210	<3	<3	<3	<3	<3	<3	5	6	26	5	4	6	9	7	23
Ba	ppm	51	6	4	8	8	3	4	3	5	5	9	8	5	3	4	8
Sb	ppm	0.1	0.2	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2
As	ppm	<1	1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	1	<1
Os	ppb	<3	13	11	5	6	<3	5	<3	4	<3	4	7	<3	<3	<3	<3
Ir	ppb	<0.1	9.3	4.9	6.4	7.1	5.5	7.9	3.7	4.1	2.7	2.4	6	2.9	1.4	1.6	1.4
Ru	ppb	<5	49	32	28	35	<5	23	19	25	15	<5	37	9	<5	<5	5
Rh	ppb	1	24	16	30	56	58	32	35	8	9	21	22	9	3	2	3
Pd	ppb	<5	337	188	188	246	136	233	134	160	95	61	123	99	57	36	33
Pt	ppb	<5	123	68	42	84	48	75	51	48	34	19	71	<5	<5	<5	19
Re	ppb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Au	ppb	<1	16	11	3	13	4	2	1	15	10	1	8	2	2	5	2
Au *	ppb	71	81	79	11	11	<5	8	6	14	16	9	5	<5	<5	8	<5
Ag	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ni/Cu		1.01	4.96	7.71	20	8.31	17.26	18.98	34.38	5.14	2.54	56.67	7.78	18.35	6.14	18.84	12.9
Pd/Pt			2.74	2.76	4.48	2.93	2.83	3.11	2.63	3.33	2.79	3.21	1.73				1.74

NB: Analyses des éléments majeurs et traces (+ Au* + Ag) effectuées au CRM à Québec; Analyses des EGP et de l'or (Au) effectuées à l'INRS Québec.

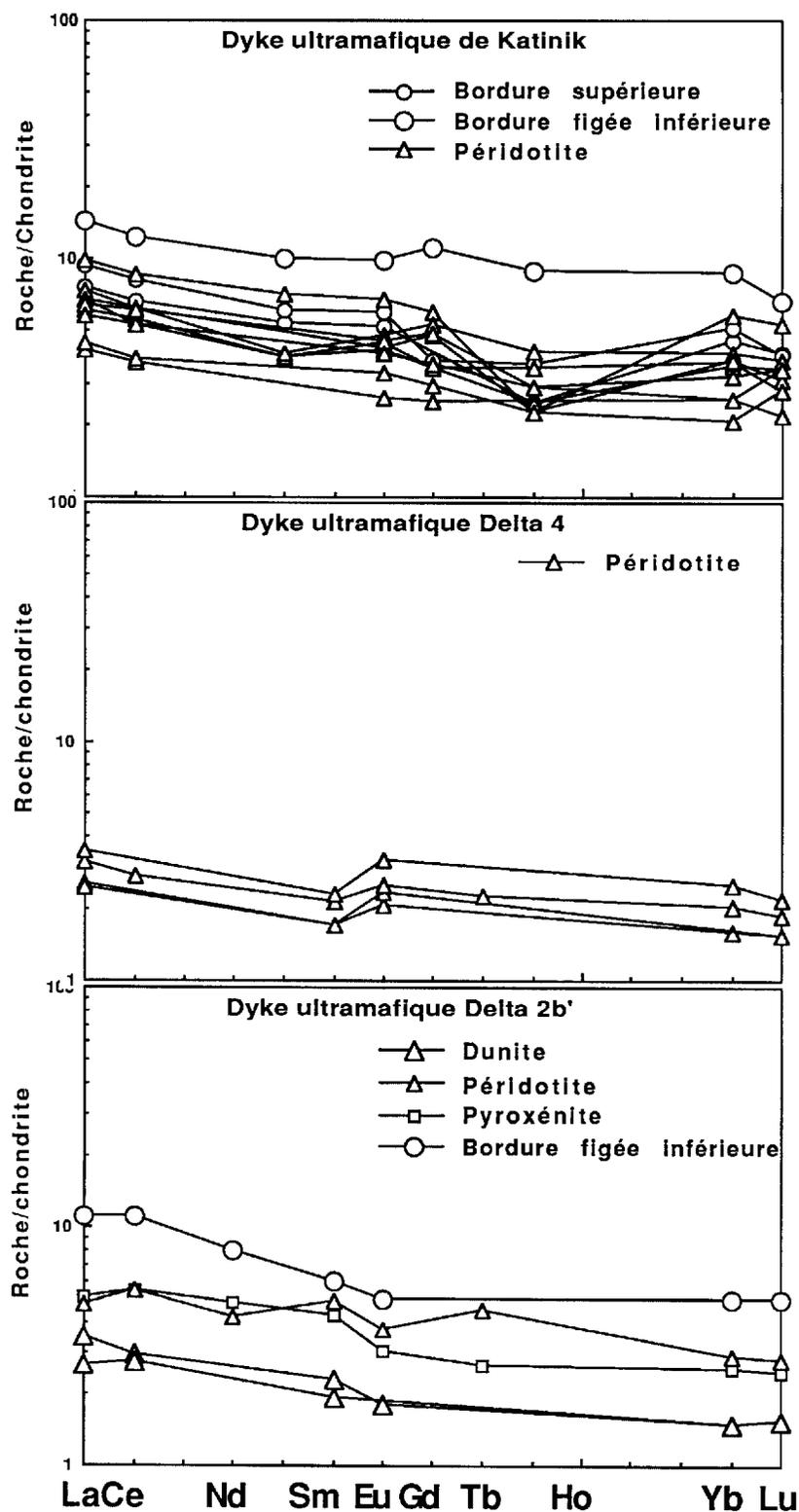
Tableau 4.13 : Caractéristiques géochimiques de l'indice minéralisé Kt3 (cf composition minéralogique des échantillons, tableau 5.3.3).

Ech. Kt3-		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	R. encaissante	
Ech.		Kt3-A	Kt4	Kt5	Kt3-22	Kt3-24	Kt3-26	Kt3-27	Kt3-28	Kt3-29	Kt3-31	Kt3-32	Kt3-35	Kt6-A	Kt6-B
Faciès		Séd.	B. f. inf.	B. f. inf.	Wer.	Wer.	Wer.	Pyr. Ol	Pyr. Ol	Pyr. Ol	Wer.	Wer.	Wer.	Gab. Qz	Gab. Qz
% Olivine			15%	10-15%	50%	55%	45%	35%	30%	30%	40%	55%	50%		
% sulfures			1%	1%	Tr	11%	3%	12%	67%	67%	9%	2%	2%		
Position (m)		-0.5	0.0	0.0	16.0	20.8	22.5	23.5	24.2	25.0	26.5	30.0	32.8		
SiO2	%	59.10	42.00	43.60	42.40	42.60	42.70	39.40	34.60	36.40	37.20	39.40	42.60	48.80	50.80
Al2O3	%	17.90	8.79	9.29	6.39	6.64	7.62	7.97	5.28	5.71	4.96	5.43	5.80	13.80	13.90
Fe2O3	%	6.57	13.40	13.60	11.20	11.20	12.80	14.30	19.40	18.30	16.00	10.90	10.90	9.73	10.70
MgO	%	2.14	19.90	18.90	26.70	25.40	22.80	20.60	20.70	21.70	25.00	27.50	28.00	11.10	7.88
CaO	%	1.02	8.50	9.89	5.82	6.27	7.55	6.47	4.78	5.04	4.23	4.06	5.44	12.70	12.30
Na2O	%	5.70	0.10	0.17	0.11	0.29	0.19	0.17	0.10	0.10	0.10	0.10	0.12	1.41	2.15
K2O	%	4.34	0.02	0.04	0.04	0.07	0.04	0.19	0.02	0.03	0.04	0.01	0.04	0.27	0.07
TiO2	%	0.62	0.52	0.57	0.39	0.40	0.47	0.47	0.29	0.33	0.32	0.30	0.34	0.61	1.01
MnO	%	0.05	0.23	0.27	0.16	0.14	0.19	0.16	0.13	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.17
P2O5	%	0.06	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.07
LOI	%	1.50	5.51	4.88	7.37	6.66	6.19	7.09	8.72	8.62	8.75	8.60	7.78	2.53	1.93
Total	%	99.00	99.01	101.25	100.61	99.70	100.59	96.86	94.05	96.40	96.78	96.47	101.20	101.15	100.98
CO2	%	<0.05	<0.05	0.40	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
S	%	0.17	0.43	<0.01	0.12	0.06	0.52	3.36	8.05	6.78	4.6	0.73	0.19	<0.01	<0.01
Zr	ppm	130	50	44	31	34	34	38	25	28	30	27	29	42	85
Y	ppm	16	16	15	8	10	12	14	12	14	13	7	9	14	22
Nb	ppm	16	8	7	7	7	7	7	6	7	8	6	8	7	13
Cr	ppm	<1	2600	2200	2300	2500	2500	2000	1700	2400	2900	3200	3200	946	<1
Ni	ppm	92	4600	1000	1600	1300	2900	13700	38800	26200	12000	4500	2900	221	68
Co	ppm	22	152	73	94	76	101	232	529	379	347	143	102	44	42
Cu	ppm	18	762	33	31	24	740	10600	3300	1900	6800	773	153	50	153
Zn	ppm	57	118	128	67	60	68	108	116	76	98	80	71	107	117
V	ppm	80	168	187	131	133	162	162	104	110	97	114	116	212	234
Rb	ppm	100	<3	<3	<3	5	<3	10	<3	5	5	6	6	6	<3
Sr	ppm	70	4	44	4	5	3	51	4	6	3	<3	4	130	240
Ba	ppm	459	9	11	8	16	10	42	11	12	11	11	10	67	31
Sb	ppm	<0.1	0.3	0.2	<0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.2	0.5
As	ppm	<1	2	<1	<1	<1	1	<1	<1	2	2	<1	<1	<1	<1
Os	ppb	<3	9	<3	<3	<3	5	49	84	110	43	12	9	<3	<3
Ir	ppb	<0.1	9.6	1.2	1.9	1	4.7	40	72	91	39	8.7	5.2	0.2	<0.1
Ru	ppb	<5	33	<5	<5	21	12	198	347	454	182	35	30	<5	15
Rh	ppb	6	36	10	16	12	8	28	55	56	26	24	48	27	9
Pd	ppb	<5	270	21	42	15	179	2517	2519	2385	1938	297	143	16	8
Pt	ppb	<5	101	<5	32	<5	58	432	761	1421	677	101	58	<5	<5
Re	ppb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	19	44	46	26	<5	<5	<5	<5
Au	ppb	<1	8	<1	1	2	16	38	63	169	161	22	11	2	<1
Au *	ppb	66	17	<5	83	71	93	110	37	63	140	21	10	<5	<5
Ag	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	3	1.8	1	1.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ni/Cu		5.11	6.04	30.3	51.61	54.17	3.92	1.29	11.76	13.79	1.76	5.82	18.95	4.42	0.44
Pd/Pt			2.67		1.31		3.09	5.83	3.31	1.68	2.86	2.94	2.47		

NB: Analyses des éléments majeurs et traces (+ Au* + Ag) effectuées au CRM à Québec;

Analyses des EGP et de l'or (Au) effectuées à l'INRS Québec.

Figure 4.39 : Distribution des terres rares normalisées aux chondrites dans les dykes de péridotite - pyroxénite.



À Katinik et moins nettement à lac Cross, la séquence de cristallisation des liquides silicatés peut donc être résumée de la manière suivante:

- 1- Cristallisation de cristaux automorphes d'olivine magnésienne (FO_{85-86}) et de spinelle chromifère dans les conduits nourriciers au cours de l'ascension des magmas;
- 2- Ségrégation et accumulation des cristaux automorphes d'olivine magnésienne (FO_{85-86}) et de spinelle chromifère dans le lac de lave de Katinik et cristallisation des liquides résiduels sous un fort gradient thermique entraînant la formation de cristaux aciculaires (squelettiques à texture spinifex) d'olivine plus ferrifère;
- 3- Cristallisation des liquides interstitiels résiduels sous forme de cristaux pœcilitiques de clinopyroxène sous des conditions thermiques plus stables;
- 4- Cristallisation des derniers liquides résiduels en une mésostase aphyrique.

Dans les dykes ultramafiques des horizons de Méquillon et de Delta, mis en place à moyenne profondeur, la cinétique de cristallisation a été plus lente et peut se résumer de la manière suivante:

- 1- Cristallisation de cristaux automorphes d'olivine magnésienne (FO_{85-86}) et de spinelle chromifère dans les conduits nourriciers au cours de l'ascension des magmas;
- 2- Ségrégation et accumulation des cristaux automorphes d'olivine magnésienne (FO_{85-86}) et de spinelle chromifère dans les parties stratiformes des conduits;
- 3- Cristallisation des liquides interstitiels résiduels sous forme de cristaux pœcilitiques de clinopyroxène.

4.3 Les gîtes de Ni - Cu - EGP associés aux Dykes et conduits ultramafiques

4.3.1 Les Gîtes de l'horizon de Vaillant

Les minéralisations retrouvées dans les dykes ultramafiques de Méquillon et de Vaillant ne se distribuent pas de façon homogène (Tremblay, 1990). Par endroit, la quantité de sulfures trouvés à la base de l'intrusion est négligeable (moins de 1%) alors qu'à quelques centaines de mètres de distance latérale,

il est possible de trouver jusqu'à 10% de sulfures sur 40 mètres. Ces variations dans la répartition des sulfures et les textures observées suggèrent des processus de concentration qui ont agi lors de la mise en place de ce dyke. La compagnie Cominga (GM 9965, 1958) a déjà effectué des travaux de géophysique, de cartographie et de forage sur les indices du lac Méquillon et du lac Vaillant, et plusieurs intersections importantes ont été signalées sur l'indice Méquillon avec des teneurs variant entre 0.3 et 1.5% de nickel, et 0.2 et 1.3% de cuivre. Quelques analyses chimiques rapportent la présence de platine et d'argent (GM 9970A-C). Enfin, il est notable que les minéralisations ne sont présentes que dans les secteurs où les intrusions ultramafiques recoupent les séquences volcaniques, évoquant un contrôle joué par ces dernières et la possibilité de mécanismes de contamination du magma ultramafique par les basaltes.

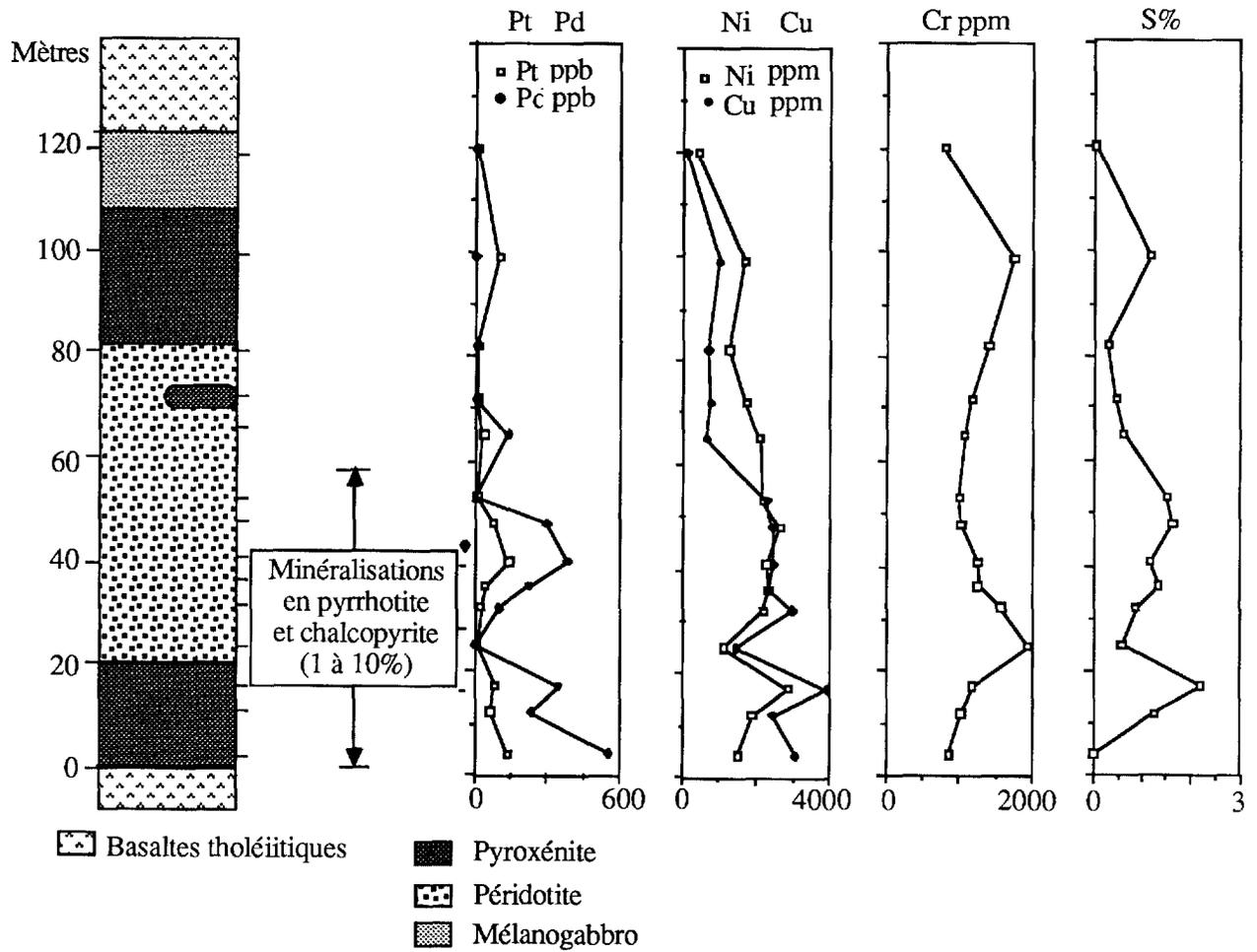
L'indice Méquillon (Tremblay, 1990), situé à un kilomètre au nord du lac du même nom, est associé au dyke Méquillon, lequel recoupe, avec un angle apparent de 20°, les basaltes et les gabbros pyroxénitiques comagmatiques du Groupe de Povungnituk. La minéralisation (figure 4.40) est généralement localisée au rebord inférieur de l'intrusion dans la bordure pyroxénitique avec cependant un peu de sulfures disséminés à travers l'intrusion. L'indice le plus important est minéralisé sur 50 mètres de longueur avec en moyenne 5 - 10% de pyrrhotite, de pentlandite et de chalcopryrite en position interstitielle et en remplacement des silicates. À quelques endroits, les sulfures forment des plages ovoïdes de taille variant entre quelques millimètres et quelques centimètres, suggérant l'existence de gouttelettes de sulfures immiscibles. Le tableau 4.14 montre les résultats d'analyses correspondants aux roches minéralisées et la figure 4.40 illustre la distribution des éléments Pt, Pd, Ni, Cu, Cr et S dans le dyke Méquillon. Il est à noter que les valeurs maximales se situent dans la pyroxénite basale et dans la partie inférieure de l'horizon péridotitique où se distribuent les minéralisations. Les valeurs les plus élevées de Pt et Pd s'accompagnent de concentration en Ni - Cu. Il faut également remarquer que certaines analyses ayant un faible pourcentage en S donnent tout de même des valeurs élevées en EGP. On observe également que le passage de la pyroxénite basale à la péridotite se caractérise par une augmentation des teneurs en chrome versus une diminution des teneurs en Ni, Cu, Pd, Pt et S, suivie vers le haut de la séquence d'une nouvelle croissance des teneurs en Pt et Pd. Les éléments Ni, Cu, Pt et Pd d'une part, et Cr d'autre part sont donc nettement anticorrélés en raison

Tableau 4.14 : Résultats d'analyse partielle obtenues à l'indice Méquillon.

	Nom	S %	Au ppb	Pt ppb	Pd ppb	Cu ppm	Ni ppm	Fe %	Cr ppm	Ni/Cu	Pd/Pt
M1-04	Mélanogabbro	0.01	15	135	550	3060	1500	8.9	838	0.48	4.1
M1-12	Pyroxénite	1.24	10	60	230	2490	1880	9.1	1002	0.70	3.8
M1-17	Pyroxénite	2.20	20	85	340	3880	2860	9.4	1194	0.71	4.0
M1-25	Péridotite	0.54	5	<15	<2	1430	1070	7.9	1920	0.74	---
M1-32	Péridotite	0.87	10	25	95	2970	2190	8.8	1560	0.73	3.8
M1-36	Péridotite	1.33	<5	40	220	2320	2330	8.8	1265	1.00	5.5
M1-41	Péridotite	1.16	15	135	380	2460	2290	8.8	1239	0.93	2.7
M1-48	Péridotite	1.61	10	75 (160)	295 (560)	2400	2610	7.8	1013	1.07	3.9
M1-53	Péridotite	2.01	<5	<15	<2	2730	2310	7.4	1057	0.84	---
M1-53	Péridotite	0.99	<5	<15	<2	1810	2060	6.9	908	1.00	---
M1-65	Péridotite	0.59	10	30	130	658	2080	7.3	1072	3.10	4.3
M1-72	Péridotite	0.44	<5	<15	<2	737	1740	7.3	1152	2.30	---
M1-82	Pyroxénite	0.27	<5	<15	<2	706	1253	7.1	1378	1.80	---
M1-99	Pyroxénite	1.14	<5	<15 (95)	<2 (260)	1005	1700	7.1	1737	1.70	---
M1-120	Mélanogabbro	0.04	<5	<15	<2	83	379	6.1	793	4.00	---

NB. Analyses effectuées par Chimitec (Québec). Les teneurs entre parenthèses correspondent à des analyses effectuées au laboratoire XRAL de Toronto.

Figure 4.40 : Distribution des éléments Pd, Pt, Ni, Cu, Cr et S dans l'intrusion ultramafique du Lac Méquillon.



de leurs affinités respectives avec les sulfures pour les premiers et les oxydes ou les olivines dans le cas du chrome. On peut se demander si la distribution de ces éléments ne témoignerait pas d'un mince lit enrichi en chromite à l'interface péridotite - pyroxénite.

L'indice du lac Vaillant (carte géologique 3.1), situé à un kilomètre à l'ouest du lac du même nom, est également associé à une intrusion de composition ultramafique discordante, recoupant des basaltes avec un angle apparent de 15°. En dépit de quelques différences lithologiques marquées surtout par un horizon péridotitique de plus faible épaisseur, l'intrusion du lac Vaillant similaire à celle du Lac Méquillon. Comme dans cette dernière, la minéralisation est localisée à la base de l'intrusion dans la bordure pyroxénitique. Les résultats d'analyse partielle sont reportés au tableau 4.15 sur la figure 4.41, nous avons représenté la colonne stratigraphique de cette intrusion ainsi que la distribution des teneurs en Ni, Cu, Pt, Pd, Cr et S.

À première vue, cette intrusion montre des patrons de distribution beaucoup plus erratique que dans l'intrusion du Lac Méquillon, notamment en Pt-Pd. On note une forte concentration de sulfures dans l'horizon basal de mélanogabbro-pyroxénite, laquelle se traduit par des teneurs élevées en Ni, Cu, Pd, Pt et S et pour un échantillon une teneur élevée en chrome. La péridotite centrale présente une teneur élevée en Pd associée à un pic de soufre, tandis qu'au contraire le chrome présente une forte baisse de teneur. Enfin le rapport Pd/Pt présente de fortes variations (de 2.7 à 9, tableau 4.15) évoquant encore une fois l'intervention probable de mécanismes de remobilisations.

• **Une autre intrusion ultramafique**, située quelques centaines de mètres au sud du filon-couche différencié Povungnituk 1 (carte géologique 3.2) et similaire aux intrusions ultramafiques de la région des lacs Vaillant et Méquillon contient de faibles disséminations de pyrrhotite, pentlandite et chalcopryrite dans la pyroxénite basale et la péridotite. Quelques valeurs intéressantes en EGP (tableau 4.16, figure 4.42) peuvent y être relevées. Comme dans les indices Méquillon et Vaillant, les teneurs maximales se situent dans la zone de transition entre la pyroxénite de base et la péridotite. Les éléments Pt et Pd montrent une distribution similaire au nickel et au cuivre témoignant encore une fois de l'affinité chimique de ces éléments avec les sulfures.

4.3.2 Les Gîtes associés à l'horizon de Delta

4.3.2.1 Les minéralisations du conduit Delta 2B'

L'intrusion ultramafique Delta 2B' présente d'intéressantes minéralisations dans ses parties basale et centrale et a déjà fait l'objet de plusieurs travaux préliminaires (Giovenazzo, 1987). Les plus importantes minéralisations sont localisées dans la pyroxénite basale environ 1 mètre au dessus de la bordure figée (éch. 9 à 11, 25 à 28, tableau 4.17, carte géologique 2.3). Celle-ci est hématisée et les amas de sulfures ont subi une dissolution préférentielle laissant des trous à la surface de l'affleurement. La roche hôte comprend des cristaux pœcilitiques de clinopyroxène trémolitisé (50%) et de hornblende brune (10%) avec en inclusion des cristaux d'olivine (10%) pseudomorphosée en antigorite et trémolite. Les sulfures (5 à 25%) forment un réseau en filet autour des silicates et des oxydes, ainsi que des amas centimétriques qui pourraient représenter des gouttelettes d'immiscibilité. Ils sont constitués de pyrrhotite, de chalcopryrite, de cubanite et de pentlandite en flammes d'ex-solution dans la pyrrhotite ou en grains autour de celle-ci. Du leucoxène et des traces de magnétite sont également dispersés dans la roche.

Dans les péridotites de la partie centrale de l'intrusion (éch.12 et 29, tableau 4.17), les sulfures (< 10%) sont localisés dans les interstices entre les cristaux d'olivine partiellement transformés en antigorite, et les cristaux pœcilitiques de clinopyroxène. Ils sont constitués de pyrrhotite transformée partiellement en marcassite, de pentlandite transformée en violarite, de chalcopryrite et de millérite en grains de taille généralement inférieure à 0.1 mm. Quelques veinules de magnétite secondaire et des petits grains primaires ($\varnothing = 0.2$ mm) de ferrochromite sont disséminés dans les olivines et dans le matériel interstitiel. Dans ce dernier, la magnétite est plus abondante et en intercroissance avec les microcristaux d'antigorite indiquant une formation co-génétique. Il en est de même avec les divers sulfures.

D'une manière générale, les teneurs en EGP sont plutôt faibles et les échantillons provenant de la partie inférieure de l'intrusion (éch. 27-28, tableau 4.17) possèdent un rapport Cu/Ni supérieur à celui de la péridotite (éch. 29), impliquant un enrichissement secondaire en cuivre, probablement causé par des échanges metasomatiques avec les roches sédimentaires encaissantes. Ces dernières séparent les intrusions Delta 1B et Delta 2B' et sont surtout formées de métaquartzite hématisée et de métasiltstone

Tableau 4.15 : Résultats d'analyses partielles obtenues à l'indice du lac Vaillant.

	Nom	S %	Au ppb	Pt ppb	Pd ppb	Cu ppm	Ni ppm	Fe %	Cr ppm	Ni/Cu	Pd/Pt
V1-02	Mélanogabbro	2.30	5	70 (220)	180 (770)	3460	2450	7.2	783	0.70	2.57
V1-10	Pyroxénite	0.49	5	<15	65	1394	1232	6.9	828	0.88	---
V1-17	Pyroxénolite	1.49	10	20	145	2107	2446	7.9	1144	1.15	7.20
V1-22	Péridotite	0.63	<5	<15 (63)	20 (210)	907	1544	7.7	1820	1.70	---
V1-022	Péridotite	1.62	20	140	575	2207	2358	7.0	913	1.07	4.10
V2-03	Mélanogabbro	1.93	10	30	255	5130	3740	11.0	1311	0.72	3.00
V2-05	Mélanogabbro	0.60	<5	<15	13	1500	1290	9.4	893	0.82	---
V2-06	Pyroxénite	0.74	20	20	180	3410	1310	9.3	878	0.38	9.00
V2-21	Péridotite	0.65	<5	<15	<2	1310	1830	10.0	1217	1.40	---
V2-30	Péridotite	0.45	<5	<15	15	795	1020	9.7	1269	1.20	---

NB. Analyses effectuées par Chimitec (Québec). Les teneurs entres parenthèses correspondent à des analyses effectuées dernièrement au laboratoire XRAL de Toronto.

Tableau 4.16 : Résultats d'analyse partielle du secteur de la rivière Povungnituk.

N°éch	Nom	Cu ppm	Co ppm	Cr ppm	Ni ppm	Fe %	S %	Au ppb	Pt ppb	Pd ppb	Cu/Cu+Ni	Pd/Pt
V-25B	Dunite	21	176	4590	2090	10.1	1.96	<0.5	<15	2	0.01	-
V-25C	Péridotite	1340	213	3415	2290	11.4	3.57	0.8	60	220	0.369	3.66
V-25D	Péridotite	2290	349	3333	4310	13.1	0.01	<0.5	150	415	0.347	-
V-25E	Pyroxénite	92	69	297	250	12.2	0.21	<0.5	<15	<2	0.27	-

NB. Analyses effectuées par Chimitec (Québec).

Figure 4.41 : Distribution des éléments Pd, Pt, Ni, Cu, Cr et S dans l'intrusion ultramafique du lac Vaillant.

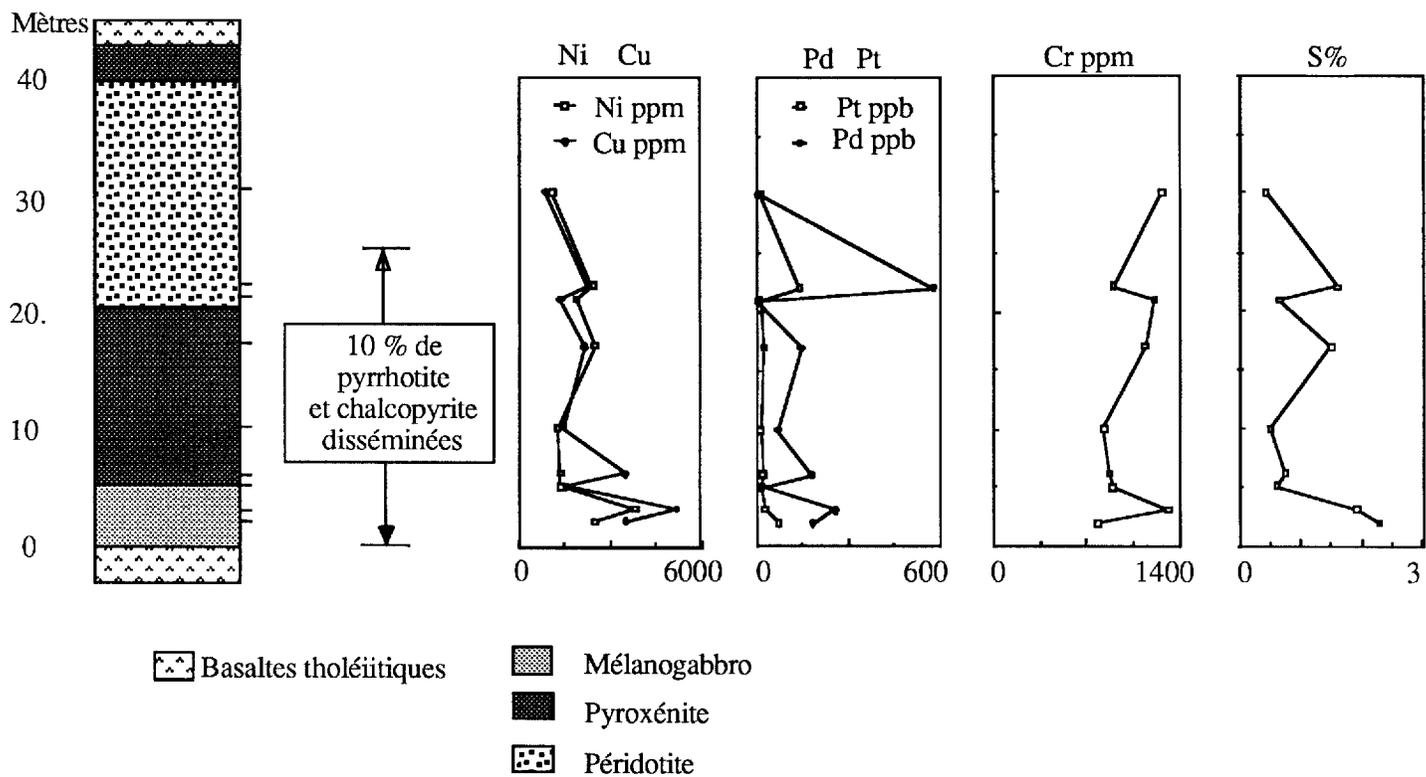
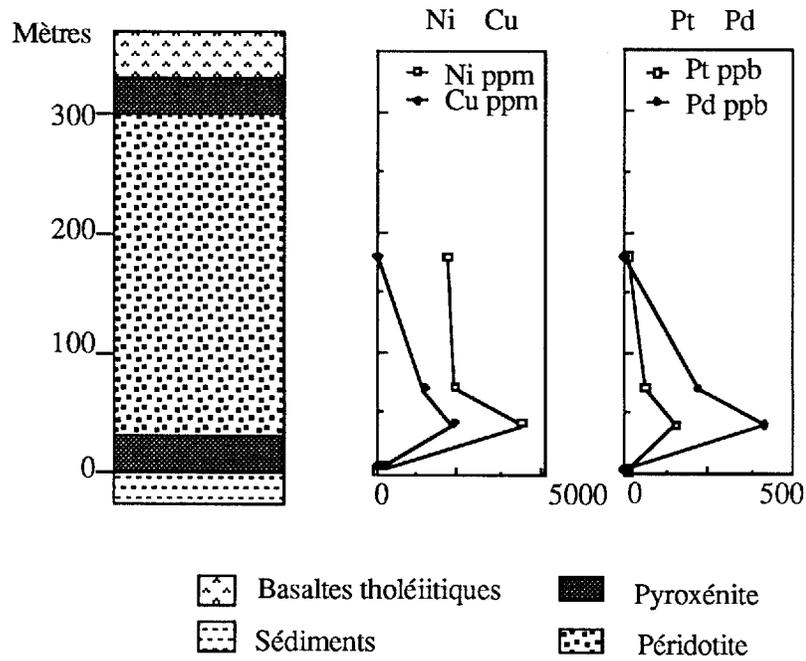


Figure 4.42 : Distribution des éléments Pd, Pt, Ni et Cu dans l'intrusion ultramafique localisée au sud de la rivière Povungnituk. N.B. : Les unités lithologiques sont représentées d'après leur épaisseur apparente car le pendage est indéterminé.



cornéifié (éch. 31, tableau 4.17) avec des porphyroblastes de biotite.

4.3.2.2 Les indices minéralisés du conduit Delta 4

L'intrusion ultramafique Delta 4 présente très peu de minéralisations sulfurées. Dans sa partie orientale et immédiatement au-dessus du filon-couche Delta 3 (indice 4.1, cartes géologiques 2.1 et 2.4), la péridotite basale (éch. 4.1A, tableau 4.17) contient 10 - 15% de cristaux pœcilitiques d'augite ($\varnothing = 2$ mm) et 60% de fantômes d'olivine cumulus ($\varnothing = 0.3$ mm) pseudomorphosée en antigorite dans laquelle des sulfures postcumulus sont composés de pyrrhotite, de pentlandite et de chalcopryrite en grains généralement inférieurs à 0.1 mm. La chalcopryrite se trouve aussi dans les micro-fractures. La magnétite est abondante et se présente sous forme de veinules ($\varnothing < 0.1$ mm) dans les olivines, ou en veines ($\varnothing < 10$ mm) avec des inclusions ($\varnothing < 0.001$ mm) de chalcopryrite et de chlorite magnésienne. Cette magnétite semble remplacer les divers sulfures. Des petits grains idiomorphes à subidiomorphes de ferrochromite ($\varnothing < 0.3$ mm) sont dispersés dans la roche et contiennent localement des inclusions arrondies de chalcopryrite et/ou de pyrrhotite ($\varnothing < 0.001$ mm). Ainsi ces observations texturales suggèrent qu'au moins une partie des sulfures auraient cristallisé avant la serpentinisation.

La péridotite/dunite sus-jacente (éch. 4.1C, tableau 4.17) est composée d'un amalgame de fantômes d'olivine (Ant \pm Ch, 75%, $\varnothing < 0.5$ mm) entre lesquels des cristaux idiomorphes à subidiomorphes de ferrochromite ($\varnothing = 0.2$ mm) peuvent constituer jusqu'à 10% de la roche (figure 4.43). Par ailleurs, de la magnétite forme des veinules dans les fantômes d'olivine et des veines dans la roche. Enfin des sulfures remplacent les grains de magnétite indiquant une remobilisation des sulfures après la serpentinisation.

4.3.2.3 Les indices minéralisés des conduits Delta 1C et 2C (zones D8-D9)

Les indices minéralisés situés dans les intrusions ultramafiques Delta 1C et 2C ont été découverts par Cominco lors des campagnes de forage effectuées entre 1975 et 1980 (G.M. 37127). Ces indices n'affleurent pas et sont marqués sur le terrain par un alignement de blocs minéralisés de péridotite et de gabbro. Deux lentilles de sulfures massifs, mesurant 130 mètres de long et 10 mètres de large ont été repérées par géophysique et par forages (zones D8 et D9 de COMINCO; cartes géologiques 2.1 et 2.4).

Distantes d'environ un kilomètre, elles suivent les zones de cisaillement plutôt que la stratigraphie, et semblent localisées dans la partie granophyrique sur le flanc nord de l'intrusion Delta 1C. Selon Samis (1980), ces horizons de sulfures massifs se pincent à une profondeur de 150 mètres. Des veines minéralisées en chalcopryrite, pyrite et arsénopyrite, apparemment contrôlées par des fractures et des petits cisaillements, accompagnent les sulfures massifs et sont surtout abondantes dans leur périphérie.

Les données présentées ci-dessous ont été obtenues à partir de trois forages réalisés par les compagnies Cominco et Falconbridge (forages 77-24; 77-29 et 87-86; figures n°4.35, 4.44, 4.45, tableaux 4.6).

- **La zone D8** (cartes géologiques n°2.1 et 2.4) contient une lentille de sulfures massifs bordée d'une minéralisation de type veine dans l'encaissant inférieur. Elle suit un couloir de déformation marqué par plusieurs failles verticales parallèles d'attitude est-ouest qui recoupent le sommet de l'intrusion Delta 1C et la base de l'intrusion Delta 3.

Dans le forage 77-29, l'horizon de sulfures massifs (figure 4.45) est tronqué par deux zones de cisaillement marquées par un mince horizon de chalcopryrite ($\varnothing = 3$ mm) en intercroissance avec de la trémolite (figures 4.47 et 4.48). Cet horizon contient en outre des minéraux du groupe des platinoïdes (MGP), telle la sudburyite (PdSb, $\varnothing < 0.1$ mm, figure 4.48), sous forme d'inclusions dans la chalcopryrite et en grains discrets entre les cristaux de trémolite. Les sulfures massifs sont essentiellement composés de pyrrhotite et de pentlandite en agrégats et en flammes d'ex-solution dans la pyrrhotite, avec une faible quantité de chalcopryrite. Ils ont subi un processus de recristallisation, ce que démontre la présence de nombreux points triples, une texture granoblastique et une foliation minérale marquée par de minces bandes ($\varnothing < 10$ mm) essentiellement formées de méga-cristaux de pentlandite porphyroblastique ($\varnothing = 10$ mm). Par ailleurs, de nombreux fragments ($\varnothing = 5$ mm à 10 cm) de pyroxénite, de péridotite, de gabbro et de gabbro granophyrique sont contenus dans cet horizon. Ils sont entourés ($\varnothing < 3$ mm) de chalcopryrite et partiellement remplacés par les sulfures et par des cristaux isolés de biotite brune. Quelques MGP telles la merenskyite et la testiobiopalladinite forment des petits grains ($\varnothing < 0.1$ mm) en inclusion dans les principales phases sulfurées. Enfin des petits grains discrets de magnétite, d'ilménite et de ferrochromite sont présents surtout dans les fragments.

L'encaissant supérieur est une péridotite composée de fantômes d'olivine ($\varnothing < 1$ mm, Ant \pm Tr) parfois en inclusions dans de l'augite diopsidique ($\varnothing = 10$ mm, Tr) et de la hornblende brune ($\varnothing \leq 1$ mm). On y retrouve de petits grains de ferrochromite ($\varnothing < 0.2$ mm) disséminés, et quelques grains de pyrrhotite ($\varnothing \leq 0.05$ mm) entre les fantômes d'olivine. La péridotite s'enrichit brutalement en pyroxène près du contact avec les sulfures massifs, mais ne contient qu'un pourcentage très faible de sulfures. Près des sulfures massifs, l'encaissant inférieur est une cataclasite amphibolitisée peut-être d'origine pyroxénitique. Plus bas dans la séquence, les gabbros de l'intrusion Delta 1C sont recoupés par l'intrusion ultramafique Delta 2C et contiennent en général moins de 10% de sulfures.

Sur la figure n°4.45, les éléments traces présentent une bonne corrélation entre le nickel, le cobalt, le soufre et le fer qui délimitent bien la zone de sulfures massifs. Le chrome est déprimé dans cette zone et reprend des valeurs normales dans l'intrusion supérieure. Le platine et le palladium montrent des teneurs assez élevées (tableau 4.18) qui varient beaucoup, notamment vers la base de cet amas.

Dans le forage 87-86 (figure 4.35), deux minces zones minéralisées, actuellement en cours d'analyse, ont été interceptées dans le gabbro granophyrique. La première forme une veine essentiellement constituée de chalcopyrite, de pyrite et de sphalérite ($\epsilon = 3$ cm). La deuxième comprend des sulfures semi-massifs dans une zone de mylonite ($\epsilon = 5$ cm), en contact avec des sulfures massifs contenant des fragments de gabbro granophyrique ($\epsilon = 5$ cm). Cette deuxième zone minéralisée semble donc constituer l'extension en profondeur de l'horizon minéralisé intercepté dans le forage 77-29.

• Dans le forage 77-24, zone D9 (figure 4.46, tableau 4.18), la zone de sulfures massifs est localisée entre les roches sédimentaires (encaissant supérieur) et les pyroxénites - mélanogabbros de l'intrusion Delta 1C (encaissant inférieur) lesquels évoluent graduellement vers des gabbros-norites.

L'encaissant supérieur est un grès feldspathique intensément recristallisé et parcouru de nombreuses veines et veinules de quartz, carbonate et chlorite avec de la chalcopyrite, de la pyrite, de la sphalérite, de l'arsénopyrite et de la pyrrhotite qui deviennent plus abondantes vers le contact avec les sulfures massifs. L'encaissant inférieur est une pyroxénite très cisailée et mylonitisée qui passe subitement aux gabbros-norites de l'intrusion Delta 1C. Ces derniers

contiennent en général moins de 1% de sulfures disséminés.

La zone de sulfures massifs mesure 6.1 mètres d'épaisseur. Elle débute et se termine brusquement par une zone enrichie en chalcopyrite. Elle est constituée d'un assemblage granoblastique de pyrrhotite ($\varnothing = 0.1$ mm à 0.8 mm), de pentlandite et de chalcopyrite qui présentent une foliation minérale parallèle aux contacts avec les encaissants, soulignée par des porphyroblastes de pentlandite ($\varnothing = 10$ mm, figure 4.49). La pyrite, la violarite en remplacement de la pentlandite, la sphalérite et l'arsénopyrite complètent de manière accessoire la paragenèse sulfurée. Enfin des cristaux de merenskyite, de testibiopalladinite, de sperrylite et de kotulskite ont été identifiés à la microsonde. Ils forment généralement de petits grains discrets ($\varnothing < 0.1$ mm) en inclusion dans les autres sulfures. Comme dans la zone D8, de nombreux fragments de gabbro et de gabbro granophyrique auréolés et partiellement remplacés par la chalcopyrite et par des cristaux isolés de biotite et de clinzoïsite sont contenus dans la zone de sulfures massifs. Des veinules ($\varnothing < 1$ mm) de carbonates ferrifères et de quartz recourent le tout et sont elles-mêmes légèrement déformées.

Quant à la distribution des éléments (figure 4.46), la zone de sulfures est marquée par des concentrations élevées en soufre et en fer. Le cobalt et le nickel montrent des comportements similaires et présentent les mêmes variations tandis que le chrome est déprimé. Les teneurs en cuivre sont plus élevées que dans la section 77-29 et montrent un comportement inverse au nickel. Les teneurs en platine et palladium sont élevées. Elles présentent beaucoup de variations dans cette section et sont plus enrichies dans la partie supérieure, vers le contact avec les sédiments, témoignant d'une plus grande remobilisation que les sulfures de la zone D8.

4.3.3 Les Gîtes de l'horizon de Raglan

4.3.3.1 Les indices minéralisés associés au conduit de lac Cross

Le conduit nourricier de lac Cross contient plusieurs indices minéralisés, disposés irrégulièrement dans la partie basale de sa séquence. Les plus importants, les indices C1, C2, Cr3 et Cr4 (tableaux 4.19 à 4.21), sont situés le long du flanc sud du synforme de lac Cross. D'autres indices (indices Cr1 et Cr2, tableau 4.19) sont localisés dans l'axe du synforme et le long de la faille axiale qui sépare le secteur du Lac Cross en deux domaines structuraux. Enfin les indices Cr 6

Tableau 4.17 : Minéragraphie et résultats analytiques des indices minéralisés observés dans les intrusions ultramafiques Delta 2B' et Delta 4.

ech N°	N° Terrain	Faciès et pourcentage de sulfures (s)	Cu ppm	Co ppm	Cr ppm	Ni ppm	Fe %	S %	Ir ppb	Pt ppb	Pd ppb	Au ppb
INTRUSION DELTA 2B' ET 2B												
9		Bordure figée, 50% s. **	900	48	56	1200	-	-	<5	460	1610	100
10		Bordure figée, 50% s. **	2800	208	1500	1800	-	-	13.0	<70	70	20
11		Bordure figée, 20% s.*	1700	153	550	1800	-	-	<5	<70	70	<15
12		Werhlite 25% s*	1300	205	2100	6000	-	-	9.0	<70	910	23
24	Δ14B	Dunite 5% s.	560	117	2050	4320	-	1.18	-	105	317	20
25	Δ10a	Pyroxénite 25% s.	179	17	60	97	3.80	0.01	-	<15	<2	<5
26	Δ10b	Pyroxénite 25% s.	1056	176	1387	1008	17.20	4.64	-	<15	<2	<5
27	Δ08b	Pyroxénite 5% s.	-	-	-	-	-	-	-	180	712	60
28	Δ11	Pyroxénite 5% s.	3220	111	2440	3000	-	0.83	-	30	156	<1
29	Δ13A	Werhlite 10% s.	560	133	4520	2140	-	0.90	-	30	139	2
30	Δ12B1	Webstérite 10% s.	5380	75	3020	382	-	1.43	-	<15	<1	<1
31	Δ12B	Sédiment cornéifié 5% s.	2080	104	2610	1460	-	2.03	-	<15	37	1
INTRUSION DELTA 4 - INDICE 4.1												
4.1A		Dunite, 30% Chr + Mt + Po	-	-	-	-	-	-	-	50	562	360
4.1B		Dunite, 30% Chr + Mt + Po	-	-	-	-	-	-	-	<5	20	<15
4.1C		Werhlite, 25% Pn + Po + Cp	461	160	4300	4000	10.00	1.20	5.0	265	578	11
4.1D		Dunite, 30% Chr + Mt + Po	4500	318	1100	7500	14.90	3.94	8.0	583	1257	147

NB. Les éléments Au-Pd et Pt ont été dosés par pyroanalyse et/ou absorption atomique et les autres éléments par spectrométrie d'émission au plasma par la compagnie Chimitec

Tableau 4.18 : Distribution des éléments traces Ni-Cu-Cr-Co-Au-Pd-Pt et du fer dans les horizons minéralisés interceptés par les forages 77-29 et 77-24 (zones D8 et D9).

N° Ech	Faciès	dist. pieds	Ni %	Cu %	Cr ppm	Co ppm	Fe %	Au ppb	Pd ppb	Pt ppb	S %
ZONE D8: forage 77-29											
77-29-1	Werhlite	218.0	0.221	0.029	4048	86	7.35	8	155	91	1.73
77-29-2	Webstérite à olivine	222.4	0.145	0.190	3944	47	6.62	12	173	59	0.61
77-29-3	sulfures massifs	224.0	5.787	0.600	39	1312	38.74	6	1064	792	29.48
77-29-6	sulfures massifs	229.4	7.500	0.990	20	1841	37.11	17	746	1251	30.44
77-29-9	sulfures massifs	236.0	6.824	1.325	27	1685	36.90	24	251	762	27.75
77-29-13	sulfures massifs	242.3	5.728	0.600	31	1110	41.50	8	98	1204	30.42
77-29-16	sulfures massifs	246.8	7.190	0.600	123	1636	39.30	12	105	1816	31.78
77-29-18	sulfures massifs	249.8	6.970	1.838	231	1606	41.07	20	286	1172	31.89
77-29-21	sulfures massifs	254.6	6.203	1.480	84	1517	35.43	213	2741	794	30.01
77-29-22	granophyre + shear	256.1	2.353	1.038	859	573	23.34	37	3905	480	11.41
77-29-24	pyroxénite	260.5	0.712	0.800	1820	206	13.97	34	482	293	2.23
77-29-26	pyroxénite	265.5	0.818	1.920	895	285	18.88	16	879	566	3.58
77-29-28	gabbro	270.5	0.985	1.070	365	463	14.06	51	5808	400	2.42
ZONE D9: forage 77-24											
77-24-1	siltstone	340.8	0.096	0.09	948	56	16.26	8	532	107	0.20
77-24-3	sulfures massifs	343.0	4.069	0.75	54	970	37.10	26	6452	2386	27.23
77-24-6	sulfures massifs	346.3	5.0983	0.25	33	1289	40.44	24	6425	2466	29.82
77-24-7	sulfures massifs	347.5	2.524	0.975	705	677	27.54	40	2975	1201	12.59
77-24-9	sulfures massifs	349.5	7.409	0.538	43	1264	42.88	16	747	651	33.11
77-24-10	sulfures massifs	351.5	2.686	3.18	113	656	34.92	61	3981	5480	22.38
77-24-12	sulfures massifs	353.8	3.906	2.44	85	1550	72.90	12	1823	597	29.71
77-24-14	sulfures massifs	356.5	6.093	0.963	24	1459	45.39	11	369	81	34.65
77-24-15	sulfures massifs	358.0	5.474	2.188	230	1692	49.79	10	1013	1081	33.92
77-24-17	pyroxénite	362.0	0.2093	0.073	1068	84	10.50	6	1477	244	0.83
77-24-18	gabbro	364.8	0.1015	0.01	416	42	7.07	1	18	37	0.01

N.B. Cu et S dosés à Chimitec (Québec); Cr, Co, Fe, Pd et Pt analysés par INAA à l'UQAC, Chicoutimi.

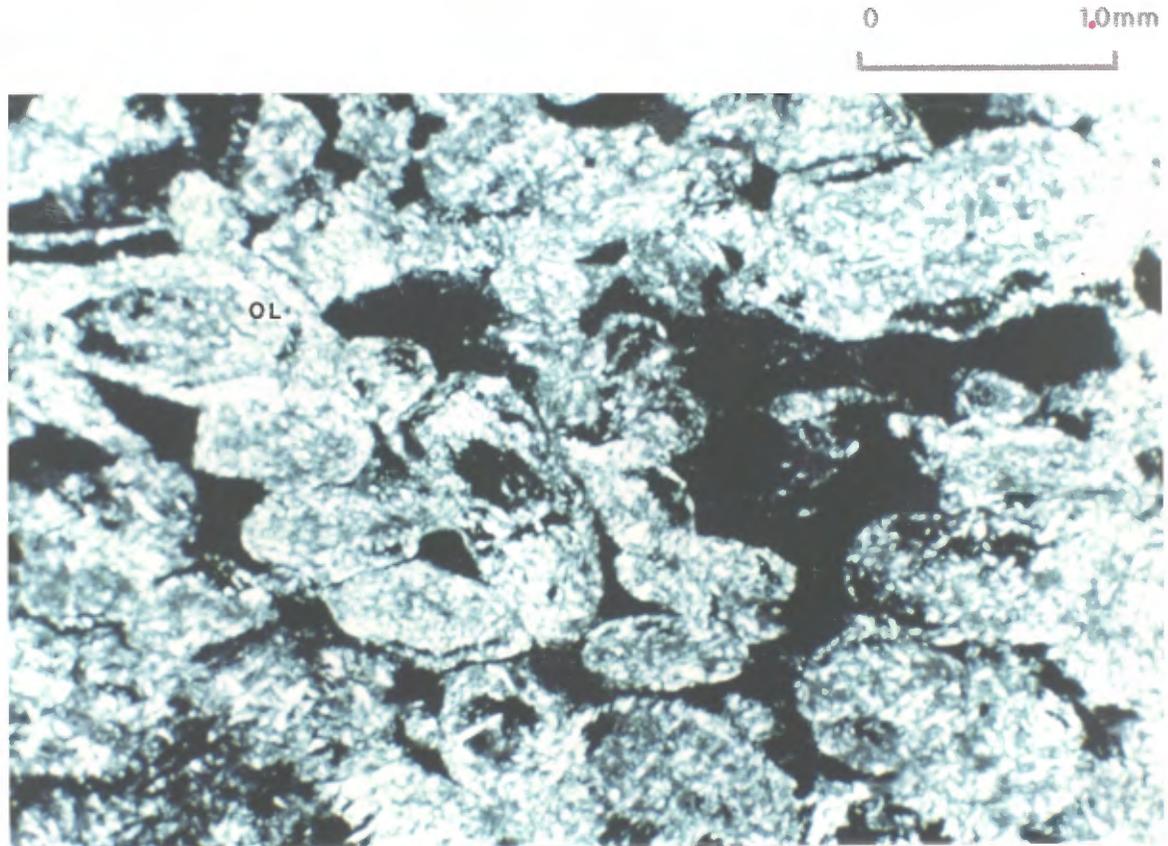


Figure 4.43 : Microphotographie en lumière polarisée de l'échantillon de dunite 4.1C (indice 4.1 de l'intrusion ultramafique Delta 4). Les cristaux d'olivine sont complètement pseudomorphosés en antigorite et le matériel intercumulus est surtout composé de magnétite et de ferrochromite avec des traces de sulfures.



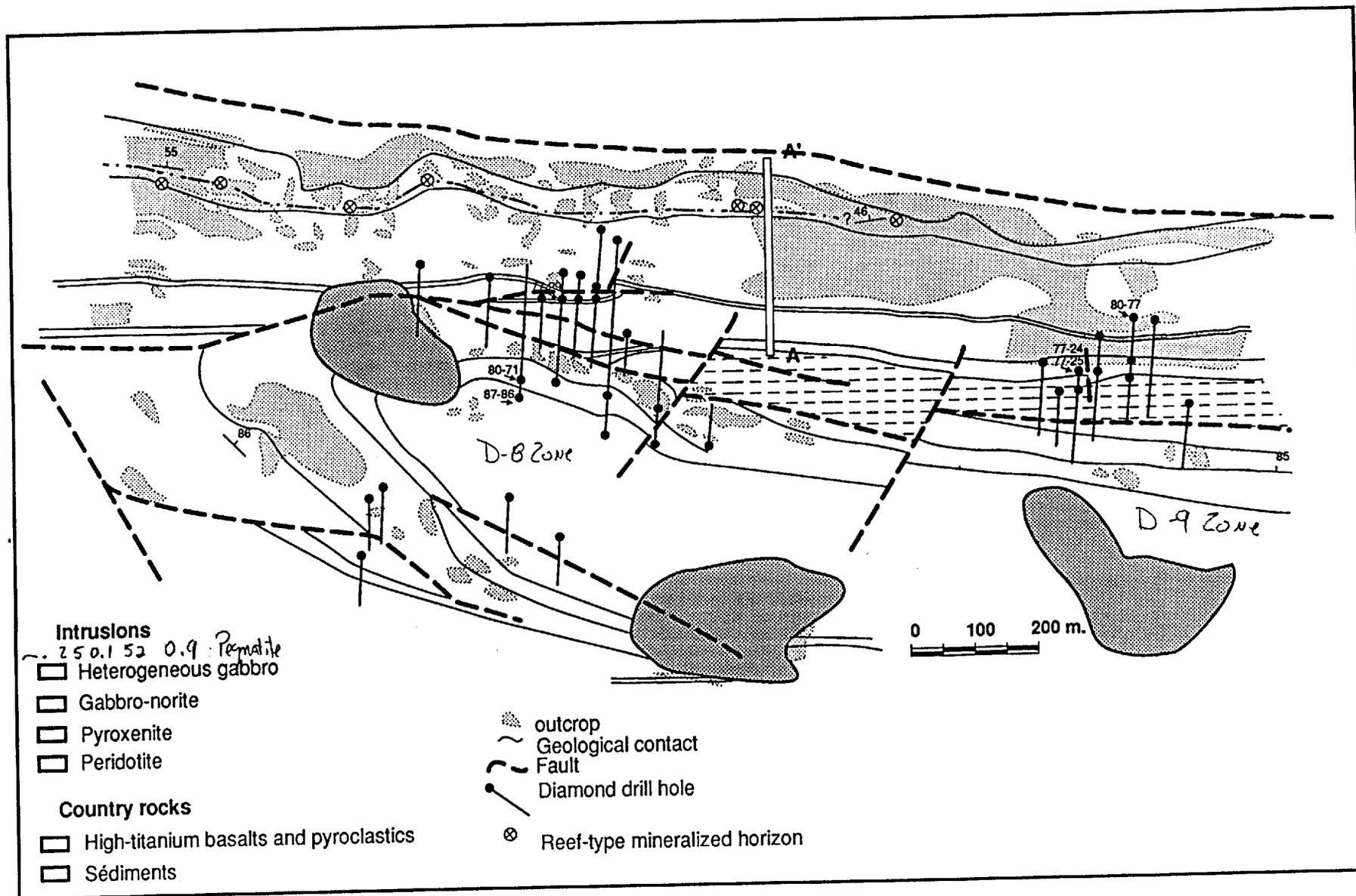


Figure 4.44 : Position des forages 77-24 et 25, 77-29, 80-71, 80-77 et 87-86 des zones D-8 et D-9 des conduits Delta 1C et 2C.

Figure 4.45 : Colonne géologique et distribution du Ni, Cu, Pd, Pt, Cr, Co, S et Fe dans l'horizon minéralisé du forage 77-29, zone D8.

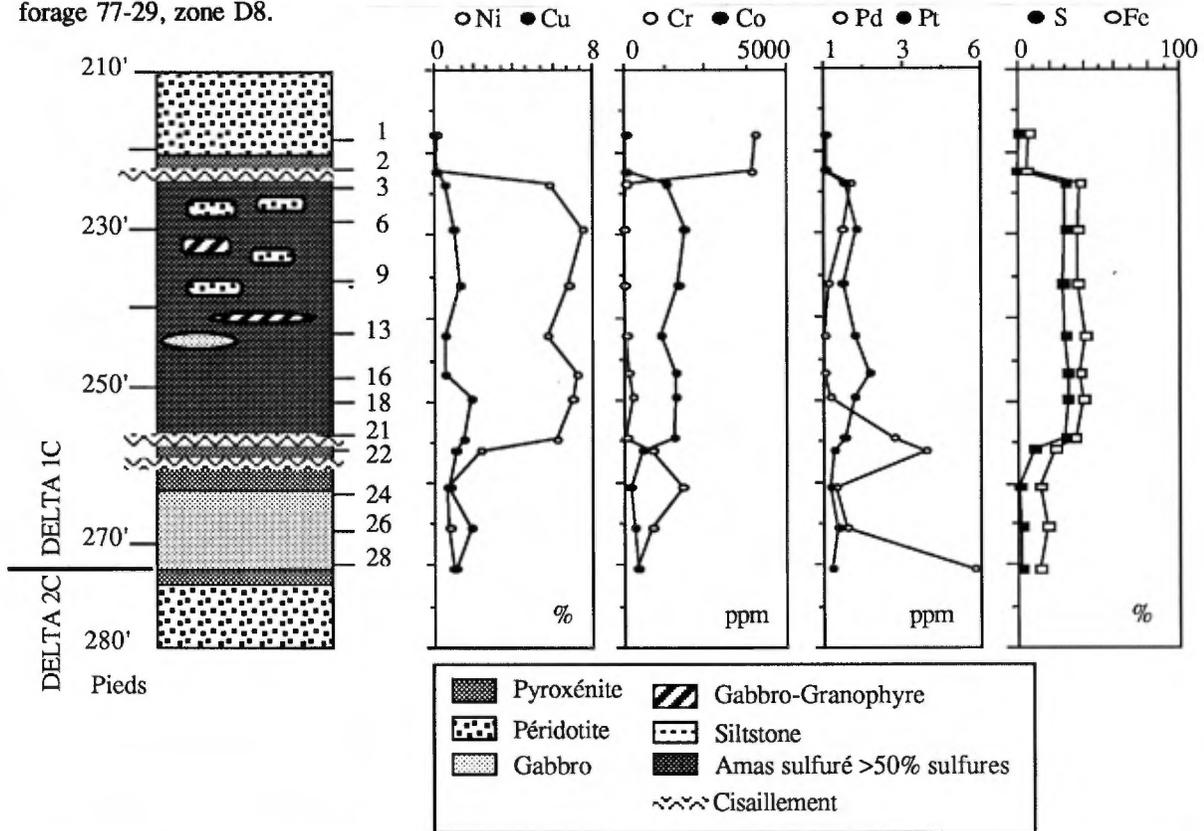
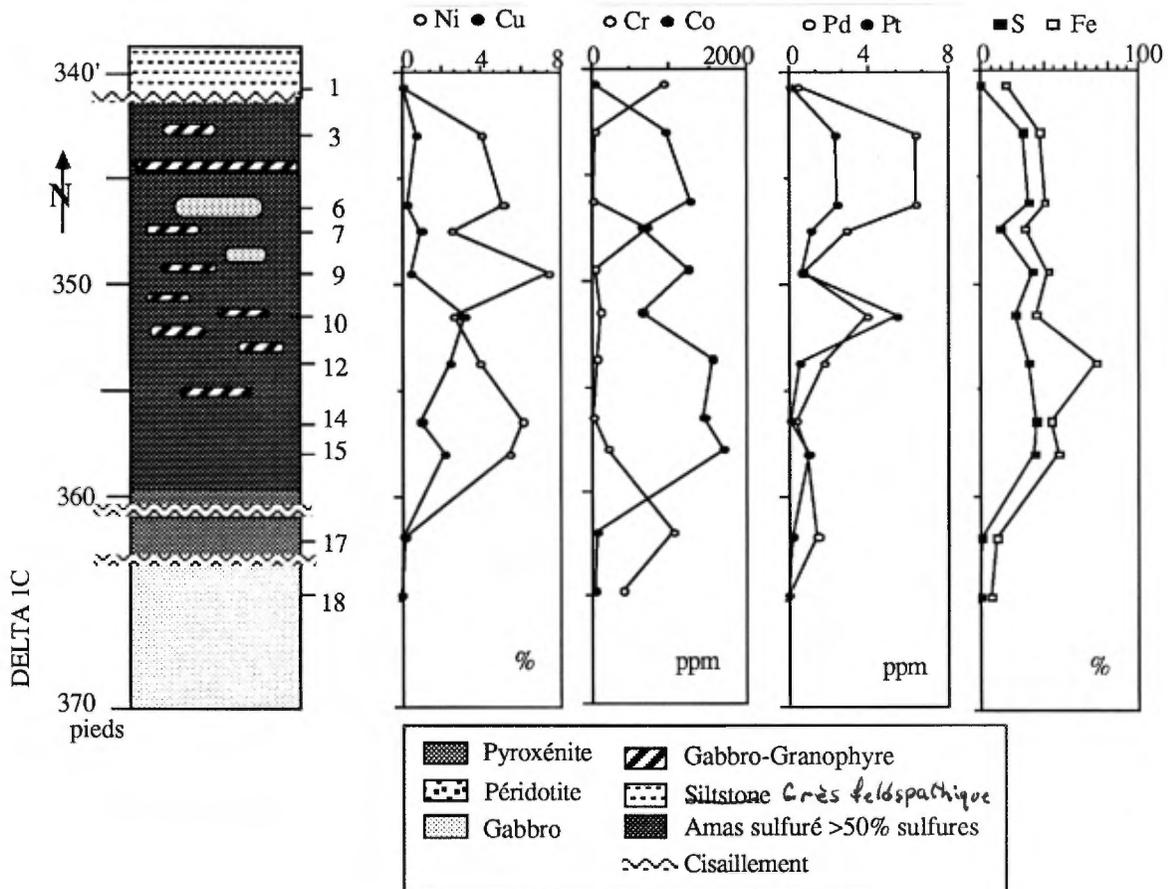


Figure 4.46 : Colonne géologique et distribution du Ni, Cu, Cr, Co, Pd, Pt, S et Fe dans la lentille minéralisée du forage 77-24, zone D9.



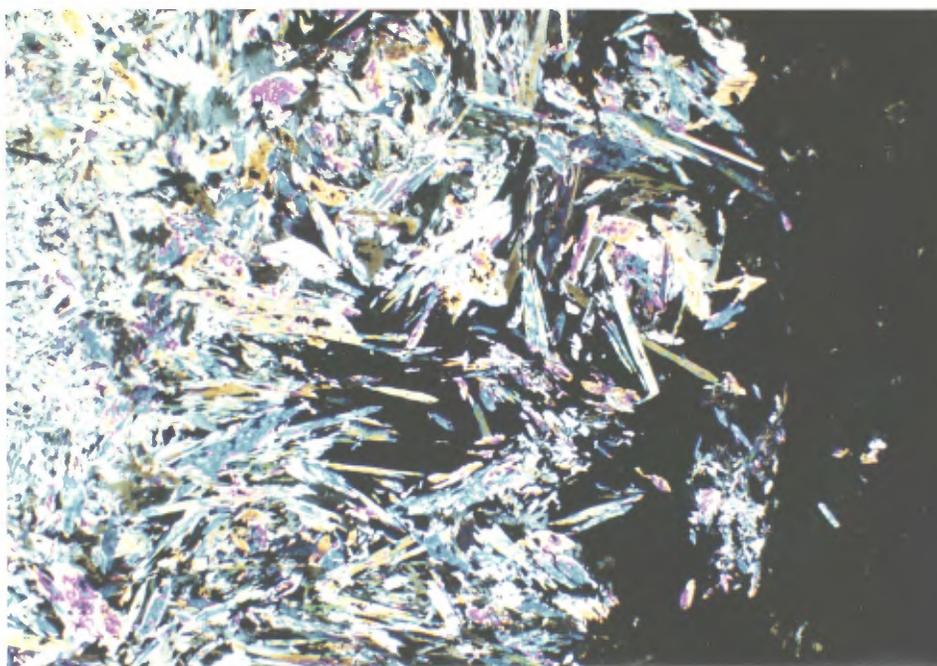


Figure 4.47 : Microphotographie en lumière polarisée du contact entre une pyroxénite trémolitisée et les sulfures massifs du forage DDH-77-29-223' (zone D8). Au contact de ces deux unités, on peut noter des traces de remobilisation et de recristallisation des silicates et des sulfures.

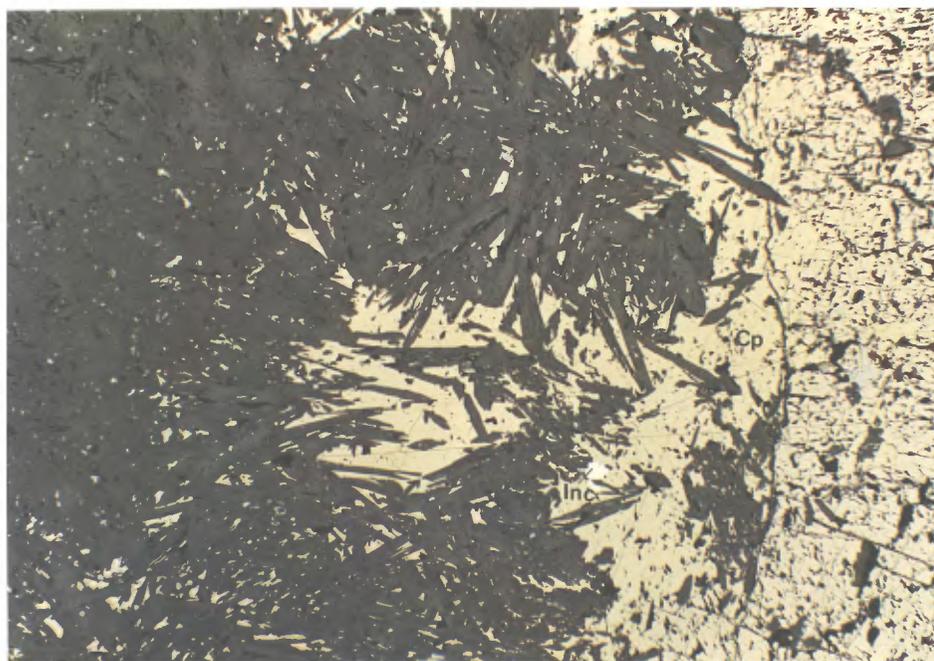


Figure 4.48 : Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon provenant du forage DDH-77-29-223' (zone D8). Le contact trémolite-sulfures massifs est marqué par une mince bande de chalcopyrite (Cp) contenant des minéraux de sudburyite.

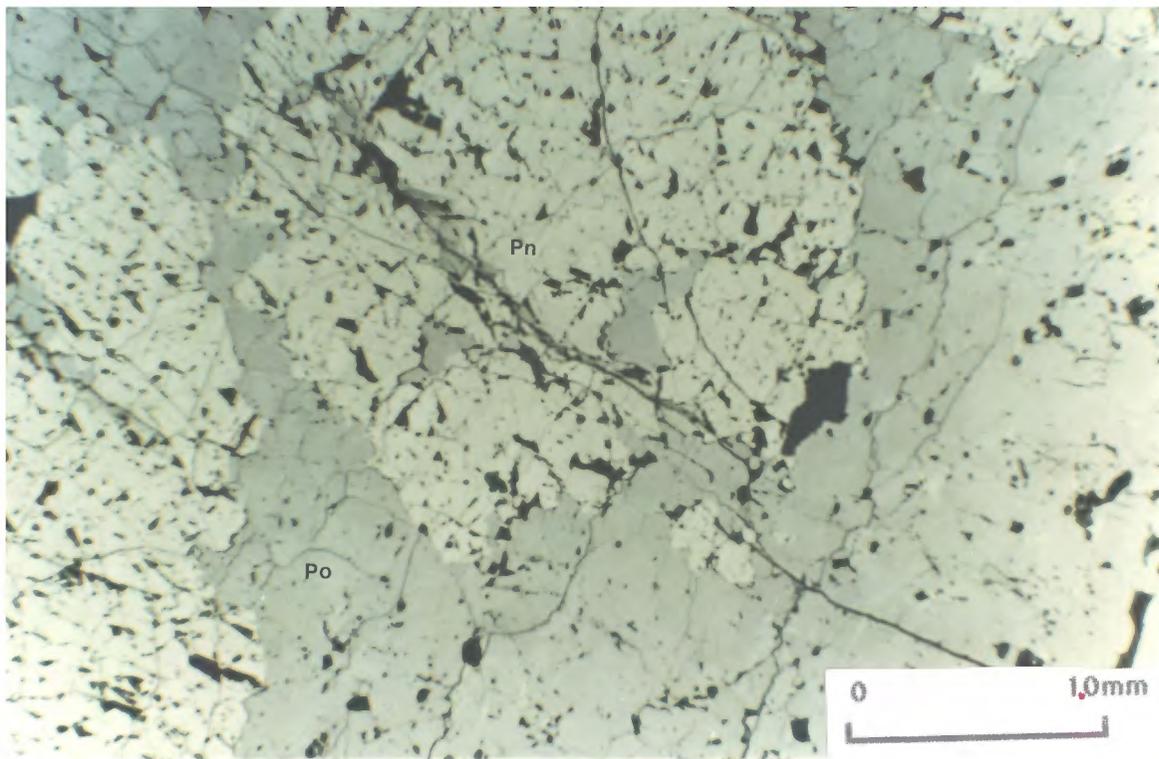


Figure 4.49 : Microphotographie en lumière réfléchie (x 2,5, l = 4,5 mm) provenant d'un échantillon prélevé dans le forage DDH-77-24 (zone D9). On y trouve surtout des prophyroblastes de pentlandite (Pn) dans des pyrrhotites (Po) à texture granoblastique. Cet échantillon a subi un métamorphisme et une recristallisation intense.

à Cr9 (tableau 4.20) sont localisés dans le conduit nourricier ultramafique au nord de la faille axiale. Enfin, toute une série de petits indices (Cr 10 à Cr13, tableau 4.21) sont contenus dans les sédiments et les basaltes qui encaissent le conduit nourricier.

4.3.3.1.1 Les indices minéralisés contenus dans le conduit ultramafique

Dans le conduit nourricier ultramafique de lac Cross, les minéralisations sont localisées près de la base à proximité des interfaces pyroxénite - péridotite. Les roches hôtes sont le plus souvent pyroxénitiques et sont composées de phénocristaux pœcilitiques de pyroxène partiellement transformés en trémolite diopsidique et en sulfures, de fantômes d'olivine ($\varnothing = 0.1 - 0.3$ mm) antigoritisés et de cristaux zonés de ferrochromite ($\varnothing < 0.01$ mm) contenus dans les olivines ainsi que dans les autres silicates.

4.3.3.1.1.1 Les indices C1, C2 et Cr1 à Cr4 localisés sur le flanc sud

+ Les indices C1, C2 (Coats, 1980) et les indices Cr3 et Cr4 (coupes AA' et CC', figure 4.50) sont localisés sur le flanc sud du conduit nourricier de lac Cross (carte géologique n°4). L'indice Cr 3 se situe à environ 1 km à l'est du lac Cross, alors que l'indice C₁ et la tranchée C1 se situent à 3 km à l'est du lac. La tranchée C2 se situe à 1 km à l'est de C, (hors carte).

Dans la tranchée C1, la roche (éch. C1-A, B et C, tableau 4.19) contient en moyenne 30 à 45% de sulfures à texture réticulée dans une péridotite riche en pyroxène et en ferrochromite. L'olivine est totalement remplacée par des minéraux secondaires d'antigorite, de trémolite, d'anorthophyllite et aussi par de la pyrrhotite (figures 4.52-4.53). La ferrochromite est zonée avec de la chromite au coeur et contient dans quelques cas des inclusions non-orientées de pyrrhotite et de chalcopyrite. Elle est partiellement remplacée par la magnétite qui forme aussi des veinules dans les olivines antigoritisées. Les minéraux métalliques sont constitués de pentlandite partiellement transformée en violarite, de pyrrhotite partiellement recristallisée en marcassite, de chalcopyrite et de traces d'or natif. On observe également de la ferrochromite, de la magnétite et un peu d'hématite. Quelques sulfures remplacent partiellement les silicates primaires et secondaires. Quant aux teneurs en éléments économiques (tableau 4.19), celles-ci sont très élevées avec en moyenne: 1.02% de cuivre, 2.48% de nickel, 1077 ppb de platine et 3553 ppb de palladium et les

rapports Ni/Cu et Pd/Pt varient respectivement de 1.53 à 2.73, et de 2.60 à 4.08.

La tranchée C2 est localisée dans une péridotite fortement altérée et constituée d'olivine antigoritisée ($\varnothing = 0.1 - 0.2$ mm), de pyroxène transformé en diopside et/ou trémolite, de biotite ferrifère et de chlorite (figures 4.54- 4.55). La minéralisation (éch. C2-A, 50% de la roche) est composée de pyrrhotite (la plus abondante), de pentlandite, de violarite, de chalcopyrite, de cobaltite et de pyrite ainsi que d'oxydes sous forme de magnétite, de ferrochromite et d'hématite. Les sulfures présentent les mêmes textures de remplacement que dans la tranchée C1. En outre, ils semblent remplacer préférentiellement les pyroxènes. Ils sont alors de granulométrie plus fine ($\varnothing < 0.05$ mm) et la pentlandite est plus abondante. Entre les cristaux d'olivine, on trouve surtout de la pyrrhotite monoclinique (un seul clivage) partiellement remplacée par de la marcassite le long des clivages et des fractures. De même, la pentlandite forme des amas granulaires autour des cristaux de pyrrhotite ainsi que des flammes d'ex-solution. La pyrrhotite contient également des inclusions d'hématite. Les cristaux de ferrochromite présentent parfois une texture en atoll montrant qu'ils ont été partiellement résorbés lors de la cristallisation des phases post-cumulus et quelques cristaux de carbonate ferrifère sont disséminés de façon aléatoire. Enfin les teneurs en EGP apparaissent un peu moins élevées (éch. C2-A, tableau 4.19: Pt = 260 ppb, Pd = 1430 ppb, Ni/Cu = 3.26 et Pd/Pt = 5.5) que dans la tranchée C1 ce qui pourrait s'expliquer par la position stratigraphique plus élevée des échantillons analysés.

L'indice Cr4 (coupe AA', figures 4.56 et 4.57) contient de relativement bonnes valeurs en nickel et en EGP (éch. Cr4-5 et Cr4-7, tableau 4.9: Ni = 1.7 à 1.9%; Pt = 430 à 440 ppb; Pd = 1200 à 1500 ppb) avec des rapports moyens Ni/Cu = 3.25 et Pd/Pt = 3.26. Il est localisé 150 mètres à l'est de la tranchée C1, un kilomètre à l'ouest de la tranchée C2 et 15 mètres au-dessus de la bordure figée inférieure dans la zone de transition pyroxénite-péridotite. Il montre successivement:

- 1) une zone de sulfures à texture réticulée essentiellement composé de pyrrhotite et pentlandite avec 35% de cristaux pœcilitiques de clinopyroxène;
- 2) un mince horizon discontinu de trémolite;
- 3) une zone complexe montrant successivement:

Figure 4.50 : Vue générale de l'indice minéralisé situé dans la partie inférieure de la coupe AA' du conduit nourricier de lac Cross. On voit nettement l'amas sulfuré oxydé encaissé dans la partie supérieure de la pyroxénite basale.



- un horizon de sulfures massifs de quelques centimètres d'épaisseur dans lequel on trouve surtout de la pyrrhotite avec accessoirement de la pentlandite en flamme d'ex-solution, de la magnétite et des traces de trémolite ainsi que des veines de pyrrhotite massive, subparallèles à sa direction (éch. Cr4-5, figure 4.56).
 - une bande réactionnelle ($\epsilon = 10$ mm) composée de longues fibres de trémolite parfois radiales en intercroissance avec la pyrrhotite;
 - un mince lit (5 mm) formé par 40% de cristaux subidiomorphes et zonés de ferrochromite ($\varnothing = 0.05$ mm) dont la bordure externe, composée de magnétite chromifère partiellement remplacée par de la chalcopryrite, contient de nombreuses inclusions de pyrrhotite et de pentlandite ainsi que de très petites ex-solutions de spinelle qui suivent les directions cristallographiques du minéral hôte;
- 4) un horizon de péridotite dont l'association minéralogique présente de nombreux cristaux d'olivine ($\varnothing \leq 0.3$ mm, éch. Cr4-7) pseudomorphosée en antigorite, elle même partiellement remplacée par de la pyrrhotite et de la pentlandite granulaire; des cristaux pœcilitiques de clinopyroxène partiellement transformé en anthophyllite, en trémolite et en sulfure; des cristaux pœcilitiques d'orthopyroxène bastitisé; et des cristaux subidiomorphes et zonés de ferrochromite ($\varnothing = 0.25$ mm) disséminés dans la roche et en inclusion dans les fantômes d'olivine. Par ailleurs, des minéraux opaques intercumulus sont surtout composés de pyrrhotite monoclinique et de magnétite avec de faibles quantités de pentlandite et de chalcopryrite. Au contact de ces sulfures, les fantômes d'olivine développent une bordure réactionnelle de chlorite magnésienne et des fibres de trémolite se superposent à toutes les phases.

Plus haut dans la séquence, les péridotites possèdent des sulfures disséminés et des gouttelettes d'immiscibilité (éch. Cr4-8, figure 4.57). De forme ovoïde ($\varnothing = 2 - 4$ mm x 5 - 10 mm), celles-ci se composent surtout de pyrrhotite, de pentlandite en flammes d'exsolution ($\varnothing < 0.005$ mm) et en cristaux granulaires autour des grains de pyrrhotite ($\varnothing = 0.5$ mm), de chalcopryrite en petits grains disséminés se substituant à la pyrrhotite, et de quelques cristaux subidiomorphes de magnétite. Elles sont souvent entourées d'une bordure réactionnelle de trémolite, de hornblende brune (pargassite), de chlorite et de biotite,

et sont recoupées par des veinules d'antigorite et de trémolite.

Les indices Cr3A et B, situés le long de la coupe géologique CC' (figure 4.51) diffèrent des précédents par le fait qu'ils correspondent à deux amas superposés de sulfures à l'intérieur de deux horizons de pyroxénite dans la séquence péridotitique.

Le premier amas sulfuré (indice Cr3A, $\varnothing_{\max} = 2 \times 15$ m, Éch. Cr3-4 et Cr3-5, tableau 4.10) présente de nombreuses similitudes avec l'indice Cr4 et tout comme ce dernier sa partie basale est essentiellement formée de pyrrhotite à texture en filet à laquelle s'associe de la pentlandite et des traces de chalcopryrite. Il possède également un mince lit enrichi en ferrochromite et sa partie sus-jacente est une péridotite (éch. Cr3-6) dans laquelle se répartissent de nombreuses gouttelettes ($\varnothing \leq 2$ cm) de pyrrhotite \pm pentlandite, parfois entourées d'un liseré de chalcopryrite. Il contient des teneurs élevées en soufre, en nickel, en cuivre, et en EGP (S = 8.7 à 17.6%, Ni = 0.66 à 1.44%; Cu = 0.26 à 0.55%, Σ EGP = 1.9 à 4 g/t) et les rapports Ni/Cu (2.54 à 2.62) et Pd/Pt (4.07 à 5.83) révèlent la composante majeure du magmatisme dans la formation de ces sulfures.

Après une zone pyroxénitique pauvre en sulfure (éch. Cr3-7), le second amas sulfuré Cr3-B ($\varnothing_{\max} = 3 \times 10$ m, Éch. Cr3-8 à 10, figure 4.51, tableau n°4.10) contient 40 à 50% de pyrrhotite, préférentiellement développée au détriment des pyroxènes; et jusqu'à 8% de chalcopryrite. Il est également surmonté d'une zone pyroxénitique qui contient de nombreuses gouttelettes de pyrrhotite puis des sulfures de plus en plus disséminés. Cet indice contient également des valeurs élevées en soufre (12.1 à 13.3%) mais les teneurs en nickel, cuivre et EGP sont plus faibles que dans l'indice précédent (Ni = 0.5%, Cu = 0.32 à 0.35%; Σ EGP = 0.5 à 0.8 g/t). Sa proximité avec des failles de cisaillement reliées à la zone axiale du synforme de lac Cross, les valeurs des rapports Ni/Cu (1.43 à 1.80) et Pd/Pt (3.23 à 11.45) évoquent l'influence probable de mécanismes de remobilisation tardifs des EGP, notamment du palladium.

Enfin un dernier petit indice (indice Cr3-C, éch. Cr3-12, tableau n°4.10) présente des flaqes disséminées de pyrrhotite avec des traces de chalcopryrite ainsi que de nombreuses petites fractures remplies de chalcopryrite. Cet indice ne présente pas de valeurs importantes en EGP (S = 7.6%; Σ EGP = 0.3 g/t; Ni = 0.31%; Cu = 0.23%) et les rapports Ni/Cu (= 1.35) et Pd/Pt (= 10) suggèrent une forte remobilisation du cuivre et du palladium.

L'indice Cr2 situé dans l'axe du synforme au sud de la faille axiale forme d'énormes chapeaux de fer dans les métasédiments et les roches ultramafiques du conduit nourricier de lac Cross (figure 4.58). La minéralisation forme un amas qui s'étale de la base de l'intrusion jusque dans la péridotite à 5 mètres de la base.

En effet, quelques centimètres au-dessus de la bordure figée inférieure, la pyroxénite à grain moyen (éch. Cr2-A, tableau 4.19) contient 40% de sulfures avec par ordre d'abondance de la pyrrhotite, de la pentlandite et de la chalcopryrite, ainsi que de nombreuses veinules de chalcopryrite. La roche est riche en cuivre (0.22%), nickel (0.53%) et chrome (0.22%) et contient 220 ppb de platine et 235 ppb de palladium. Les rapports Ni/Cu = 2.41 et Pd/Pt = 1.06 sont respectivement inférieurs et supérieurs à ceux mentionnés dans la pyroxénite de base de l'indice Cr1 (éch. Cr1-C).

2 mètres au-dessus de la bordure figée et à proximité d'un cisaillement, la péridotite (éch. Cr2-B, tableau 4.19) est très riche en cuivre, nickel et cobalt ainsi qu'en platine (940 ppb) et palladium (3160 ppb) avec des rapports Ni/Cu = 2.57 et Pd/Pt = 3.36. Elle est formée de cristaux pœcilitiques de pyroxène (30%) transformés en trémolite diopsidique, de fantômes d'olivine ($\emptyset < 0.2$ mm) antigorités, et de cristaux disséminés et zonés de ferrochromite entourés de magnétite chromifère. Ces cristaux sont cimentés par un assemblage microlépidoblastique de phlogopite primaire, de chlorite et d'antigorite. Enfin, les fantômes d'olivine sont traversés par des veinules ($l = 0.01$ mm) de magnétite liées à la serpentinisation et partiellement remplacées par des sulfures.

4.8 mètres au-dessus de la bordure figée, une péridotite similaire (éch. Cr2-C) est minéralisée en nickel et en cuivre mais ne contient pas de valeur en EGP (Ni/Cu = 3.70).

Enfin à 40 mètres au nord-ouest de l'échantillon précédent, une ancienne tranchée est creusée dans une péridotite dunitique à grain très fin contenant 40% de sulfures mais pauvre en Ni, Cu et EGP (éch. Cr2-D, tableau 5.2.2, Pt = 20 ppb; Pd = 150 ppb; Ni/Cu = 1.67 et Pd/Pt = 7.5).

L'Indice Cr1, situé dans le couloir de déformation de la faille axiale (figure 4.59), est constitué de minéralisations réparties dans la quasi-totalité des lithologies (éch. Cr1-A à C, carte géologique n° 4) du conduit nourricier du lac Cross.

- La bordure figée (éch. Cr1-A, tableau 4.19) possède environ 25% de sulfures disséminés avec des teneurs relativement élevées en cuivre (652 ppm), en nickel (774 ppm), en chrome (0.32%), en platine (30 ppb) et en palladium (130 ppb) avec des rapports Ni/Cu = 1.19 et Pd/Pt = 4.33. Une autre bordure figée moins minéralisée (éch. Cr1-B, tableau 4.19) présente des valeurs en métaux de base et en métaux nobles proportionnellement moins élevées.
- La pyroxénite basale contient des veinules de trémolite ($\emptyset \leq 1$ cm) avec 15% de sulfures disséminés et des teneurs en métaux de base et en métaux nobles (éch. Cr1-C, tableau 4.19) inférieures à celles de la bordure figée. Le rapport Ni/Cu (= 3.21) est plus élevé et révèle un enrichissement relatif en nickel. Le rapport Pd/Pt est par contre beaucoup plus faible suggérant une variabilité entre ces éléments lorsqu'on passe de la bordure figée à l'intrusion proprement dite.
- La péridotite (éch. Cr1-D, tableau 4.19) possède entre 2 et 3 % de pyrrhotite disséminée et contient dans l'échantillon analysé, 20 ppb de platine et 100 ppb de palladium avec des teneurs élevées en nickel et en chrome (Ni/Cu = 3.54 et Pd/Pt = 5.0).
- La pyroxénite sommitale présente localement un débit prismatique et possède jusqu'à 10% de pyrrhotite et de chalcopryrite disséminées. L'échantillon analysé (éch. Cr1-E, tableau 4.19) ne contient pas de valeurs notables en Ni - Cu - EGP.

4.3.3.1.2 Les indices Cr6 à Cr9 situés au nord de la faille axiale de lac Cross

Les indices Cr6 à Cr9 correspondent à des minéralisations disséminées à l'intérieur du conduit ultramafique de lac Cross. Les pyroxénites basales (indice Cr6) n'ont révélé qu'une faible anomalie en soufre, en argent et en or près du contact avec les phyllades encaissantes (S = 0.76%; Ag = 0.6 ppm; Au = 10 ppb, éch. Cr6, tableau 4.20) ce qui suggère une certaine assimilation des métasédiments sous-jacents lors de la mise en place des magmas. Les péridotites possèdent moins de 1% de sulfures et d'oxydes disséminés et un échantillon analysé (éch. Cr7, tableau 4.20) a révélé la présence de seulement 10 ppb de palladium. Enfin l'unité de méso-mélanogabbro, dans laquelle deux échantillons ont été prélevés (éch. Cr8 - Cr9, tableau 4.20), ne contiennent que de faibles disséminations en pyrrhotite et chalcopryrite et de faibles valeurs en EGP.

4.3.3.1.2 Les Indices minéralisés localisés dans les roches encaissantes

4.3.3.1.2.1 Indices minéralisés dans les sédiments

Les indices minéralisés dans les sédiments ont été observés dans deux localités particulières: a) sous le contact inférieur du conduit nourricier de lac Cross; et b) entre les intrusions du lac Cross et les basaltes du Groupe de Chukotat.

+ **Sous le conduit nourricier de lac Cross**, ces indices sont contenus dans les quartzites hématisées en contact avec ce dernier. Ils abondent surtout dans la charnière du synforme et présentent un aspect plissé provoqué par la mise en place de l'intrusion. On retrouve des indices similaires dans la partie nord-ouest de la région mais nous ne disposons pas d'analyse pour ces unités. Ils forment d'énormes chapeaux de fer le long du contact inférieur du conduit nourricier du lac Cross et contiennent des disséminations en pyrite et chalcopryrite ainsi que des veinules secondaires, minéralisées en ces mêmes minéraux. Par exemple l'indice Cr10 présente un léger enrichissement en arsenic (177 ppm, tableau 4.21: éch. Cr10-A) suggérant comme mécanismes de minéralisation une imprégnation des sédiments par des liquides métasomatiques riches en fer et une origine syn-sédimentaire de l'arsenic.

+ **Dans les métasédiments entre les intrusions du lac Cross et les basaltes du Groupe de Chukotat**, deux indices minéralisés sont localisés l'un sur le flanc nord du synforme, l'autre dans la charnière.

L'indice Cr11, sur le flanc nord du synforme (éch. Cr11-A et B, tableau 4.21), est localisé dans les phyllades graphiteuses quelques mètres sous les coulées de basalte ultramafique du Groupe de Chukotat. Les phyllades graphiteuses (éch. Cr11-A) contiennent environ 80% de sulfures composés surtout de pyrite avec des traces de pyrrhotite, chalcopryrite et sphalérite. Sous le contact avec les basaltes (éch. Cr11-B), elles constituent une formation de fer composée par 90% de pyrite framboïdale ($\varnothing < 0.001$ mm) et moins de 5% de silicates tels le quartz, la séricite et des carbonates ($\varnothing \leq 0.01$ mm). Un litage syn-sédimentaire y est souligné par de minces niveaux ($\epsilon = 0.1$ mm) enrichis en silicates et quelques veinules à granulométrie plus grossière sont remplies par des intercroissances de pyrrhotite, de pyrite, de chalcopryrite, de sphalérite et d'arsénopyrite (figure 4.60). L'échantillon Cr11-B (tableau 4.21) est plus enrichi en zinc (0.4%), en arsenic (0.01%) et en or (45 ppb), tandis que l'échantillon Cr11-A est plus

enrichi en cuivre (0.1%), en nickel (0.07%) et en argent (0.9 ppm). Il contient aussi des traces de palladium (7 ppb).

L'indice Cr12, situé dans la charnière du synforme (Cr12-A à C, tableau 4.21), correspond à une zone extrêmement cisailée et déformée au même niveau stratigraphique que l'indice précédent, avec lequel il montre beaucoup de similarités. L'échantillon Cr12-C est enrichi en cuivre (0.16%), en nickel (0.09%) et en or (11 ppb). L'échantillon Cr12-B est légèrement enrichi en cuivre et en nickel et il contient 6 ppb de palladium. L'origine de ces horizons est identique aux unités décrites auparavant.

Dans ces horizons, les éléments Au, S, Zn et Cu semblent dériver d'exhalaisons plutôt que du lessivage des roches volcaniques, quoiqu'il peut y avoir assimilation de Ni et de EGP lors de la mise en place des basaltes, comme c'est le cas pour l'échantillon Cr11-B. Ainsi, ces horizons graphiteux et pyriteux constituent vraisemblablement d'anciennes ex-halites ou des équivalents latéraux de sulfures volcanogènes, déposés en eau profonde avant ou en même temps que l'ouverture du rift. La prédominance de la pyrite sur les autres sulfures impliquerait une source distale, confirmée par les teneurs relatives en métaux de base: Zn > Cu > Ni > Co. Enfin les caractéristiques minéragraphiques des sulfures montrent qu'ils ont été remobilisés et recristallisés après leur formation. Ces horizons discontinus et locaux ressemblent aux métasédiments métallifères que l'on trouve à Kambalda (Groves et al., 1984) entre les intrusions et les laves ultramafiques ou encore entre les coulées ultramafiques.

4.3.3.1.2.2 Indices minéralisés associés aux premières coulées du Chukotat

Quelque soit leur position dans la Fosse de l'Ungava, les premières coulées de basalte du Groupe de Chukotat apparaissent toujours anormalement minéralisées en sulfures et enrichies en fer (Picard, 1989a-b; Giovenazzo et al., sous presse). Nous avons échantillonné une de ces coulées afin de comparer ses minéralisations avec les indices localisés dans les intrusions ultramafiques sous-jacentes. Ainsi, un basalte à olivine situé immédiatement au-dessus de la formation de fer pyriteuse et contenant des disséminations en pyrrhotite et en chalcopryrite à sa base, a été analysé (éch. Cr13, tableau 4.21). Il contient de faibles valeurs en zinc (probablement lié à un mécanisme d'assimilation des métasédiments) et en palladium (7 ppb). Quant aux sulfures, ils ont pu se former de deux façons: 1) par assimilation du soufre

Tableau 4.19 : Résultats analytiques des indices minéralisés localisés dans le conduit nourricier de Cross.

N° Indice	N° éch	Cu ppm	Co ppm	Cr ppm	Ni ppm	Fe %	S %	Au ppb	Ag ppm	Pt ppb	Pd ppb	Ni/Cu	Pd/Pt
Conduit nourricier de Lac Cross: Indice Cr1 localisé dans la faille axiale.													
Cr1	Cr1-A	652	114	3265	774	9.8	2.05	< 5	< 0.5	30	130	1.19	4.33
Cr1	Cr1-B	73	73	2223	736	9.9	0.43	< 5	< 0.5	< 15	6	10.08	---
Cr1	Cr1-C	201	63	2344	645	13.8	3.19	< 5	< 0.5	30	7	3.21	0.23
Cr1	Cr1-D	919	186	4050	3250	1.5	0.88	5	0.6	20	100	3.54	5.0
Cr1	Cr1-E	52	53	451	126	10.8	0.90	< 5	< 0.5	< 15	2	2.00	---
Conduit nourricier de Lac Cross: Indice Cr2 et tranchée dans la charnière de pli.													
Cr2	Cr2-A	2200	384	2200	5300	33.81	4.83	10	< 0.5	220	235	2.41	1.06
Cr2	Cr2-B	1.43%	1000	1300	2.90%	29.7	15.8	140	2.4	940	3160	2.57	3.36
Cr2	Cr2-C	487	154	3500	1800	13.3	2.43	< 5	< 0.5	< 15	10	3.70	---
Tranchée	Cr2-D	1800	189	3900	3000	25.2	8.99	5	< 0.5	20	150	1.67	7.5
Flanc sud du conduit nourricier de Lac Cross: tranchée C1.													
C1	C1-A	1.50%	793	3800	2.30%	26.8	13.20	325	3.0	1120	2900	1.53	2.6
C1	C1-B	1.46%	777	3900	2.38%	27.6	12.64	380	3.5	1170	4780	1.63	4.08
C1	C1-C	1.02%	1000	1300	2.78%	32.3	16.01	175	2.0	940	2980	2.73	3.17
Flanc sud du conduit nourricier de Lac Cross: tranchée C2.													
C2	C2-A	0.54%	1000	2300	1.76%	31.4	16.08	30	2.1	260	1430	3.26	5.5

Analyses effectués à Chimitec

- Cr1-A Bordure figée pyroxénitique, contient environ 25% de Po et 2% de Cp disséminées.
- Cr1-C Pyroxénite à olivine cisailée, contient des veinules de trémolite et environ 15% de Po, 1% de Cp.
- Cr1-B Bordure figée schisteuse, contient 10% de Po + Cp.
- Cr1-D Dunitite (10% Px) cisailée, contient 2-3% de Po disséminée.
- Cr1-E Pyroxénite à grain fin, débit prismatique incomplet, localisée au sommet du conduit nourricier de lac Cross, contient 10% de Po +Cp finement disséminées.
- Cr2-A Pyroxénite à olivine cisailée, contient 40% Po à texture réticulée avec des veinules de Cp.
- Cr2-C Péridotite à grain fin (40%Px), contient 30-40% Po à texture réticulée.
- Cr2-B Péridotite cisailée, contient 40% de Po, Pn, Cp, avec Mt+Hm+Fc + Au natif, texture réticulée.
- Cr2-D Péridotite à olivine, contient 30% de Po, Pn, Cp, + Fc + Mt + Hm
- C1A à C Péridotite à olivine, contient 40-50% de Po, Pn, Cp + Fc + Mt.
- C2A à B Péridotite à olivine, contient 40-50% de Po, Pn, Cp + Fc + Mt.

NB) Toutes ces roches sont métamorphosées au faciès schistes verts et ont été intensément altérées par la serpentinitisation (dans le cas des dunites et des péridotites). Cp = Chalcopyrite; Fc = Ferrochromite; Hm = Hématite; Mt = Magnétite; Px = Pyroxène; Pl = Plagioclase; Po = Pyrrhotite; Pn = Pentlandite.

Tableau 4.20 : Résultats analytiques des indices minéralisés localisés dans l'intrusion différenciée de lac Cross au nord de la faille axiale (flanc nord du synforme de lac Cross).

N° Indice	N° éch	Cu ppm	Co ppm	Cr ppm	Ni ppm	Fe %	S %	Au ppb	Ag ppm	Pt ppb	Pd ppb	Ni/Cu	Pd/Pt
	Cr6	90	68	1299	473	11.4	0.76	10	0.6	< 15	< 2	5.25	---
	Cr7	29	14	318	106	3.20	< 0.01	< 5	< 0.5	< 15	10	3.66	---
	Cr8	88	47	103	87	11.6	< 0.01	< 5	< 0.5	< 15	< 2	0.99	---
	Cr9	195	72	61	144	13.8	0.08	< 5	0.6	< 15	14	0.74	---

Analyses effectués à Chimitec

- Cr6 Pyroxénite à grain fin, prélevée à quelques centimètres de la bordure figée inférieure, contient environ 3% de Po disséminée.
- Cr7 Péridotite à grain moyen (40% Px), contient des traces de Po+Cp disséminées.
- Cr8 Mélanogabbro à grain moyen (\approx 30% Pl), contient des veinules de quartz + carbonates + chalcopryrite et 1-2% de Po disséminée
- Cr9 Mélanogabbro à grain moyen (20% Pl), contient 1-2% de Po disséminée.

NB) Toutes ces roches sont métamorphisées au facies schistes verts et ont été intensément altérées par la serpentinisation (dans le cas des dunités et des péridotites). Cp = Chalcopryrite; Fc = Ferrochromite; Hm = Hématite; Mt = Magnétite; Px = Pyroxène; Pl = Plagioclase; Po = Pyrrhotite; Pn = Pentlandite.

Tableau 4.21 : Résultats analytiques des indices minéralisés localisés dans les sédiments et les basaltes de la région du lac Cross.

Indice éch.	Cu ppm	Co ppm	Cr ppm	Ni ppm	As ppm	Zn ppm	Fe %	S %	Au ppb	Ag ppm	Pt ppb	Pd ppb	Ni/Cu
Indices minéralisés dans les roches sédimentaires.													
Cr10 A	36	2	134	22	177	13	2.0	0.1	6	< 0.5	< 15	2	0.61
Cr11 A	1019	33	70	737	< 5	2069	48.5	29.13	10	0.9	< 15	< 2	0.72
Cr11 B	197	28	60	314	146	4039	33.3	32.62	45	0.6	< 15	7	1.59
Cr12 A	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	< 5	n.a.	15	< 2	-
Cr12 B	352	19	138	399	< 5	40	16.8	9.7	< 5	< 0.5	< 15	6	1.13
Cr12 C	1630	47	48	914	< 5	41	53.5	29.68	11	< 0.5	< 15	3	0.56
Indices minéralisés dans les basaltes du Groupe de Chukotat.													
Cr13 A	125	42	566	143	< 5	119	8.6	2.13	< 5	< 0.5	< 15	7	1.14

Analyses effectués à Chimitec

Cr10-A: Chert très hématisé, contient 1-2% de pyrite et de pyrrhotite disséminée.

Cr11-A: Phyllade graphiteuse, contient environ 80% de pyrite recoupée par des veinules de quartz + carbonate + pyrrhotite + chalcopryrite.

Cr11-B: Formation de fer pyriteuse, contient environ 90% de pyrite primaire litée avec des veinules de Pyrrhotite + chalcopryrite + sphalérite.

Cr12-A: Chert lité, en contact avec une péridotite, contient 5% de pyrite disséminée

Cr12-B: Siltstone, contient 20% de pyrite en lentilles et en amas avec des veinules de chalcopryrite.

Cr12-C: Phyllade graphiteuse, contient environ 80% de pyrite + pyrrhotite et 5% de chalcopryrite.

Cr13-A: Basalte à olivine massif, base de coulée, contient 20% de pyrrhotite et des traces de chalcopryrite.

Figure 4.51 : Colonnes lithologiques du conduit nourricier de lac Cross correspondant aux coupes géologiques AA', BB' et CC'.

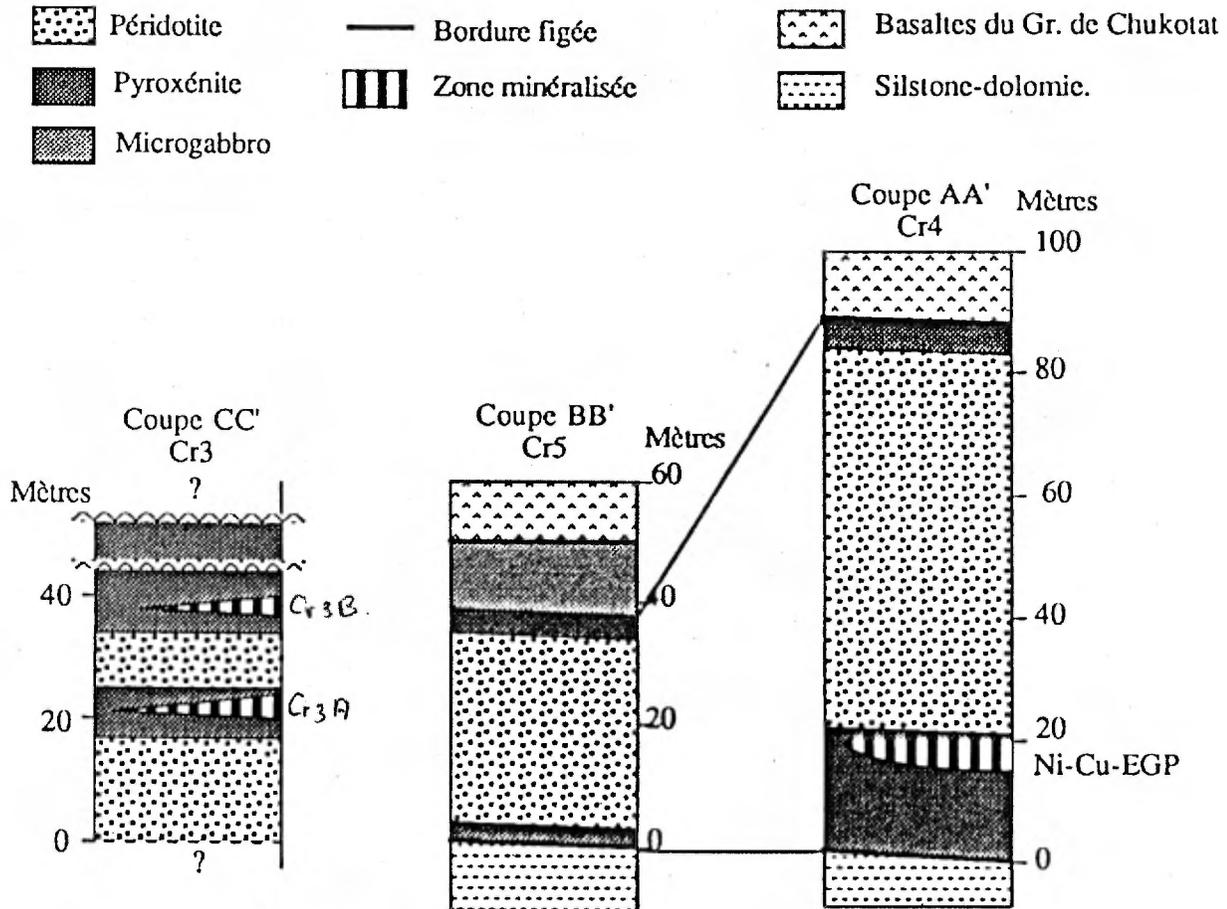


Figure 4.52 : Photographie en lumière naturelle de l'échantillon C1B, prélevé dans le conduit nourricier de lac Cross dans la tranchée C1. Il s'agit d'une péridotite à cumulats d'olivine (Ol) et de ferrochromite avec des cristaux pœcilitiques de clinopyroxène.

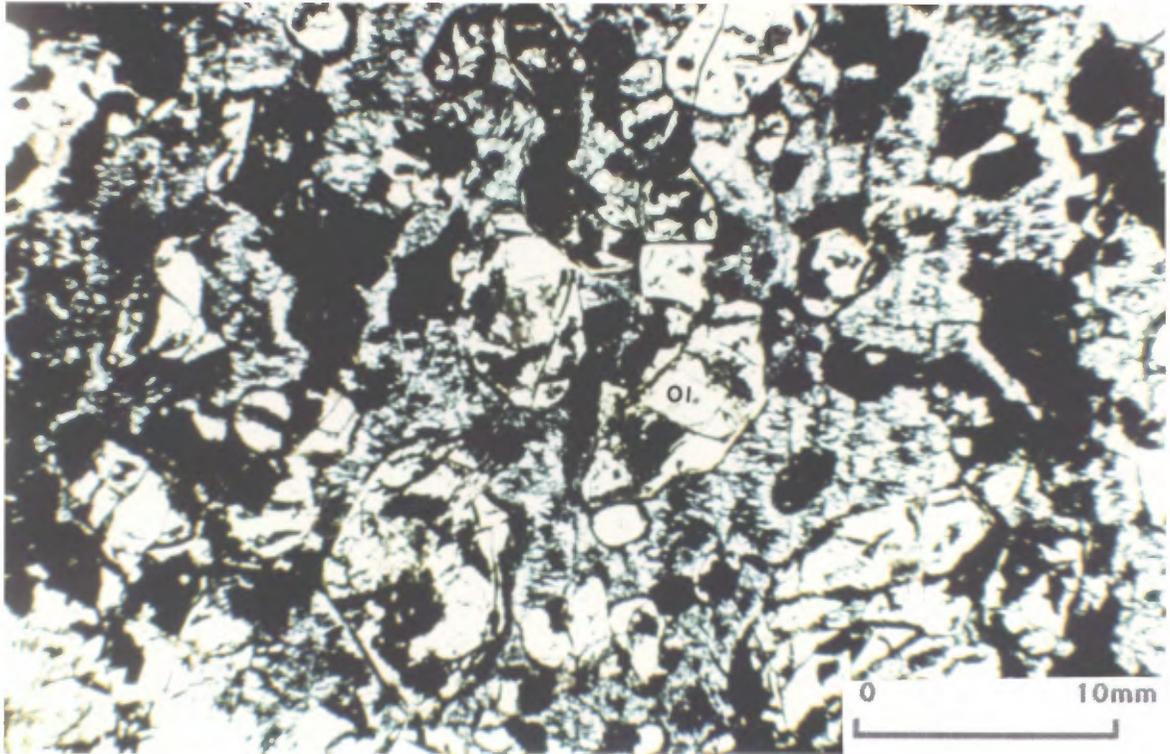


Figure 4.53 : Photographie en lumière réfléchie de l'échantillon C1B prélevé dans le conduit nourricier de lac Cross dans la tranchée C1. Les sulfures sont en amas et remplacent les cristaux d'olivine et de pyroxène. Noter aussi la magnétite qui tapisse les parois internes des fantômes d'olivine.

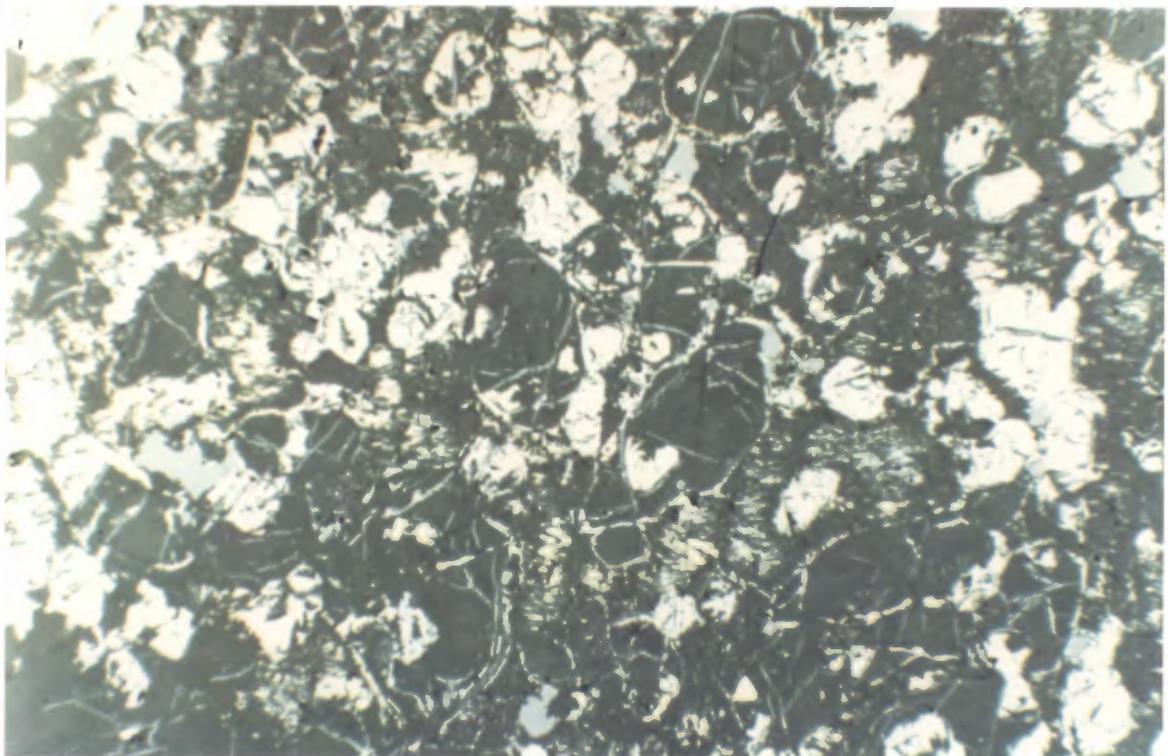


Figure 4.54 : Photographie en lumière naturelle de l'échantillon C2-A, provenant de la tranchée C2. On voit des cristaux cumulus d'olivine serpentinisée avec un rebord de chlorite et de biotite.

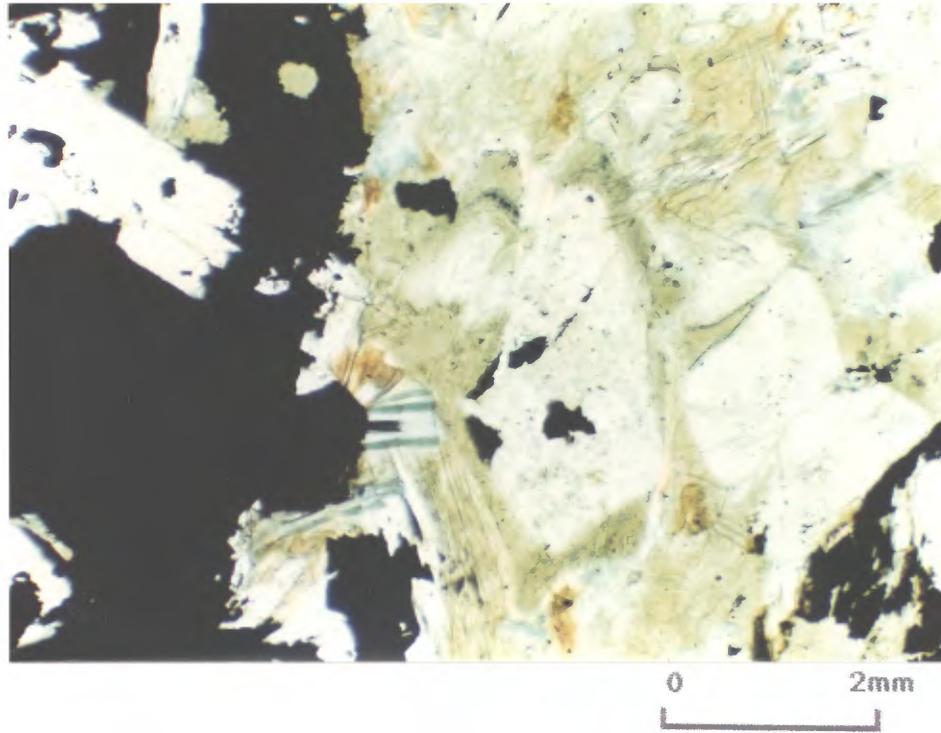


Figure 4.55 : Photographie en lumière réfléchie de l'échantillon C2-A. Ici on voit surtout de la pyrrhotite (Po) et de la ferrochromite (Fc).

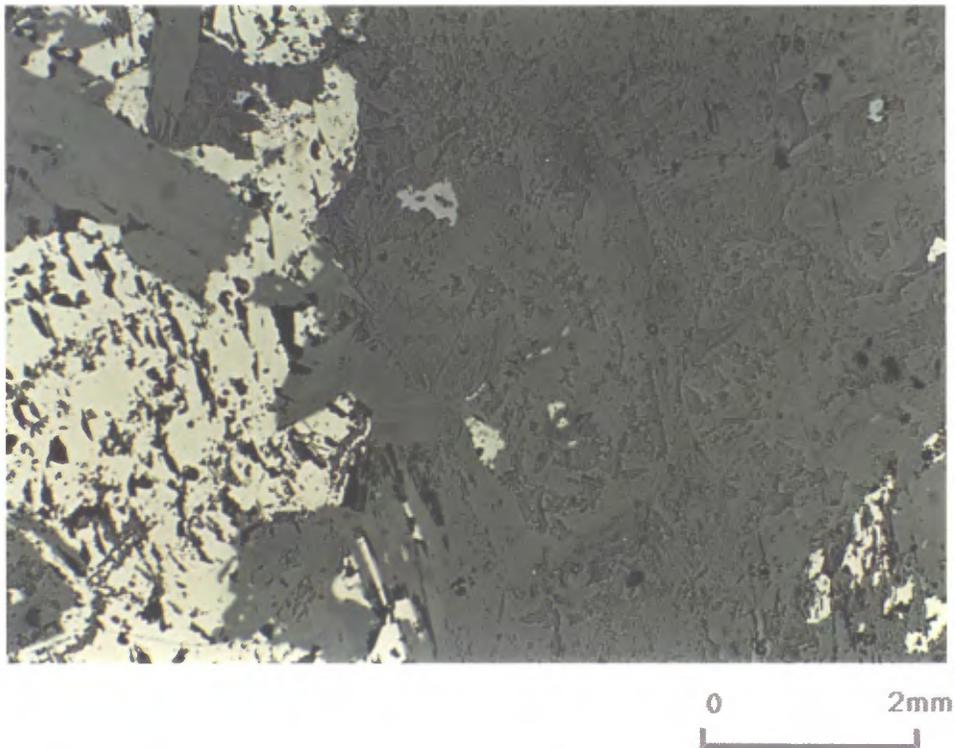


Figure 4.56 : Photographie en lumière réfléchie de l'échantillon Cr4-5 prélevé dans le conduit nourricier de lac Cross, le long de la coupe géologique AA'. Cet échantillon contient une veine de sulfures massifs formés surtout de pyrrhotite et de pentlandite transformée partiellement en violarite.

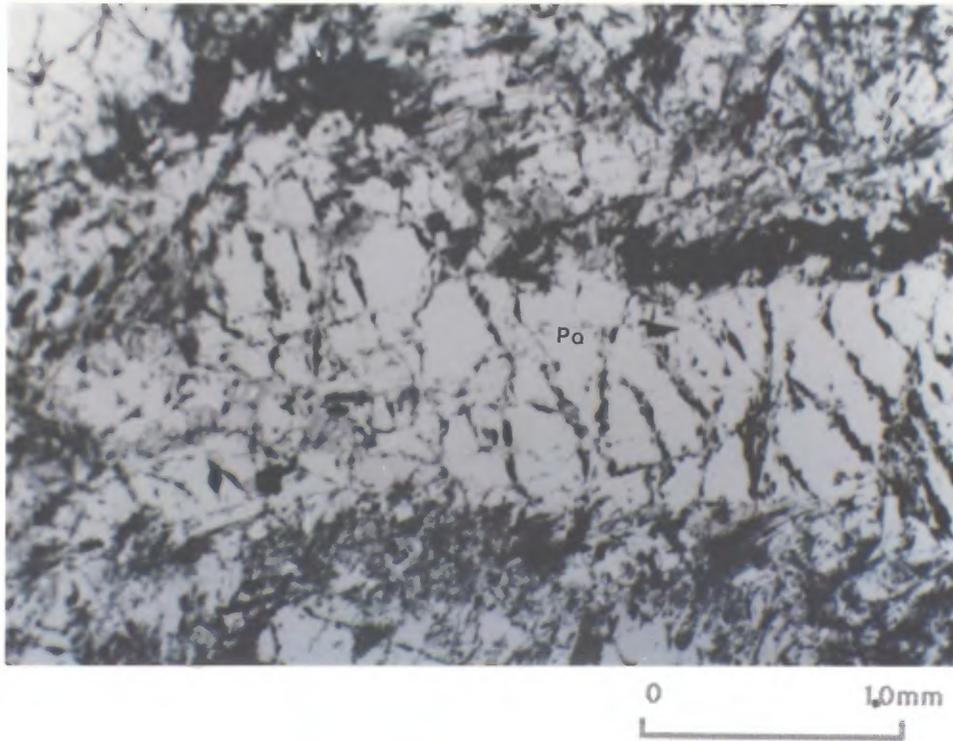


Figure 4.57 : Photographie en lumière réfléchie de l'échantillon Cr4-8 prélevé dans le conduit nourricier de lac Cross, le long de la coupe géologique AA'. On voit une gouttelette d'immiscibilité composée de pyrrhotite (Po), de pentlandite (Pn) et de chalcopyrite.

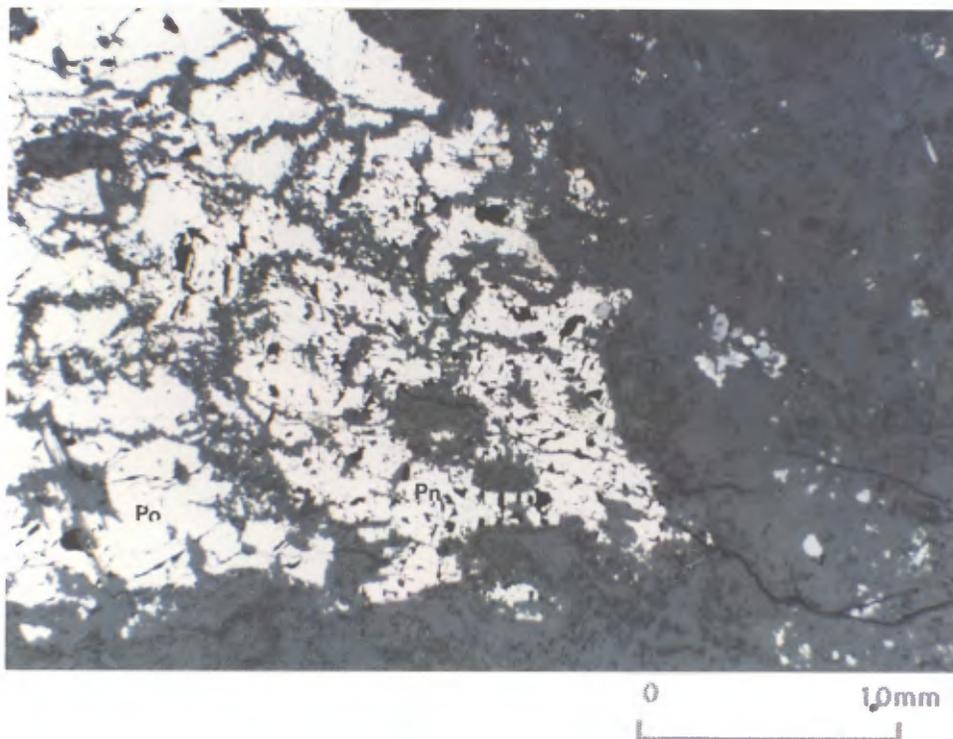


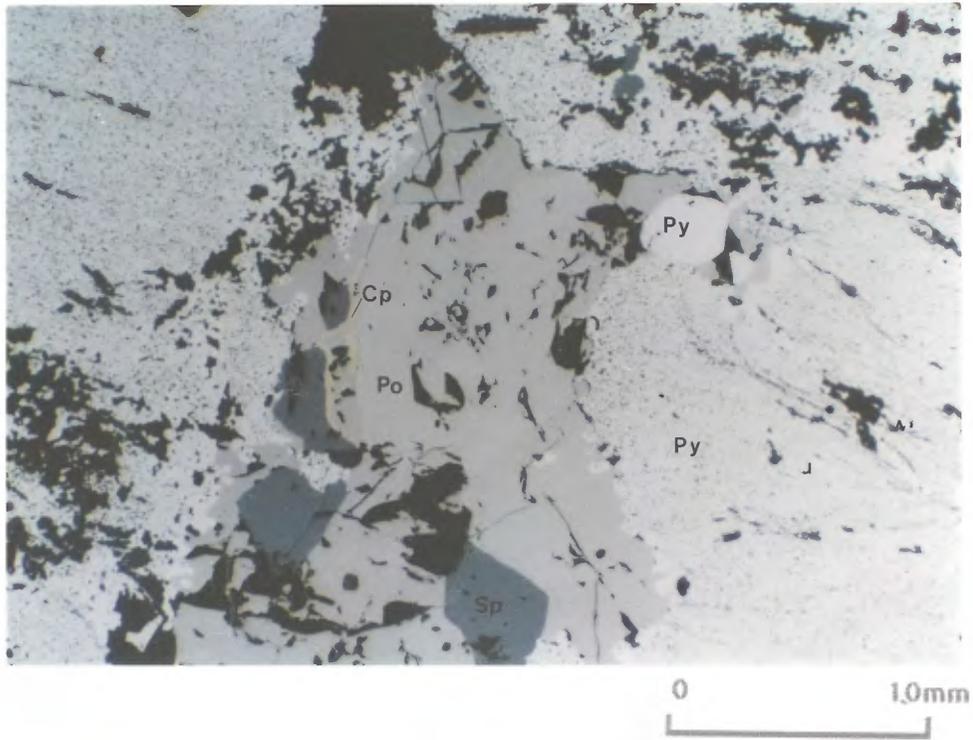
Figure 4.58 : Photographie des indices minéralisés observés dans la charnière du synforme de lac Cross. Ces derniers sont situés d'une part dans les métasédiments au contact du conduit nourricier de lac Cross (indice Cr10) et d'autre part, dans les pyroxénites et péridotites à la base du conduit nourricier de lac Cross (indice CR2).



Figure 4.59 : Photographie, avec regard vers le nord-est, de la faille axiale contenant les indices minéralisés Cr10 dans les métasédiments et Cr1 dans la partie basale du conduit nourricier de lac Cross. On aperçoit les premières laves du Chukotat (Bas) dans le haut de la photo.



Figure 4.60 : Photographie en lumière réfléchie de l'échantillon Cr11-B provenant d'une formation de fer pyriteuse avec un litage syn-sédimentaire, et possédant des veinules de pyrrhotite (Po), de chacopyrite (Cp), de sphalérite (Sp) et de pyrite (Py) à grains plus grossiers.



contenu dans les formations de fer pyriteuses; et/ou 2) par déposition de sulfures magmatiques. Toutefois, la quantité de zinc contenu dans cet indice ainsi que la présence de formation pyriteuses sous-jacentes, plaide davantage en faveur de la première hypothèse.

4.3.3.2 Les indices minéralisés associés au conduit nourricier de Katinik

À Katinik, les indices minéralisés ont été déjà étudiés en grand détail par Coats (1982) et Barnes et al. (1982). Pour notre part, nous avons étudié un indice minéralisé, noté Kt3 (figure 1.7 et 4.61), situé dans la partie inférieure de la séquence ultramafique.

L'indice minéralisé Kt3 est de forme allongée et se situe à l'ouest de la coupe Kt1. Il est situé à 24 mètres au-dessus de la bordure figée inférieure et les roches qui le contiennent sont de composition péridotitique. Cet indice, comme plusieurs autres à Katinik, est caractérisé par une forte proportion de sulfures (pyrrhotite, pentlandite et chalcopyrite). La quantité de chromite est sensiblement la même qu'ailleurs (environ 1 %) sauf à 16 mètres de la base où elle atteint 1 à 2 %.

L'indice surmonte un horizon de péridotite très peu minéralisé ($Pn + Po \pm Cp \leq 1\%$, tableau 4.13) et débute par l'apparition, à partir de 20.8 mètres de la base, de sulfures disséminés (éch. Kt3-4, figure 4.62) et de quelques gouttelettes ($\varnothing_{moy} = 0.5$ cm) composées de pyrrhotite (1 à 5%), de pentlandite (1 à 5%) et de chalcopyrite ($\leq 1\%$). Dans la plupart des gouttelettes, la pyrrhotite entoure la pentlandite (éch. Kt3-5, figure 4.63), suggérant une ex-solution de la pentlandite vers l'extérieur à partir de la pyrrhotite. A 23.5 mètres de la base, la proportion de sulfure atteint 13% (éch. Kt3-6) avec 10% de pentlandite, 1% de pyrrhotite et 1 à 2% de chalcopyrite sous forme de gouttelettes d'immiscibilité ou de grains disséminés. De 24.2 à 26.5 mètres, l'indice est formé de sulfures semi-massifs passant rapidement à une texture en filet ("net texture") de 25 à 26.5 mètres. La pentlandite (50%) est 3 à 4 fois plus abondante que la pyrrhotite (15%, figure 4.64, éch. Kt3-7 et 8) et quelques grains de chalcopyrite (2 à 3%) sont dispersés dans cet horizon. Quelques silicates sont intercalés entre les sulfures avec lesquels ils forment des intercroissances (figure 4.64). De 26.5 à 30 mètres, les sulfures sont presque exclusivement sous forme de remplacement des grains d'olivine (texture en filet inverse, figure 4.65). Finalement dans la partie sus-jacente de la séquence péridotitique, les sulfures redeviennent faiblement disséminés constituant seulement 1 à 3 % de la roche.

Le long de la coupe Kt1 (figure 4.38, tableau 4.12), la présence de gouttelettes de sulfures ($\varnothing \leq 5$ mm, 1 - 2 % $Pn \pm Po \pm Cp$) disséminés dans la bordure de la séquence ultramafique, et de petites plages de sulfures (1 - 2%) entre les fantômes d'olivine suggèrent que la saturation en soufre du magma parent s'est produite très précocement lors de sa mise en place. Quelques gouttes de sulfures formées de pyrrhotite et de pentlandite avec quelques grains de chalcopyrite (figure 4.66) sont également dispersées à divers niveaux de la séquence ultramafique. De 5 à 30 mètres, la péridotite contient 1 à 6 % de sulfures ($Pn + Po \pm Cp$, éch. Kt1-3 à Kt1-6) qui remplacent partiellement ou complètement les cristaux d'olivine (texture en filet inverse). Le remplacement se fait généralement de l'extérieur vers le centre des grains mais on note à quelques endroits des remplacements à partir de l'intérieur (figure 4.67). Quelques amas diffus de petits grains de sulfure (surtout de pentlandite) sont également disposés entre les grains d'olivine. De 30 à 39 mètres (éch. Kt1-6 à Kt1-7), les sulfures (surtout pentlandite) sont présents en phase intercumulus autour de quelques grains d'olivine et quelques grains de sulfures sont dispersés en faible quantité (moins de 5%) dans la roche. A 89 mètres de la base, un mince lit de péridotite ($\epsilon = 1$ cm, éch. Kt1-12) est nettement enrichi en olivine (75%) avec de nombreux sulfures ($Po: 10\% + Pn: 5\% \pm Cp$) en plages interstitielles. Sur la figure 4.38, ce lit enrichi en pyrrhotite et pentlandite se traduit par des pics dans les teneurs en cuivre, nickel, platinoïdes et soufre.

Les analyses chimiques (figures 4.38 et 4.61, tableaux 4.12 et 4.13) reflètent les variations minéragraphiques observées. Ainsi la distribution du Ni et des EGP suit fidèlement la distribution des teneurs en pentlandite et en pyrrhotite. Dans la zone la plus minéralisée de la coupe Kt3 (de 23.5 à 26.5 mètres), la concentration en Ni varie de 1.37 à 3.88% et les teneurs en EGP et en soufre augmentent brusquement: S = 3.36 à 8.05%; Pd = 1938 à 2519 ppb, Pt = 432 à 1421 ppb, Os = 43 à 110 ppb, Ir = 39 à 91 ppb, Ru = 182 à 454 ppb; Rh = 26 à 56 ppb et Au = 38 à 169 ppb. La chalcopyrite demeurant un élément accessoire dans toute la séquence, les teneurs en cuivre ne sont jamais très élevées ($Cu = 0.19$ à 1.06%) et celles-ci chutent dans la partie supérieure de l'indice. En conséquence, le rapport Ni/Cu (1.29 à 54.17) apparaît anormalement élevé, ce qui témoigne de l'abondance de la pentlandite versus la pyrrhotite et a fortiori versus la chalcopyrite. Les valeurs élevées de ce rapport suggèrent que les magmas parents devaient être très riches en nickel et en EGP, ce que confirme la composition de la bordure figée (éch. Kt3-2: Ni = 1000 ppm, $\Sigma EGP = 31$ à 40 ppb). A l'exception de

-  Pyroxénite avec sulfures à texture réticulée inverse ou sous forme de gouttes d'immiscibilité
-  Sulfures massifs à semi-massifs
-  Pyroxénite avec sulfures disséminés
-  Péridotite avec sulfures disséminés (≥5%)
-  Péridotite avec traces de sulfures
-  Pyroxénite à olivine avec traces de sulfures
-  Silstone-quartzite

Figure 4.61 : Distribution des minéraux, des éléments Al₂O₃-MgO-Cr-Cu-Ni et des EGP dans l'indice minéralisé Kt-3 de Katinik.

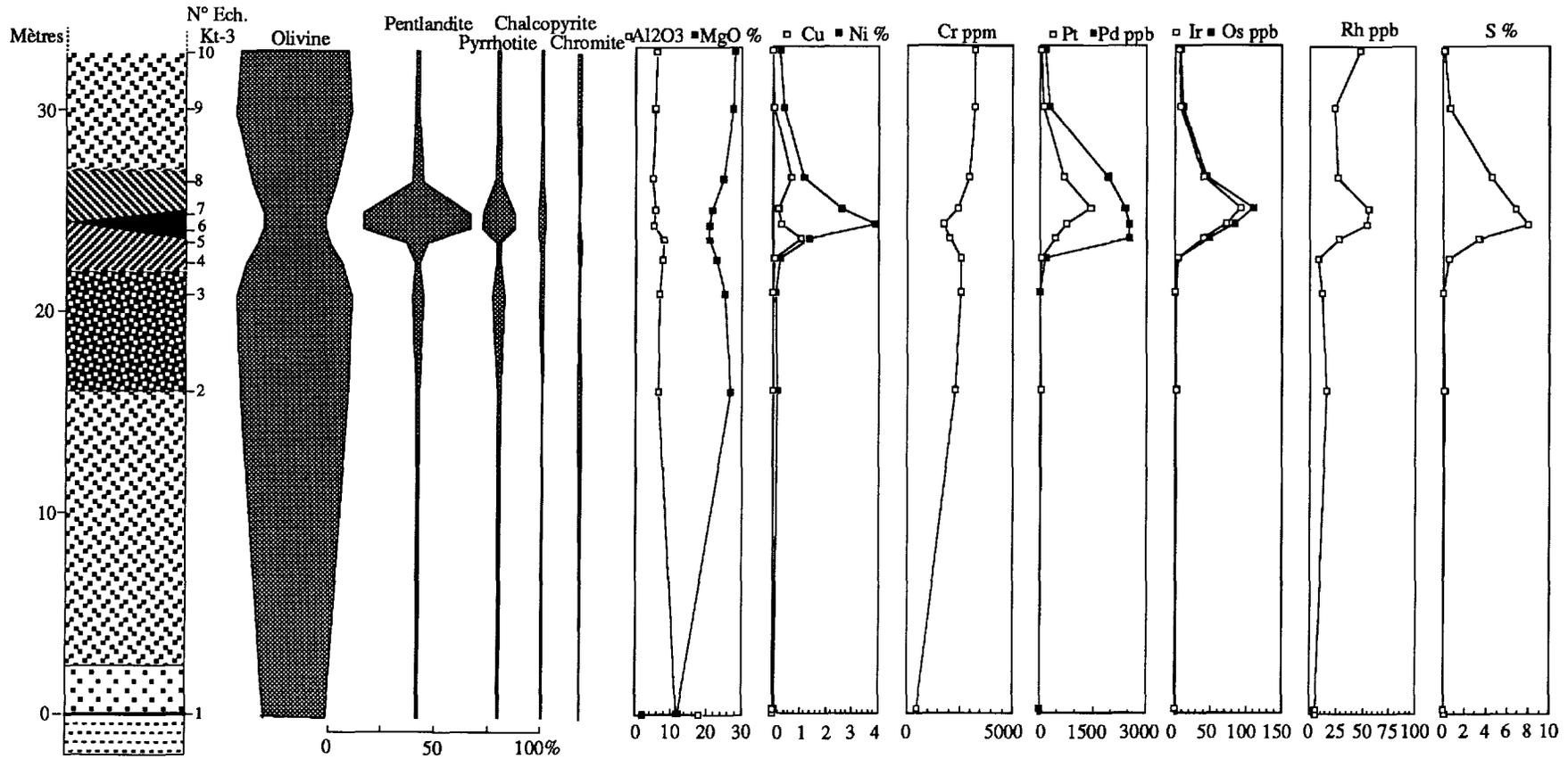


Figure 4.62 : Micrographie en lumière réfléchie d'un échantillon de pyroxénite à olivine contenant des sulfures disséminés (Po + Pn) en interaction avec les silicates (éch. Kt 3-4,1 = 3 mm).

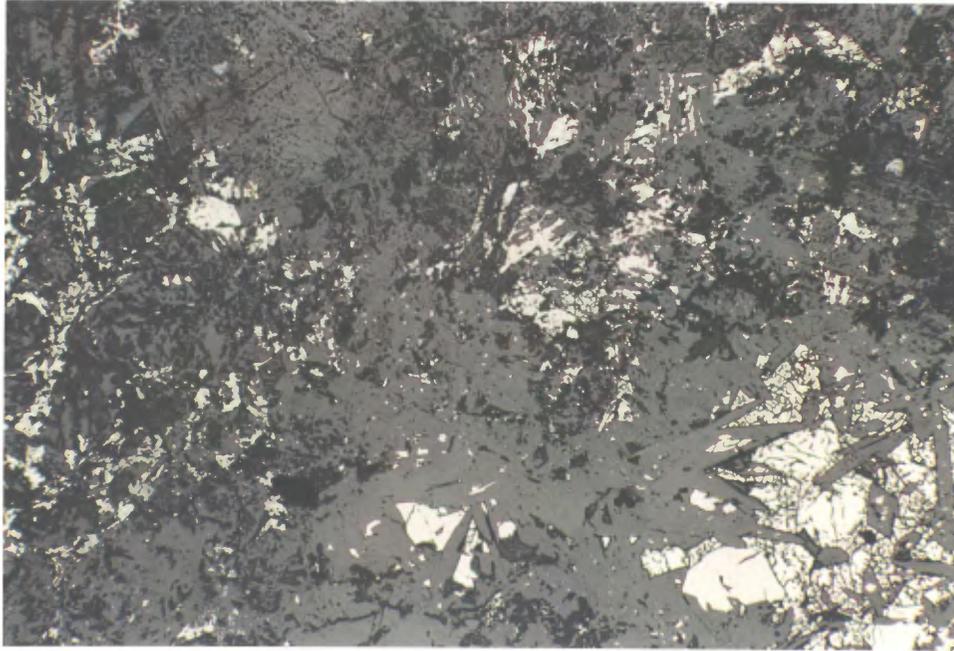


Figure 4.63 : Micrographie en lumière réfléchie de gouttelettes de sulfure dans un échantillon de pyroxénite à olivine, montrant la pentlandite exsolvée vers l'extérieur à partir de la pyrrhotite (éch. Kt3-5, L.R., 1 = 3 mm).

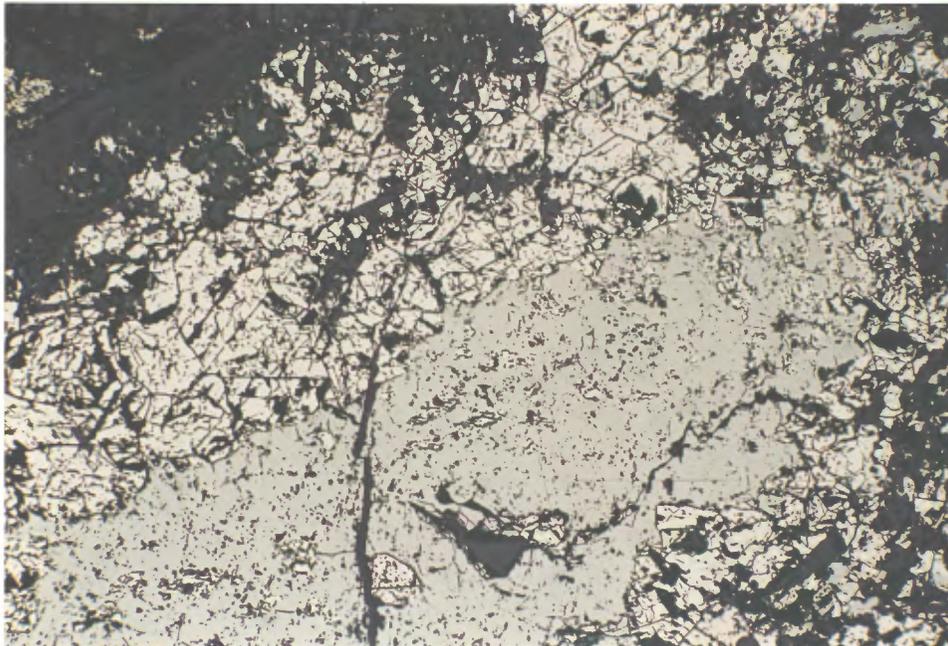
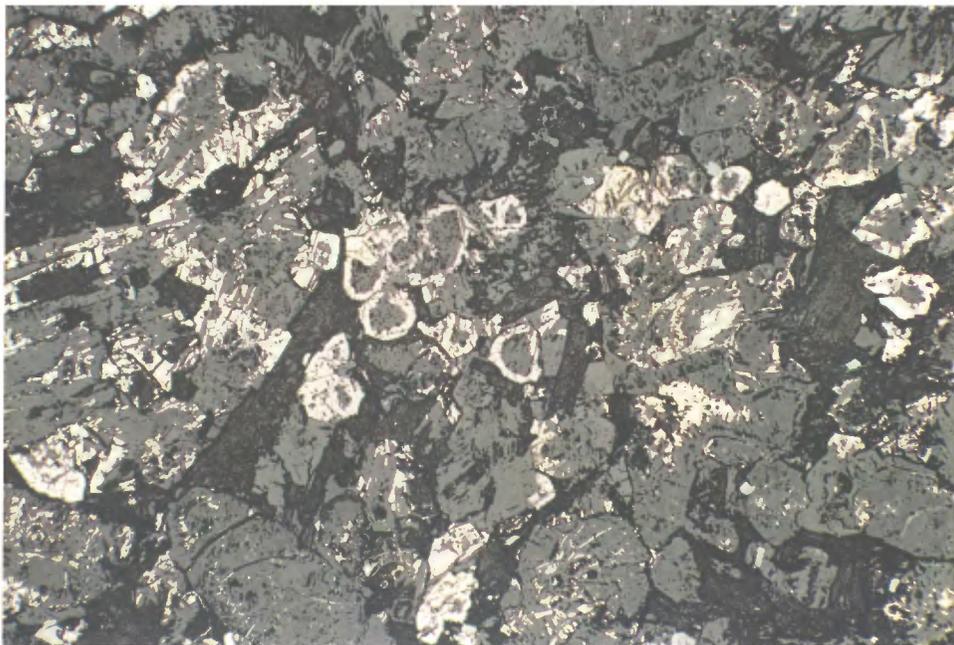


Figure 4.64 : Micrographie en lumière réfléchie de la zone de sulfures massifs de l'indice Kt3. Celle-ci est essentiellement composée de pentlandite avec quelques grains de pyrrhotite (éch. Kt3-7, L.R., 1 = 3 mm).



Figure 4.65 : Micrographie en lumière réfléchie de la partie supérieure de l'indice Kt 3. Celle-ci contient des sulfures qui remplacent les grains d'olivine et forment une texture réticulée inverse (éch. Kt 3-9, L.R., 1 = 3 mm).



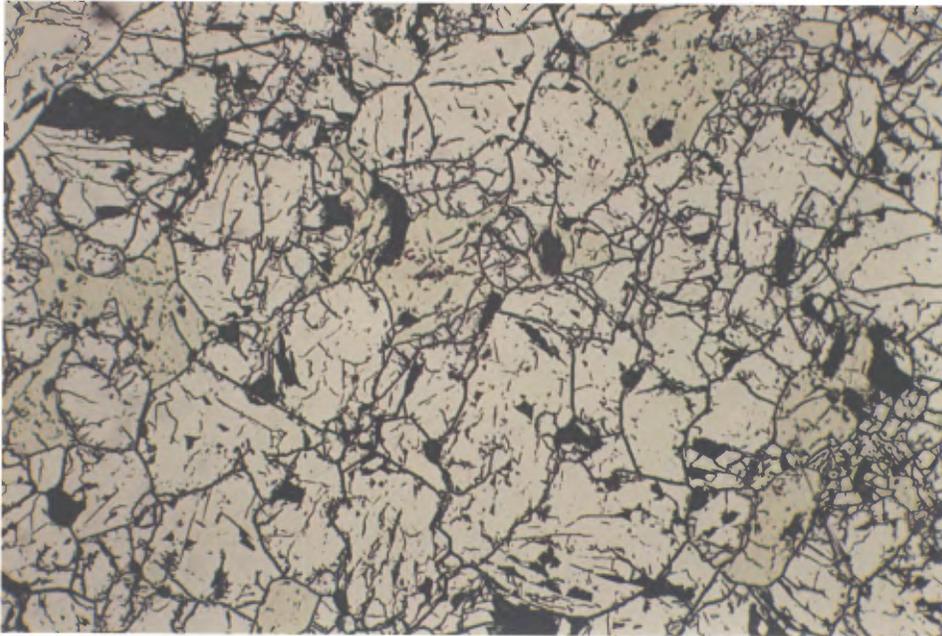


Figure 4.66 : Gouttelette d'immiscibilité essentiellement composée de pentlandite avec quelques grains dispersés de chalcoppyrite (éch. Kt 1-10, L.R., 10x).

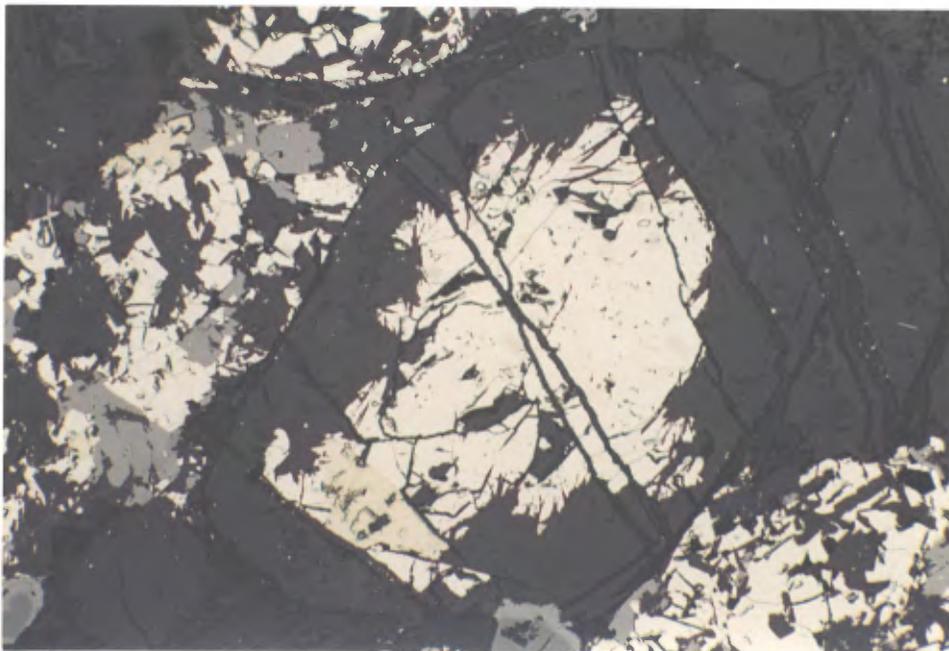


Figure 4.67 : Micrographie en lumière réfléchie de cristaux de sulfure (pentlandite et chalcoppyrite) remplaçant le coeur d'un grain d'olivine (éch. Kt 1-6, L.R., 1 = 3 mm).

l'échantillon Kt3-6 situé à la base de l'indice minéralisé, dont le rapport Pd/Pt = 5.83 pourrait suggérer une remobilisation tardimagmatique du palladium, les autres échantillons ont des rapports Pd/Pt compris entre 1.31 et 3.31 (tableau 4.13) indiquant clairement un processus magmatique pour la mise en place des sulfures. La distribution du nickel, du cuivre et des différents éléments du groupe des platinoïdes (figure 4.61) démontre encore une fois le contrôle de la minéralisation par le soufre. Le chrome présente une distribution opposée à celle du soufre et des sulfures et reflète l'abondance de l'olivine et de la chromite. Enfin, la moyenne pondérée de l'indice Kt3 (calculée à partir des échantillons Kt3-24 à Kt3-31) permet une estimation de la teneur en éléments économiques de l'indice Kt3: S = 6.27%; Ni = 1.23%, Cu = 0.46%; Σ EGP = 3.8 g/t, Au = 93 ppb; et Ag = 1.73 g/t.

L'étude géochimique de la séquence ultramafique révèle que les liquides magmatiques qui l'ont constituée avaient une composition de basalte komatiitique (MgO = 18.4%) et un contenu relativement élevé en nickel et en EGP (Ni = 1000 ppm; Σ EGP = 31 à 40 ppb) expliquant l'abondance de ces éléments dans les phases sulfurées. La présence d'amas sulfurés dans la partie inférieure de la séquence, et de gouttelettes d'immiscibilité de sulfures dans la bordure figée inférieure indique que les mécanismes d'immiscibilité magmatique entre phase silicatée et phase sulfurée se sont produits de manière très précoce dans les conduits nourriciers, avant même la mise en place des magmas ultramafiques. Enfin les caractéristiques minéragraphiques et géochimiques révèlent que les dépôts de Ni - Cu - EGP dans la séquence ultramafique de Katinik résultent essentiellement de mécanismes magmatiques avec toutefois quelques traces de remobilisation tardive.

4.3.3.3 Les indices minéralisés du secteur de Donaldson Est

Le secteur du Lac Raglan (Donaldson est et ouest) a été la cible de nombreux travaux d'exploration et de développement par la compagnie Falconbridge Nickel et les anciennes installations minières sont encore en bon état. Elle comprend les gisements Ni - Cu de Donaldson Est et Ouest dont les réserves prouvées et probables s'établissent à 3 835 172 tonnes métriques titrant 3.5% Ni et 0.8% Cu (Coats, 1982). Dillon-Leitch et al (1986) ont publié un article sur la géologie du secteur de Donaldson-Ouest et Dillon-Leitch effectue une thèse de Ph.D sur ce secteur. Pour cette raison nous avons limité notre travail au secteur de Donaldson-Est.

4.3.3.3.1 Les indices minéralisés associés au conduit ultramafique R1

L'intrusion ultramafique R1 contient deux horizons sulfurés (R1A et R1B, figures 4.25 et 4.68) le long du forage 160-179 et deux autres horizons minéralisés (R1C et R1D, tableau 4.22 et figure 4.69) sont situés respectivement à la base de l'intrusion R1 et dans un dyke de périclase qui recoupe l'intrusion gabbro-dioritique sous jacente G1. D'autres minéralisations sont également réparties le long du forage 160-172 (figures 4.23 à 4.25).

L'horizon R1A (éch.172-14 et 172-15, tableau 4.23) est localisé à la base de l'intrusion et est volumétriquement le plus important. Il débute par un mince horizon de sulfures massifs (é = 15 cm) essentiellement composé de pyrrhotite ($\varnothing < 0.5$ mm) à texture granoblastique, de porphyroblastes de pentlandite ($\varnothing < 1$ mm) et de petits grains de chalcopirite, et contient de rares fragments de roches encaissantes déformées (trémolite). Cet horizon est surmonté par un mince niveau formé de grains accolés de ferrochromite ($\varnothing < 0.5$ mm) flottant dans de l'antigorite microblastique. Ce dernier horizon passe rapidement à une zone de cisaillement (é = 5 m) formée de talc, de carbonate et de trémolite dans laquelle on reconnaît quelques cristaux préservés d'olivine avec des sulfures (Po+Pn+Cp) localisés entre les divers minéraux secondaires ou dans des veinules qui recourent le tout. Cette zone correspond probablement à l'ancienne zone de sulfures en file. L'horizon de sulfures massifs (éch.172-15) possède un contenu élevé en EGP en Ni et en soufre (Σ EGP = 6882 ppb; Ni = 3.03%; Cu = 0.33%; S = 13%) qui diminue rapidement vers le haut (éch. 172-14: Σ EGP = 373 ppb; Ni = 2.89%; Cu = 0.40%; S = 3.77%). Les rapports Ni/Cu = 7.23 à 9.18 et Pd/Pt = 1.90 à 3.28 possèdent des valeurs typiquement magmatiques et suggèrent que les minéralisations de l'horizon 1A sont essentiellement d'origine magmatique.

L'horizon R1B (éch. 172-5 et 172-6, é = 2.03 m) est situé dans la zone de cisaillement qui recoupe la partie médiane de l'intrusion ultramafique R1. Il est constitué de sulfures massifs dans lesquels baignent des fragments de roches encaissantes (30 - 50%, périclase, chloritites, trémolites, figure 4.70) parfois partiellement digérés par les sulfures. Ces fragments sont parfois déformés et présentent un mouvement de rotation dextre. Les sulfures définissent une texture grano à lépidoblastique surimposée à la foliation métamorphique, laquelle recoupe l'axe de la carotte avec un angle de 15° (figure 4.71). Les sulfures sont composés de grains de pyrrhotite et de pentlandite (\varnothing

< 0.5 mm x 2 mm), de pentlandite en flammes d'exsolution dans la pyrrhotite ($\varnothing < 0.05$ mm) et de quelques grains de chalcopryrite qui sont surtout associés aux fragments de roches. L'horizon R1B (éch.172-5 et 172-6) contient en moyenne 0.49% de cuivre, 8.17% de nickel, 2.2 ppm de palladium, 3.77 ppm de platine pour une teneur en soufre de 29.85%. Il est aussi très enrichi en iridium (152 ppb), en ruthénium (831 ppb), en osmium (175.5 ppb) et en rhodium (350 ppb). Les rapports moyens Ni/Cu = 16.67, Pd/Pt = 0.61 et Pd/Ir = 14.47 suggèrent une origine magmatique pour les sulfures mais leur position dans la zone de cisaillement montre qu'ils ont été remobilisés par des mécanismes tectoniques qui ont peu modifié leur contenu en EGP. Par ses teneurs, cet horizon apparaît l'un des plus intéressants sur le plan économique.

L'horizon minéralisé R1C (forage 160-181, figure 4.69) se situe à l'interface entre l'intrusion ultramafique R1 et le filon-couche gabbro-dioritique G1. Il constitue un horizon d'origine métasomatique formé de cristaux fibreux de trémolite/actinote, de cristaux automorphes de zoïsite ($\varnothing < 3$ mm) et de cristaux de biotite et/ou de chlorite. Il contient 40% de sulfures (Po + Py + Cp + Pn) en intercroissance avec les minéraux secondaires, notamment ceux de trémolite. Il possède des teneurs élevées en cuivre, en nickel, en argent, en or et en palladium (Cu = 4.13%; Ni = 6.92%; Ag = 12 ppm; Au = 3.7 ppm; Pd = 1.65 ppm, éch. 181-1, tableau 4.22). Les rapports Ni/Cu = 1.67 et Pd/Pt > 330 le situe dans une différente catégorie des niveaux sulfurés décrits au préalable. Son association avec un horizon métasomatique et les textures observées lui confère une origine plus hydrothermale que magmatique.

L'horizon minéralisé R1D ($\epsilon = 1.45$ m, forage 160-179, tableau 4.22 et figure 4.69) est situé dans un mince dyke de péridotite à grains fins ($\epsilon = 3$ m., MgO = 20.1%, TiO₂ = 0.52%; et Cr = 0.24%; éch. 179-2, tableau 4.22) qui recoupe l'intrusion gabbro-dioritique G1. Il est en contact net avec la péridotite à grains fins sus-jacente et la diorite sous-jacente et possède une faible foliation minérale parallèle à l'intrusion ultramafique R1. Il forme un amas de sulfures massifs (Po = 50%, Pn = 30%, Cp = 10%) à texture granoblastique avec quelques fragments (10%) gabbroïques partiellement digérés et remplacés par les sulfures. Les teneurs en soufre (39.5%), en nickel (5.71%), en cuivre (0.78%), en cobalt (0.12%) et en EGP (Pd = 1.836 g/t, Pt = 1.53 g/t, Rh = 240 ppb, Ir = 101 ppb, Ru = 517 ppb et Os = 112 ppb) y sont élevées, ce qui lui donne également un grand intérêt. Les rapports Ni/Cu = 7.32, Pd/Pt = 1.19, Pd/Ir =

18.18, et son association avec un dyke ultramafique lui confèrent une origine magmatique.

4.3.3.3.2 Les indices minéralisés associés au conduit ultramafique R2

L'intrusion ultramafique R2 (figures 4.25 à 4.27) contient relativement peu de sulfures. Le forage 160-228 (figure 4.26 et tableau 4.24) contient quelques petits amas sulfurés que nous n'avons pas pu prélever. D'une manière générale, la péridotite (éch. 228-5, 6 et 7, tableau 4.24) possède entre 24.5% et 28.2% de MgO, entre 0.15% et 0.18% de nickel et entre 0.30% et 0.37% de chrome. Le contenu en EGP est généralement sous le seuil de détection sauf pour l'échantillon 228-7 (Pd = 35 ppb, Pt = 35 ppb, Rh = 26 ppb) situé près de la base (figure 4.72). De même, le contenu en soufre est faible (S = 0.14% à 0.5%). De telles teneurs sont normales en l'absence de sulfures. Elles résultent principalement des processus magmatiques qui ont contrôlé la mise en place et la cristallisation des roches de cette intrusion.

4.3.3.3.3 Les indices minéralisés associés au conduit ultramafique R3

L'intrusion ultramafique R3 (forage 160-236, $\epsilon = 15.5$ m; figure 4.27) est fortement minéralisée sur presque toute son épaisseur. En effet, elle est fortement enrichie en Ni - Cu et EGP et constitue le principal niveau minéralisé du gisement de Donaldson-Est. Plus en détail, elle contient un horizon de sulfures massifs, relié à des processus tectoniques, au sommet de l'intrusion, et un second horizon composé de sulfures massifs puis de sulfures en filet dans la partie basale de l'intrusion R3.

Dans la partie basale de l'intrusion, les sulfures sont disséminés dans la matrice entre les cristaux d'olivine et de ferrochromite (< 5%, $\varnothing < 0.1$ mm) et forment des intercroissances avec l'antigorite, la chlorite et des petits grains de magnétite et d'hématite. Leur quantité augmente de 25 à 50% vers la base de l'intrusion. En particulier, la base de l'intrusion ultramafique R3 comprend un mince niveau de sulfures massifs (**horizon R3A**, $\epsilon = 4$ m, figure 4.73) dont la partie inférieure est en contact net avec un horizon d'origine métasomatique (schiste à biotite et actinote, figure 4.29). Cet horizon est très similaire à celui décrit dans la partie basale de l'intrusion R1 (indice R1A) et comprend un assemblage granoblastique composé par 60% de pyrrhotite ($\varnothing < 0.5$ mm), 30% de pentlandite ($\varnothing < 1$ mm), des traces de chalcopryrite et de pyrite ainsi que des minéraux non identifiés de EGP (figure 4.74) en inclusion dans les autres phases sulfurées.

La partie sommitale de l'intrusion R3 (figures 4.27 et 4.73, forage 160-136) contient un mince horizon de sulfures massifs (**horizon R3B**, $\epsilon = 10$ cm) dont la partie supérieure est en contact net avec un chert et la partie inférieure en contact net avec un schiste à talc et à calcite qui représente une péridotite cisailée. Les sulfures sont constitués par un assemblage granoblastique de pyrrhotite (50%, $\varnothing < 0.5$ mm), de pentlandite (35 - 40%, $\varnothing < 2$ mm) et de chalcopryrite (2 - 3%) avec des porphyroblastes de pentlandite témoins d'une remobilisation post-magmatique (figure 4.75).

L'**horizon R3B** (éch.236-6, tableau 4.25), qui représente des sulfures remobilisés, contient 14.47% de soufre, 10.29 % de nickel, 0.75 % de cuivre, 1189 ppb de Pd et 601 ppb de platine, tandis que l'**horizon R3A** (éch.236-20) qui représente des sulfures magmatiques normaux, contient 36.65% de soufre, 11.2 % de nickel, 0.54 % de cuivre, 631 ppb de Pd et 450 ppb de Pt. Les rapports Ni/Cu pour les horizons R3B et R3A sont respectivement de 13.775 et 20.20, ce qui dans le cas de l'horizon R3B est en contradiction avec les évidences de remobilisation et constitue ici une exception à ce qui est habituellement admis dans la littérature (Barnes, 1987).

4.3.3.3.4 Les indices minéralisés associés au conduit ultramafique R4

L'intrusion ultramafique R 4 (forage 160-236, $\epsilon = 65.1$ m; tableau 4.26) contient également des grains dispersés de magnétite et de ferrochromite ($\varnothing < 0.2$ mm) et des cristaux disséminés de sulfures ($< 5\%$, $\varnothing < 0.2$ mm, Po+Pn+Cp) surtout localisés dans la matrice. Une zone de cisaillement dans la pyroxénite basale contient des fragments non déformés de pyroxénite dont la minéralogie révèle la présence de 10% de sulfures remobilisés dans les clivages des micas et des amphiboles secondaires. Les teneurs en éléments économiques (figure n° 4.73, tableau 4.26) sont normales pour ce genre d'intrusion et ne présentent aucune valeur anormale.

4.3.3.3.5 Les minéralisations associées aux roches encaissantes

Le forage 160-181 contient une minéralisation de nature hydrothermale dans un horizon de gabbro métasomatisé de l'intrusion G1, au contact avec l'intrusion R1, et le forage 160-179 intercepte un amas sulfuré associé à un mince dyke ultramafique qui traverse l'intrusion gabbro-dioritique G1.

Les phyllades riches en sulfures possèdent une grande quantité de sulfures à la base des lits révélant ainsi la polarité de ces unités. Au-dessus de l'intrusion R2, un échantillon de siltstone quartzifère, enrichi en pyrite et pyrrhotite (éch. 228-2, tableau 4.27), contient des valeurs élevées en nickel (Ni = 0.31%), en plomb (Pb = 167 ppm) et en vanadium (V = 0.15%). Les horizons de cherts, interstratifiés avec les siltstones finement lités (éch. 228-1b, 228-2, 236-2, 236-3), qui forment les épontes des intrusions R3 et R4, contiennent des sulfures ($\leq 15\%$, Po + Cp + Py) et sont traversés par de nombreuses veinules de carbonates accompagnés de chalcopryrite, de pyrrhotite, de cubanite avec des traces de sphalérite et de pyrite. Ces veinules sont entourées d'une auréole d'altération en biotite.

Dans les zones métasomatiques riches en amphiboles (actinote/trémolite) et biotite, des minéralisations (40%, Cp + Po + Py + Pn) sont localisées au contact entre l'intrusion dioritique (G1) et l'intrusion ultramafique R1 (éch.181-1, tableau 4.22). Elles présentent un enrichissement en cuivre (éch. 172-3 = 2.36%, éch.172-4 = 1.54%, tableau 4.23; et éch.181-1 = 4.13%, tableau 4.22), en argent (éch.172-3 = 9.3 ppm, éch.172-4 = 6.8 ppm et éch.181-1 = 12 ppm), en or (éch.181-1 = 3.7 ppm) et parfois en palladium (éch.181-1 = 1.65 ppm).

4.4 Comportement des éléments Ni - Cu - EGP dans les conduits ultramafiques

4.4.1 Typologie des gîtes de Ni - Cu - EGP

Nous venons de montrer ci-dessus que les conduits nourriciers ultramafiques des horizons de Méquillon, de Delta et de Raglan contiennent deux grands types de gîtes de Ni, Cu, EGP : des gîtes de ségrégation magmatique (type 1) dans la partie basale des intrusions ultramafiques; et des gîtes manifestement remobilisées et localisés dans des zones de cisaillement (type 2a), ou dans des horizons métasomatiques et des veines tardives au contact des intrusions ultramafiques et des roches encaissantes (type 2b).

4.4.1.1 Les gîtes de ségrégation magmatique

Les gîtes de ségrégation magmatique ont été observés à Méquillon, Delta 2b', Delta 4, lac Cross (indices C1, C2, Cr3 et Cr4), Katinik et Donaldson est (indices R1A et R3A). Ils sont situés dans la partie basale des intrusions ultramafiques où les sulfures enrichis en Ni, Cu et EGP, cristallisés à haute température, forment des amas postcumulus de pyrrhotite, pentlandite et

chalcopryrite à la base des séquences ultramafiques et ne montrent pas ou peu d'évidences de réaction avec les silicates qui les entourent. Nous avons vu que les liquides parents de ces intrusions étaient semblables à ceux des basaltes komatiitiques les plus primitifs, et leurs profils de Ni - Cu - EGP sont presque plats (figure 4.76a) bien qu'un peu plus fractionnés que ceux des gîtes similaires d'âge archéen issus de vraies komatiites (figure 4.76c). Ces gîtes s'apparentent donc sans équivoque aux gîtes sulfurés de Ni - Cu - EGP associés aux magmas komatiitiques de type Kambalda et aux magmas hautement magnésiens. Des différences observées au niveau des textures et des teneurs peuvent toutefois être attribuées à des modifications post-magmatiques (Dillon-Leitch et al., 1986).

Il est toutefois intéressant de noter que seuls les conduits nourriciers de lac Cross, Katinik et de Donaldson présentent de véritables concentrations économiques tant du point de vue teneurs que tonnage. Dans ces intrusions, les gîtes les plus caractéristiques sont lenticulaires (indices Cr2; Cr3A, B, C; Cr4; C1; C2; K13...) et sont constitués de pyrrhotite, de pentlandite et de chalcopryrite enrichis en Ni - Cu - EGP, à l'interface entre la pyroxénite basale et la péridotite, ou dans la partie basale de la péridotite. A l'intérieur de ces gîtes, les teneurs moyennes en métaux nobles et en métaux de base sont les suivantes: (voir tableau).

Dans les dykes ultramafiques de Méquillon et de Vaillant, la minéralisation apparaît moins abondante et plus disséminée.

Dans ces gîtes, l'examen microscopique des échantillons minéralisés révèle que la pentlandite est plus abondante que la pyrrhotite et antérieure à la trémolitisation. Lorsqu'il n'y a pas de pyroxène, la pyrrhotite et la pentlandite sont localisées entre les cristaux d'olivine. La pyrrhotite est souvent en partie remplacée par de la marcassite le long des fractures et clivages et la pentlandite forme des flammes d'exsolution ou des amas granulaires autour des grains de pyrrhotite. La pyrrhotite contient aussi des inclusions d'hématite. Enfin un liseré d'amphibole et de biotite (< 0.1 mm) est fréquemment observé entre les silicates et les sulfures impliquant une certaine réaction post-cristallisation. Par ailleurs, de la pyrrhotite remplace partiellement les olivines et se retrouve dans les veinules de magnétite qui les traversent. Enfin, la magnétite remplace de manière tardive la pyrrhotite.

Dans l'indice Cr4, les observations révèlent également plusieurs générations de sulfures et suggèrent l'existence d'un liquide sulfuré précoce à partir duquel les sulfures ont précipité consécutivement à la cristallisation des silicates. D'autres générations de sulfures ont ultérieurement remplacé les minéraux magmatiques lors du métamorphisme et de la déformation. Dans l'axe du synforme de lac Cross au sud de la faille axiale, l'étude pétrographique révèle que les cristaux d'olivine, pseudomorphosés en antigorite ($\varnothing = 0.1$ à 0.2 mm) sont en partie remplacés par une première génération de pyrrhotite et de pentlandite granulaire ($\varnothing = 0.01$ mm). Des veinules de magnétite formées lors de la serpentinitisation et contenant des inclusions de pyrrhotite et de pentlandite, traversent les sulfures de première génération. Les veinules de magnétite sont à leur tour en partie remplacées par une nouvelle génération de sulfures, eux mêmes remplacés par une dernière génération de magnétite.

Les gîtes de ségrégation situés à la base des intrusions ultramafiques R1 et R3 possèdent à leur base un mince horizon centimétrique de sulfures massifs, surmonté par une zone sulfurée qui présente des textures en filet puis par une zone de sulfures disséminés. Un lit millimétrique, constitué de grains accolés de ferrochromite, sépare les sulfures massifs et les sulfures à texture de filet. Les sulfures sont constitués de pyrrhotite parfois transformée en marcassite par des processus supergènes, de pentlandite et plus rarement de chalcopryrite. Ils présentent des textures granoblastiques dans l'horizon de sulfures massifs et les textures en filet sont modifiées par la blastogénèse. Dans tous les cas, la chalcopryrite constitue la phase qui cristallise en dernier. Elle se retrouve dans des veinules ou le long des contacts entre les différentes unités. Des minéraux non identifiés d'EGP sont parfois présents sous forme d'inclusions dans les autres phases sulfurées. Au point de vue géochimique, ces minéralisations contiennent des teneurs élevées en Ni, Pd et Pt et les rapports Ni/Cu (sulfures massifs: R1A = 9.18, R3A = 20.82, R1D = 7.32, sulfures en filet: R1A = 7.23, R3A = 4.13), Pd/Pt (sulfures massifs: R1A = 3.29, R3A = 1.4, R1D = 1.19, sulfures en filet: R1A = 1.9, R3A = 5.31) et Pd/Ir (sulfures massifs: R1A = 38.5, R1D = 18.18) reflètent une ségrégation magmatique à laquelle se surimpose l'influence des mécanismes de remobilisation tardi-magmatique. Les teneurs en Ir, Ru, Os sont élevées et corroborent l'origine magmatique de ces sulfures puisque ces éléments sont

Tableau 4.22 : Résultats analytiques des échantillons de l'intrusion gabbro-dioritique G1 (forages 160-181, 160-179 et 160-228).

Intrusion N°		G1		G1		G1		G1		G1		Dyke ultramafique		G1		G1					
N° Ech.		181-1		181-2		181-3		181-4		181-5		179-1		179-2		179-3		179-4		228-1	
l		(0.14m)		(0.3m)		(0.4m)		(0.25m)		(0.225m)		(0.33m)		(0.4m)		(0.8m)		(0.36m)		(0.2m)	
Position (m)		102.33		107.55		110.40		122.18		128.17		123.72		125.12		126.42		129.00		140.00	
Faciès		Contact.		Gab.Folié		Diorite		Diorite		Diorite		Gab. Qz		Pyr. 2/a		S.massifs		Diorite		B.f.inf.	
SiO2	%	--	46.30	65.30	62.80	63.90	59.90	44.40	--	63.10	62.10										
Al2O3	%	--	20.30	16.30	17.40	16.40	16.40	7.90	--	15.70	13.60										
Fe2O3	%	--	13.20	6.87	6.25	6.98	7.95	12.60	--	7.76	10.30										
MgO	%	--	4.40	1.66	1.44	1.62	1.95	20.10	--	1.53	1.91										
CaO	%	--	4.90	0.96	0.68	0.68	3.00	8.14	--	0.68	8.49										
Na2O	%	--	4.68	2.99	1.86	2.37	3.61	0.10	--	2.09	0.80										
K2O	%	--	0.75	3.98	5.18	4.07	2.68	0.02	--	4.49	0.13										
TiO2	%	--	1.15	0.60	0.62	0.61	0.59	0.52	--	0.56	0.53										
MnO	%	--	0.15	0.08	0.06	0.09	0.15	0.31	--	0.13	0.17										
P2O5	%	--	0.11	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	--	0.05	0.06										
P.A.F.	%	--	3.41	1.90	2.31	2.34	1.59	5.02	--	1.88	2.56										
Total	%	--	99.35	100.68	98.65	99.11	97.87	99.14	--	97.97	100.65										
Ba	ppm	116	104	870	781	623	543	16	4	874	34										
Ce	ppm	24	64	59	69	69	49	4	<3	71	44										
Co	ppm	474	29	16	20	16	17	76	1200	15	22										
Cu	ppm	4.13%	32	21	26	23	17	98	7800	18	219										
La	ppm	13	37	34	40	42	22	<2	<2	38	20										
Nd	ppm	50	<25	<25	<25	<25	35	25	<25	45	55										
Ni	ppm	6.92%	28	39	44	35	35	864	5.71%	31	57										
Pb	ppm	<12	<12	13	37	13	18	<12	<12	29	<12										
V	ppm	250	256	85	85	79	57	156	50	54	58										
Zn	ppm	331	103	52	50	54	83	130	140	90	63										
Rb	ppm	96	13	110	180	140	98	<3	<3	170	4										
Sr	ppm	720	430	78	63	59	330	6	10	92	350										
Y	ppm	34	16	5	7	6	21	26	75	18	10										
Zr	ppm	120	210	180	200	180	230	36	5	190	130										
Sb	ppm	5.3	0.2	0.2	0.2	<0.1	--	--	0.9	--	--										
U	ppm	1.2	2.5	2.4	3.1	2.5	--	--	0.5	--	--										
Cr	ppm	61	52	84	92	16	101	2400	9	85	99										
S	%	8.86	<0.01	0.42	0.48	0.31	0.01	<0.01	39.50	0.10	1.80										
Ag	ppm	12	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.4	<0.5	<0.5										
Au	ppb	3700	<5	<5	<5	<5	<5	<5	23	<5	3										
Pd	ppb	1650	11	13	<6	9	<6	14	1836	<6	<5										
Pt	ppb	<6	<6	<6	<6	<6	<6	8	1536	<6	<5										
Rh	ppb	<6	6	8	<6	6	<6	<6	240	<6	2										
Ir	ppb	--	--	--	--	--	--	--	101	--	0.3										
Ru	ppb	--	--	--	--	--	--	--	517	--	<5										
Os	ppb	--	--	--	--	--	--	--	112	--	<3										

l= longueur analysée de la carotte de forage

Tableau 4.23 : Résultats analytiques partiels de l'intrusion ultramafique R1, forage 160-172.

Intrusion N°	R1	R1		R1	R1	R1	R1	R1	R1	R1	R1	R1	R1	R1
N° Ech.	172-2	172-3	172-4	172-5	172-6	172-7	172-8	172-9	172-10	172-11	172-12	172-13	172-14	172-15
l	(0.15m)	(0.26m)	(0.3m)	(0.34m)	(0.45m)	(0.33m)	(0.31m)	(0.22m)	(0.18m)	(0.2m)	(0.3m)	(0.4m)	(0.4m)	(0.3m)
Position (m)	97.87	104.14	105.29	116.15	117.33	118.16	122.43	124.41	128.94	130.5	133.75	135.41	136.41	140.15
Faciès	Shiste	Chl.	Trém.	Sul.	Sul.	Shiste	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Pér.	Schiste	Sul. mas
Ba ppm	6	5	9	2	4	5	3	3	2	12	4	8	9	4
Co ppm	72	60	215	1100	1700	110	255	242	139	146	103	127	402	754
Cu ppm	250	23600	15400	0.62%	0.36%	980	3600	2000	1300	431	246	968	0.40%	0.33%
Ni ppm	1500	119	302	9.71%	6.63%	3700	8600	7000	3300	3300	2100	3300	2.89%	3.03%
V ppm	89	100	71	42	52	62	85	67	84	123	161	152	67	68
Zn ppm	73	57	161	218	108	58	73	58	57	73	84	88	87	93
Y ppm	—	22	—	75	53	<3	6	10	6	9	8	9	15	11
Zr ppm	—	38	—	9	9	23	23	22	28	31	33	33	26	16
U ppm	0.2	<3	3.6	0.3	0.2	<0.2	<3	0.2	<0.23	<0.2	0.2	0.2	<0.2	<3
As ppm	100	—	<1	14	7	<1	—	1	<1	<1	<1	1	7	—
Ag ppm	<0.5	9.3	6.8	2.9	2	<0.5	1.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	3.9	1.8
Au ppb	<5	59	86	22	11	<5	34	12	6	<5	<5	<5	22	25
Sb ppb	0.9	—	0.3	3.1	5.1	0.6	—	1.1	0.5	0.3	0.3	0.6	0.4	—
Cr ppb	2200	76	173	526	1000	4000	3200	2100	3500	3200	3100	2600	2800	2000
S %	0.05	5.86	10.30	31.20	28.50	1.15	3.26	3.64	0.94	0.66	0.42	0.83	3.77	13.00
Ag ppm	<0.5	9.3	6.8	2.9	2	<0.5	1.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	3.9	1.8
Au ppb	<5	59	86	22	11	<5	34	12	6	<5	<5	<5	22	25
Pd ppb	18	34	11	1875	2525	26	783	300	158	19	11	31	235	4505
Pt ppb	7	20	<6	4528	3015	8	258	55	45	7	<6	9	124	1370
Rh ppb	<6	2	<6	440	260	<6	23	9	9	<6	<6	<6	14	38
Ir ppb	—	<0.1	—	202	102	—	16	—	—	—	—	—	—	117
Ru ppb	—	<5	—	1103	559	—	115	—	—	—	—	—	—	626
Os ppb	—	4	—	235	116	—	26	—	—	—	—	—	—	138
Re ppb	—	<5	—	702	452	—	13	—	—	—	—	—	—	88
Ni/Cu	6.00	0.01	0.02	15.66	18.42	3.78	2.39	3.50	2.54	7.66	8.54	3.41	7.23	9.18
Pd/Pt	2.57	1.70	—	0.41	0.84	3.25	3.03	5.45	3.51	2.71	—	3.44	1.90	3.29
Pd/Ir	—	—	—	9.28	24.75	—	48.94	—	—	—	—	—	—	38.50

l= longueur analysée de la carotte de forage

Tableau 4.24 : Résultats analytiques de l'intrusion ultramafique R2 (forage 160-228).

Intrusion N°			R2	R2	R2	R2	
N° Ech.			228-3	228-4	228-5	228-6	228-7
l			(0.62m)	(0.22m)	(0.28m)	(0.22m)	(0.18m)
Position (m)			162.56	164.83	176.00	196.55	207.46
Faciès			Biotitite	Pyr.	Péridotite	Dunite	Péridotite
SiO ₂	%		42.10	37.40	48.50	40.50	45.70
Al ₂ O ₃	%		19.30	19.70	4.93	4.83	4.93
Fe ₂ O ₃	%		13.70	14.40	9.94	10.50	10.40
MgO	%		7.69	10.40	24.50	30.30	28.20
CaO	%		5.47	11.40	6.35	1.46	2.60
Na ₂ O	%		1.76	0.18	0.10	0.63	0.10
K ₂ O	%		5.81	1.32	0.01	0.02	0.01
TiO ₂	%		1.85	1.33	0.32	0.23	0.29
MnO	%		0.12	0.18	0.13	0.13	0.13
P ₂ O ₅	%		0.08	0.08	0.01	0.02	0.02
P.A.F.	%		2.24	4.36	5.65	10.90	7.84
Total	%		100.12	100.75	100.44	99.52	100.22
Ba	ppm		508	117	12	8	6
Ce	ppm		238	46	<3	<3	4
Co	ppm		38	51	109	107	106
Cu	ppm		31	118	146	97	153
Ni	ppm		174	171	1500	1800	1700
Pb	ppm		18	<12	<12	<12	<12
V	ppm		14	368	103	82	116
Zn	ppm		83	97	66	65	65
Rb	ppm		--	--	<3	<3	<3
Sr	ppm		--	--	3	15	12
Y	ppm		--	--	5	4	8
Zr	ppm		--	--	24	19	22
U	ppm		--	1.4	<0.2	<0.2	5
Cr	ppm		323	631	3500	3700	3000
S	%		<0.01	0.03	0.50	0.14	0.39
Au	ppb		<5	<5	<5	<5	--
Pd	ppb		20	<6	<6	<6	35
Pt	ppb		12	<6	<6	<6	35
Rh	ppb		2	<6	<6	<6	26
Ir	ppb		0.3	--	--	--	2.2
Ru	ppb		<5	--	--	--	<5
Os	ppb		<3	--	--	--	<3

l= longueur analysée de la carotte de forage

Tableau 4.25 : Résultats analytiques partiels des échantillons de l'intrusion ultramafique R3 et de ses encaissants (forage 160-236).

N°	N° Ech.	Faciès	Position	Ni	Cu	S	Pt	Pd	Ni/Cu	Pd/Pt
Intrusion	236-		mètres	ppm	ppm	%	ppb	ppb		
	4	Chert	358.00	490	3020	0.34	10	142	0.16	14.20
	5	Siltstone, 40% s.	358.41	3.68%	0.32%	9.33	180	546	11.43	3.03
R3	6	Sulfures >50%	358.69	10.29%	0.75%	14.47	610	1189	13.78	1.95
R3	7	Schiste talc,1% s.	359.18	3110	960	1.16	20	74	3.24	3.70
R3	8	Péridotite, 5% s.	360.15	4730	1180	1.93	90	267	4.01	2.97
R3	9	Péridotite, 5% s.	361.15	5460	1210	2.24	240	646	4.51	2.69
R3	10	Péridotite, 5% s.	362.15	4470	840	1.45	150	303	5.32	2.02
R3	11	Dunite, 5% s.	363.15	6110	1250	1.76	240	565	4.89	2.35
R3	12	Péridotite, 10% s.	364.20	7410	2150	2.15	280	769	3.45	2.75
R3	13	Péridotite, 20% s.	365.40	1.33%	0.36%	4.02	10	15	3.67	1.50
R3	14	Péridotite, 35% s.	366.40	3.22%	0.91%	8.92	610	2256	3.54	3.70
R3	15	Péridotite, 40% s.	367.28	3.83%	0.90%	10.29	780	2132	4.26	2.73
R3	16	Péridotite, 40% s.	368.70	3.52%	1.04%	10.41	900	2255	3.38	2.51
R3	17	Péridotite, 20% s.	370.20	2.62%	0.74%	8.25	550	1693	3.54	3.08
R3	18	Péridotite, 20% s.	371.50	1.82%	0.58%	6.36	620	1246	3.13	2.01
R3	19	Péridotite, 45% s.	372.90	3.88%	0.53%	12.05	980	1648	7.39	1.68
R3	20	>50% s.	373.89	11.20%	0.54%	36.65	450	631	20.82	1.40
	21	Chert	374.16	580	2460	0.36	20	9	0.24	0.45

* analyses effectuées à Chimitec.

Tableau 4.26 : Résultats analytiques des échantillons de l'intrusion ultramafique R4 (forage 160-236).

Intrusion N°		R4	R4	R4	R4	
N° Ech.		236-22	236-23	236-24	236-25	236-26
l		(0.37m)	(0.35m)	(0.2m)	(0.38m)	(0.1m)
Position (m)		377.92	380.66	395.75	433.08	443.00
Faciès		b.f.sup.	Pér.	Dunite	Pér.	Chl.
SiO ₂	%	47.00	48.60	39.60	44.50	30.00
Al ₂ O ₃	%	9.29	5.15	3.33	5.46	18.10
Fe ₂ O ₃	%	12.20	9.83	11.50	11.80	17.60
MgO	%	14.40	23.40	33.30	24.50	20.00
CaO	%	12.90	8.76	0.55	6.37	3.18
Na ₂ O	%	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
K ₂ O	%	0.20	0.01	0.01	0.02	0.01
TiO ₂	%	0.68	0.30	0.20	0.35	2.29
MnO	%	0.14	0.14	0.13	0.17	0.29
P ₂ O ₅	%	0.05	0.02	0.01	0.25	0.18
P.A.F.	%	2.77	4.92	11.50	6.79	8.89
Total	%	99.73	101.23	100.23	100.31	100.64
Ba	ppm	61	14	13	10	16
Ce	ppm	5	<3	<3	7	24
Co	ppm	62	78	111	151	76
Cu	ppm	18	50	222	124	81
La	ppm	4	<2	<2	<2	11
Nd	ppm	<25	35	<25	45	155
Ni	ppm	400	806	2100	2500	157
V	ppm	264	101	79	137	293
Zn	ppm	61	60	62	78	168
Nb	ppm	8	6	6	7	18
Y	ppm	6	5	3	15	25
Zr	ppm	53	23	15	26	110
Sr	ppm	240	5	7	16	75
U	ppm	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
As	ppm	<1	3	17	1	<1
Sb	ppm	0.9	<1	<1	1.7	0.2
Cr	ppm	1042	1800	3800	2200	124
S	%	0.01	0.01	0.12	0.61	<0.01
Au	ppb	<5	<5	<5	<5	<5
Ag	ppm	<0.5	<.5	<.5	<.5	<0.5
Pd	ppb	---	<6	7	<6	11
Pt	ppb	---	<6	<6	<6	6
Rh	ppb	---	<6	<6	<6	<1
Ir	ppb	---	---	---	---	<.1
Ru	ppb	---	---	---	---	<5
Os	ppb	---	---	---	---	<3
Ni/Cu		22.22	16.12	9.46	20.16	1.94

l= longueur analysée de la carotte de forage

Tableau 4.27 : Résultats analytiques des roches sédimentaires situées dans l'encaissant des intrusions du secteur de Donaldson Est.

Situation		sup. R1	entre G1 et R2		entre R2 et R3		
N° Ech.		172-1	228-1b	228-2	236-1	236-2	236-3
l		(0.2m)	(0.15m)	(0.35m)	(0.5m)	(0.23m)	(0.6m)
Position (m)		92.44	140.18	145.50	321.60	343.92	357.30
Faciès		Phyllade	Chert	Sst lité	Epidotite	Chert	Chert
SiO ₂	%	--	--	--	38.70	67.10	61.60
Al ₂ O ₃	%	--	--	--	17.50	18.10	17.50
Fe ₂ O ₃	%	--	--	--	11.30	1.38	5.45
MgO	%	--	--	--	12.10	1.21	2.96
CaO	%	--	--	--	9.81	1.01	0.91
Na ₂ O	%	--	--	--	0.10	9.93	5.14
K ₂ O	%	--	--	--	3.63	0.54	3.72
TiO ₂	%	--	--	--	2.26	0.67	0.61
MnO	%	--	--	--	0.11	0.01	0.03
P ₂ O ₅	%	--	--	--	0.22	0.06	0.06
P.A.F.	%	--	--	--	3.65	0.63	2.56
Total	%	--	--	--	99.38	100.64	100.54
Ba	ppm	46	40	68	934	53	672
Ce	ppm	19	38	<3	44	10	77
Co	ppm	13	69	74	47	5	13
Cu	ppm	237	401	550	74	307	1900
Nd	ppm	45	40	<25	175	40	<25
Ni	ppm	157	97	3100	379	21	333
Pb	ppm	<12	<12	167	<12	<12	<12
V	ppm	128	55	1500	312	69	146
Zn	ppm	113	61	57	72	13	37
Rb	ppm	--	5	170	120	10	120
Sr	ppm	--	210	71	340	96	69
Y	ppm	--	14	29	28	3	13
Zr	ppm	--	120	180	150	210	200
U	ppm	4.6	4	10	0.9	3	4
Sb	ppm	<0.1	--	0.2	0.4	2	<0.1
Cr	ppm	161	--	109	315	165	109
S	%	3.40	5.94	0.71	<.01	0.20	0.20
Ag	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.2
Au	ppb	<5	--	<5	6	<5	5
Pd	ppb	<6	10	12	<5	8	19
Pt	ppb	<6	<6	<6	<5	<6	<6
Rh	ppb	<6	7	--	5	<6	<6
Ir	ppb	--	--	--	<0.1	--	--
Ru	ppb	--	--	--	36	--	--
Os	ppb	--	--	--	<3	--	--

l= longueur analysée de la carotte de forage

Tableau 4.28 : Résultats analytiques des dykes de lamprophyre (Kersantite).

N° Ech.		228-8	228-9	228-10
l		(0.4m)	(0.2m)	(0.24m)
Position (m)		213.55	222.1	226.42
Faciès		Kersantite centre	Kersantite bordure figée	Kersantite bordure figée
SiO ₂	%	37.30	48.00	47.40
Al ₂ O ₃	%	19.70	15.30	16.30
Fe ₂ O ₃	%	13.80	11.30	13.30
MgO	%	10.70	6.89	8.05
CaO	%	10.50	3.73	3.49
Na ₂ O	%	0.29	4.83	3.25
K ₂ O	%	0.97	1.40	3.56
TiO ₂	%	2.20	1.93	1.68
MnO	%	0.24	0.14	0.16
P ₂ O ₅	%	0.20	0.21	0.15
P.A.F.	%	5.16	3.11	3.00
Total	%	101.06	96.84	100.34
Ba	ppm	475	174	485
Ce	ppm	31	34	23
Co	ppm	56	50	52
Cu	ppm	67	69	131
Ni	ppm	100	94	102
Pb	ppm	<12	<12	18
V	ppm	297	315	232
Zn	ppm	103	224	154
Rb	ppm	19	36	—
Sr	ppm	860	74	—
Y	ppm	25	17	—
Zr	ppm	130	120	—
U	ppm	0.3	0.5	0.5
Cr	ppm	161	201	116
S	%	<0.01	0.71	0.70
Ag	ppm	<5	<5	<5
Pd	ppb	<6	—	<6
Pt	ppb	<6	—	<6
Rh	ppb	<6	—	<6
Ir	ppb	—	—	—
Ru	ppb	—	—	—
Os	ppb	—	—	—
Ni/Cu		1.49	1.36	0.78

l= longueur analysée de la carotte de forage

Figure 4.68 : Colonne géologique et variations des teneurs Ni, Cu, Co, Cr, S, Pd et Pt dans la partie du forage 160-172 qui intercepte l'intrusion ultramafique R1, le filon-couche G1 et les horizons minéralisés R1A et R1B.

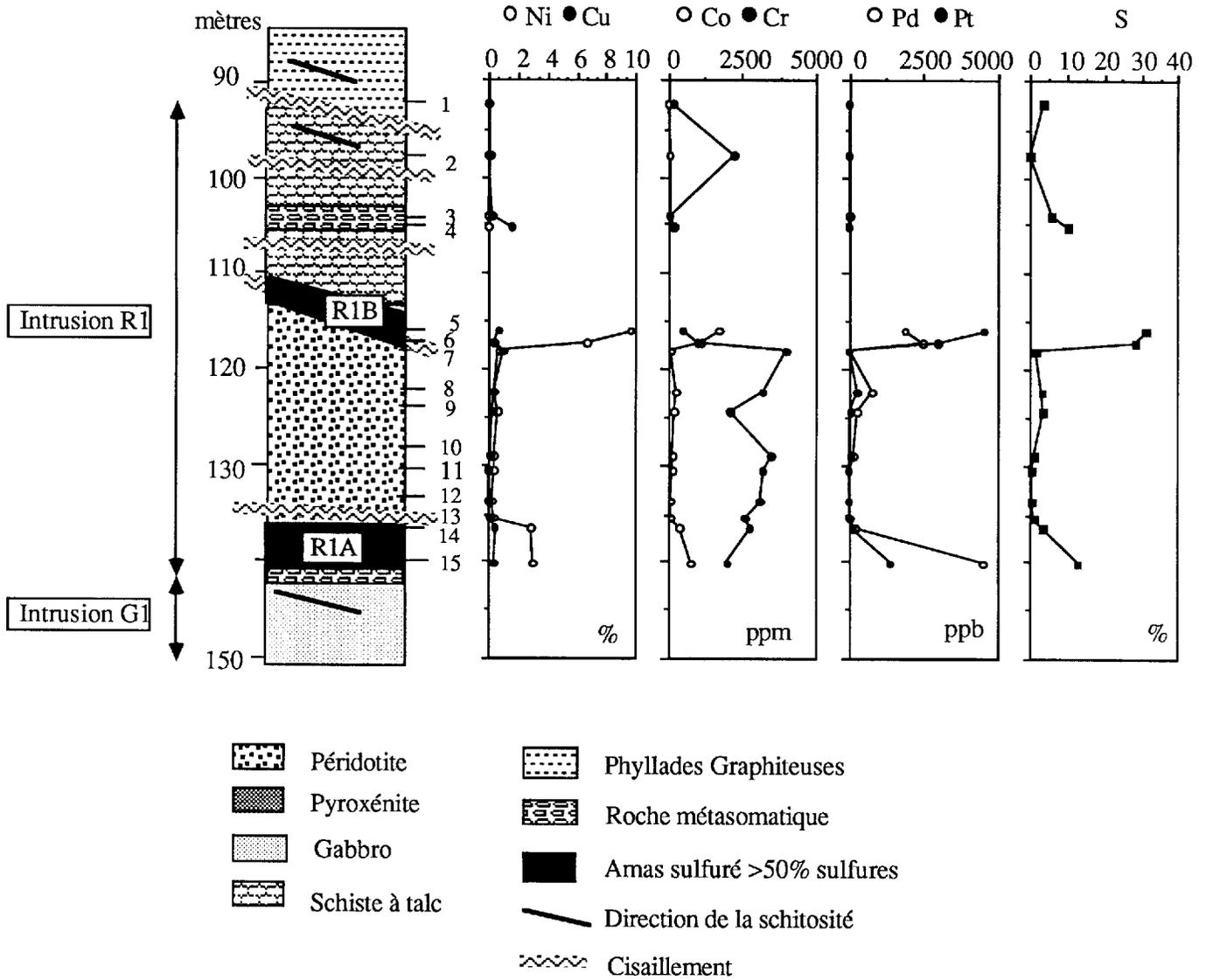


Figure 4.69 : Colonnes géologiques et variations des teneurs en MgO, Al₂O₃, Ni, Cu, Co, Cr, Pd et Pt dans la partie des forages 160-181 et 160-179 qui intercepte l'intrusion ultramafique R1, le filon-couche G1 et les horizons minéralisés R1C et R1D.

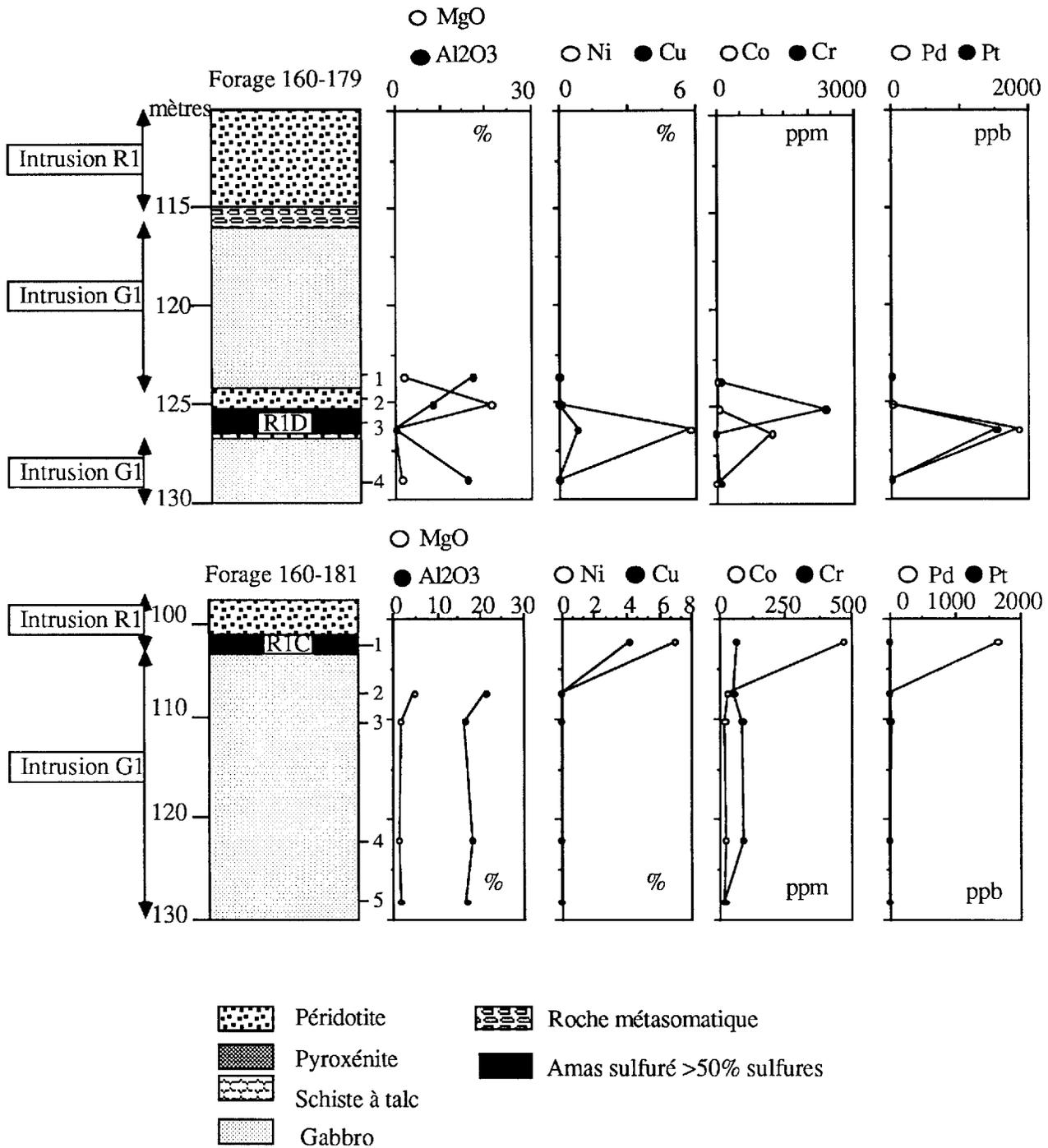




Figure 4.70 : Microphotographie en lumière réfléchie (x 2,5, l = 4,5 mm) de l'échantillon 172-5 (horizon minéralisé R1B) illustrant l'horizon de sulfures massifs, constitué surtout de pyrrhotite (Po) et de pentlandite (Pn) recristallisée. Noter la présence de fragments déformés de péridotite.



Figure 4.71 : Microphotographie en lumière réfléchie des sulfures massifs (x 2,5, l = 4,5 mm, éch. 172-5) de l'horizon minéralisé R1B. Ces derniers sont composés de pyrrhotite (Po) et de pentlandite (Pn) qui définissent une lamination d'origine métamorphique.

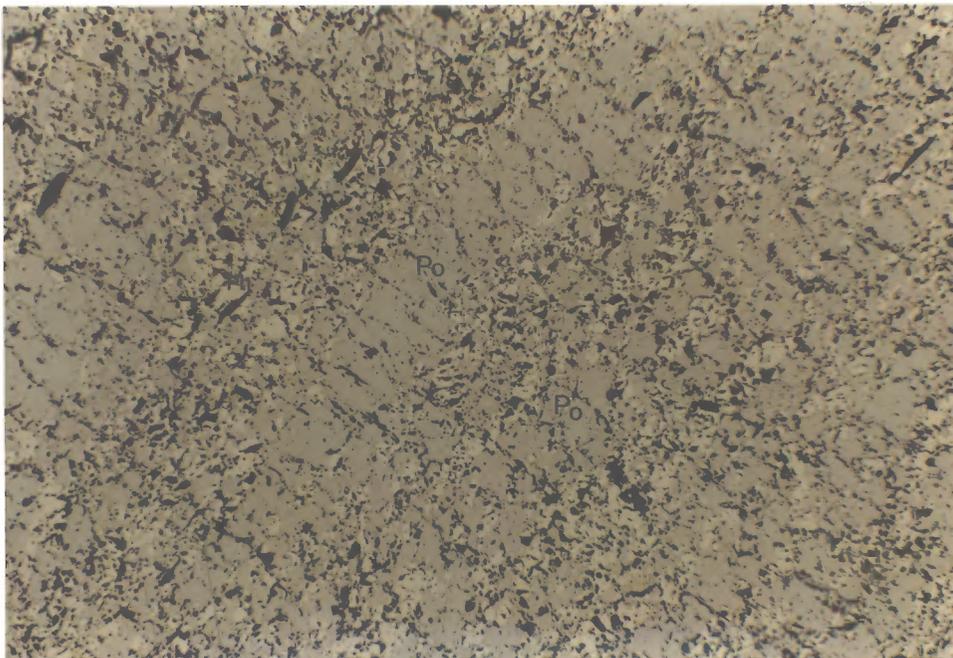


Figure 4.72 : Colonne géologique et variations des teneurs en Ni, Cu, Co, Cr, Pd et Pt dans la partie du forage 160-228 qui intercepte le filon-couche G1 et l'intrusion ultramafique R2.

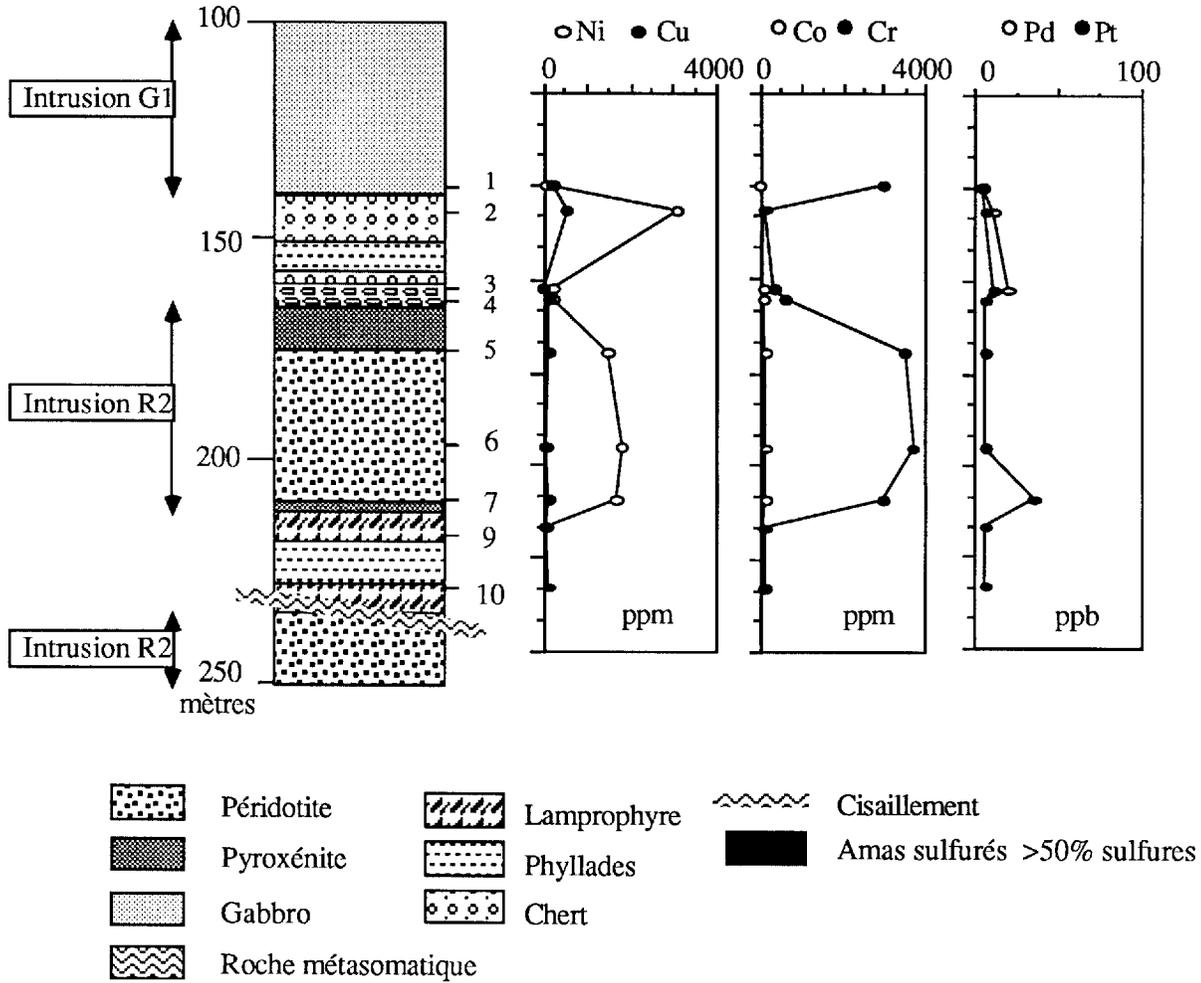


Figure 4.73 : Colonne géologique et variations des teneurs en Ni, Cu, Pd, Pt, S dans la partie du forage 160-236 qui intercepte les intrusions ultramafiques R2, R3 et R4 et les horizons minéralisés R3A et R3B.

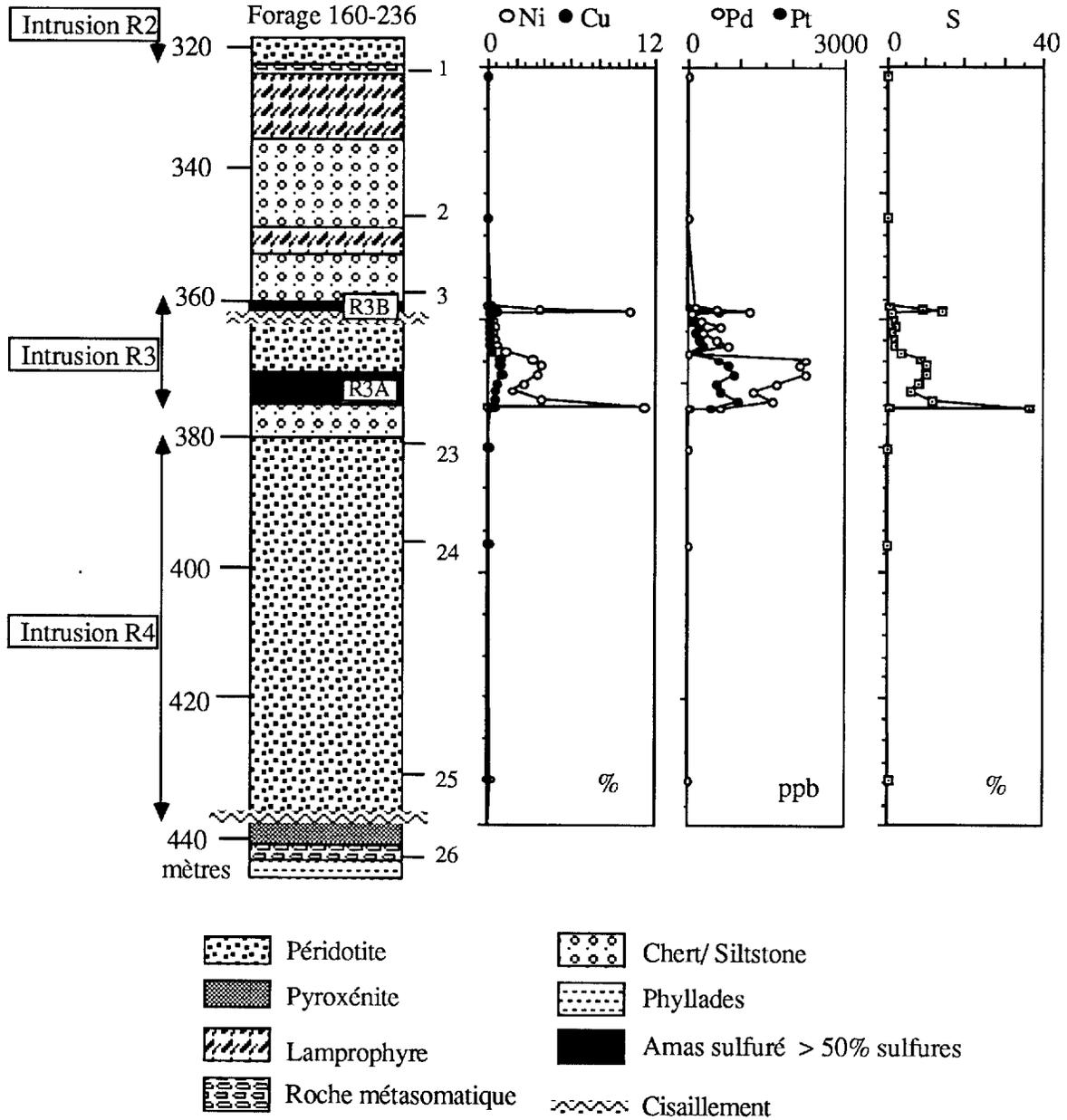


Figure 4.74 : Microphotographie en lumière réfléchie (x 100, l = 0,11 mm), de l'échantillon 236-20 provenant de l'horizon minéralisé R3B. Celle-ci illustre des minéraux non-identifiés du groupe des platinoïdes (1-2) en inclusions dans de la pyrrhotite (Po), de la pentlandite (Pn) et de la chalcopryrite (Cp).

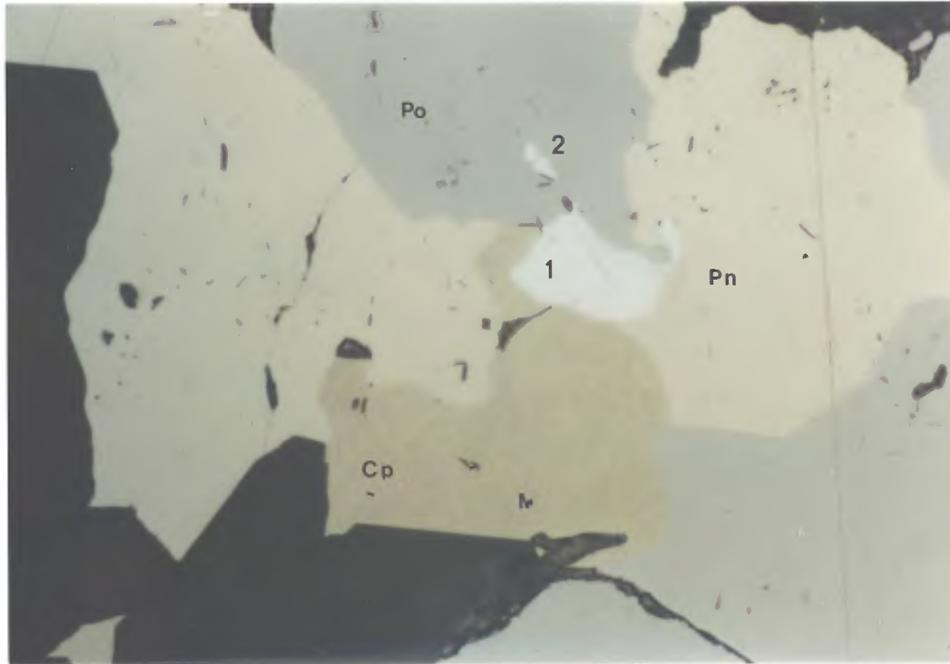


Figure 4.75 : Microphotographie en lumière réfléchie (x 2,5, l = 4,5 mm) de l'horizon de sulfures massifs, situé au sommet de l'intrusion R3, (éch. 236-5, R3A). Celui-ci est constitué essentiellement de pyrrhotite (Po) à texture granoblastique et de porphyroblastes de pentlandite (Pn).



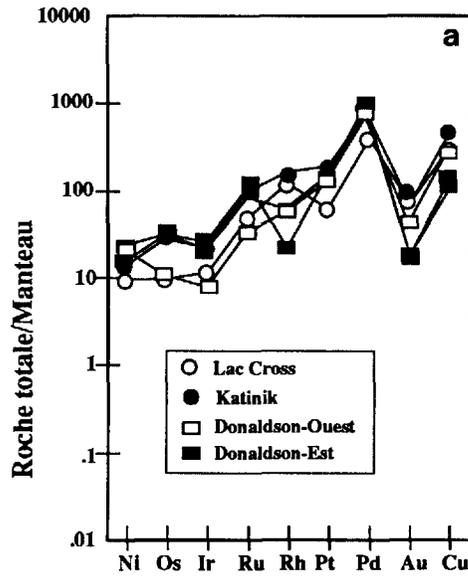


Figure 4.76a : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour la moyenne des échantillons provenant des gîtes du lac Cross, Katinik et Donaldson.

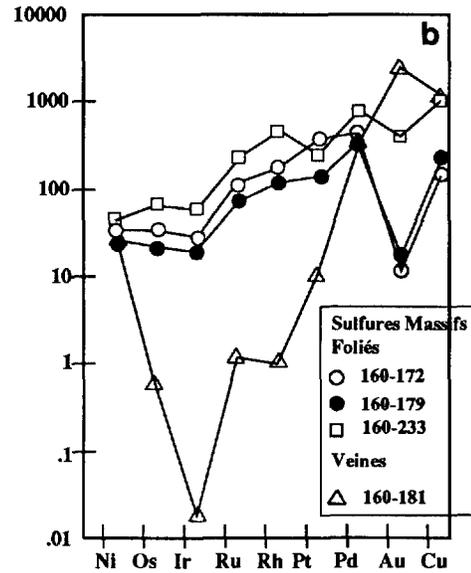


Figure 4.76b : Valeurs Ni, Cu, EGP pour la moyenne des échantillons provenant des sulfures remobilisés retrouvés à Donaldson-Est.

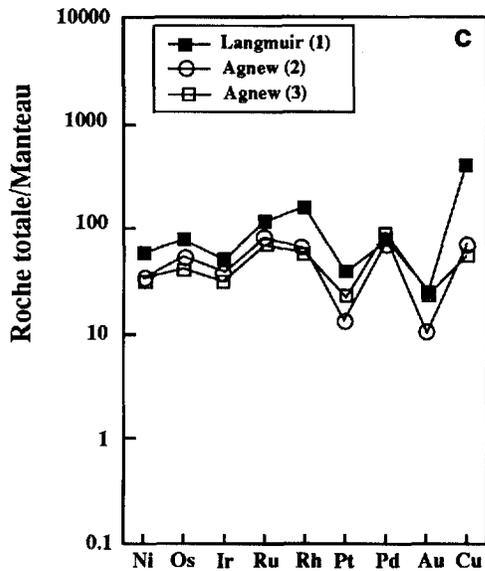


Figure 4.76c : Langmuir (1) et de Agnew (3) sont des sulfures massifs remobilisés parfois brèchiques. Agnew (2) provient de sulfures massifs normaux. Langmuir (Green et al., 1981) et Agnew (Barnes et al., 1988).

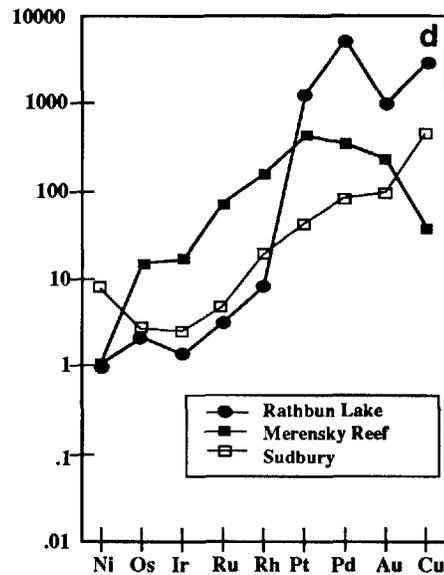


Figure 4.76d : Profils du Merensky Reef, du gîte hydrothermal de Rathbun Lake (Rowell et al., 1986) et de Sudbury (Naldrett et al., 1976).

contrôlés par la distribution à la fois de l'olivine, de la chromite et des phases sulfurées immiscibles reliées aux magmas ultramafiques (Barnes et al, 1985).

Ainsi dans les gîtes de ségrégation magmatique, les épisodes de cristallisation apparaissent les suivants:

1. Cristallisation et ségrégation d'olivine, de ferrochromite cumulus et ou de pyrrhotite et de pentlandite.
2. Cristallisation post-cumulus de pyrrhotite, de pentlandite, de pyroxène et de phlogopite.
3. Serpentinisation, formation des veinules de magnétite et redistribution locale des sulfures.
4. Métamorphisme et déformation des roches.
5. Remplacement éventuel des phases préexistantes par d'autres sulfures lors de mécanismes métasomatiques tardifs.

Dans ces gîtes, l'existence d'une très forte corrélation entre la quantité de Ni - Cu - EGP et la quantité de sulfures révèle la forte affinité de ces éléments pour le soufre et en conséquence l'influence des mécanismes qui contrôlent la saturation en soufre d'un magma donné. Dans le cas de l'intrusion ultramafique du lac Cross, il semble que la saturation en soufre a été atteinte alors que les liquides hautement magnésiens étaient encore très peu différenciés. Quant au mécanisme de saturation en soufre, nous verrons plus loin qu'il est probablement d'origine magmatique, bien qu'il demeure possible qu'une partie du soufre provienne des roches sédimentaires encaissantes.

Enfin, sur le flanc sud du synforme de lac Cross, les résultats analytiques montrent que les gîtes les plus enrichis en nickel, cuivre, cobalt et EGP se situent à l'interface entre la pyroxénite basale et la péridotite, alors que les gîtes encaissés plus haut dans l'intrusion semblent de moins en moins enrichis. Cette observation suggère un appauvrissement progressif en Ni - Cu - EGP des liquides magmatiques suite à la précipitation de ces éléments par des mécanismes d'immiscibilité. La diminution des teneurs en Ir - Rh et dans une moindre mesure en Pt - Pd de la base au sommet de la séquence ultramafique à mafique (par exemple dans la coupe BB') évoque également l'influence des fractionnements (cristallisation fractionnée, formation des cumulats) sur la distribution des EGP dans les séquences silicatée et les amas sulfurés. Dans les coupes AA' et BB' et dans l'indice C1, les rapports Pd/Pt varient de 1.33 à 4.08 et

atteignent un maximum de 5.5 dans l'indice C2. Ces valeurs montrent que sur le flanc sud du synforme de lac Cross, la distribution des EGP est essentiellement d'origine magmatique. Dans la zone axiale du synforme de lac Cross (indice Cr2), les teneurs en palladium versus les teneurs en platine augmentent également lorsqu'on passe de la bordure (Pd/Pt = 1.06) vers le centre (Pd/Pt = 7.5) de l'intrusion. Outre l'influence des mécanismes de fractionnement sur l'évolution des ces rapports, les fortes valeurs atteintes par le rapport Pd/Pt indiquent l'influence probable de mécanismes de remobilisation des EGP, d'ailleurs attestée par le remplacement des silicates primaires et des silicates d'altération par des générations tardives de sulfure.

4.4.1.2 Les gîtes remobilisés

Les gîtes de type 2a associés à des zones de cisaillement se retrouvent au sommet de l'intrusion R1, au sommet de l'intrusion R3 et dans les zones D8 et D9 de Delta. Ces gîtes sont composés des mêmes sulfures que le type 1 mais ceux-ci sont intimement associés aux silicates d'altération. Les sulfures sont alors localisés dans les clivages des cristaux de pyroxène trémolitisé et représentent des sulfures remobilisés de leur site original. Les minéraux hôtes d'EGP semblent le plus souvent associés à ce type. Cette redistribution peut résulter du métamorphisme régional ou de l'action de fluides deutériques ou hydrothermaux. Dans les deux premiers cas, les minéralisations sont associées à des schistes à talc et calcite et sont constituées de sulfures massifs dans lesquels baignent des fragments de roches encaissantes. Les contacts avec les roches encaissantes sont très nets. A Donaldson est, les fragments sont déformés et leur forme suggère un mouvement de cisaillement dextre. Les sulfures présentent des textures de recristallisation et possèdent une bonne foliation métamorphique. Ils sont constitués de pyrrhotite et de pentlandite sous forme de porphyroblastes ou de minces horizons parallèles qui peuvent définir les plans C. Près du contact avec les roches encaissantes ils comprennent également de la chalcopyrite et de minces niveaux enrichis en pyrite. Au point de vue géochimique, les teneurs en nickel et en EGP sont élevées, tout comme les teneurs en soufre. Les valeurs des rapports Ni/Cu (R1B = 17.04, R3A = 13.78), Pd/Pt (R1B = 0.61, R3A = 1.95) et Pd/Ir (R1B = 16.9) évoquent des minéralisations d'origine magmatique. Les textures observées montrent qu'ils ont été déformés et leur position près du sommet des intrusions R1 et R3 implique un certain transport, surtout si on admet leur origine magmatique et qu'ils se sont initialement déposés à la

base des intrusions. Toutefois les remobilisations ont dû s'effectuer sous des conditions qui ont permis de préserver les caractères magmatiques primaires, notamment l'abondance des éléments Ir, Ru, Os qui ne sont théoriquement presque pas mobiles. Ainsi les remobilisations semblent avoir été davantage contrôlées par des processus tectoniques et non pas par des processus hydrothermaux.

Dans les zones D8 et D9, les lentilles de sulfures massifs de type brèche, probablement produites par un magma de composition ultramafique (Giovenazzo et al., 1988), présentent de nombreuses évidences de remobilisation dans les couloirs de déformation reliés aux cisaillements. En effet, il n'y a pas de sulfures postcumulus (en filet) ou disséminés dans les roches mafiques et ultramafiques situées à proximité. La zone sulfurée D8 est en contact net avec une intrusion ultramafique et les gabbros de l'intrusion Delta 1C, tandis que les sulfures massifs de la zone D9 située à 0.9 kilomètres plus à l'est sont situés entre des siltstones et du gabbro. Les contacts avec les sulfures massifs sont nets et souvent cisailés. Les fragments des diverses roches encaissantes contenues dans les zones de sulfures massifs sont partiellement corrodés par des sulfures. Les sulfures possèdent des textures granoblastiques et porphyroblastiques, ainsi qu'une foliation parallèle aux contacts avec les roches encaissantes avec des bandes alternativement riches en pentlandite et en pyrrhotite. La chalcopryrite se concentre surtout autour des fragments, aux contacts avec les roches encaissantes et dans des veinules tardives provoquant une zonation dans la distribution du cuivre. Des zones de mylonites et des cisaillements, adjacents aux zones minéralisées, affectent les gabbros de l'intrusion Delta 1C.

Les gîtes de type 2b associés aux horizons métasomatiques ont été reconnus au contact de l'intrusion R1 avec l'intrusion de gabbro-diorite G1. L'horizon métasomatique est constitué de minéraux d'altération secondaires tels la trémolite, la zoïsite et la chlorite avec lesquels les sulfures sont contemporains. Les sulfures sont essentiellement constitués de chalcopryrite, de pyrrhotite, de pyrite et de pentlandite qui sont en intercroissance avec les cristaux de trémolite. Seule la pyrite présente des formes automorphes. Au point de vue géochimique, les teneurs en Ni, Cu, Co, Ag, Au et Pd ne ressemblent pas du tout à celles des autres types de minéralisation précédemment décrits. Les teneurs élevées en argent (12 ppm) et en or (3.7 ppm) lui confèrent une signature particulière. Le rapport Pd/Pt > 330 suggère une forte mobilisation du palladium par rapport au platine et nous croyons que les fluides

responsables de la métasomatation de la roche hôte ont probablement transporté et redéposé les métaux nobles. Il s'agirait donc de minéralisation hydrothermale mais la source des métaux reste quand même les intrusions ultramafiques et les amas sulfurés qui leurs sont associés.

Les amas sulfurés remobilisés et localisés dans des cisaillements (figure 4.76b; Donaldson-Est) présentent des profils de Ni - EGP - Cu normalisés au manteau similaires aux gîtes peu remobilisés. Cependant, si on compare les figures 4.76a et b, on observe que les sulfures remobilisés possèdent des valeurs plus erratiques pour l'or et le Cu. Les éléments Cu, Au, Pd et Pt, qui sont les plus mobiles, ont tendance à s'enrichir dans les veines et nous pouvons observer que l'une de ces veines, illustrée sur la figure 4.76b, est particulièrement déprimée en Ir-Os-Ru et Rh, mais par contre relativement enrichie en Pd, Au et Cu. Si on compare ces spectres avec un profil provenant d'un gîte réputé pour être d'origine hydrothermale (figure 4.76d; Rathbun Lake), nous remarquons d'étroites similitudes entre ce profil et celui représenté par les veines de cuivre.

4.4.2 Discussion : comportement des EGP dans les séquences ultramafiques et genèse des gîtes de Ni-Cu-EGP

4.4.2.1. Les séquences ultramafiques de l'horizon de Raglan

À Katinik et le long de la coupe Cr4 du conduit nourricier de lac Cross, les profils de EGP normalisés au manteau des roches minéralisées (figure 4.77) sont à peu près similaires entre eux et semblables à ceux des sulfures massifs d'origine magmatique normalement rencontrés dans ces types de gîtes. Les profils de EGP des différentes roches demeurent sensiblement parallèles entre eux et à ceux des bordures figées et des pyroxénites basales, gardant en cela le caractère hérité de la fusion partielle. Ils se distinguent surtout par l'augmentation des teneurs absolues en Ni-Cu-EGP dans les cumulats et dans les roches minéralisées en sulfures. Toutefois, ils présentent de nombreuses variations de détail en particulier au niveau du rhodium, du platine, de l'or et surtout du cuivre.

Dans les diagrammes Ni/Cu versus Pd/Ir des figures 4.78 et 4.79, le rapport Pd/Ir demeure pratiquement constant, et l'étalement des points est surtout relié aux variations des rapports Ni/Cu et Cu/Ir. Ainsi à lac Cross et surtout à Katinik, les nuages de points s'étirent du champ des komatiites à celui des basaltes

hautement magnésiens. Ces variations apparaissent provoquées à la fois par la remobilisation du cuivre qui sera déprimé dans certaines roches, entraînant leur déplacement dans le champ des komatiites; et par l'accumulation des cristaux d'olivine dans les péridotites qui induit une forte augmentation des teneurs en nickel et une hausse plus faible des teneurs en iridium. Dans les roches non minéralisées, l'évolution des rapports Pd/Ir, Ni/Cu/ Ni/Pd et Cu/Ir est donc surtout contrôlée par la cristallisation et l'accumulation de l'olivine et de la chromite, et par la remobilisation ultérieure du cuivre. Dans les roches minéralisées, les teneurs en tous les éléments considérés augmentent de manière importante en raison de leur caractère chalcophile. On peut toutefois remarquer à nouveau les effets induits par la mobilité du cuivre alors que le palladium, pourtant réputé mobile, semble inerte. Les valeurs des rapports Pd/Ir et Ni/Pd sont donc uniquement reliées aux mécanismes magmatiques. Ces rapports sont tous inférieurs ou égaux à ceux des liquides effusifs correspondants et permettent de conclure qu'aucune ségrégation de sulfure n'est survenue avant la mise en place des magmas, confirmant les informations fournies par les liquides. Les variations des rapports Ni/Cu et Cu/Ir sont en grande partie tributaires des variations de teneur du cuivre en raison de la mobilité de cet élément au cours des processus post-magmatiques.

Le long de la coupe Cr3 du lac Cross, les sulfures massifs observés apparaissent davantage fractionnés (figure 4.77) que ceux précédemment commentés. Ces fractionnements sont illustrés dans les diagrammes Ni/Cu versus Pd/Ir et Cu/Ir versus Ni/Pd (figure 4.80) où le rapport Pd/Ir d'une partie importante des échantillons prélevés est supérieur au rapport magmatique. De même, certains échantillons voient leur rapport Ni/Pd augmenter de manière significative, ce qui peut s'expliquer par un fractionnement précoce de phases sulfurées avant la formation de ces gîtes et peut-être aussi par une mobilisation du palladium au cours des processus tardimagmatiques. Le cuivre montre aussi les traces d'un lessivage, mais dans une plus faible proportion que précédemment.

Comparés entre eux dans le diagramme discriminant Cu/Ir versus Ni/Pd (figure 4.81a), les échantillons minéralisés de lac Cross (coupe Cr4), Katinik et Donaldson sont relativement groupés à l'intérieur du champ des basaltes komatiitiques. Leur position dans le champ des liquides magmatiques confirme que les sulfures observés résultent du premier fractionnement des liquides sulfurés depuis le liquide parent. Les échantillons minéralisés s'évalent parallèlement au

vecteur défini par le fractionnement de l'olivine impliquant l'influence de ce minéral mais aussi celle de la mobilité du cuivre. Les sulfures les plus remobilisés, les plus appauvris en cuivre, se rapprochent du champ des komatiites et sont plus éparpillés. Le cuivre remobilisé aura tendance à former des veines riches en cuivre autour des amas sulfurés massifs. Les veines ainsi formées, se situent à proximité du champ des veines riches en Cu, ce qui tend à confirmer leur origine hydrothermale. Sur le diagramme Ni/Cu versus Pd/Ir (figure 4.81b), ces mêmes tendances sont observables. Le vecteur qui représente ici le fractionnement de l'olivine est bien marqué et on peut discerner une évolution à partir des gîtes de Donaldson et Katinik vers le gîte du lac Cross qui d'ailleurs est moins magnésien. Ici encore, les sulfures remobilisés se situent dans le champ des komatiites et reflètent une perte en cuivre (rapports Ni/Cu plus élevés) et une perte en palladium (rapport Pd/Ir plus faible). Ces deux éléments mobiles seront plus concentrés dans les veines de nature hydrothermale. Les veines sont représentées par un point sur ce diagramme et leur situation indique un enrichissement en cuivre par rapport au nickel (rapport Ni/Cu faible) et un enrichissement en palladium (rapport Pd/Ir élevé).

Afin d'expliquer la cristallisation et les teneurs en EGP des sulfures, nous avons reporté les points représentatifs des échantillons prélevés à Katinik et le long des coupes Cr3 et Cr4 de lac Cross sur le diagramme Pd versus Cu/Pd (figures 4.82 à 4.84). Ainsi, si en raison des lessivages éventuels du cuivre dans les roches, nous tenons compte des valeurs les plus élevées du rapport Cu/Pd, la position des roches minéralisées de Katinik et de la coupe Cr4 à lac Cross suggère que le rapport R des phases en présence était voisin de 100 pour Katinik et compris entre 500 et 100 pour le lac Cross. Les sulfures formés dans ces deux sites résultent donc d'un fractionnement des liquides sulfurés à partir du magma parent compris entre 0.2 et 1%, expliquant ainsi les teneurs relativement élevées en EGP des amas sulfurés. Le long de la coupe Cr3 (figure 4.84), la dispersion des points est plus grande à cause de la mobilité du cuivre, mais leur position suggère des valeurs de R comprises entre 100 et 1000, confirmant ainsi les résultats précédents. Une très grande quantité de magma a donc dû transiter au travers des conduits pour former les minéralisations visibles aujourd'hui.

Un problème encore non complètement résolu est d'identifier les facteurs qui ont provoqué la saturation en soufre des magmas au niveau des conduits nourriciers de l'horizon de Raglan. A ce propos, deux

théories s'affrontent, l'une consistant à supposer que la saturation en soufre est induite par incorporation de soufre dans les magmas depuis les roches encaissantes (Huppert et Sparks, 1985), notamment les sédiments; l'autre impliquant un processus de saturation uniquement induit par des processus magmatiques. Or, des études portant sur les isotopes de soufre et le rapport Se/S (Eckstrand et al., 1989), montrent qu'il est possible de lever cette ambiguïté. Dans la Fosse de l'Ungava, Tremblay (1990) a ainsi pu montrer que dans l'intrusion de Méquillon, le soufre (S_{34} voisin de 5, et $Se/S \cdot 10^6 = 200$ à 300) était uniquement d'origine juvénile puisque tous les échantillons analysés étaient situés dans le champ du manteau. À lac Cross et à Katinik, plusieurs analyses ont été tentées sur les bordures figées mais la plupart ont fourni des résultats en dessous des seuils de détection pour le soufre et le sélénium, respectivement 50 et 0.1 ppm. Toutefois une analyse réalisée sur la bordure figée de lac Cross au niveau de la coupe Cr4 (éch. Cr4-0) indique un rapport $Se/S \cdot 10^6$ égal à 223.46 suggérant une origine magmatique pour le soufre. L'influence de contamination par les sédiments n'est cependant pas exclue mais nous ne disposons pas des données nécessaires pour en discuter davantage. Le plus simple dans le cas du système lac Cross - Katinik est de supposer une saturation en soufre provoquée par la décompression brutale des magmas et les variations rapides de température au moment de la mise en place des liquides à proximité de la surface ou même en surface dans le cas du lac de lave de Katinik.

4.4.2.2 Les séquences ultramafiques de l'horizon de Delta.

Nous avons vu plus haut que la bordure figée de l'intrusion ultramafique Delta 2b', située dans l'horizon Delta, bien que plus riche en magnésium et en EGP en raison de la présence de minéraux cumulus d'olivine et de quelques gouttelettes de sulfures, possédait une signature géochimique comparable à celle des intrusions de l'horizon de Raglan et pouvait, elle aussi, se corrélérer aux premiers épisodes magmatiques du Chukotat (même composition chimique, mêmes profils de terres rares). Toutefois le rapport Pd/Ir de sa bordure figée indique, comme nous l'avons montré, une origine vraisemblablement un peu plus tardive, ce qui est confirmé par ses relations intrusives dans le complexe Delta. Dans les intrusions Delta 4 et Bravo, les rapports Pd/Ir varient de 5 à 32 et les signatures sont comparables à celles de Delta 2b' suggérant une origine commune. Dans le dyke Méquillon (Tremblay, 1990; Tremblay et Barnes, en prép.), nous avons montré que les liquides parents possédaient une signature géochimique différente

(profils de terres rares complètement plats, rapports Zr/Y et La/Sm plus faibles) ce qui suggère une mise en place plus tardive, vraisemblablement synchrone des séquences 2 c à e du Groupe de Chukotat, à partir d'une source plus superficielle et plus déprimée. Les relations de terrain corroborent cette hypothèse (Tremblay, 1990) car ces intrusions recoupent les intrusions différenciées. Les bordures figées de ce dyke possèdent les valeurs les plus élevées pour le rapport Pd/Ir (60.6 à 220.7) ce qui, nous l'avons vu, résulte vraisemblablement d'une fusion de la source à plus faible profondeur, impliquant alors moins de résidu de grenat et moins d'olivine fondue, d'où une plus grande rétention de l'iridium.

Or les intrusions ultramafiques des horizons Delta et Vaillant contiennent des indices minéralisés en Ni - Cu - EGP, mais ceux-ci sont beaucoup moins nombreux et moins volumineux que dans l'horizon de Raglan. De plus, on y rencontre pas vraiment de sulfures massifs sauf dans les zones D8 et D9 de Delta. Les sulfures sont le plus souvent sous forme disséminée à la base des intrusions (Tremblay, 1990) et ne dépassent pas le seuil de 15% de la roche. Seuls les dépôts rencontrés dans les zones D8 et D9 de Delta présentent un véritable intérêt économique (tableau 5.1), mais ils correspondent en réalité à des minéralisations remobilisées sous forme de sulfures massifs dans une zone de cisaillement qui affecte des gabbros et des sédiments (Giovenazzo et Barnes, 1988).

En ce qui concerne les EGP, les indices minéralisés localisés dans les intrusions ultramafiques Méquillon et Delta 4 montrent les mêmes profils de EGP (figure 4.85). Ceux-ci montrent un fractionnement plus accentué de l'iridium qu'à Raglan, mais un patron général suggérant plutôt une origine magmatique. Ce fractionnement de l'iridium est bien illustré dans le diagramme Ni/Cu versus Pd/Ir (figure 4.86b) où tous les échantillons des dykes Méquillon, Delta 2b' et 4 sont situés au-dessus du champ des basaltes komatiitiques, tout comme les échantillons de leurs bordures figées (figure 4.86b). Le fractionnement de l'iridium, déjà observé dans les bordures figées, peut donc être interprété comme un caractère hérité des liquides parents et peut être expliqué par les mécanismes de fusion. Dans le diagramme Cu/Ir versus Ni/Pd (figure 4.86b), les échantillons de Méquillon et de Delta 2b et 4 sont situés dans la partie inférieure du champ des basaltes komatiitiques, ce qui indique un gain en palladium et à priori rien n'indique que des phases sulfurées ont fractionné avant la mise en place des liquides à l'origine de ces sulfures. On peut donc conclure que les sulfures des

intrusions de Méquillon, de Delta 2b' et de Delta 4 sont magmatiques et n'ont pas subi d'importantes remobilisations tardi-magmatiques. Quant à savoir pourquoi les dykes Delta 2b', Delta 4 et Méquillon ne recèlent pas autant de sulfures que les conduits de l'horizon de Raglan, Tremblay (1990) indique que le pourcentage de la phase sulfurée extraite des liquides à Méquillon est de 0.2%, ce qui est compatible avec le R (peu différent de 1000) que nous pouvons estimer pour les roches minéralisées de Méquillon avec le diagramme Cu/Pd versus Pd (Barnes, 1990) en tenant compte de la moyenne du rapport Cu/Pd (= 1948) et de la teneur en cuivre (Cu = 1163 ppm). A Delta 2b', plusieurs échantillons de pyroxénites et de werhlites minéralisées (jusqu'à 50% de sulfures ± disséminés) de la base de l'intrusion permettent de calculer un rapport moyen Cu/Pd moyen de 1251 avec des teneurs en cuivre de l'ordre de 900 ppm, ce qui dans ce cas suggère un coefficient R un peu inférieur à 1000. De mêmes un échantillon minéralisé de dunite (contenant 25% de sulfures) prélevé dans l'intrusion Delta 4 (Ech. 4.C; Cu/Pd = 797 et Cu = 461 ppm) suggère une valeur de R de l'ordre de 10000. Bien que ces dernières valeurs sont relativement peu fiables en raison de la mobilité éventuelle des éléments considérés, tout concorde pour indiquer que le pourcentage de sulfures extraits des conduits nourriciers de l'horizon Delta est nettement plus faible que dans le système lac Cross - Katinik - Raglan. Un tel taux d'extraction implique donc une plus faible production de sulfures, ce qui fournit une explication à leur relative rareté; en contre partie, les sulfures produits devraient être plus riches en EGP. Effectivement, Barnes et al. (1982), montrent qu'à Katinik, les teneurs des sulfures recalculées à 100% varient de 457 à 5470 ppb pour le platine et de 1420 à 8110 ppb pour le palladium, alors qu'à Méquillon les teneurs recalculées des sulfures varient de 968 à 6229 ppb pour le platine et de 1141 à 17154 ppb pour le palladium. La raison de ce taux d'extraction moins important résulte peut-être de la grande profondeur où se sont injectés les liquides. Les pressions plus élevées et le plus faible gradient de refroidissement des liquides n'auraient pas favorisé, comme dans l'horizon de Raglan, une immiscibilité importante des phases sulfurées.

Les sulfures massifs des zones D-8 et D-9 possèdent des profils (figure 4.87b) totalement différents de ceux de l'horizon de Raglan et de ceux des dykes Delta 2b', Delta 4 et Méquillon. Ceux de la zone D-9 sont fortement déprimés en Ir-Os-Ru et enrichis en Pd. Ceux de la zone D-8 sont moins déprimés en Ir-Os-Ru que ceux de la zone D-9, mais sont nettement déprimés en Pd et Pt. Les teneurs en Ni, Cu et en Au

sont très similaires pour les deux zones et s'apparentent à celles rencontrés à Donaldson-Est (Ech. 160-179 et 160-233; figure 4.87a). Les rapports (Cu/Pd)_n sont tous égaux ou supérieurs à 1, suggérant un déficit en palladium relativement au cuivre. Les veines minéralisées qui recoupent les deux zones sont comparables à celles rencontrées à Donaldson -Est (Ech. 160-181, figure 4.87a). Elles sont fortement déprimées en Ir-Os-Ru et fortement enrichies en Pd et Pt. Les teneurs en Cu sont similaires à celles des sulfures massifs, et les teneurs en nickel sont plus faibles. Les teneurs en Au sont constantes à part une exception. Ces profils, typiques d'indices d'origine hydrothermale, confirment que le cuivre, le palladium et dans une moindre mesure, le platine sont mobiles et auront tendance à se retrouver dans des veines à proximité des amas sulfurés magmatiques préexistants.

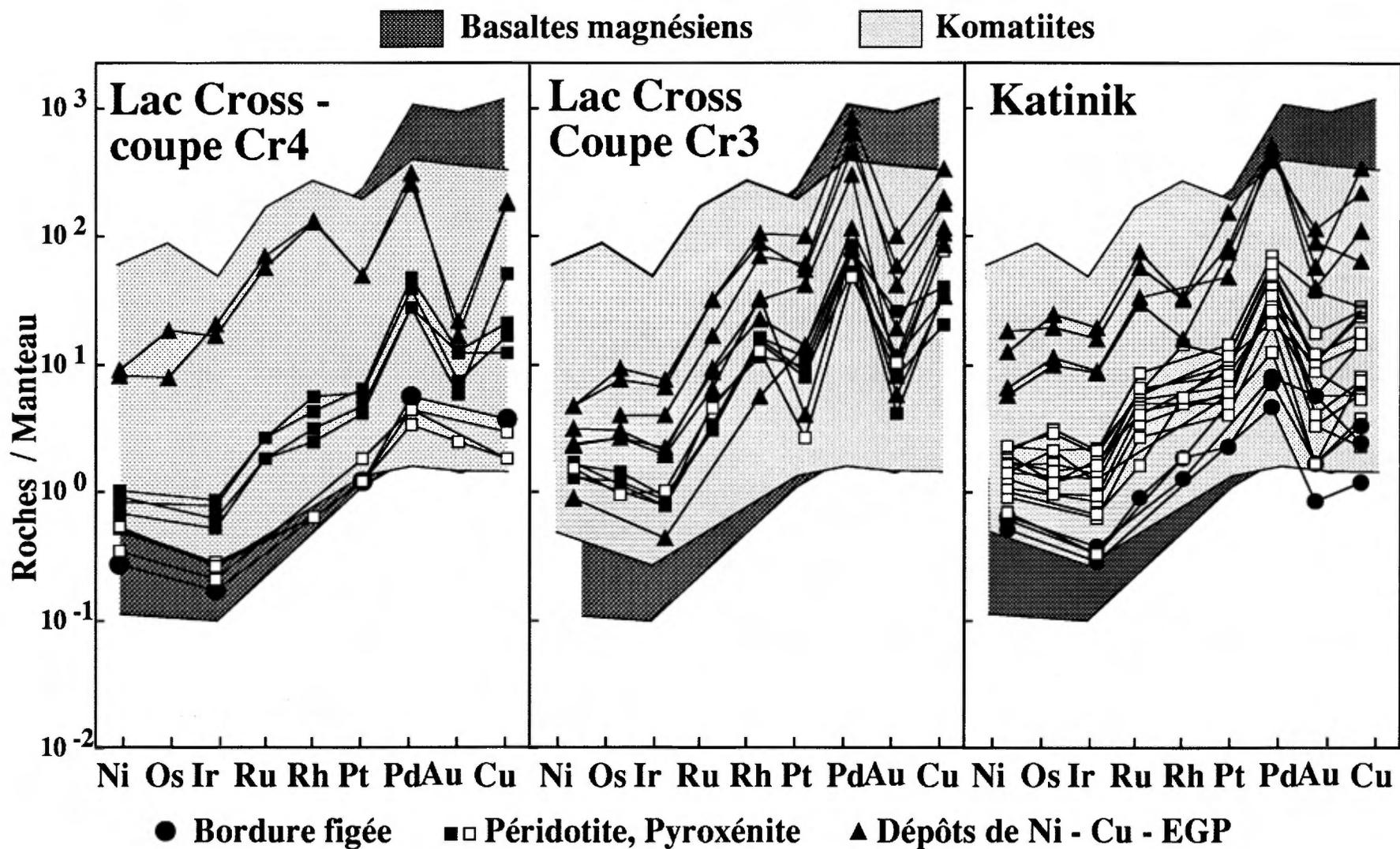
Dans les diagrammes Ni/Cu versus Pd/Ir et Cu/Ir versus Ni/Pd (figure 4.86), les sulfures remobilisés des zones D-8 et D-9 sont très dispersés suggérant d'importantes remobilisations des éléments impliqués. Les sulfures remobilisés de la zone D-9 présentent une diminution du rapport Pd/Ir et une augmentation du rapport Ni/Pd indiquant clairement un déficit en palladium. Les rapports Ni/Cu et Cu/Ir sont relativement constants sauf dans les veines où le cuivre est nettement enrichi. Ces échantillons montrent donc nettement les effets d'une perte en Pd relativement au nickel et au cuivre, ce qui indique que les sulfures qui ont cristallisé à D-9 sont issus d'un liquide sulfuré qui avait déjà subi des fractionnements de sulfures enrichis en EGP, avant sa mise en place. Les échantillons de la zone D8 montrent une forte variabilité du rapport Pd/Ir (compris entre 10 et 10³) et une forte augmentation du rapport Ni/Pd suggérant des enrichissements marqués du nickel dans les sulfures et suivant le cas des enrichissements ou des pertes en palladium. Les enrichissements du nickel par rapport au Pd peut résulter des processus d'immiscibilité évoqués ci-dessus; par contre, les enrichissements en Pd seraient plutôt d'origine tardi-magmatique. Le rapport Ni/Cu montre une dispersion aléatoire due à la mobilité du cuivre et le rapport Cu/Ir présente deux tendances : l'une reliée à l'accumulation de sulfures déprimés en Pd, l'autre reliée à mobilité du cuivre qui tend à se concentrer dans les veines.

On peut donc conclure que les conduits nourriciers ultramafiques classiques, type Méquillon, Delta 2b' et Delta 4 des horizons Méquillon et Delta, ne présentent pas un potentiel économique majeur pour la présence de gîtes de nickel, sauf si, comme à D8 et D9, les sulfures précipités résultent d'une

autre phase plus tardive d'immiscibilité. Dans les conduits où les sulfures produits correspondent à la première extraction de soufre, celle-ci semble faible à cause des contraintes physico-chimiques imposées par l'environnement, et les sulfures produits seront nettement enrichis en EGP, pouvant dans certains cas fournir des gîtes de EGP économiquement intéressants.

Les sulfures des zones D8 et D9 semblent résulter de la précipitation de liquides sulfurés déjà appauvris en EGP par des fractionnements antérieurs. Ils seront au départ plus enrichis en Ni et Cu qu'en EGP. Ils ont été affectés par des processus hydrothermaux ou tectono-métamorphiques qui sont vraisemblablement responsables des enrichissements observés en Pt et Pd et forment ainsi un nouveau type de gîte dans la Fosse de l'Ungava (cf. Giovenazzo et Barnes, en prép.).

Figure 4.77 : Diagrammes de distribution de Ni - Cu et des EGP normalisés au manteau pour les roches des dykes ultramafiques de lac Cross (coupes Cr3 et Cr4) et de Katinik.



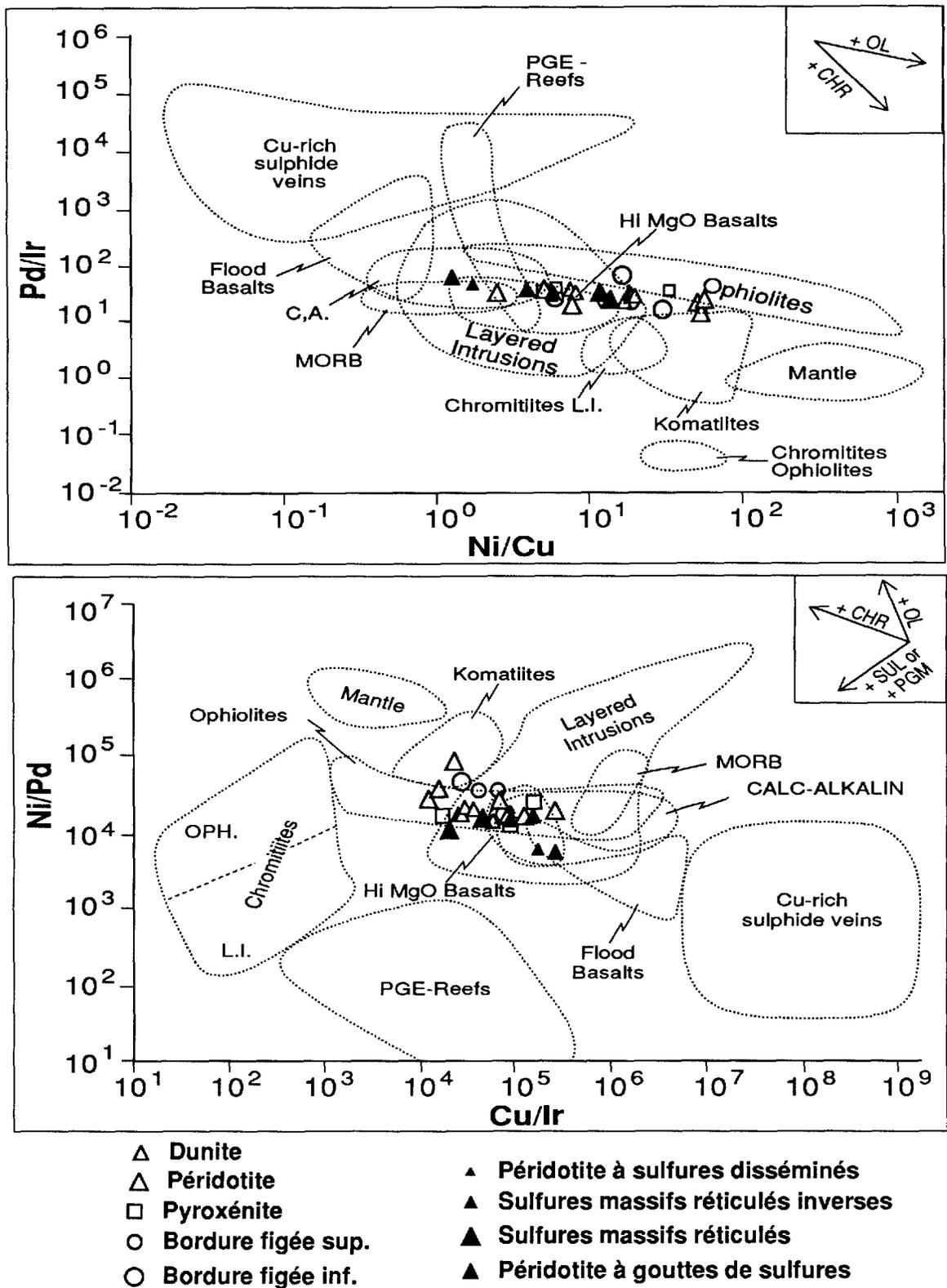
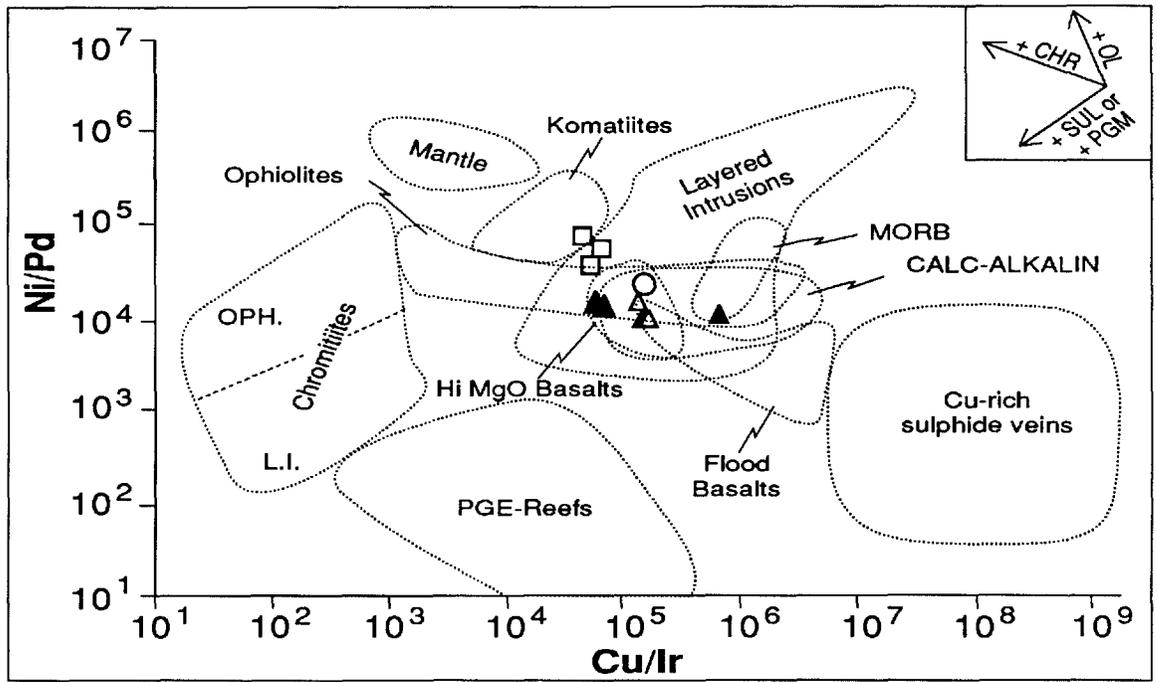
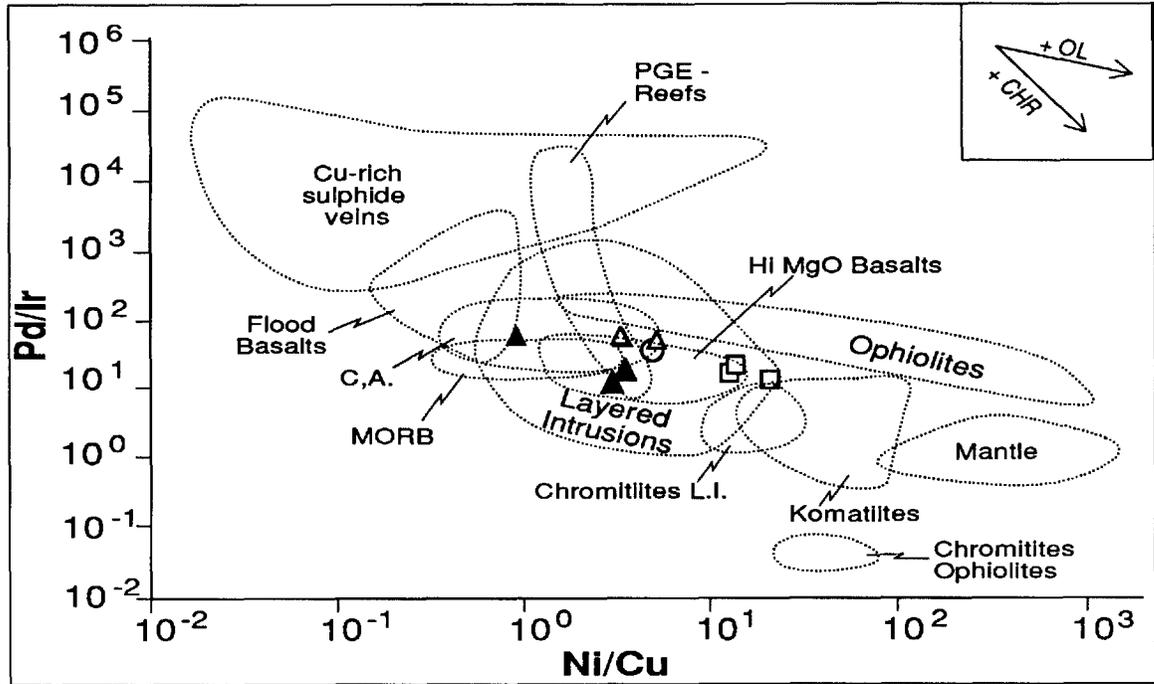
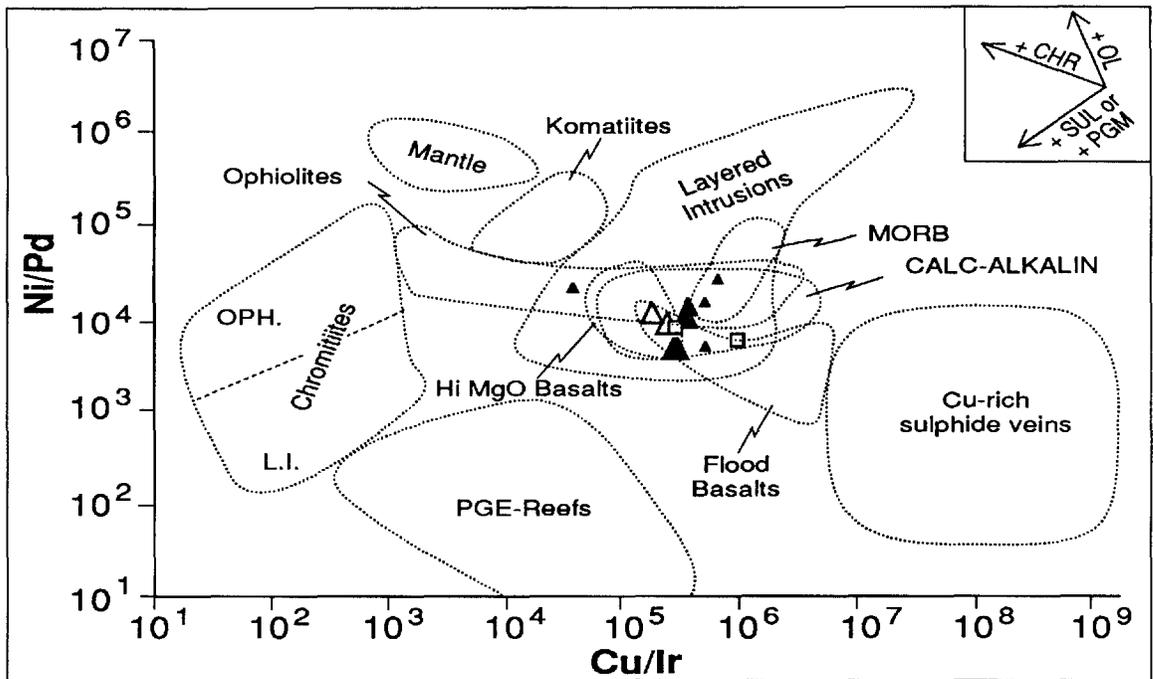
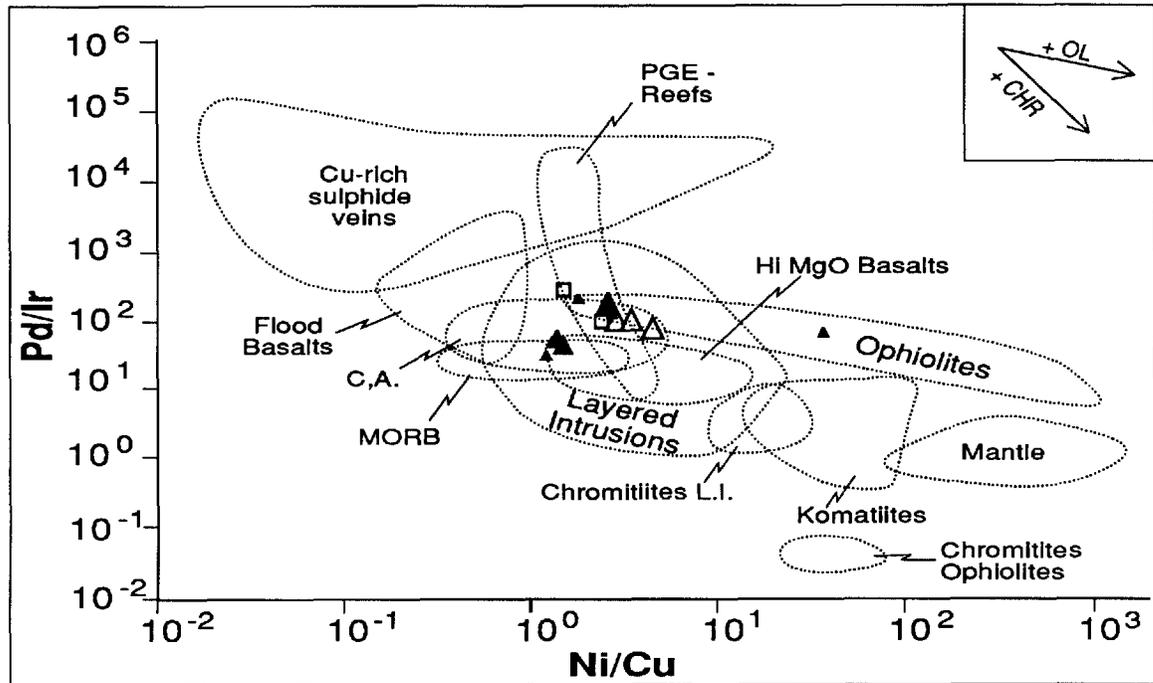


Figure 4.78 : Diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu et Ni/Pd versus Cu/Ir (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du complexe ultramafique de Katinik.



- COUPE Cr4**
- △ Dunite
 - Pyroxénite
 - Bordure figée inférieure
 - ▲ Sulfures massifs
 - ▲ Pyroxénites à gouttes de sulfures

Figure 4.79 : Diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu et Ni/Pd versus Cu/Ir (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du conduit nourricier ultramafique de lac Cross (coupe Cr4).



COUPE Cr3

- ▲ Pyroxénite sup. à sulfures disséminés
- Pyroxénite à gouttes de sulfures
- △ Péridotite à sulfures disséminés (1-3%)
- ▲ Pyroxénite à sulfures réticulés (sup.)
- ▲ Pyroxénite à sulfures réticulés (inf.)

Figure 4.80 : Diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu et Ni/Pd versus Cu/Ir (Barnes et al., 1988; Barnes, 1990) pour les roches du conduit nourricier ultramafique de lac Cross (coupe Cr3).

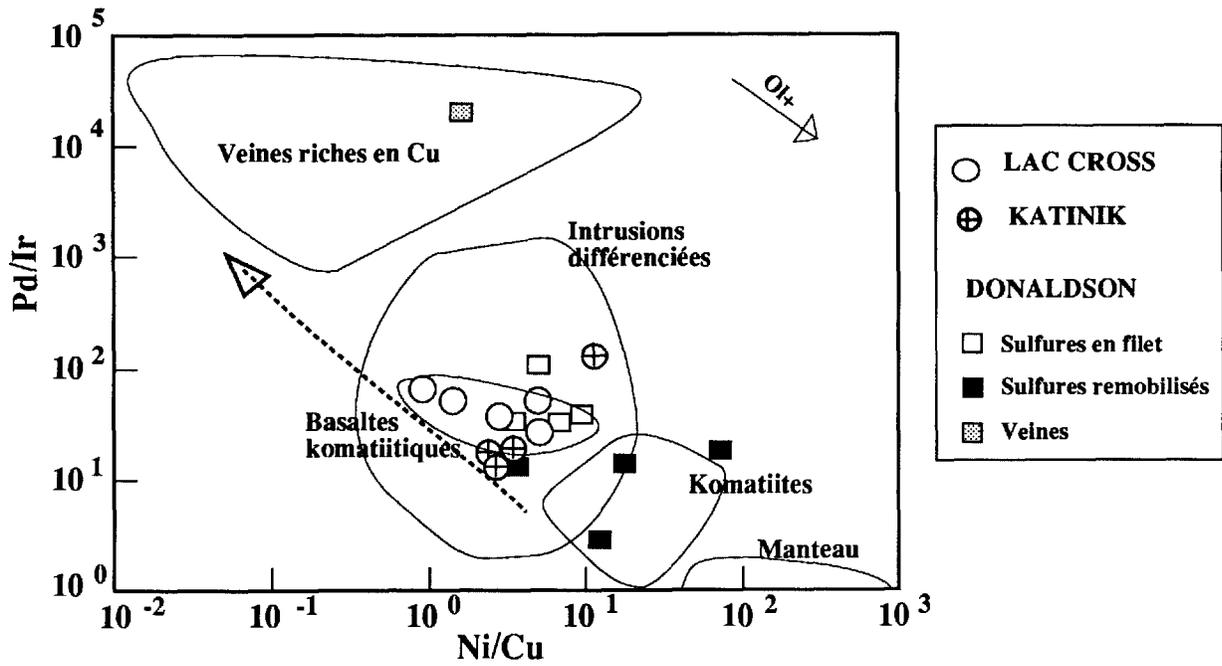


Figure 4.81a : Diagramme discriminant Ni/Cu versus Pd/Ir pour les divers gîtes appartenant à l'horizon de Raglan.

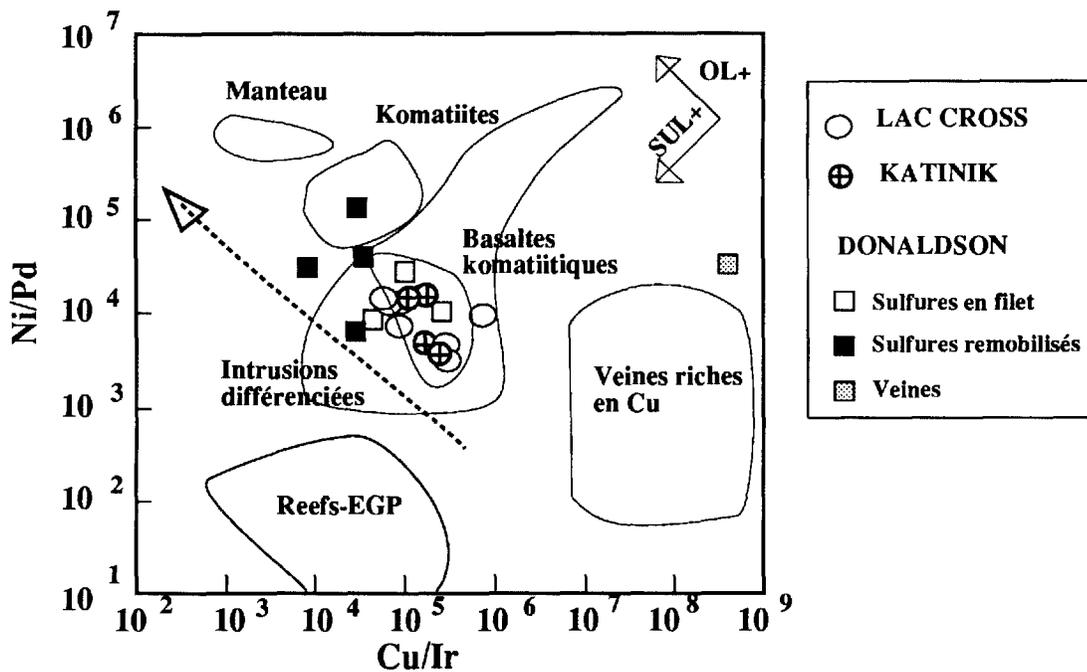


Figure 4.81b : Diagramme discriminant Cu/Ir versus Ni/Pd pour les divers gîtes appartenant à l'horizon de Raglan.

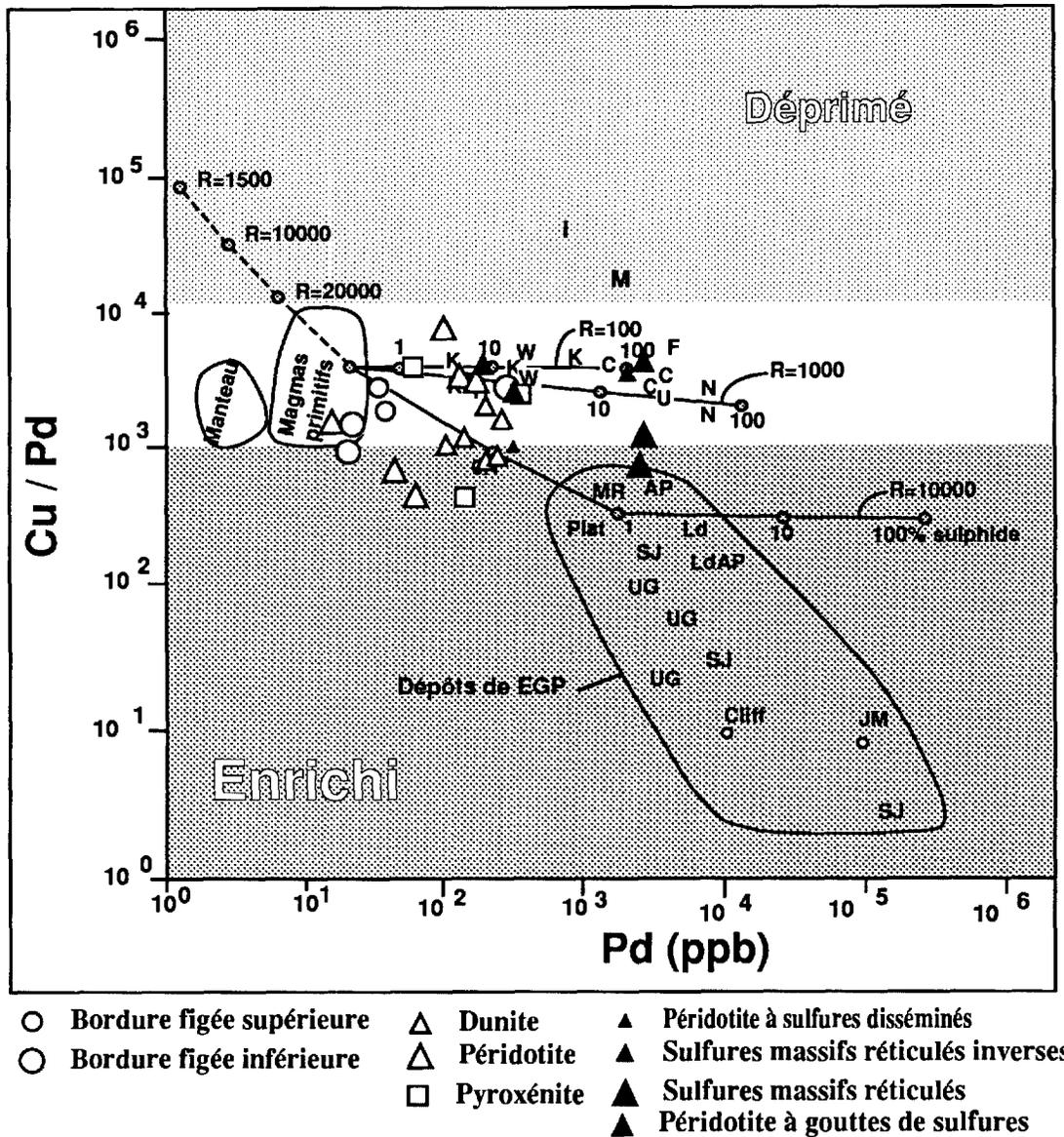
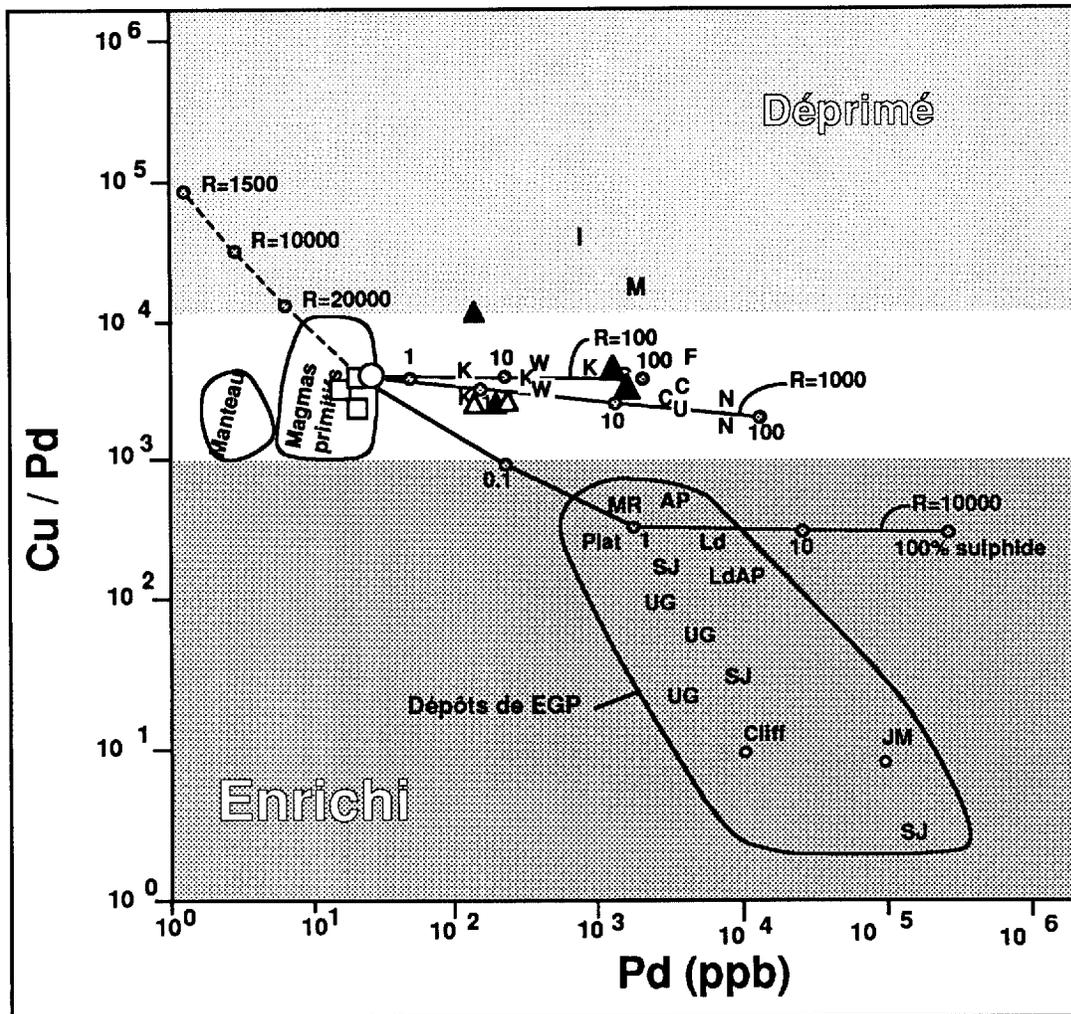


Figure 4.82 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant les propriétés du système nourricier de Katinik. Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990).

I = Insiswa; F = Faëø; M = Minnemax; K = Komatiites de l'Abitibi; W = komatiites de l'Ouest australien; LF = Lillefjell Kulumpen; N = Noril'sk; S = Sudbury; K = Katinik.

LAC CROSS : Coupe Cr4

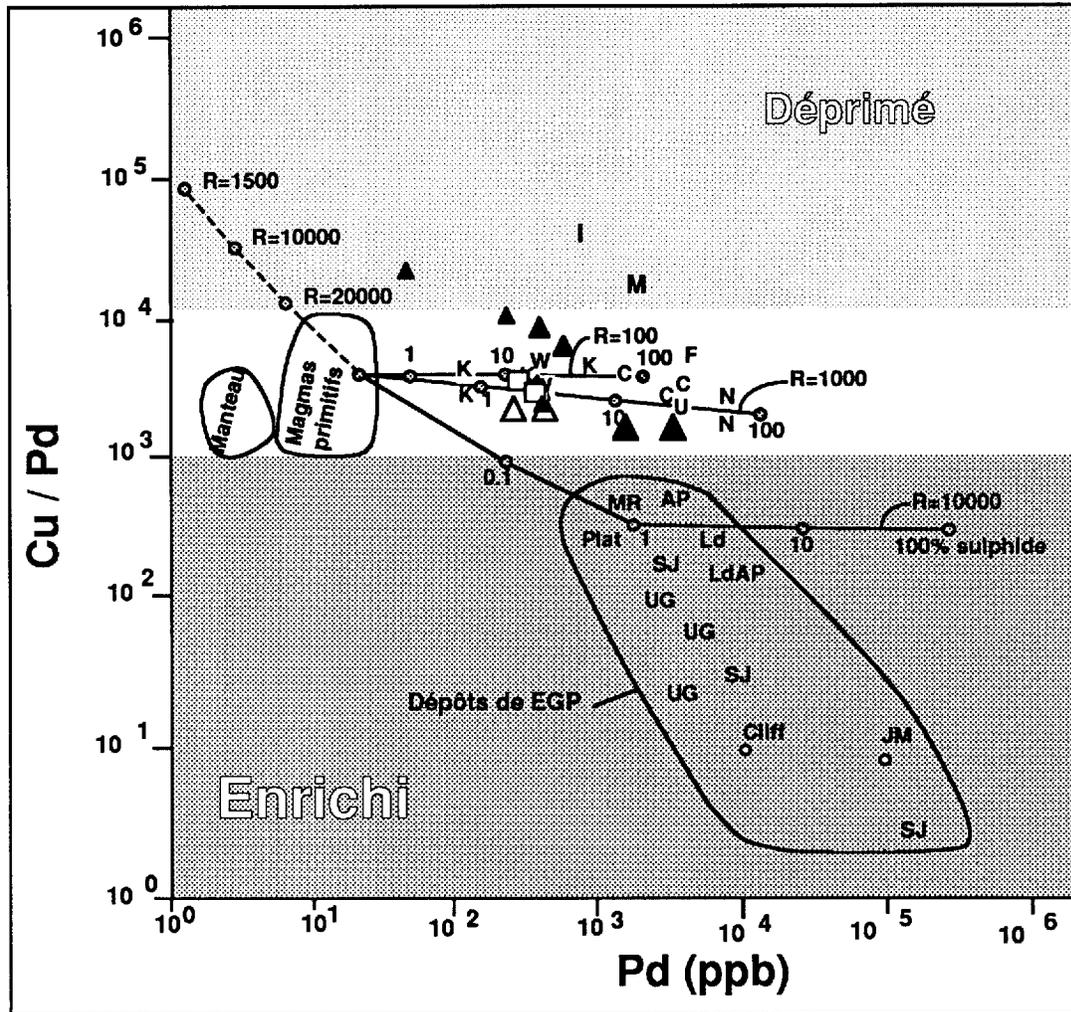


- | | |
|----------------------------|------------------------------------|
| △ Dunite | ▲ Sulfures massifs |
| □ Pyroxénite | ▲ Pyroxénite à gouttes de sulfures |
| ○ Bordure figée inférieure | |

Figure 4.83 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant les propriétés du conduit nourricier ultramafique de lac Cross (coupe Cr4). Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs de R (rapport de la quantité de liquide sulfuré versus la quantité de liquide silicaté) ont été établies expérimentalement par Barnes (1990).

I = Insiswa; F = Faëøy; M = Minnemax; K = Komatiites de l'Abitibi; W = komatiites de l'Ouest australien; LF = Lillefjell Kulumpen; N = Noril'sk; S = Sudbury; K = Katinik.

LAC CROSS : Coupe Cr3



- | | |
|---|---|
| △ Péridotite à sulfures disséminés (1-3%) | ▲ Pyroxénite sup. à sulfures disséminés |
| □ Pyroxénite à gouttes de sulfures | ▲ Pyroxénite à sulfures réticulés (sup) |
| | ▲ Pyroxénite à sulfures réticulés (Inf) |

Figure 4.84 : Diagramme Cu/Pd versus Pd illustrant les propriétés du conduit nourricier ultramafique de lac Cross (coupe Cr3). Les lignes en trait plein reliant la composition du magma primitif aux sulfures pour différentes valeurs expérimentalement par Barnes (1990).

I = Insiswa; F = Façøy; M = Minnemax; K = Komatiites de l'Abitibi; W = komatiites de l'Ouest australien; LF = Lillefjell Kulumpen; N = Noril'sk; S = Sudbury; K = Katinik.

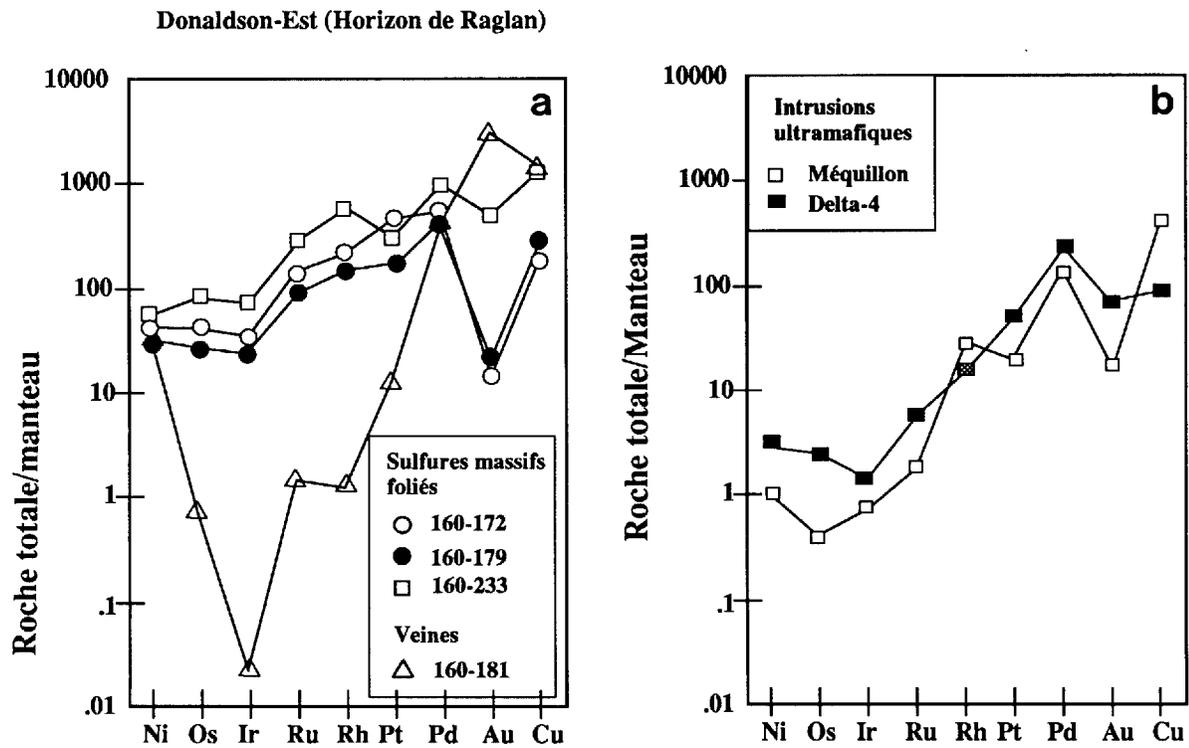


Figure 4.85a : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour des échantillons de sulfures massifs remobilisés, localisés dans des zones de cisaillement, Donaldson-Est.

Figure 4.85b : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour la moyenne des échantillons provenant des minéralisations localisées dans les intrusions ultramafiques de l'horizon Delta et du dyke de Méquillon.

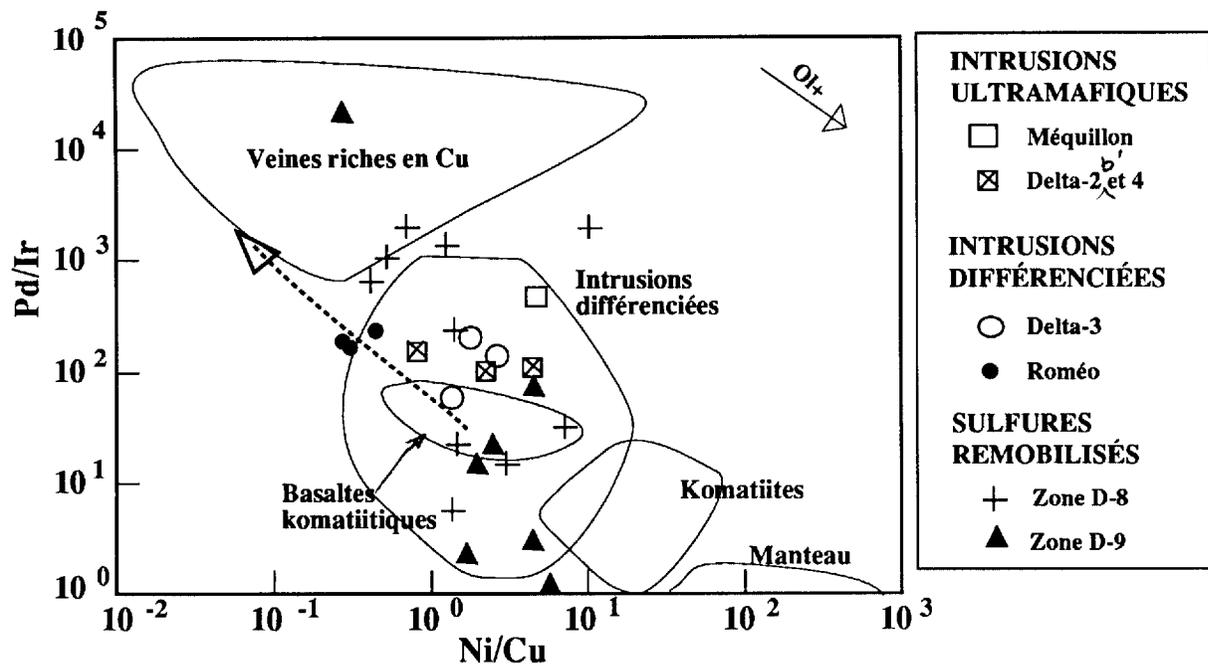


Figure 4.86a : Diagramme discriminant Ni/Cu versus Pd/Ir pour les gîtes et minéralisations de l'horizon Delta.

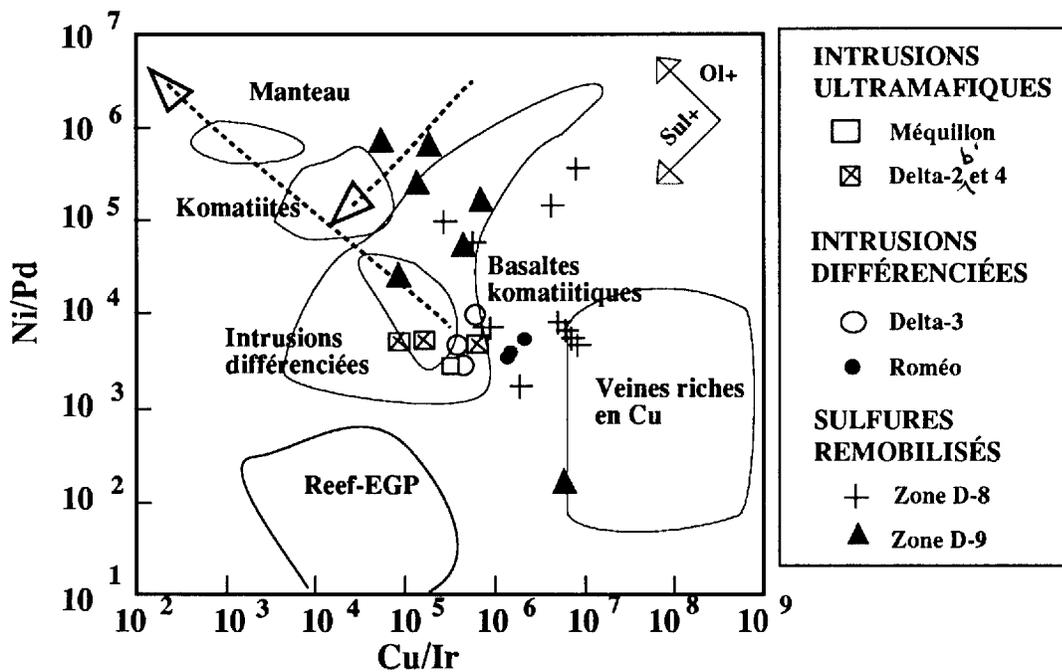


Figure 4.86b : Diagramme discriminant Cu/Ir versus Ni/Pd pour les gîtes et minéralisations de l'horizon Delta.

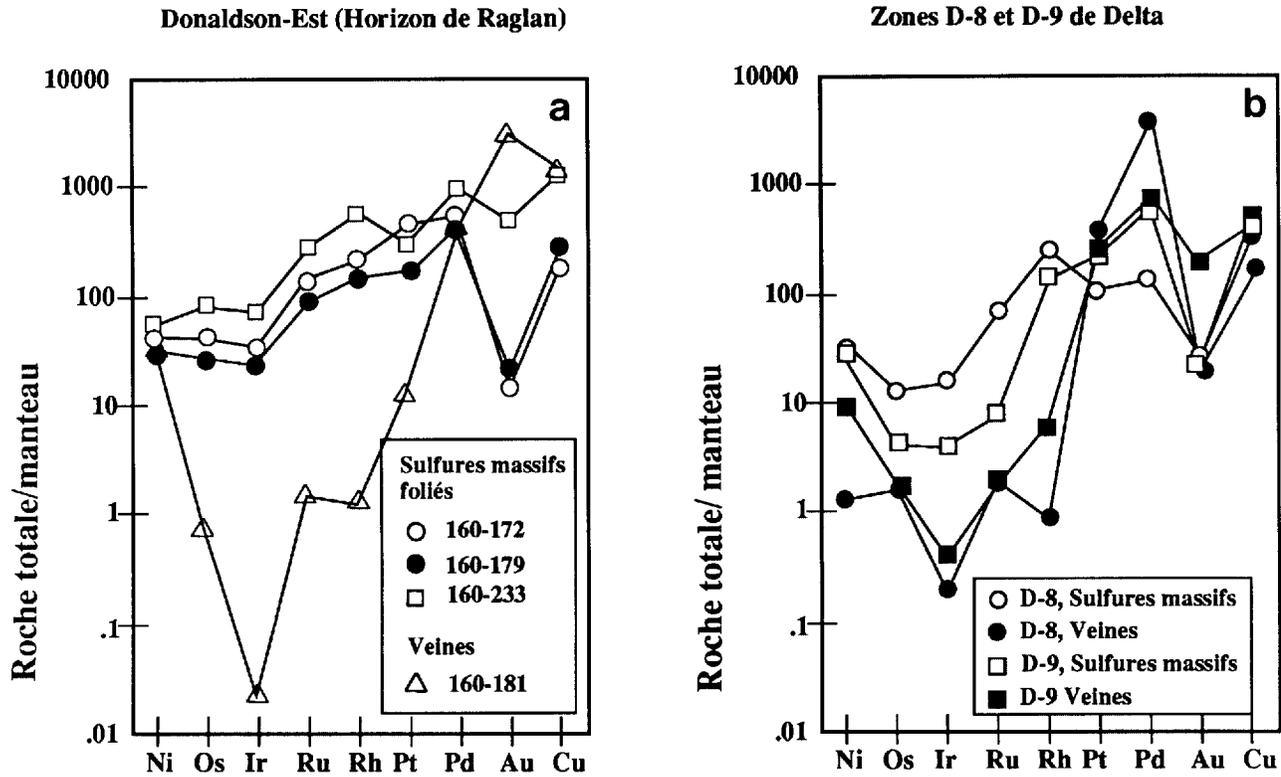


Figure 4.87a : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour des échantillons de sulfures massifs remobilisés, localisés dans des zones de cisaillement, Donaldson-Est.

Figure 4.87b : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour des échantillons de sulfures massifs et de type veines associées à des zones de cisaillement, zones D-8 et D-9 de Delta (valeurs tirées de Giovenazzo et al., 1989).

CINQUIÈME PARTIE

CONCLUSION

5.1 Typologie des gîtes Ni-Cu-EGP associés aux intrusions

Les gîtes de Ni, Cu et EGP de la Fosse de l'Ungava sont essentiellement d'origine magmatique et sont associés aux filons-couches différenciés de péridotite - gabbro et aux dykes ultramafiques comagmatiques des basaltes océaniques du Groupe de Chukotat. Ces gîtes sont particulièrement nombreux dans les parties centrales et orientales de la Fosse de l'Ungava où les roches plutoniques ultramafiques sont abondantes. Dans la partie occidentale de la Fosse, où les roches ultramafiques sont plus rares, les gîtes de Ni - Cu - EGP sont également beaucoup plus rares (Giovenazzo et al., 1988).

D'après l'ensemble de nos données, nous définissons actuellement trois types de gîtes Ni, Cu et EGP avec deux sous-types :

- 1) des gîtes de ségrégation magmatique associés : a) à des conduits ultramafiques subvolcaniques : ex. lac Cross, Katinik et Raglan; et b) à des intrusions ultramafiques : ex. Bravo, Écho, Delta-2b et Méquillon.
- 2) des gîtes de type "reef" associés à des intrusions ultramafiques à mafiques différenciées : ex. Delta-3.
- 3) des gîtes remobilisés associés à des zones de cisaillement : les zones D-8 et D-9 dans les intrusions Delta-1c et 2c ainsi que quelques occurrences locales à Donaldson-Est (Raglan) ou à des horizons métasomatiques.

Ces trois types de gîtes sont répartis dans trois horizons distincts (figure 1.1) : l'horizon de Raglan (lac Cross, Katinik, Donaldson ...) l'horizon de Delta (Delta, Bravo, Roméo ...) et l'horizon de Vaillant (Méquillon).

L'horizon de Vaillant, situé dans la partie inférieure du Groupe de Povungnituk (Formation de Dumas), contient de rares sulfures disséminés dans plusieurs filons-couches différenciés de péridotite - gabbro (filons-couches Gulf et Povungnituk) et des gîtes de ségrégation magmatique dans les intrusions ultramafiques de Méquillon et de Vaillant (ce rapport, Tremblay, 1989). Ces derniers contiennent relativement peu de sulfures, par contre ils sont très enrichis en EGP en raison du très faible taux d'extraction des liquides sulfurés.

L'horizon de Delta, situé dans les séquences volcano-sédimentaires de la partie sommitale du Groupe de Povungnituk (formations de Beauparlant et de Cécilia) contient des gîtes de Ni, Cu et EGP et type "reef" dans le filon-couche ultramafique à mafique Delta-3, (Giovenazzo, 1985, 1989; ce rapport), et des gîtes de Ni, Cu et EGP initialement de type "reef" puis remobilisés lors des processus tectono-métamorphiques dans le filon-couche ultramafique à mafique Roméo 1. Toutefois, dans ce dernier cas, les minéralisations observées sont moins riches en EGP à cause de l'extraction probable de liquides sulfurés avant la formation de cet horizon. L'horizon Delta contient également de petits gîtes de ségrégation magmatique dans les intrusions ultramafiques Bravo (Daxl, 1988; Barnes et al., 1990), Delta-2b'et Delta-4. Il contient enfin des gîtes de sulfures remobilisés dans les zones D-8 et D-9. Ces derniers gîtes, essentiellement constitués de sulfures massifs de type brèche localisés dans un cisaillement est-ouest à pendage subvertical, sont les plus prometteurs sur le plan économique. Les minéralisations qui les constituent sont de toute évidence remobilisées de leur site original et sont entourées d'un halo de minéralisation de type veines. Les données minéralogiques et chimiques indiquent qu'elles sont vraisemblablement d'origine magmatique et ont ensuite été remobilisées sous l'action de mécanismes hydrothermaux et/ou structuraux. La mobilité des sulfures massifs pendant la déformation est démontrée par un épaississement dans les charnières et par la présence de minerai laminé dans l'encaissant (Leshner et al., 1986; Barnes et al., 1988). Une ductilité élevée des sulfures massifs sous des conditions plus froides, lorsque la roche hôte est fragile, est aussi indiquée par la génération de brèches contenant des fragments des roches encaissantes. Les horizons de sulfures massifs à la base des intrusions ultramafiques représentent des niveaux ductiles pendant la déformation. La mobilisation des sulfures massifs par rapport aux zones de sulfures disséminés peut s'effectuer avec des mouvements relatifs de dix mètres, (Groves et Hudson, 1981; Barnes et al., 1988). Ils peuvent aussi être épaissis dans les axes de plis et les irrégularités basales des intrusions. Un des obstacles majeurs pour la compréhension des sulfures massifs remobilisés est qu'une fois formés, ils bougent indépendamment des zones de sulfures disséminés pendant la déformation, détruisant ainsi les évidences de leur mode de formation.

L'horizon de Raglan, contient les gîtes Ni - Cu les plus importants de la Fosse de l'Ungava : lac Cross (10 Mt de réserves estimées avec 1.6 % Ni et 0.8 % Cu), Katinik (10.2 Mt de réserves estimées avec 2.4 % Ni et 0.7 % Cu) et Donaldson (2.6 Mt de

réserves estimées avec 4.4 % Ni et 1.0 % Cu)(Coats, 1982; Barnes et al., 1982; Giovenazzo, 1985, 1986; ce rapport). Il est situé à l'interface entre les groupes de Povungnituk et de Chukotat, et comprend des filons-couches différenciés et des conduits subvolcaniques ultramafiques formés de pyroxénites et de péridotites (lac Cross, Katinik et Donaldson). Les amas sulfurés sont de deux types : des gîtes de ségrégation magmatique localisés à la base des conduits, et des amas de sulfures remobilisés dans les zones de cisaillement ou dans les horizons métasomatiques. Les gîtes de ségrégation magmatique sont formés d'une mince couche basale formée de sulfures massifs (présents seulement aux sites de Donaldson), d'une zone de sulfures à texture en filet, puis d'une zone de cumulat à olivine avec des sulfures disséminés. Les contenus en nickel et en cuivre sont très similaires d'un site à l'autre ainsi que le contenu en métaux nobles et en EGP. Ils représentent une première ségrégation de liquide sulfuré immiscible dans ce système magmatique. Les gîtes remobilisés de sulfures massifs associés aux zones de cisaillement possèdent un contenu en métaux qui reflète la perte des éléments mobiles dans les roches encaissantes (Cu, Pd et Au). Ceux-ci formeront des veines et des veinules riches en cuivre et en palladium.

Les principales caractéristiques de ces gîtes sont résumées ci-dessous sous forme de trois fiches types :

I) Les gîtes de ségrégation magmatique associés aux intrusions ultramafiques

Ia) associés aux conduits subvolcaniques ultramafiques
Ib) associés aux intrusions ultramafiques

Produits Ni, Cu, Co (Pt, Pd, Rh)

Exemples (Ungava)

a) Lac Cross, Katinik, Donaldson Est et Ouest (horizon de Raglan)

b) Bravo, Écho (région du lac Kenty, horizon Delta), dyke Méquillon et dyke Vaillant (horizon de Vaillant)

Autres

Le groupe de mines de la région de Kamblada, Australie. Les gisements de la région de Thompson, Manitauba.

Environnement géologique

a) Les gîtes Ia sont associés à des conduits subvolcaniques de composition ultramafique, d'épaisseur inférieure à 150 mètres et de quelques kilomètres de longueur. Ils sont constitués de péridotite au cœur et de pyroxénite en bordure avec parfois un mince horizon de composition gabbroïque sommital. Ils contiennent une quantité variable d'olivine ($\Phi < 0.5$ mm) pseudomorphosée le plus souvent en antigorite et en trémolite, ou en talc et en carbonates (ex. Donaldson-Est), flottant dans une matrice microblastique recristallisée en chlorite, en biotite et en antigorite à partir d'un liquide interstitiel piégé. Des textures squelettiques (olivine/pyroxène) et la présence de débits prismatiques à leur base et parfois à leur sommet témoignent d'une mise en place près de la surface et d'un refroidissement rapide. Ces intrusions envahissent des séquences sédimentaires d'eau profonde parmi lesquelles on retrouve des cherts, des phyllades graphiteuses et des phyllades sulfurées. Elles recoupent localement des intrusions gabbroïques (ex. Katinik et Donaldson) reliées à la phase Povungnituk (ce rapport).

b) Les gîtes Ib sont localisés dans des intrusions de composition ultramafique à l'intérieur des séquences volcanosédimentaires de la partie supérieure du Groupe de Povungnituk (Povungnituk 3). Ces intrusions sont parfois discordantes, recoupant à angle faible les roches encaissantes. Elles montrent presque les mêmes caractéristiques que celles décrites auparavant mais différent par leurs conditions de mise en place qui s'effectuent plus en profondeur. La granulométrie des diverses roches qui les constituent est plus grenue et la phase interstitielle aux olivines consiste en des augites diopsidiques et des orthopyroxènes (bronzite).

Configuration des gîtes et Minéralogie

La plupart des gîtes Ni, Cu et EPG présentent une forme lenticulaire et se localisent à la base des intrusions, souvent dans des paléo-dépressions. Ils comprennent, de la base au sommet : 1) un mince horizon de sulfures massifs (souvent absent et généralement < 30 cm), 2) des sulfures à texture de filet dans lesquels baignent des reliques d'olivine et des cristaux de ferrochromite et 3) une zone de sulfures disséminés. Des sulfures massifs bréchiques et/ou foliés sont parfois présents et se situent le long de cisaillements à proximité des lentilles minéralisées. Les sulfures sont formés de pyrrhotite, de pentlandite, de chalcopirite et parfois de pyrite et de minéraux d'EGP telles

que la sudbyrite, la merenskyite, la kotulskite, la testibiopalladinite et la sperrylite (Giovenazzo, 1988, 1989; Daxl, 1988; Dillon-Leitch et al., 1986). On y trouve aussi, en quantité variable, de la magnétite et de la ferrochromite. Ces amas sulfurés sont d'origine magmatique et semblent dérivés d'un liquide sulfuré immiscible formé lorsqu'une saturation en soufre s'est produite dans le magma ($R = 100$ à 1000). Ces derniers sont modifiés à différents degrés par la déformation et le métamorphisme (Barnes et al., 1982; Dillon-Leitch et al., 1986; Picard et Giovenazzo, sous-*presse*; Giovenazzo et al., 1989).

Teneurs moyennes

Lac Cross Ni = 1.87 %, Cu = 0.83 %, Pd = 1.71 ppm, Pt = 0,565 ppm, Ir = 52 ppb (Ni/Cu = 2.25, Pd/Ir = 32.8, MgO = 18.8 %)

Katinik Ni = 2.26 %, Cu = 0.565 %, Pd = 2.34 ppm, Pt = 0.82 ppm, Ir = 60 ppb, (Ni/Cu = 4, Pd/Ir = 39; MgO 19.6 à 21.28 %).

Donaldson-Est Ni = 2.08 %, Cu = 0.27 %, Pd = 0.94 ppm, Pt = 1.35 ppm, Ir = 73 ppb, (Ni/Cu = 7.7, Pd/Ir = 12.9; MgO = 21.35 %)

Donaldson-Ouest Ni = 4.28 %, Cu = 0.9 %, Pd = 3.8 ppm, Pt = 1.065 ppm, Ir = 35.5 ppb, (Ni/Cu = 4.75, Pd/Ir = 107)

Modèle génétique

Ces amas sulfurés ont comme origine une ségrégation magmatique de 0.1 à 1 % de liquide sulfuré immiscible à partir d'un magma de la composition d'un basalte komatiitique (MgO = 18-19 %). Lorsque les amas sulfurés se retrouvent à la base de ces intrusions, on peut supposer que le magma s'est trouvé saturé en soufre avant la cristallisation ou lors des premières étapes de cristallisation des silicates. Le liquide sulfuré (MSS), à cause de sa grande densité, s'est retrouvé à la base de l'intrusion et a produit des concentrations basales riches en sulfures. Les sulfures en filets se sont formés lorsque les olivines, une fois cristallisées, se sont déposées à la base de l'intrusion par un processus gravitationnel. Dans l'horizon de Raglan, les valeurs de Ni, Cu et EGP normalisées aux valeurs mantelliques (Barnes et al., 1985) présentent un profil plat ou presque plat (figure 5.1a). Les indices Méquillon et Delta-4 présentent des profils plus fractionnés (figure 5.1b). Ces variations semblent résulter de l'évolution des matériaux sources et des variations des conditions de la fusion partielle au cours du temps. Les profils les moins fractionnés

résulteraient de liquides formés à grande profondeur dans les domaines de pression où le grenat constitue un résidu abondant, tandis que les profils les plus fractionnés résulteraient de liquides formés à moindre profondeur dans les domaines de pression où l'olivine est le résidu le plus important.

II) «Gîtes Ni-Cu-EGP de type "reef" associés aux intrusions différenciées

Produits Ni, Cu (Pd, Pt)

Exemple (Ungava) Delta-3, Roméo (Horizon de Delta).

Autres Stillwater (J-M Reef), Bushveld (Merensky reef).

Environnement géologique

Les filons-couches de composition ultramafique à mafique différenciés sont typiquement constitués de la base au sommet : d'une séquence de pyroxénite-peridotite, d'une séquence de mélanite, méso et leucogabbro, et dans certains cas d'une séquence de ferrogabbro à quartz et parfois d'anorthosite. Ils sont généralement pauvres en minéralisations sulfurées, mais possèdent des concentrations de Ni-Cu-EGP localisées dans de minces horizons (< 1 mètre) de gabbro pegmatitique ou à grain grossier, riche en pyroxène. Dans le cas de l'intrusion Delta-3, cet horizon est localisé dans un horizon de gabbro pegmatitique enrichi en pyroxène, à la base d'un horizon de gabbro hétérogène lité qui surmonte un gabbro-norite (Giovenazzo, 1986, 1988 et 1989; ce rapport).

Configuration des gîtes et Minéralogie

Ces gîtes forment de minces horizons concordants avec le litage magmatique des intrusions différenciées. Les minéralisations contiennent entre 5 et 20 % de sulfures disséminés : pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite, violarite, marcassite ainsi que quelques minéraux d'EGP non identifiés. Les roches qui contiennent la minéralisation sont largement altérées; les plagioclases sont pseudomorphosés en zoisite et en albite, les pyroxènes sont ouralitisés et la présence de hornblende verte et de chlorite à proximité des sulfures implique une altération par des fluides d'origine deutérique ou hydrothermaux.

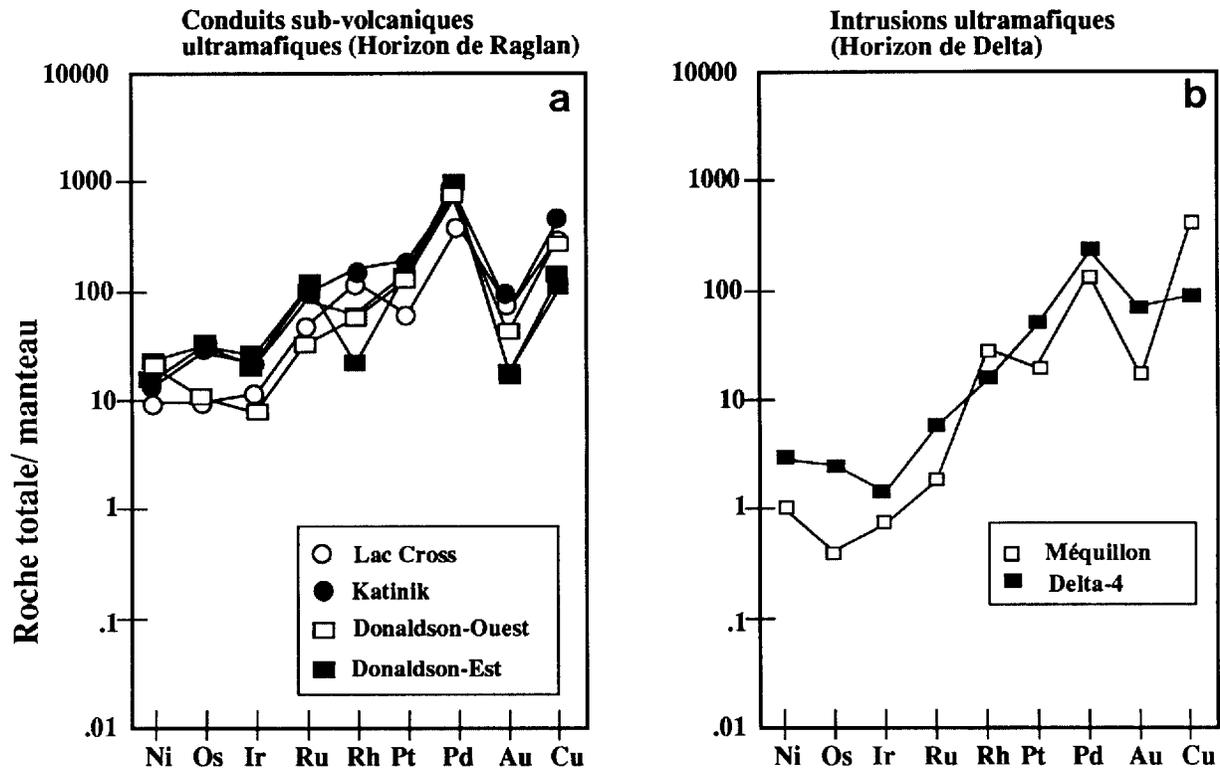


Figure 5.1a : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau, représentant les moyennes des échantillons minéralisés en provenance des gîtes de lac Cross, Katinik et Donaldson. Les valeurs Donaldson-Ouest sont tirées de Dillon-Leich et al., 1986.

Figure 5.1b : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau des moyennes des échantillons en provenance de l'intrusion Méquillon (Tremblay, en prép.) et de l'intrusion Delta-4 (indice minéralisé 3.3).

Teneurs moyennes

Delta-3 : Moyenne de douze échantillons prélevés le long du "reef" sur une longueur de deux kilomètres : Ni = 0.9 %, Cu = 0.28 %, Pd = 3.1 ppm, Pt = 0.43 ppm, Ir = 8.3 ppb, S = 4.4 %, (Ni/Cu = 3.2, Pd/Ir = 373.5, MgO = 14.4 %)

Modèle génétique

Les magmas parents (MgO = 13-16 %) de ces intrusions semblent provenir des premiers stades de fusion partielle (F = 18 - 21 %) du manteau à grande profondeur. Les liquides produits sont demeurés sous-saturés en soufre au cours de leur ascension et au moment de leur injection. Lors de l'évolution subséquente, la fugacité en soufre des liquides résiduels gabbroïques a augmenté pour atteindre brutalement le seuil de sursaturation au niveau du "Reef", peut-être sous l'action de fluides de fin de cristallisation, entraînant ainsi la précipitation des phases sulfurées riches en EGP. Les profils Ni-CU-EGP normalisés au manteau des échantillons minéralisés du "Reef Delta-3" (figure 5.2) sont comparables dans certaines limites à celles produites par les "reefs" du Bushveld et du Stillwater. Les profils de EGP de l'horizon minéralisé de l'intrusion Roméo diffèrent des précédents par un rapport (Cu-Pd)_n supérieur à 1 indiquant que les sulfures de cet horizon ont été appauvris en EGP suite à une remobilisation par des fluides tardi-magmatiques, ou encore suite à une extraction antérieure de liquide sulfuré.

III) Gîtes Ni-Cu-EGP associés aux zones de cisaillement

Produits : Ni, Cu, (± Pd, Pt, Au)

Exemples (Ungava) : Lentilles D-8 et D-9 de Delta, certaines parties de Donaldson-Est.

Autres : Rathbun Lake, Ontario

Environnement géologique

Ces minéralisations sont localisées dans ou près de zones de cisaillement. Il y a toujours des intrusions ultramafiques à proximité ou dans les zones de cisaillement.

Configuration des gîtes et Minéralogie

Ces gîtes se composent de sulfures massifs foliés et bréchiques qui se présentent sous forme de lentilles minces (de quelques centimètres à quelques mètres) de

faible ampleurs. Les principaux sulfures qui les constituent sont la pyrrhotite, la pentlandite, la chalcopirite, la violarite et plus rarement la pyrite, l'arsénopyrite et des minéraux D'EGP (sperrylite, kotulskite, testiobiopalladinite, merenskyite et sudburyite; Giovanazzo et al., 1988, 1989). Dans les roches encaissantes on retrouve souvent de nombreuses veines de chalcopirite souvent enrichies en EGP et en or.

Teneurs moyennes

Donaldson-Est :

Sulfures massifs : Ni = 8.71 %, Cu = 0.49 %, Pd = 2.2 ppm, Pt = 3.7 ppm, Ir = 150 ppb

(forages 160-172) (Ni/Cu = 17.77, Pd/Ir = 14.66)

Sulfures massifs Ni = 5.71 %, Cu = 0.78%, Pd = 1.84 ppm, Pt = 1.54ppm, Ir = 101 ppb,

(forages 160-179) (Ni/Cu = 7.32, Pd/Ir = 18.21)

Veines Ni = 6.92%, Cu = 0.49%, Pd = 2.08 ppm, Pt = 0.11 ppm, Ir = 0.1 ppb,

(forages 160-181) (Ni/Cu = 14.12, Pd/Ir = 20800)

Région de Delta

Lentille D-8 : Ni = 6.74 %, Cu = 0.93 %, Pd - 0.64 ppm, Pt = 0.91 ppm, Ir = 68.6 ppb,

(forages 77-24)(Ni/Cu = 7.24, Pd/Ir = 9.33)

Lentille D-9 Ni = 5.17 %, Cu = 1.4 %, Pd = 2.77 ppm, Pt = 1.77 ppm, Ir = 16.8 ppb,

(forages 77-29) (Ni/Cu = 3.69, Pd/Ir = 164.88)

Veines Ni = 1.78 %, Cu = 1.25 %, Pd = 3.37 ppm, Pt = 1.77 ppm, Ir = 1.7 ppb,

(forages 80-77) (Ni/Cu = 1.42, Pd/Ir = 1982.3)

Modèle génétique

Ces amas de sulfures massifs bréchiques et foliés auraient une origine magmatique et semblent s'être formés suite à la ségrégation d'un liquide sulfuré immiscible déjà préalablement appauvris en soufre et en EGP à partir d'un magma de la composition d'un basalte komatiitique. Ces amas ont subi une

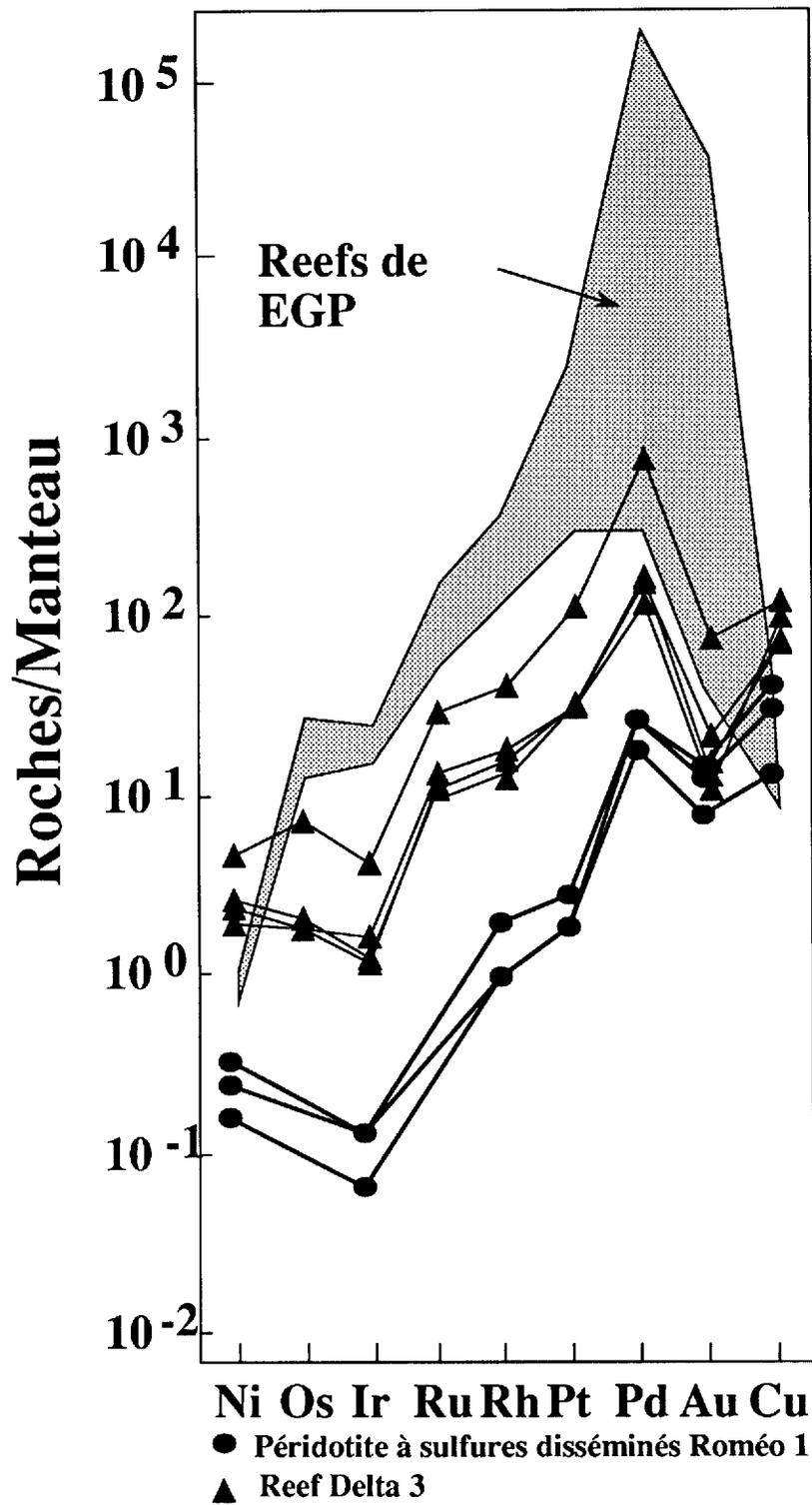


Figure 5.2 : Profils des éléments Ni-EGP-Cu normalisés au manteau des minéralisations observées dans les filons-couches différenciés Delta 3 et Roméo 1.

déformation après leur dépôt et ont été transportés de manière ductile sur une certaine distance. Des transformations chimiques ont provoqué un lessivage des éléments mobiles (Pd, Au et Cu) dans les roches encaissantes, entraînant la formation de veines et veinules riches en ces éléments. Les sulfures massifs résiduels sont donc relativement enrichis en éléments peu mobile (Ni, Pt, Ir, Ru, Os et Rh). La figure 5.3b représente les valeurs Ni, Cu et EGP normalisées au manteau pour les amas sulfurés remobilisés dans les veines en provenance des lentilles D-8 et D-9 de la région de Delta, alors que la figure 5.3a représente les valeurs Ni-Cu et EGP observées dans le gîte de Donaldson-Est.

5.2 Histoire magmatique et métallogénique des intrusions reliées à l'ouverture océanique du chukotat

Au cours de cette étude, nous avons montré qu'à part les dykes de diabase rencontrés dans la partie inférieure du Groupe de Povungnituk et comagmatiques des basaltes tholéïtiques à plagioclase de ce même groupe, toutes les autres intrusions injectées dans la série volcanosédimentaire du Groupe de Povungnituk, qu'elles soient uniquement gabbroïques, ultramafiques à mafiques ou uniquement ultramafiques, étaient comagmatiques des basaltes du Groupe du Chukotat.

L'examen des bordures figées a révélé que seules celles des intrusions Delta 1, Delta-3 et Katinik, représentaient réellement la composition des liquides primaires du Chukotat. Toutes les autres bordures figées observées à Méquillon, Bravo, Delta-2b', Roméo 1 et lac Cross ont une composition chimique modifiée par l'ajout plus ou moins important de cristaux cumulus d'olivine, de ferrochromite et éventuellement de sulfures. Les liquides primaires possèdent donc des compositions de basalte komatiitique ou de picrite et contiennent entre 15 et 19 % de MgO et entre 13 et 32 ppb de EGP.

L'étude des bordures figées des intrusions et de la fusion partielle à l'origine des liquides primaires révèle que les liquides parents des intrusions Delta-1, Delta-3 et Roméo 1 (MgO = 14.7 à 15.3 %, Cr = 824 à 1600 ppm; Ni = 279 à 537 ppm; Σ EGP = 13 à 28 ppb) résultent de la fusion progressive d'une lherzolite à grenat selon un taux compris entre 18 et 20 %, lors des stades les plus précoces de la Formation de l'Océan Protérozoïque du Chukotat. Les liquides parents des intrusions Delta-2b', Delta-4 et des conduits nourriciers de Katinik, ont très rapidement suivi la mise en place des filons-couches précités, et résultent de la fusion de la même source selon un taux

de 21 à 26 %. En conséquence, ces derniers liquides sont plus riches en magnésium (MgO = 19%), en chrome (Cr = 2200 ppm), en nickel (Ni = 1000 ppm) et en EGP (Σ EGP = 32 ppb) que les précédents, ainsi qu'en soufre, offrant un fort potentiel pour la formation de gîtes de EGP. Les intrusions Méquillon, Povungnituk 1 et 2, et peut-être aussi lac Cross, résultent d'une phase magmatique plus tardive, correspondant à la mise en place des séquences B2c du Chukotat. Faiblement déprimés en terre rares légères et également de composition picritique, les liquides parents semblent provenir de la fusion partielle d'une source probablement plus appauvrie en REE avec un taux de l'ordre de 25 %. Les bordures figées de Méquillon sont enrichies en EGP mais les teneurs semblent en partie résultés de l'introduction de cumulats à olivine et de sulfures précoces.

Les processus de fusion partielle expliquent également le fractionnement apparent de l'iridium dans les liquides parents des intrusions, cet élément étant davantage retenu par l'olivine lorsque la fusion du manteau s'effectue à plus faible pression. Au cours de l'ascension des magmas, des cristaux d'olivine et de ferrochromite ont commencé à se former selon des processus de cristallisation à l'équilibre avec un taux de nucléation élevé, expliquant ainsi la présence de microphénocristaux d'olivine dans les bordures figées des intrusions et des coussins de lave dans le Groupe de Chukotat. Les données géochimiques, notamment le rapport Cu/Pd, montrent qu'aucune ségrégation de liquide sulfuré ne s'est produite avant la mise en place des liquides parents des intrusions. Toutefois, une faible extraction de liquide sulfuré s'est produite avant l'épanchement des liquides à l'origine des premières séquences de basaltes à olivine du Chukotat. Ainsi, les liquides parents des intrusions possèdent tous un bon potentiel pour la formation de gîtes de EGP.

L'histoire de cristallisation des intrusions révèle que le filon-couche Delta-3 résulte d'une seule injection magmatique, mais que le réservoir formé a fonctionné en système ouvert, duquel s'est échappée une bonne partie des liquides ferrogabbroïques de fin de cristallisation. Les liquides, ont cristallisé en formant des cumulats qui se sont répartis dans les différentes parties du réservoir en fonction des ordres de cristallisation. Ainsi, les cristaux d'olivine (Fo_{83-84}) ont sédimenté dans la partie inférieure du réservoir, tandis que les cristaux de plagioclase cristallisés plus tardivement se sont accumulés d'une part à la base de la pile gabbroïque pour former des gabbro-norites, et d'autres part au toit de la chambre pour former des gabbros hétérogènes et des anorthosites. Une partie

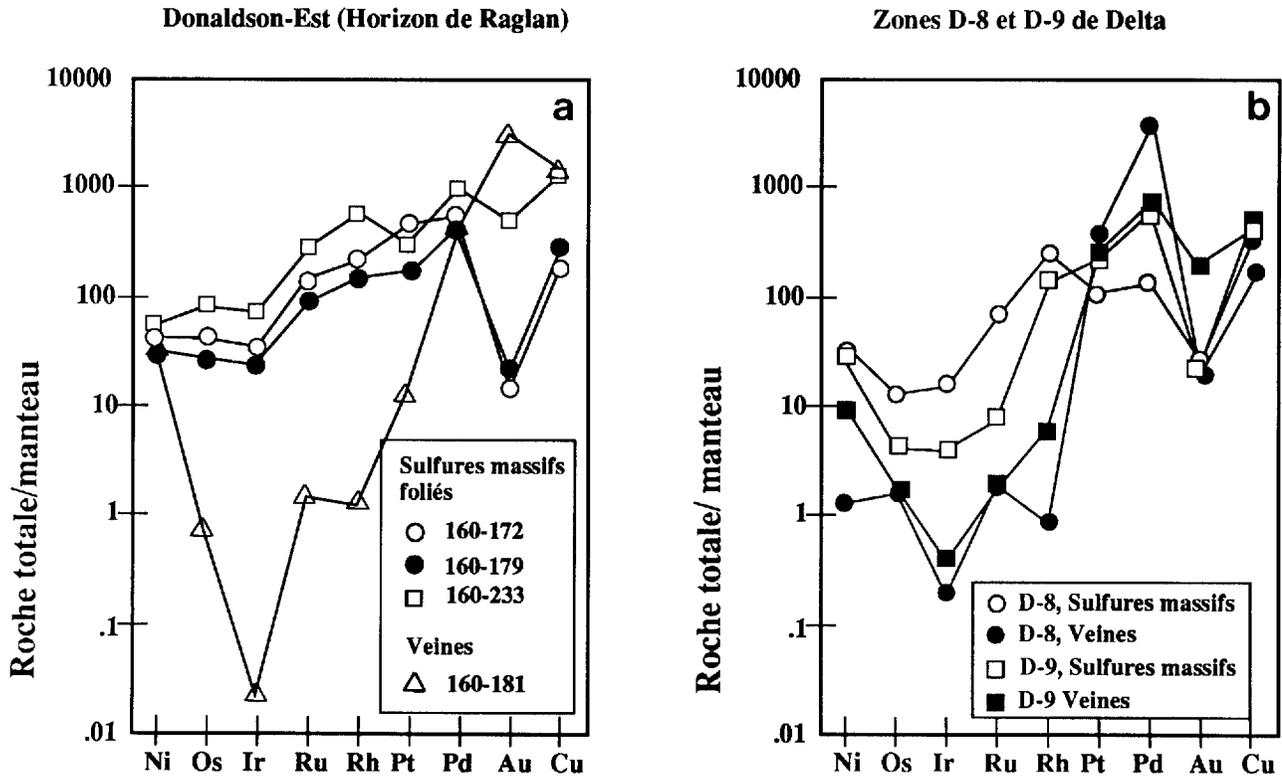


Figure 5.3a : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour des échantillons de sulfures massifs remobilisés, localisés dans des zones de cisaillement, Donaldson-Est.

Figure 5.3b : Valeurs Ni, Cu, EGP normalisées au manteau pour des échantillons de sulfures massifs et de type veines associées à des zones de cisaillement, zones D-8 et D-9 de Delta. (valeurs tirées de Giovenazzo et al., 1989).

Tableau 5.1 : Valeurs moyennes des gîtes Ni-Cu-EGP de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava.

		Ni	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Cu
	nb	%	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	ppb	%
Manteau		0.20%	4.2	4.8	5.6	1.6	8.3	4.4	1.2	0.028
Lac Cross	5	1.87	42.56	52.12	270.44	201.56	564.92	1762.32	98.52	0.83
Katinik										
ce rapport Barnes et al, 1982	4	1 4.49	71.5 137.1	60.5 90.34	295.25 510.4	41.25 253	822.75 1469.2	2339.75 96.5	104.75 1.22	0.99 1.22
Donaldson-Ouest*										
Sulfures massifs		10.4	340	267.5	1575	735	2250	775	25	0.8
Sulfures foliés		4.28	44	35.5	180	90.5	1065	3800	51.5	0.9
Donaldson-E										
172	3	2.08	86.26	73.33	372.33	49.66	938	2700	17.3	0.28
181-1a	1	6.92	3	0.1	8.2	2	110	2078	3700	4.13
172-rem	2	8.71	175.5	152	831	350	3770	2200	16.5	0.49
179-rem	1	5.71	112	101	517	240	1540	1840	23	0.78
233	4	11.26	346.25	327	1636.1	930	2639	4389.5	571.5	3.28
Zone D-8										
Sulfures massifs		6.74	56.7	68.6	392.52	412.77	915.31	632.9	33.97	0.93
Veines	1	0.274	6.7	0.8	10	1.4	3250	17464	28.5	0.48
Zone D-9										
Sulfures massifs		5.17	17	16.8	41.3	219.4	1768	2768	24.8	1.4
Veines	1	1.78	7.4	1.7	10	10.1	2200	3370	235.4	1.25
Méquillon	3	0.2213	1.62	3.13	10.19	46.12	158.71	597.1	19.68	1163.32
Delta-3										
ouest(3.1a)	8	1.57	5.5	9.82	101.33	23.75	4328	487.6	116.7	0.33
centre	3	0.46	6.66	5.3	67.3	27.3	736.3	295	27.6	0.18
est(D3)	2	0.54	11	7.6	44.5	50.5	434	706.5	59.5	0.41

des liquides résiduels a pu se concentrer pour former l'horizon de gabbro pegmatitique et drainer les sulfures et les EGP présents dans le système magmatique. En effet, à Delta-3, les liquides d'abord sous-saturés en soufre ont vu leur fugacité en soufre s'accroître peu à peu, jusqu'au moment où la précipitation des liquides tardifs gabbroïques ont également provoqué la précipitation des sulfures et des EGP, peut-être sous l'action de fluides tardi-magmatiques, entraînant la formation du "reef Delta-3".

Le filon-couche Roméo 1 résulte également d'une seule injection magmatique mais a fonctionné en système fermé. Après la formation des cumulats à olivine (Fo₈₃₋₈₄), les liquides résiduels ont cristallisé in-situ, pour former successivement des mélanogabbros, puis des gabbros à quartz, tandis que les plagioclases extraits du système en quantité modérée se sont accumulés à la base et au sommet dans des horizons de gabbro-norite. Les derniers liquides de composition ferrogabbroïque et granophyrique ont localement réagi avec les sédiments du toit de la chambre pour former un mélange granophyrique dans la partie sommitale de l'intrusion. L'intrusion Roméo 1 ne possède pas de concentration importante de EGP, mais des teneurs tout de même anormales dans un horizon contenant jusqu'à 15 % de sulfures disséminés situés à l'intérieur des gabbros-norites. La formation des sulfures enrichis en EGP paraît comparable au cas précédent, mais à Roméo 1, il semble que les sulfures ont été au préalable appauvris par une précipitation antérieure de liquide sulfuré, et que les sulfures formés ont ensuite été remobilisés.

Les dykes ultramafiques Méquillon (Tremblay, 1989), Bravo (Barnes et Giovenazzo, 1990), Delta-2b' et Delta-4, tout comme les conduits nourriciers de lac Cross, Donaldson et le lac de lave de Katinik (Barnes et al., 1982; Barnes et Barnes, 1990) ont fonctionné en système ouvert. Ils ont servi de voie de cheminement pour les magmas komatiitiques à l'origine des basaltes du Groupe de Chukotat, et une quantité considérable de magmas à transité au travers de ces conduits. Une partie importante de l'olivine cristallisée (Fo₈₅₋₈₆) pendant l'ascension des magmas s'est déposée dans les systèmes ultramafiques précités, conduisant à la formation de véritables cumulats à olivine. À Katinik, des cristaux squelettiques d'olivine plus ferrifère se sont formés lors de la formation du lac de lave. D'autres minéraux, notamment des sulfures, ont été piégés en abondance dans ces systèmes, entraînant la formation de gîtes de ségrégation magmatique, type Kambalda, riches en Ni et en EGP. Ces sulfures résultent de l'extraction précoce d'environ 1 % de liquides sulfurés au moment de la mise en

place des magmas parents. Dans tous les cas, le soufre semble principalement d'origine magmatique, et la précipitation des liquides sulfurés semble avoir été induite par les conditions physico-chimiques de milieux.

Enfin, lors du stade d'océanisation final qui a conduit à la formation des basaltes tholéitiques à plagioclase du Chukotat, de nouveaux liquides ont formé les filons-couches de gabbro différenciés observés à la base du Povungnituk et dans la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava. Ces liquides déjà très fractionnés sont pauvres en EGP (moins de 10 ppb) et n'offrent pas de potentiel pour le piégeage de minéralisations de EGP.

En conclusion, l'histoire magmatique et métallogénique des filons-couches différenciés ultramafiques à mafiques et des dykes et conduits ultramafiques peut être envisagée de la manière suivante :

- 1a) Début de fusion partielle à grande profondeur du manteau lherzolitique (F = 18 à 20 %), lors des stades les plus précoces de l'océanisation du Chukotat conduisant à la formation des liquides hautement magnésiens (MgO = 14 à 16 %, TiO₂ = 0.69 à 0.71 %; Al₂O₃ = 7.5 à 10.5 %) à l'origine des filons-couches différenciés Delta-1, Delta-3 et Roméo 1.
- 1b) Ascension puis piégeage des liquides dans des réservoirs stratiformes à l'intérieur desquels ils vont se différencier.
- 1c) Les liquides parents, cristallisent sous forme de pyroxénite dans la bordure inférieure, et les premiers cristaux d'olivine (Fo 83-84) cristallisent et sédimentent dans la partie inférieure des réservoirs formant des cumulats à olivine.
- 1d) Les liquides résiduels de composition mélanogabbroïque se concentrent vers le haut du réservoir, et cristallisent d'abord in-situ pour former un horizon de mélanogabbro puis, peu à peu, voient la phase plagioclasiq se concentrer vers le haut et former des cumulats de plus riches en plagioclase vers le haut. Des cristaux de pyroxène de plus en plus ferrifères cristallisent progressivement en phase interstitielle depuis les liquides résiduels.
- 1e) Finalement les liquides résiduels de composition ferrogabbroïque forment un horizon pegmatitique grâce à l'intervention de phase fluide au niveau du "reef Delta-3". À ce stade, les liquides

résiduels deviennent saturés en soufre et des liquides sulfurés se forment par immiscibilité, drainant tout le stock de EGP. Ces liquides sulfurés percolent au travers des silicates antérieurs, peut-être avec l'aide de certains fluides tardi-magmatiques, puis précipitent notamment à Delta-3 pour former un mince horizon enrichi en EGP. À Delta-3, une bonne partie de ces liquides tardifs ferrogabbroïques quitte le système pour se mettre en place plus haut dans la séquence, ou bien disparaît à cause de l'injection brutale d'une nouvelle masse de magmas komatiitiques.

- 2a) Nouvelles fusions plus complètes du manteau (F = 21 à 26%) conduisant à la formation de liquides komatiitiques plus magnésiens que le précédent (MgO = 19 %, TiO₂ = 0.57 %; Al₂O₃ = 9.3 %) qui vont cheminer dans des dykes Delta-2b' et Delta-4 qui recouperont les filons-couches différenciés type Delta, et former le lac de lave de Katinik.
- 2b) Début de cristallisation d'une olivine plus magnésienne (Fo 85-86) que précédemment à l'intérieur des conduits nourriciers au cours de l'ascension des magmas. Au moment de la mise en place des magmas dans les conduits stratiformes se produisent les processus d'immiscibilité des phases sulfurées conduisant à la formation des dépôts de sulfures nickelifères et platinifères.
- 2c) Sédimentation des cristaux d'olivine et de ferrochromite de première génération et des phases sulfurées immiscibles dans les parties horizontales des conduits et début de cristallisation près de la surface (ex. à Katinik) des liquides résiduels sous un fort gradient thermique entraînant la formation de cristaux aciculaires (squelettiques à texture spinifex) d'olivine plus ferrifère;
- 2d) Épanchement des liquides résiduels non cristallisés contenant en suspension encore 10 à 15 % de cristaux d'olivine cristallisée pendant l'ascension des magmas. Les basaltes à olivine qui en résultent sont plus appauvris en MgO à cause des fractionnements de l'olivine dans les conduits nourriciers. À ce stade, d'autres précipitations des liquides sulfurés entraînent la formation de nouveaux amas de sulfures enrichis en Ni et Cu mais appauvris en EGP (exemple de Delta-2C, zone D8-D9).
- 2e) Cristallisation des liquides interstitiels résiduels dans les conduits nourriciers avortés sous forme

de cristaux pœcilitiques de clinopyroxène sous des conditions thermiques plus stables.

- 2f) Vitrification des derniers liquides résiduels en une mésostase aphyrique.
- 3a) Nouvelles phases de fusion partielle du manteau profond (F = 25 %), lors des stades plus avancés de l'océanisation conduisant à la formation de liquides à nouveau moins magnésiens et déprimés en terres rares légères (MgO = 15 à 19 %) à l'origine des filons-couches différenciés de l'horizon de Vaillant (Povungnituk 1 et 2), du dyke ultramafique de Méquillon et peut-être du lac Cross et des séquences de basaltes du Chukotat B2c à B2e. Ces nouveaux épisodes magmatiques ne fournissent pas de grandes quantités de sulfures, mais en raison du faible taux d'extraction du liquide sulfuré (R très faible), les sulfures formés sont plus enrichis en EGP. Les processus de cristallisation et de sédimentation conduisent à la formation des séquences type Roméo.
- 4a) Les liquides produits lors des stades ultérieurs sont à l'origine de la mise en place des filons-couches uniquement gabbroïques et des basaltes tholéitiques à plagioclase du Groupe de Chukotat.

Ainsi, les magmas qui donnent lieu aux premières coulées de basalte à olivine du Chukotat possèdent tous un bon potentiel pour la formation de gîtes de EGP. Ils ont donné naissance aux minéralisations situées dans les horizons de Vaillant, de Delta et de Raglan. Au moment de leur mise en place, les magmas étaient sous-saturés en soufre. Dans les horizons de Méquillon et de Delta, la plupart des ces magmas semblent être restés sous-saturés au moment de la formation des dykes et des filons-couches différenciés, vraisemblablement à cause des pressions encore élevées qui régnaient et des faibles gradients de refroidissement. Dans les filons-couches, la saturation en soufre a été atteinte très tardivement, produisant localement des "reefs". Dans les dykes, le seuil de saturation a été localement atteint à Méquillon, à Vaillant, à Delta-2b', à Delta-4 et à Delta-2C, provoquant alors la formation de sulfures enrichis en EGP. Toutefois dans la plupart des cas, le volume de sulfures produits demeure faible. Les facteurs qui ont provoqué la saturation en soufre dans ces systèmes demeure encore en partie obscure. Dans l'horizon de Raglan, la plupart des magmas semblent avoir brutalement dépassés leur seuil de saturation en soufre entraînant la précipitation de nombreux sulfures enrichis en EGP à partir d'un très grand volume de magmas (R = 100 à 1000), puis le piégeage de ces

derniers à la base des conduits. Nos données indiquent qu'en dépit de la présence de sédiments pyriteux dans l'environnement, le soufre semble essentiellement d'origine magmatique. Il se pourrait donc que ce soit la chute brutale des pressions et des températures au moment de l'injection des magmas dans les conduits subvolcaniques et dans les lacs de lave qui aurait entraîné la sursaturation en soufre des magmas. Cette hypothèse n'est pas actuellement vérifiée et demande de nouveaux travaux.

Dans tous les gîtes magmatiques de Ni, Cu et EGP, nous avons noté que les processus tectono-métamorphiques, hydrothermaux ou métasomatiques ultérieurs, avaient dans bien des cas entraîné des remobilisations des éléments chimiques, notamment du cuivre et du palladium, provoquant un effet de brouillage pour l'identification des processus primaires. Dans certains gîtes, notamment à Donaldson et dans les zones D8 et D9, ces processus semblent jouer un rôle majeur dans les processus de concentration, entraînant localement des concentrations importantes en Cu et Pd. On peut donc conclure que les guides majeurs pour la prospection des EGP dans la Fosse de l'Ungava consiste en la recherche des horizons ultramafiques, en particulier le long de l'interface Povungnituk - Chukotat, la recherche des zones de cisaillement qui affectent ces horizons minéralisés, et l'utilisation des méthodes géochimiques décrites plus haut sur les bordures figées et les cumulats pour déterminer où et quand les liquides sulfurés se sont séparés du magma primaire. En effet, une fois la saturation en soufre atteinte, le nickel, le cuivre et les EGP vont être répartis dans les sulfures en raison de leurs coefficients de partage élevés avec les phases sulfurées. Après la précipitation des sulfures, les magmas résiduels deviendront appauvris en EGP. Toutefois, si les sulfures précipités sont trop abondants, les teneurs en EGP des sulfures deviendront plus faibles en raison des effets combinés de la dilution dans une grande quantité de sulfures et de la cristallisation des sulfures. Ceci diminuera les concentrations en EGP dans le magma. De tels magmas peuvent rester saturés en soufre et ils précipiteront des sulfures accessoires pendant leur histoire de cristallisation. Cependant, ces derniers resteront appauvris en EGP (Barnes et Campbell, 1988). Autrement dit, les magmas qui fractionnent un liquide immiscible au cours de leur ascension perdent leur Ni, leur Cu et leurs EGP avant d'atteindre la surface. Il est donc normal que les gisements Ni-Cu-EGP retrouvés dans la Fosse de l'Ungava soient dans les conduits nourriciers, sous les premières coulées picritiques du Chukotat et non pas dans les coulées.

Nous avons illustré sur la figure 5.4 la séquence d'événements qui conduisent à la formation d'un gîte de ségrégation magmatique enrichi en Ni-Cu puis à des gîtes remobilisés, tel qu'on peut l'observer dans et autour des amas sulfurés de lac Cross, Katinik et Donaldson. Cette interprétation peut aussi être appliquée aux zones D-8 et D-9 de Delta, mais dans ce cas, la déformation est plus poussée et correspond à la partie droite du schéma 3 (figure 5.4).

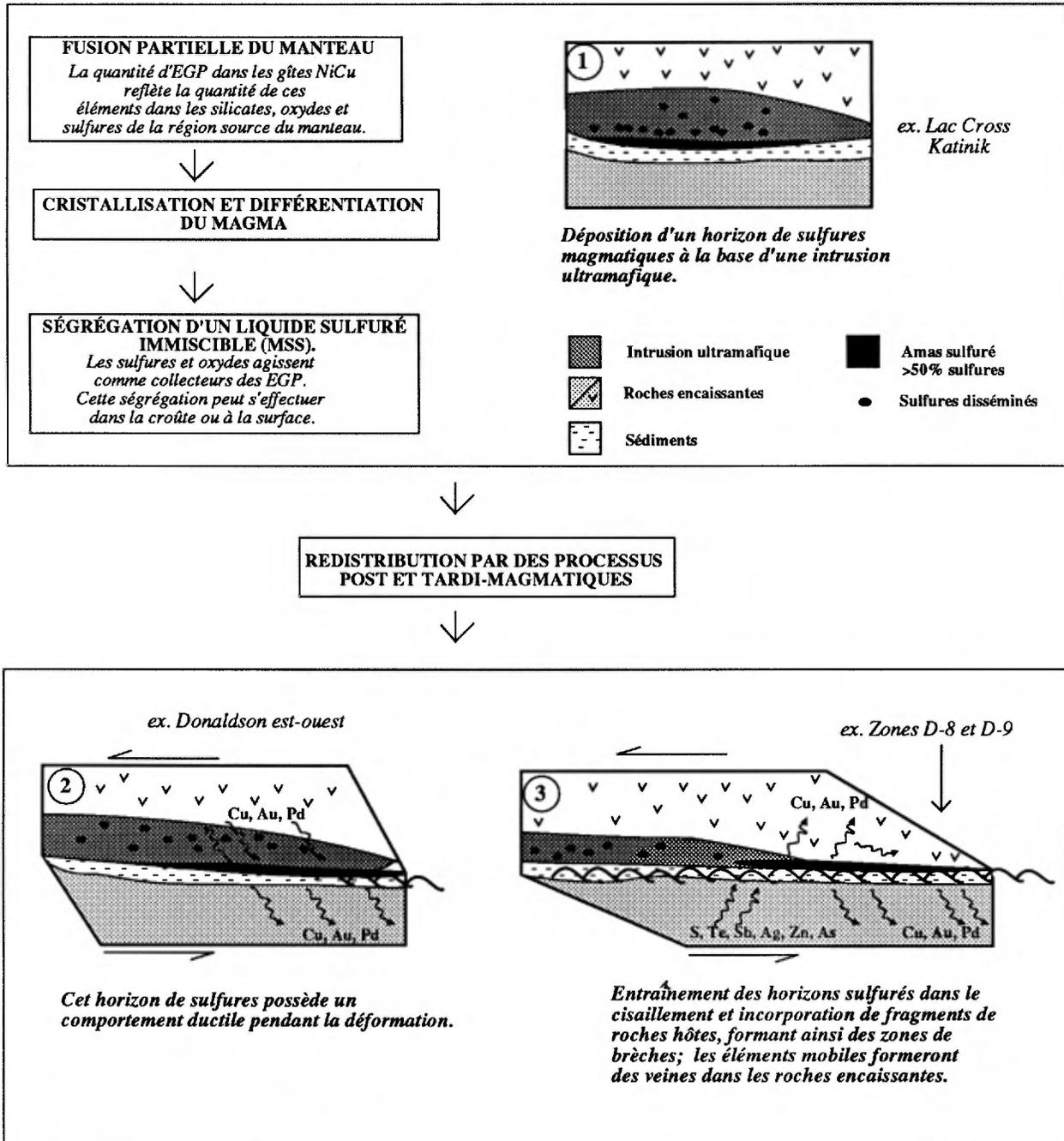


Figure 5.4 : Schéma illustrant la genèse des gîtes Ni, Cu et EGP associés aux intrusions ultramafiques.

BIBLIOGRAPHIE

- ALAPIETI, T. T. - LAHTINEN, J. J., 1986 - Stratigraphy, petrology and platinum-group element mineralization of the early Proterozoic Penikat Layered Intrusion, Northern Finland. *Economic Geology*, Vol. 81, pp. 1126-1136.
- AMOSSE, J. - ALLIBERT, M. - FISCHER, W. - PIBOULE, M., 1986 - Etude de l'influence des fugacités d'oxygène et de soufre sur la différenciation des platinoïdes dans les magmas ultramafiques. Résultats préliminaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 304 (II, 19), pp. 1183-1185.
- AMOSSE, J. - FISCHER, W. - ALLIBERT, M. - PIBOULE M., 1986 - Méthode de dosage d'ultra-traces de platine, palladium, rhodium et or dans les roches silicatées par spectrophotométrie d'absorption atomique électrothermique. *Analisis*, V. 14, n°1, pp. 26-31.
- ANDERSEN, O., 1915 - The system anorthite - forsterite - silica. *American Journal of Science*, V. 39 (4ème série), pp. 407-454.
- AVRAMTSCHEV, L., 1982 - Carte des gîtes minéraux du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec: DPV 897.
- BAER, A. J., 1977 - Comment: Plate tectonics in the Cape Smith fold belt. *Geology*, Vol. 5, pp. 651.
- BALHAUS, C. G. - STUMPFL, E. F., 1986 - Sulfide and Platinum mineralisation in the Merensky Reef: evidence from hydrous silicates and fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.94, pp 193-204.
- BALHAUS, C. G. - CORNELIUS, M. - STUMPFL, E. F., 1988 - The upper critical zone of the Bushveld complex and the origin of Merensky-Type ores: A discussion. *Economic Geology*, vol 83, pp 1082-1091.
- BARAGAR, W. R. A., 1984 - Pillow formation and Layered flows in the Circum-Superior Belt of eastern Hudson Bay. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, Vol 21, pp. 781-792.
- BARAGAR, W. R. A. - SCOATES, R. F. J., 1981 - The Circum-Superior belt: a proterozoic plate margin? Dans: KRONER, A. (Ed.), *Precambrian plate tectonics*. Elsevier, Amsterdam, pp. 297-330.
- BARD, J. P., 1980 - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Ed. Masson, 192 pages.
- BARRETTE, P. D., 1988 - Géologie de la région du Lac Bilson, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, carte préliminaire, DP 87-23.
- BARRETTE, P. D., 1989 - Géologie de la région du Lac Bolduc, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, carte préliminaire, DP 88-17.
- BARNES, J. J. - COATS, C. J. A. - NALDRETT, A. J., 1982 - Petrogenesis of a proterozoic nickel sulfide komatiite association. The Katinik sill, Ungava, Québec. *Economic Geology*, Vol. 77, pp.413-429.
- BARNES, J. J. - BARNES, S.-J., 1990 - A new interpretation of the Katinik nickel deposit, Ungava, northern Quebec. *Economic Geology*, vol. 85, pp. 1269-1279.
- BARNES, S.-J., 1990 - The use of metal ratios in prospecting for a platinum-group-element deposit in mafic and ultramafic intrusions. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 37, pp. 91-99.
- BARNES, S. J. - BOYD, R. - KORNELIUSSEN, A. - NILSSON, L. P. - OFTEN, M. - PEDERSEN, R. B. - ROBINS, B., 1988 - The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: Example from Norway. Dans: Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowles, J.F.W. et Cribb, S.J. (Eds.) - *Geo-Platinum 87*, Elsevier Applied Science Publishers, UK. pp. 113-144.
- BARNES, S. J. - CAMPBELL, I. H., 1988 - Role of late magmatic fluids in Merensky-type platinum deposits: a discussion. *Geology*, vol.16, pp.488-491.
- BARNES, S. J. - GIOVENAZZO, D., 1990 - Platinum-Group Elements in the Bravo Intrusion, Cape Smith Fold Belt, northern Quebec. *Canadian Mineralogist*, Vol. 28, pp. 431-449.
- BARNES, S. J. - GOLE, M.J. - HILL, R. E. T., 1988 - The Agnew nickel deposit, Western Australia.I: Structure and stratigraphy. *Economic Geology*, vol.83, pp 524-536.
- BARNES, S.-J. - NALDRETT, A. J., 1986 - Variations in platinum element concentrations in the Alexo mine komatiite, Abitibi greenstone belt, northern Ontario. *Geological Magazine*, vol.123, pp. 515-529.
- BARNES, S.-J. - NALDRETT, A. J., 1987 - Fractionation of the Platinum-Group elements and gold in some Komatiites of the Abitibi Greenstone Belt, Northern Ontario. *Economic Geology*, vol.82, pp 165-183.
- BARNES, S.-J. - NALDRETT, A. J. - GORTON, M. P., 1985 - The origin of the fractionation of Platinum-Group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology*, vol 53, pp 303-323.
- BARRETTE, P. D., 1988 - Géologie de la région du Lac Bilson, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Carte préliminaire, DP 87-23.
- BARRETTE, P. D., 1989 - Géologie de la région du Lac Bolduc, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Carte préliminaire, DP 88-17.
- BEALL, G. H., 1959 - Cross Lake area, New Quebec, Quebec Department of Mines. Rapport préliminaire 396 et carte préliminaire 1267, 9 p.

- BEALL, G. H., 1960 - Laflamme Lake area, New Quebec, Quebec Department of Mines. Rapport préliminaire 435 et carte préliminaire 1351, 10 p.
- BEALL, G. H., 1977 - Cross Lake and Laflamme lake areas. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP-460.
- BEDARD, J. H. - FRANCIS, D. M. - HYNES, A. J. - NADEAU, S., 1984 - Fractionation in the feeder system at a proterozoic rifted margin. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*. Vol 21, pp.489-499.
- BÉGIN, N. J., 1989 - P-T Conditions of Metamorphism inferred from the Metabasites of the Cape Smith Belt, Northern Quebec. *Geosciences Canada*, vol. 16, n°3.
- BEGIN, N. J. - CARMICHAEL, D. M., 1987 - Metabasites in the eastern Cape Smith thrust-fold belt, northern Quebec: metamorphic facies, mineral reactions and P-T-CO₂ estimates. *Geol. Assoc. Canada, Program with abstracts*, Vol. 12, p.24.
- BÉGIN, N. J. - LUCAS, S. B. - CARMICHAEL, D. M., 1988 - Thermal and tectonic significance of mineral isogrades in mafic rocks of the Cape Smith Belt, Northern Quebec. *Association Géologique du Canada, Program with abstracts*, 13: 7.
- BERGERON, R., 1957 - Cape Smith-Wakeham Bay belt, New Quebec, Quebec Department of Mines. Rapport préliminaire 355 et cartes préliminaires 1090 et 1196, 8 p.
- BERGERON, R., 1959 - Povungnituk range area, New Quebec. Quebec Department of Mines. Rapport préliminaire 392 et carte préliminaire 1279, 9 p.
- BOUGAULT, H., 1980 - Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. Thèse Doctorat es Sciences, Univ.Paris VII, France, 221 p.
- BOUGAULT, H. - TREUIL, M. - JORON, J. L., 1979 - Trace elements from 23°N and 36°N in the Atlantic ocean: fractionation crystallization, partial melting and heterogeneity of the upper mantle. In *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 45, pp. 493-506.
- BUCHANAN, D. L. - NOLAN, J., 1979 - Solubility of sulfur and sulfide immiscibility in synthetic tholeiitic melts and their relevance to Bushweld-complex rocks. *Canadian Mineralogist*, vol.17, pp. 483-494.
- BURKE, K. - DEWEY, J. F. - KIDD, W. S. F., 1977 - World distribution of sutures - the site of former oceans. *Tectonophysics*, Vol. 40, pp. 489-499.
- CABRI, L. J., 1981 - The Platinum-Group Minerals. Dans: CABRI, L.J. Editeur - *Platinum-Group Elements: Mineralogy, Geology, Recovery*. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montréal, CIM Special Volume 23, pp.83-150.
- CAMPBELL, I. H. - NALDRETT, A. J., 1979 - The influence of silicate/sulfide ratios on the geochemistry of magmatic fluids. *Economic Geology*, vol.74, pp.1503-1506.
- CAMPBELL, I. H. - NALDRETT, A. J. - BARNES, S. J., 1983 - A model for the origin of the platinum rich sulfide horizons in the Bushweld and the Stillwater complexes. *Journal of Petrology*, vol.24, pp. 133-165.
- COATS, C. J. A., 1982 - Geology and nickel sulfide deposits of the Raglan area, Ungava, Quebec. Société minière Raglan du Québec, Ltée. Ministère Energie et Ressources, Québec, GM 40480.
- COUSINS, C. A., 1973 - Notes on the geochemistry of the platinum-group elements. *Geol. Soc. South Africa Trans*, vol.76, pp. 77-81
- DAXL, H., 1986 - The chlorite - hosted Platinum-Group Minerals of the Bravo - Sill, Ungava trough, New Quebec. Rapport de fin d'étude, Université Concordia, Montréal, 58 p.
- DE MONTIGNY, P. A., 1959 - Upper Deception River area, New Quebec. Département des Mines du Québec. Rapport préliminaire 398 et carte préliminaire 1285, 8 p.
- DILLON-LEITCH, H. C. H. - WATKINSON, D. H. - COATS, C. J. A., 1986 - Distribution of platinum-Group elements in the Donaldson West Deposit, Cape Smith Belt, Quebec. *Economic Geology*, Vol. 81, n° 5, pp. 1147-1158.
- DIMROTH, E. - BARAGAR, W. R. A. - BERGERON, R. - JACKSON, G. D., 1970 - The filling of the Circum-Ungava geosyncline. Dans: *Symposium on basins and geosynclines of the Canadian shield*. Ed. BAER, A.J. Commission Géologique du Canada, Paper 70-40, pp. 45-144.
- DOIG, R., 1983 - Rb-Sr isotopic study of archean gneisses north of the Cape Smith foldbelt, Ungava, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, Vol. 20, pp. 821-829.
- DOIG, R., 1987 - Rb-Sr geochronology and metamorphic history of Proterozoic to early Archean rocks, north of the Cape Smith foldbelt, Ungava, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, Vol. 24, n°4, pp. 813-825.
- DUKE, J. M., 1986 - The Dumont nickel deposit: a genetic model for disseminated magmatic sulphide deposits of Komatiitic affinity. Dans: *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*, ed. par M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary et H.M. Prichard., The Institute of Mining and Metallurgy, England, pp. 151-161.
- DUKE, J. M., - NALDRETT, A. J., 1978 - A numerical model of the fractionation of olivine and molten sulfide from Komatiite magma." *Earth and Planetary Science Letters*, 39, pp 255-266.
- ECKSTRAND, O. R., 1975 - The Dumont serpentinite: a model for control of nickelliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. *Economic Geology*, vol.70. pp. 183-201.

- ECKSTRAND, O.R. - GRINENKO, L. N. - KROUSE, H. R. - PAKTUNC, A. D. - SCHWANN, P. L. - SCOATES, R. F. J., 1989 - Preliminary data on sulphur isotopes Se/S ratio, and the source of sulphur in magmatic sulphides from the Fox River sill, Molson dykes and Thompson nickel deposits, northern Manitoba. In *Current Research, Part C*, Geological Survey of Canada, Paper 89-1C, pp. 235-242.
- FEININGER, T., 1986 - An unusual alaskite located 40Km West of Asbestos Hill. Dans: *Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pp. 51-56.
- FLEET, M.E., MACRAE, N.D., HERZBERG, C.T. 1977 - Partition of nickel between olivine and sulfide: A test for immiscible sulfide liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.65, pp. 191-197.
- FLEET, M. E. - MACRAE, N.D. - OSBORNE, M. D., 1981 - The partition of nickel between olivine, magma and immiscible sulfide liquid." *Chemical Geology*, vol.32, pp. 119-127.
- FRANCIS, D. M. - HYNES, A. J., 1979 - Komatiite derived tholeiites in the Proterozoic of New Quebec. *Earth and Planetary Sciences Letters*, Vol. 44, pp. 473-481.
- FRANCIS, D. M. - HYNES, A. J. - LUDDEN, J. N. - BEDARD, J., 1981 - Crystal fractionation and Partial melting in the Petrogenesis of a Proterozoic high-MgO volcanic suite, Ungava, Quebec. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol. 78, pp. 27-36.
- FRANCIS, D. M. - LUDDEN, J. N. - HYNES, A. J., 1983 - Magma evolution in a proterozoic rifting environment. *Journal of Petrology*, Vol.24, pp.556-582.
- GAONAC, H. H. - PICARD, C. - LUDDEN, J. N. - FRANCIS, D., 1989. A proterozoic oceanic island from Cape Smith, New Quebec? *Geosciences Canada*, Vol. 16, n°3, pp.137-140.
- GAUDARD, F., 1987. Caractérisation pétrographique et distribution de l'or et des EGP dans le complexe igné Delta 1 Nord, Fosse de l'Ungava. *Projet de fin d'études Baccalauréat Es Sciences*. Université de Montréal, Département de Géologie.
- GELINAS, L., 1962 - Watts Lake area, New Quebec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec. *Rapport préliminaire 471 et carte préliminaire 1414*.
- GIBB, R. A., 1983 - Model for suturing of Superior and Churchill plates: an example of double indentation tectonics. *Geology*, Vol. 1, pp. 413-417.
- GIBB, R. A. - WALCOTT, R. I., 1971 - A Precambrian suture in the Canadian shield. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 10, pp. 413-422.
- GENKIN, A. D. - EVSTIGNEEV A. T. L., 1986 - Associations of Platinum-Group minerals of the Noril'sk Copper-Nickel sulfide ores. *Economic Geology*, vol.81, pp. 1203-1212.
- GIOVENAZZO, D., 1985 - Etude des minéralisations du secteur centre du sillon de Cap Smith: région des lacs Nuvilik. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, rapport final, MB 85-13.
- GIOVENAZZO, D., 1986a - Platinum-group element (PGE) mineralizations in the Cape Smith Belt. In Clark, T., Bélanger, M. and Giovenazzo, D. (Editors). *Precious metals in New Quebec*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.
- GIOVENAZZO, D., 1986b - La Fosse de l'Ungava: une province métallogénique enrichie en éléments du groupe de platine. In: *Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pp. 75-81.
- GIOVENAZZO, D., 1989 - Etude des minéralisations du secteur central de la Fosse de l'Ungava: région du lac Bélanger, des lacs Nuvilik et du lac Cécilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, ET 87-09.
- GIOVENAZZO, D. - LEFÈBVRE, C., 1986 - Classification des indices minéralisés de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pp. 73-74.
- GIOVENAZZO, D. - PICARD, C. - LEFÈBVRE, C. - TREMBLAY, C., 1988 - Gîtologie des indices minéralisés de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava, Nouveau Québec. Ministère Energie et Ressources du Québec, Québec, sous presse.
- GIOVENAZZO D. - PICARD C. - GUHA, J., 1989 - Tectonic setting of the Ni-Cu PGE deposits of the central part of the Ungava trough. *Geosciences Canada*, V. 16, n°3, p.134-137.
- GOLD, D. P., 1962 - Brisebois Lake area, New Québec: Ministère des Richesses Naturelles du Québec. *Rapport préliminaire 470 et carte préliminaire 1413*.
- GREEN, A. H. - NALDRETT, A. J., 1981 - The Langmuir volcanic peridotite-associated nickel deposits: Canadian equivalents of the Western Australian occurrences. *Economic Geology*, vol. 76, pp.1503-1523.
- GRESHAM, J. J. - LOFTUS-HILL, G. D., 1981 - The geology of the Kambalda Nickel field, Western Australia. *Economic Geology*, vol.76, pp.1373-1416.
- GROVES, D. I. - HUDSON, D. R., 1976 - The nature and origin of Archean stratabound volcanic-associated nickel-iron-copper sulfide deposits. dans *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*. (ed. par K.H.Wolf), Elsevier, Amsterdam, pp 305-410.
- GROVES, D. I. - LESHER, C. M. - GEE, R. D., 1984 - Tectonic setting of the sulfide nickel deposits of the Western Australian Shield. Dans: *Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks*. ed. par D.L.Buchanan and M.J.Jones, The Institute of Mining and Metallurgy, London. pp. 1-13.

- HAMLIN, P. R. - KEAYS, R. R. - CAMERON, W. E. - CRAWFORD, A. J. - WALDRON, H. M., 1985 - Precious metals in magnesian low-Ti lavas: Implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 49, pp.1797-1811.
- HANSON, G. O., 1980 - Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 8, pp. 371-406.
- HEGNER, E. - BEVIER, M. L., 1989 - Geochemical constraints on the origin of mafic rocks from the Cape Smith Belt, northern Quebec. *Geoscience Canada*, Vol. 16, n°3, pp. 148-150.
- HERVET, M., 1984 - Région de la vallée de Narsajuaq, Fosse de l'Ungava: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Cartes préliminaires, DP 85-05.
- HERVET, M., 1986 - Géologie de la région de la vallée de Narsajuaq, Fosse de l'Ungava. In: Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pp. 21-30.
- HERZBERG, C. T. - OHTANI, E., 1988 - Origin of Komatiite at high pressures. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 91, pp. 1361-1369.
- HOOVER, J. D., 1977 - Melting relations of a new chilled margin sample from the Skaergaard intrusion. *Carnegie Institute of Washington. Geophysical Lab. Report.*, pp. 736-737.
- HUPPERT, J. R. - SPARKS, R. S. J., 1980 - The fluid dynamic of a basaltic magma chamber, replenished by influx of hot, dense ultramafic magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 75, pp. 279-289.
- HYNES, A. J. - FRANCIS, D. M., 1982 - A transect of the early proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. - *Tectonophysics*, Amstemsam, 88, pp. 23-59.
- IRVINE, T. N., 1970 - Crystallisation sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions: 1. Olivine-Pyroxene-Plagioclase relations. *Geology of the Society of South Africa*, Spec. Pub. 1, pp.441-447.
- IRVINE, T. N., 1982 - Terminology for layered intrusions, *Journal of Petrology*, V. 23, pp. 127-162.
- JAUQUE, A. L. - GREEN, D. H., 1980 - Anhydrous Melting of Peridotite at 0-15 Kb Pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 73, pp. 287-310.
- KEAYS, R. R. - NICKEL, E. H. - GROVES, D. I. - Mc GILVERAY, P. J., 1982 - Iridium and palladium as discriminants of volcanic-exhalatif, hydrothermal, and magmatic nickel sulfide mineralisation. *Economic Geology*, vol.77, pp. 1535-1547.
- KEAYS, R. R. - ROSS, J. R. - WOOLRICH, P., 1981 - Precious metals in volcanic Peridotite-associated Nickel Sulfide Deposits in Western Australia. II: Distribution within the ores host rocks at Kambalda. *Economic Geology*, vol.76, pp1645-1674.
- KUCHA, H., 1982 - Platinum-Group metals in the Zechstein Copper deposit, Poland. *Economic Geology*, vol.77, pp 1578-1591.
- LAMOTHE, D., 1986 - Développements récents dans la Fosse de l'Ungava. In: Lamothe, D., Gagnon, R. et Clark, T., eds., Exploration en Ungava: données récentes sur la géologie et la géologie. - Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, DV 86-16, pp. 1-6.
- LAMOTHE, D. - GIOVENAZZO, D. - PICARD, C., 1987 - Platinum group element occurrences in the Ungava Trough, New Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, document de promotion n°15, 14p.
- LAMOTHE, D. - PICARD, C. - MOORHEAD, J. O., 1983 - Bande de Cap Smith-Maricourt, région du lac Beauport. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, Carte et rapport préliminaires, DP 84-39.
- LE ROEX, A. P. - ERLANK, A. J. - NEEDHAM, H. D., 1981 - Geochemical and mineralogical evidence for the occurrence of at least three distinct magma types in the "Famous" Region". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.77, pp. 24-37.
- LESHER, C. M. - ARNDT, N. T. - GROVES, D. I., (1982) - Genesis of komatiite-associated sulphide nickel deposits at Kambalda, Western Australia: A distal volcanic model. - In : Buchanan D.L. & Jones M.J. Eds., Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks. - The Institution of Mining and Metallurgy. Londres, pp. 70-80.
- LUCAS, S. B. - ST-ONGE, M. R., 1986 - Structural and thermal evolution of the basal shear zone in the early Proterozoic Cape Smith Thrust-Fold Belt, Quebec. *Association Géologique du Canada, Program with abstracts*, Vol. 11, p.96.
- LUCAS, S. B. - ST-ONGE, M. R., 1988 - Strain localization and out-of-sequence faulting in thrust belts: Examples from the Cape Smith, northern Canada. *Geological Society of America, Abstracts with program*, Vol. 20, n°7, p.A56.
- MAKOVICKY, M. - MAKOVICKY, R. - ROSE-HANSEN, J., 1986 - Experimental studies on the solubility and distribution of platinum group elements in base-metal sulphides in platinum deposits. In: *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*.
- GALLAGHER, M. J. - IXER, R. A. - NEARY, C. R. - PRICHARD, H. M., Editors. *The Institution of Mining and Metallurgy*. Londres. pp. 415-425.
- MARSH, B. D., 1988 - Crystal capture, sorting, and retention in convecting magma: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1720-1737.

- MATHEZ, E. A. - BOUDREAU, A. E. - McCALLUM, I. S., 1985 - Apatite and biotite from the Stillwater and Bushveld Complexes and the nature of hydrothermal activity. *Canadian Mineralogist*, vol.23, pp. 308 (abst.).
- MOORHEAD, J., 1985 - Géologie de la région du lac Chukotat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 86-01.
- MOORHEAD, J., 1986 - Géologie de la région des lacs Chukotat et Hubert, Fosse de l'Ungava. In: *Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pp. 7-14.
- MOORHEAD, J., 1987 - Géologie de la région du Lac Hubert, Fosse de l'Ungava: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Carte préliminaire, DP 86-31.
- MOORHEAD, J., 1988 - Géologie de la région du Lac Vigneau, Nouveau Québec: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Cartes préliminaires, DP 88-05.
- MORGAN, J., 1986 - Ultramafic xenoliths: clues to earth's late accretionary history. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, pp. 12375-12387.
- MOUNTAIN, B. W. - WOOD, S., 1988 - Chemical controls on the solubility, transport, and deposition of Platinum and Palladium in hydrothermal solutions. *Economic Geology*, vol.43, pp. 492-510.
- McDONALD, A. J., 1987 - Ore deposit model #12: The Platinum Group element deposits, classification and genesis. *Geoscience Canada*, vol 14, #3, pp.155-166.
- NADEAU, S., 1984 - La pétrologie, la géochimie et le rôle de la contamination dans l'évolution magmatique du Sill No-Name, Cap-Smith Baie de Wakeham, Nouveau Québec. Thèse Maîtrise, Université de Montréal, 115p.
- NALDRETT, A. J., 1981 - Nickel sulfide deposits: classification. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 23*, pp. 197-232.
- NALDRETT, A. J. - BARNES, S. J., 1986 - The behaviour of platinum group elements during fractional crystallization and partial melting with special reference to the composition of magmatic sulfide ores. *Fortschritte der Mineralogie*, Stuttgart, Vol. 64, N°2, pp. 113-133.
- NALDRETT, A. J. - CABRI, L. J., 1976 - Ultramafic and related mafic rocks: Their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfide and platinum--group-elements." *Economic Geology*, vol.71, pp. 1131-1158.
- NALDRETT, A. J. - DUKE, J. M., 1980 - Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science*, vol.208, pp. 1417-1424.
- NALDRETT, A. J. - GASPARRINI, E. C. - BARNES, S.J. - VON GRUNEWALDT, G. - SHARPE, M. R., 1986 - The upper critical zone of the Bushveldt and the origin of Merensky type ores. *Economic Geology*, vol.81, pp. 1105-1117.
- NALDRETT, A. J. - HOFFMAN, E. L. - GREEN, A. H. - CHOU, C. - NALDRETT, S. R. - ALCOCK, R. A., 1979 - The composition of Ni-sulfide ores, with particular reference to their contents of PGE and Au. *Canadian Mineralogist*, vol.17, pp. 403-415.
- NALDRETT, A. J. - INNES, D. G. - SOWA, J. - GORTON, M. P., 1982 - Compositional variations within and between Five Sudbury ore deposits. *Economic Geology*, vol.77, pp.1519-1534.
- NALDRETT, A. J. - VON GRUENEWALT, G., 1988 - The upper critical zone of the Bushveld complex and the origin of Merensky-type ores- A reply. *Economic Geology*, vol. 83, pp 1085-1091.
- Parrish, R. R., 1989 - U-Pb Geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Quebec. *Geosciences Canada*, v. 16, n°3, pp. 126-129. ←
- PEACH, C. L. - MATHEZ, E. A. - KEAYS, R. R., 1989 - Sulfide melt - silicate melt distribution coefficients for the noble metals as deduced from MORBs. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, Vol 61 (1), abstract, p. 58.
- PEARCE, J. A. - NORRY, M. J., 1979 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, pp. 33-47.
- Picard C., 1989a - Pétrologie et volcanologie des roches volcaniques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. Ministère Énergie et Ressources du Québec, Québec. ET 87-07, 88 p., 3 fig. hors texte. ←
- PICARD, C., 1989b - Lithochimie des roches volcaniques protérozoïques de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava, région au sud du Lac Lanyan. Ministère Énergie et Ressources du Québec, Québec, ET 87-14, 77 p.
- PICARD, C. - GIOVENAZZO, D., 1988 - Distribution des éléments du groupe des platinoïdes au cours des processus magmatiques et tardomagmatiques dans la Fosse de l'Ungava. Nouveau Québec. Dans: *Exploration de l'avenir: substances, régions et technologies nouvelles*. Séminaire d'information 1988, Ministère Énergie et Ressources du Québec, Déc. 1988, DV 88-04, p.21.
- PICARD, C. - GIOVENAZZO, D., 1989 - Magmatic controls on the Platinum Group Elements in volcanic and plutonic rocks of the Cape Smith Belt (New-Quebec, Canada). 5th International Platinum Symposium, Espoo, Finlande, 1-3 Août 1989, *Bulletin of the Geological Society of Finland*, N° 61, part 1, p. 29.
- PICARD, C. - GIOVENAZZO, D. - LAMOTHE, D. 1989. Geotectonic evolution of the Proterozoic Cape Smith Belt, New Quebec. *Geosciences Canada*, V. 16, n°3, p.130-134.

- PICARD C., LAMOTHE D., PIBOULE M. & OLIVER R. 1990. Magmatic and geotectonic evolution of a Proterozoic oceanic basin system: The Cape Smith Thrust Fold Belt (New Quebec). *Precambrian Research*, vol. 47, n°3-4, pp.223-250.
- PICARD, C. - PIBOULE, M., 1989 - Les basaltes protérozoïques de la Fosse de l'Ungava, Nouveau Québec: un exemple remarquable de laves abyssales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, n°4, 13 p.
- PRICHARD, H. M. - NEARY, C. R. - POTTS, P. J., 1986 - Platinum group minerals in the Shetland ophiolite. In: *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. GALLAGHER, M.J., IXER, R.A., NEARY, C.R. et PRICHARD, H.M., Editors. The Institution of Mining and Metallurgy. Londres. pp. 395-414.
- RAJAMANI, V. - NALDRETT, A. J., 1978 - Partitioning of Fe-Co-Ni and Cu between sulfide liquid and basaltic melts and the composition of Ni-Cu sulfides. *Economic Geology*, vol.73, pp. 82-93.
- RAJAMANI, V. - NALDRETT, A.J. - CHOU, C. L., 1978 - Partitioning of Pt-group elements between sulfide and basaltic melts. *Economic Geology*, vol, 73, p. 313.
- ROWELL, W. F. - EDGAR, A. D., 1986 - Platinum Group mineralisation in a hydrothermal Cu-Ni sulfide occurrence, Rathburn Lake, Northeastern Ontario. *Economic geology*, vol.81, pp 1272-1277.
- ROY, C., 1989 - Géologie de la région du lac Bélanger, Fosse de l'Ungava: Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport et cartes finales, MB 89-13, 102 p.
- SAMIS, A. M., 1977 - Cominco: 1977 year-end report. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, GM 33629.
- SAMIS, A. M. 1979 - Cominco: 1978 year-end report. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, GM 36257.
- SAMIS, A. M., 1980 - Cominco: 1980 year-end report. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, GM 37127.
- SCHAIRER, J. F. - YODER, H. S., 1967 - The system albite - anorthite - forsterite at 1 atmosphere. *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, V. 65, pp. 204-209.
- SCOTT, D. J. - ST-ONGE, M. R. - LUCAS, S. B. - HELMSTAEDT, H., 1988 - The 999 Ma Purtuniq ophiolite: imbricated oceanic crust obliquely exposed in the Cape Smith Thrust-Fold Belt, northern Quebec, Canada. *Geological Society of America, Abstracts with programs*, Vol. 20, n°7, p.A158.
- SCOTT, D. J. - ST-ONGE, M. R. - LUCAS, S. B. - HELMSTAEDT, H., 1989 - The 2.0 Ga Purtuniq ophiolite: imbricated and metamorphosed oceanic crust in the Cape Smith Thrust Belt, northern Quebec. *Geoscience Can.*: 16, n°3, in press.
- SCHIMANN, K., 1978 - Geology of the Wakeham area, eastern end of the Cape Smith belt, New Quebec. Ph.D. thesis, University of Alberta, Edmonton, Alberta, 426 p..
- SEWARD, T. M., 1973 - Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Vol. 37, pp. 379-399.
- SPARKS, R. S. J. - HUPPERT, H. E., (1984) - Density changes during the fractionnal crystallization of basaltic magmas: fluid dynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 85, pp. 300-309.
- STEINBERG, M. - TREUIL, M. - TOURAY, J. C., 1979 - *Géochimie: Principes et méthodes - tome 2 - Cristallogénie et éléments en traces*. Ed. Doin, Paris, 595 p. .
- STONE, W. E. - CROCKET, J. H. - FLEET M. E., 1990 - Partitioning of palladium, iridium, platinum, and gold between sulfide liquid and basalt melt at 1200°C. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Vol. 54, pp. 2341-2344.
- ST-JULIEN, P. - LAMOTHE, D. - PICARD, C., 1989 - Evolution tectonique de la Fosse de l'Ungava, Nouveau Québec. *Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, May 1989, Montréal, Program with abstracts*, V. 14, p.A58.
- ST-ONGE, M. R. - LUCAS, S. B., 1986 - Structural and metamorphic evolution of an early Proterozoic thrust-fold belt, eastern Cape Smith belt (Ungava trough), Québec. In: *Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la géologie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pp. 31-40.
- ST-ONGE, M. R. - LUCAS, S.B., 1988 - Thermal consequences of tectonically-driven uplift: Metamorphic evolution of the Cape Smith Thrust-Fold Belt, Canada. *Geol. Soc. Amer., Abstracts with programs*, Vol. 20, n°7, p.A99.
- ST-ONGE, M. R. - LUCAS, S. B., 1989 - Geology, eastern portion of the Cape Smith Thrust-Fold Belt, Parts of the Wakeham Bay, Cratère du Nouveau-Québec and Nuvilik Lakes map areas, Northern Québec: *Geological Survey of Canada, Maps 1721A to 1735A (1:50,000 scale)* (In press).
- ST-ONGE, M. R. - LUCAS, S. B. - SCOTT, D. J. - BÉGIN, N.J., 1986. Eastern Cape Smith Belt: an early proterozoic thrust-fold belt and basal shear zone exposed in oblique section, Wakeham Bay and Cratère du Nouveau Québec map areas. In: *Current Research, Part A, Geol. Surv. Can., Paper 86-1A*, pp. 1-14.
- ST-ONGE, M. R. - LUCAS, S. B. - SCOTT, D. J. - BÉGIN, N. J., 1987 - Tectono-stratigraphy and structure of the Lac Waus-lac Cross-Rivière Déception area, central Cape Smith Belt, northern Québec. In: *Current Research, Part A, Geol. Surv. Can., Paper 87-1A*, pp. 619-632.
- ST-ONGE, M. R. - LUCAS, S. B. - SCOTT, D. J. - BÉGIN, N.J. - HELMSTEADT, H. - CARMICHAEL, D. M., 1988a - Thin-skinned imbrication and subsequent thick-skinned folding

- of rift-fill, transitional-crust, and ophiolite suites in the 1.9 Ga Cape Smith Belt, Northern Quebec. In: Current Research, Part C, Geol. Surv. Can., Paper 88-1C, pp. 1-18.
- ST-ONGE, M. R. - LUCAS, S. B. - SCOTT, D. J. - BÉGIN, N. J., 1988b - Geology eastern portion of the Cape Smith Thrust-Fold Belt, parts of the Wakeham Bay, Cratère du Nouveau Québec and Nuvilik Lake map areas, Northern Quebec. Geol. Surv. Can., Open File 1730, 1:50 000 scale, 16 maps.
- STREICKEISEN, A., 1976 - To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, Vol. 12, pp. 1-33.
- STUMPFL, E. F., 1986 - Distribution, transport and concentration of platinum group elements. In: *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. GALLAGHER, M.J., IXER, R.A., NEARY, C.R. et PRICHARD, H.M., Editors. The Institution of Mining and Metallurgy. Londres. pp. 379-394.
- SUN, S. S., 1982 - Chemical composition and origin of the earth's upper primitive mantle. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Vol. 46, p.179-
- TAYLOR, F. C., 1982 - Reconnaissance geology of a part of the Canadian shield, northern Quebec and Northwest Territories. Commission Géologique du Canada, Mémoire 399, 32p.
- TAYLOR, S. R. - GORTON, M. P., 1977 - Geochemical applications of spark source mass spectrography III element sensitivity, precision and accuracy. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 41, pp. 1375-1380.
- TAYLOR, S. R. - Mc LENNAN, S. M., 1985 - Crust - Mantle Relationships. In : *The continental crust : its composition and evolution*. TAYLOR, S.R. & MC LENNAN, S.M. Ed., *Geoscience Texts*, Blackwell Scientific Publications, pp. 256-279.
- THIBERT, F., 1987 - Caractérisation pétrographique et distribution de l'or et des EGP dans le filon-couche différencié Roméo 1, région du lac Cross, Fosse de l'Ungava. Projet de fin d'études Baccalauréat Es Sciences. Université de Montréal, Département de Géologie.
- THIBERT, F. - PICARD, C. - TRZCIENSKI, W., 1989 - Pétrologie des filons-couches différenciés Roméo 1 et 2 dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. *Geosciences Canada*, V. 16, n°3, p.140-144.
- THOMAS, M. D. - GIBB, R. A., 1977 - Gravity anomalies and deep structure of the Cape Smith fold belt, northern Ungava, Québec. *Geology*, Vol. 5, pp. 169-172.
- TODD, S. G. - KEITH, D. W. - LEROY, L. W. - SCHISSEL, D. J. - MANN, E. L. - IRVINE, T. N., 1982 - The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana I - Stratigraphy and Petrology. *Economic Geology*, Vol. 77, pp. 1454-1480.
- TREMBLAY, C., 1990 - Les éléments du Groupe du platine dans le dyke de Méquillon, Ceinture de Cape Smith, Nouveau Québec. Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Avril 1990, 76 p..
- TREMBLAY, G., 1985 - Région du lac Vanasse, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 85-29.
- TREMBLAY, G., 1986 - Géologie de la région des lacs Vanasse et Lessard, Fosse de l'Ungava, Nouveau Québec. Dans: *Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la géologie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pp. 15-20.
- TREMBLAY, G., 1987 - Géologie de la région du lac Lessard, Fosse de l'Ungava: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Cartes préliminaires, DP 86-30.
- TREMBLAY, G., 1989 - Géologie de la région du lac Vanasse, (Fosse de l'Ungava): Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 87-08, 21p. + carte n°2057A.
- TREUIL, M. - VARET, J., 1973 - Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: Exemple de l'Afar. Thèse Sciences, université Paris sud et Orléans.
- VON GRUENEWALDT, G. - SHARPE, M. - HATTON, C. J., 1985 - The Bushveld Complex : Introduction and review. *Economic Geology*, Vol. 80, pp. 803-812.
- VON GRUENEWALDT, G. - HATTON, C. J. - MERKLE, R. - GAIN, S. B., 1986 - Platinum-group element - chromitite associations in the Bushveld Complex. *Economic Geology*, Vol. 81, pp. 1067-1079.
- WADSWORTH, W. J., 1985 - Terminology of post-cumulus processes and products in the Rhum layered intrusion." *Geological Magazine*, vol.122 n-5, pp. 549-554.
- WAGER, L. R. - BROWN, G. H. - WADSWORTH, W. J., 1960 - Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, V. 1, pp. 73-85.
- WAGER, L. R. - BROWN, G. M., 1967 - Layered igneous rocks. Oliver and Boyd Ltd., Edinburgh and London, 588p.
- WESTLAND, A. D., 1981 - Inorganic chemistry of the Platinum-Group elements. Dans *Platinum-Group Elements: Mineralogy, Geology, Recovery*. ed L.J. Cabri, pp.5-18.
- WILSON, A., 1982 - The Geology of the Great Dyke of Zimbabwe - the ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, Vol. 23, pp. 240-292.
- WILSON, A. - PRENDERGAST, M. D., 1987 - The Great Dyke of Zimbabwe - an overview. In *Guide-Book for the 5th Magmatic Sulphides Fiels Trip*. Geological Society of Zimbabwe, Harare, pp. 23-28.
- WINKLER, H. G. F., 1979 - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer verlag, New York-Heidelberg-Berlin, 5ème ed., 348p.

ZINDLER, A., 1982 - Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. In: Arndt, N.T et Nisbett, E.C.(Editor). Komatiites. Allen and Unwin, London, England, pp. 399-420.