

MB 88-01

LES GITES METALLIFERES DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE DE THETFORD-MINES ET DU COMPLEXE D'ILES
EN ARC D'ASCOT-WEEDON - LIVRET-GUIDE D'EXCURSION

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 



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Les gîtes métallifères du complexe ophiolitique de Thetford-Mines et du complexe d'îles en arc d'Ascot-Weedon

– Livret-guide d'excursion –

Michel Gauthier
Université du Québec à Montréal

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit tel que soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction.

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.



Gouvernement du Québec
**Ministère de l'Énergie
et des Ressources**
Direction générale de l'Exploration
géologique et minérale

LIVRET-GUIDE D'EXCURSION

8 et 9 octobre 1987

LES GÎTES MÉTALLIFÈRES
DU
COMPLEXE OPHIOLITIQUE DE THETFORD-MINES
ET DU
COMPLEXE D'ILES EN ARC D'ASCOT-WEEDON

MICHEL GAUTHIER
Université du Québec à Montréal

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit tel que
soumis par l'auteur au Bureau du district de Sherbrooke qui
en a assumé l'édition.

MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES DU QUÉBEC
SECTEUR MINES
DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC
BUREAU DU DISTRICT DE SHERBROOKE

LIVRET-GUIDE D'EXCURSION

8 et 9 octobre 1987

LES GÎTES MÉTALLIFÈRES
DU
COMPLEXE OPHIOLITIQUE DE THETFORD-MINES
ET DU
COMPLEXE D'ILES EN ARC D'ASCOT-WEEDON

Rédaction et direction géologique: Michel Gauthier
Université du Québec
à Montréal
Département des Sciences
de la terre
1200, rue Saint-Alexandre
Case postale 8888, succ. A
Montréal (QC) H3C 3P8

Édition: Serge Lachance
Ministère de l'Énergie et
des Ressources du Québec
Secteur Mines
740, rue Galt Ouest, bur. 112
Sherbrooke (QC) J1H 1Z3
Téléphone: (819) 563-0122

AVANT-PROPOS

Remerciements par Serge Lachance

La réalisation de cette excursion a nécessité la collaboration des représentants de différents organismes, chacun de ceux-ci ayant apporté sa contribution d'une façon ou d'une autre au succès de l'événement.

Je tiens à remercier au nom des participants et en mon nom personnel, tout particulièrement:

Monsieur Michel Gauthier, professeur à l'Université du Québec à Montréal, qui a accepté de rédiger le texte de ce livret-guide, de prendre en charge la direction géologique de cette excursion et de récidiver en offrant son concours pour une seconde excursion de trois jours au printemps 1988.

Les conférenciers en soirée soit, en sus de M. Michel Gauthier, Messieurs Guy Béland, Jacques Trottier, Jean Bernard et Yvan Crépeau.

Les compagnies d'exploration suivantes pour l'accès à leur propriété: Ressources Macamic inc., Exploration Rambo inc., Minerais Lac ltée, Valmont, Société d'exploration minière inc. et Lab Chrysotile inc.

Les propriétaires fonciers pour l'accès à leur terrain.

Le personnel du bureau du MER-Mines de Sherbrooke soit, Thérèse T. Racine et Germain Benoit qui ont aidé à la préparation de l'excursion et à l'édition du livret-guide.

	Page
INTRODUCTION	1
 <u>Arrêts de la première journée -</u>	
<u>Les gîtes métallifères associés aux ophiolites</u>	11
Arrêt 1.1 - Crête de Vimy	11
Arrêt 1.2 - Mine Greenshield	11
Arrêt 1.3 - Mine Reed-Bélanger	13
Arrêt 1.4 - Mines Hall, Lemelin et Stewart	13
Arrêt 1.5 - Terrains Bourgault	14
LES GÎTES MÉTALLIFÈRES ASSOCIÉS AUX OPHIOLITES	15
Arrêts 1.2, 1.3 et 1.4	15
Chromitites, localement platinifères, dans les dunités des complexes ophiolitiques	15
Platinoïdes dans les chromitites de l'Estrie-Beauce	23
.Introduction	23
.Historique de la recherche des platinoïdes en Estrie-Beauce ..	26
.Le potentiel platinifère des chromitites ophiolitiques	28
.Échantillonnage et analyse chimique des chromitites de l'Estrie-Beauce	31
.Typologie des gîtes de platinoïdes dans les chromitites de l'Estrie-Beauce	32
.Conclusion	37
Arrêt 1.5	39
Amas de sulfures massifs et stockwerk dans les volcanites mafiques des complexes ophiolitiques	39
.Contexte stratigraphique et structural	39
.Morphologie des gîtes	39
.Altération des épontes	42
.Paragénèse minérale, textures et structures de la minéralisation	42
.Succession paragénétique	44
.Zonalité métallifère et température de dépôt de la minéralisation	46
.Source des métaux et âge de la minéralisation	46
 <u>Arrêts de la deuxième journée - Minéralisations aurifères</u>	
<u>du Complexe d'Iles en arc d'Ascot-Weedon</u>	47
Arrêt 2.1 - Indice Jackson	47
Arrêt 2.2 - Indice The Wall	47
Arrêt 2.3 - Mines Eustis, Albert et Capel	48
RÉFÉRENCES	55
ANNEXE 1 - La chromite: un minéral toujours recherché	59
ANNEXE 2 - Thetford-Mines ophiolite, Québec	70

LISTE DES FIGURES

	Page
1. Minéralisations liées à l'ouverture de l'Océan Iapétus (Proto-Atlantique) (Précambrien-Cambro-Ordovicien)	6
2. Minéralisations liées à la fermeture de l'Océan Atlantique (Formation d'Iles en Arc) (Cambro-Ordovicien)	7
3. Minéralisations liées à la collision des Iles en Arc et du massif précambrien de "Chain Lakes" avec le continent Nord-Américain (Ordovicien)	8
4. Minéralisations liées aux intrusions granitiques dévoniennes	9
5. Minéralisations liées aux dépôts non-consolidés du Tertiaire et du Quaternaire	10
6. Principales minéralisations de chromite du canton de Coleraine (Tiré de Marcotte, 1980)	12
7. Colonne stratigraphique schématisée d'une ophiolite et positionnement des chromitites qui s'y trouvent (d'après Kacira, 1982)	17
8. Chromitites du secteur du Lac Caribou, ophiolite de Thetford-Mines (d'après Kacira, 1982)	18
9. Chromitites de la Mine Huard, ophiolite de Thetford-Mines (d'après Kacira, 1982)	18
10. Variations of chromite composition in layered cumulate dunite of Belanger mine, Thetford-Mines ophiolite, Quebec (Tiré de Laurent et Kacira, 1987)	21
11. Comparison of chromium, iron, aluminium and magnesium contents of chromite in podiform chromite deposits from the Canadian Appalachians and elsewhere (Tiré de Kacira, 1982)	22
12. Indices de platinoïdes dans les chromitites et les roches ultramafiques de l'Estrie et de la Beauce	24
13. Carte géologique schématique du Massif de Zambalès (Philippines) (d'après Bacuta, 1978, reproduit dans Bouladon, 1986)	30

LISTE DES FIGURES (SUITE)

	Page
14. Carte géologique de la zone d'Acoje (Massif de Zambalès, Philippines) (d'après Ignacio, 1979, reproduit dans Bouladon, 1982)	30
15. Chromitites platinifères des gîtes Hall, Lemelin et Stewart, ophiolite de Thetford-Mines (d'après Kacira, 1971)	34
16. Litage magmatique dans les cumulats ultramafiques du gîte de chrome-platine Hall (We: wehrnite, Pyr: pyroxénite, Du: dunite)	36
17. Sulfures disséminés dans la chromitite massive du gîte Hall (Su: sulfure (heazlewoodite ?), Cr: chromite, Se: serpentine) (25X)	36
18. Option Bourgault 21 L/3-81	40
19. Coupe schématique du complexe ophiolitique de Troodos (Chypre) et localisation des amas de sulfures massifs et des chromitites platinifères qui s'y trouvent (d'après Searle, 1972)	41
20. Brèche minéralisée sous-jacente à un amas de sulfures massifs de la mine Huntingdon	41
21. Filon zoné (Mine Huntingdon, Estrie)	45
22. Zonalité verticale dans les amas de sulfures massifs de type Chypre (d'après Searle, 1972)	45
23. Métallogénie de l'or et de l'argent dans la formation d'Ascot-Weedon et dans celles adjacentes	50
24. Jackson, Minerais Lac, Puits #2 - 21 E/12-15	51
25. The Wall - 21 E/5-60	52
26. Sulfures massifs et halo pyriteux de la propriété Eustis-Albert	53
27. Travaux d'exploitation des anciennes mines Eustis, Albert, Wheal Betsy et Capel (Tiré de Bardoux et Dupuis, 1987)	54

LISTE DES TABLEAUX

	Page
I. Chronologie et environnement tectonique des gîtes métaïïfères de l'Estrïe et de la Beauce	3
II. Typologie des chromitites de l'Estrïe-Beauce	19
III. Platinoïdes dans les chromitites de l'Estrïe et de la Beauce	25
IV. Paragénèse minérales des amas de sulfures massifs et des stockwerks compris dans les volcanites mafiques de complexes ophiolitiques	43

INTRODUCTION

Afin de stimuler l'exploration minière en Estrie-Beauce, une fois révoqués les droits miniers ancestraux, le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec entrepris un réexamen systématique des gîtes métallifères de ce territoire. C'est ainsi qu'en 1984 un contrat de recherche fût octroyé à l'Université du Québec à Montréal. Une partie des modèles métallogéniques exposés dans ce livret-guide découle de ce projet (Gauthier 1985 et 1986; Gauthier, Auclair et Durocher 1987). Par ailleurs, nombre d'autres résultent des travaux entrepris par des sociétés minières. Ainsi, au cours de la présente excursion, nous examinerons les projets de recherche minière des compagnies Macamic, Rambo et Minerais Lac.

A l'automne 1987 plusieurs compagnies minières sont actives ou s'apprêtent à l'être en Estrie-Beauce. Parmi les cibles que visent ces compagnies celles qui suivent semblent susciter un intérêt particulier.

- 1-Les paléoplacers à titane, zirconium et Terres Rares;
- 2-les chromitites platinifères;
- 3-l'or lié aux structures taconiques et acadiennes;
- 4-l'or dans les serpentinites (listwaenites) de type Mother Lode;
- 5-les amas de sulfures massifs aurifères dans les shales noirs.

Les deux premiers types de minéralisations se trouvent dans des lithologies cambriennes, les deux suivants dans des unités cambro-ordoviciennes tandis que le cinquième

repose dans des strates d'âge ordovicien moyen. Nous vous proposons d'examiner ces cibles d'exploration et d'autres connexes dans le cadre de deux excursions, une première de deux jours à l'automne 1987 et une seconde de trois jours au printemps 1988. L'or, le platine et le chrome seront les thèmes de la première. L'or et le cobalt seront ceux de la deuxième. Les gîtes visités au cours de la première excursion sont encaissés dans des lithologies cambro-ordoviciennes affectées par les orogènes taconique (culmination à l'Ordovicien moyen) et acadienne (culmination au Dévonien). Ceux qui seront examinés au printemps 1988 sont contrôlés par des structures ayant joué ou rejoué à l'Acadien ou encaissés dans des lithologies formées durant ou après l'Orogène taconique. Pour plus d'informations au sujet de l'évolution tectono-stratigraphique des Appalaches nous vous référons à l'ouvrage de Saint-Julien et Béland (1982).

Au cours de ces deux excursions nous ne verrons pas l'éventail des concentrations métallifères de l'Estrie et de la Beauce. Le tableau I et les figures 1 à 5 résument ce "smögasbord" métallifère comme le décrit si bien D.F. Sangster de la G.S.C.

Tableau I. Chronologie et environnement tectonique des gîtes métallifères de l'Estrie et de la Beauce

I- Minéralisations liées à l'ouverture de l'Océan Iapetus (Proto-Atlantique) (Précambrien-Cambro-Ordovicien) (Fig. 1)

Dans le rift initial et sur le talus, en bordure de l'océan

- Disséminations cuprifères dans les sédiments interlités ou reposant sur des volcanites alcalines (Ex.: Mine St-François 31-H\9-15* (dans les volcanites); Frelighsburg Copper 31-H\2-53 et Quebec Megantic Copper 21-L\4-20 (dans les grauwaques); Nicolet Branch Mines 21-E\13-27 et Shefford 31-H\8-3 (dans les dolomies)).
- "Sables noirs" (paléoplacers de plage) à magnétite titanifère, rutile, zircon et monazite dans les grauwaques reposant sur des volcanites alcalines (Ex.: Région de Sutton).
- Amas cuprifères (chalcosine, bornite) dans des volcanites rougeâtres (oxydées) ("Red-bed Copper") (Ex.: Maheux 21-L\7-8).

Sur le fond océanique

- Chromitites podiformes (Ex.: Sterrett 31-H\9-50) ou stratiformes (Ex.: Reed-Bélanger 21-L\3-49), localement platinifères (Ex.: Hall 21-L\3-74), dans la dunite.
- Amas stratoïdes de magnétite titanifère et chromifère (Ex.: Mine du Bloc (Rivière des Plantes) 21-L\7-17).
- Amas de sulfures massifs et stockwerks cuprifères dans des volcanites mafiques (Ex.: Huntington 31-H\8-93).

Sur la plate-forme ou à sa périphérie

- Amas intrakarstiques à barytine-cuivre-zinc-plomb (Ex.: Upton 31-H\10-8; Lord Aylmer 31-H\8-1).
- Stockwerks plombo-zincifères dans des dolomies et formations de fer associées (Ex.: Dunham 31-H\2-57 et 58; Brandon (Vermont)).
- Phosphorites uranifères (Ex.: Saint-Armand 31-H\3-17).
- Disséminations cupro-nickelifères dans les intrusions mafiques (Ex.: Kouri Nickel 31-H\10-27).
- Disséminations cuprifères dans des volcanites mafiques bréchifiées (Ex.: Rivière Noire 21-L\12-9).

* Correspond au numéro de la fiche de gîte minérale du M.E.R.Q.

Tableau I. Chronologie et environnement tectonique des gîtes métallifères de l'Estrée et de la Beauce (suite).

II-Minéralisations liées à la fermeture de l'Océan Atlantique (Formation d'Iles en Arc) (Cambro-Ordovicien) (Fig. 2)

- Sédiments ferrifères et/ou manganésifères exhalatifs (Ex.: Memphrémagog 31-H\1-30; Cupra-D'Estrée 21-E\14-44; Suffield 21-E\5-14; Frontenac 21-E\10-16).
- Amas de sulfures massifs (Cu-Zn-Pb-Au-Ag) reposant sur des volcanites felsiques (Ex.: Suffield 21-E\5-14; Solbec 21-E\14-47).
- Amas de sulfures massifs (Cu-Zn-Sn-Pb-Sb-As-Au-Ag) reposant sur des volcanites mafiques (Ex.: Memphrémagog 31-H\1-30; Clinton 21-E\7-7).
- Minéralisations en stockwerk dans un complexe sub-volcanique felsique (Ex.: Leadville 31-H\1-49).
- Filons de quartz aurifères enracinés dans un granite (Ex.: Jackson-Minerais Lac 21-E\12-15).
- Disséminations pyriteuses aurifères le long de niveaux ferrifères (Ex.: The Wall 21-E\5-60).

III-Minéralisations liées à la collision des Iles en Arc et du massif précambrien de "Chain Lakes" avec le continent Nord-Américain (Ordovicien) (Fig. 3)

A l'est de la ligne Brompton-Baie Verte

- Amas de substitution dans les serpentinites (listwaenites) (Au-Ag-Cu-Co-Ni-Zn-As-Hg) (Ex.: Eastern Metal 21-L\9-6; Foy 21-L\6-16; Bourret 21-L\3-116; Prospect Kennedy 31-H\8-63; Little 21-E\5-47).
- Filons et stockwerks épithermaux et mésothermaux: Sb-Hg-Au (Ex.: Québec Antimoine 21-E\13-37; Rivière des Plantes), Au-Cu (Ex.: Frasier 21-E\14-28).
- Disséminations et amas de sulfures massifs syngénétiques dans les shales noirs (Au-As-Cu-Zn-Co) (Ex.: Champagne 21-L\9-7; Rapides du Diable 21-L\2-5; Ruisseau Castle 31-H\8-106).
- Remobilisation en filons et stockwerks dans des roches compétentes (Ex.: Timmins-Bellechasse 21-L\9-12).

Tableau I. Chronologie et environnement tectonique des gîtes métallifères de l'Estrie et de la Beauce (suite).

III-Minéralisations liées à la collision des Iles en Arc et du massif précambrien de "Chain Lakes" avec le continent Nord-Américain (Ordovicien) (suite)

A l'ouest de la ligne Brompton-Baie Verte

(Anticlinorium des Monts Sutton et Notre-Dame)

- Disséminations dans des schistes à séricite, chlorite, carbonates et localement ottrelite avec ou sans association de serpentinite: Au-Ag-Cu (Ex.: Bernstein-Vachon 21-L\3-19 et 22; Savoie-Tessier 21-L\4-50), Cu-Au-Ag (Ex.: Harvey Hill 21-L\6-21), Cu-Pb-Mo-As (Ex.: Bernierville 21-L\4-28).
- Remobilisations en filons de quartz et carbonates: Cu-Mo-U-Mn (Ex.: Poulin et partenaires 21-E\13-18; Harvey Hill 21-L\6-21), Pb-Ag (Ex.: Campagna 21-E\13-46).

IV-Minéralisations liées au dépôt de sédiments siluro-dévonien sur le socle cambro-ordovicien

- Conglomérat aurifère (?) du Lac Aylmer (Ex.: Lac Silver 21-E\12-3).

V- Minéralisations liées aux intrusions granitiques dévoniennes (Fig. 4)

- Amas de substitution dans des sédiments calcaires (skarns à tungstène) (Ex.: Lac Lyster 21-E\4-6).
- Stockwerks et filons pneumatolytiques et hypothermaux: Mo-Cu (Ex.: St-Herménégilde 21-E\4-12; Copperstream Frontenac 21-E\15-3), W-Pb-Ag-Bi-Zn (Ex.: Saint-Robert 21-E\15-4).
- Filons mésothermaux: Pb-Zn-Ag (Ex.: Leadsilver 31-H\1-47).

VI-Minéralisations liées aux intrusions alcalines mésozoïques

(A ce jour, inconnues au Québec)

- Stockwerks et filons pneumatolytiques et hypothermaux: Au-Mo (Ex.: Cuttingsville, Vermont), Sn (Ex.: Jackson, New Hampshire).

VII-Minéralisations liées aux dépôts non-consolidés du Tertiaire et du Quaternaire (Fig.5)

- Placers fluviaux: Au (Ex.: Rivière Gilbert 21-L\2-9), Au-Pt (Ex.: Rivière des Plantes 21-L\7-10)
- Tills aurifères (Ex.: Région de Coaticook).

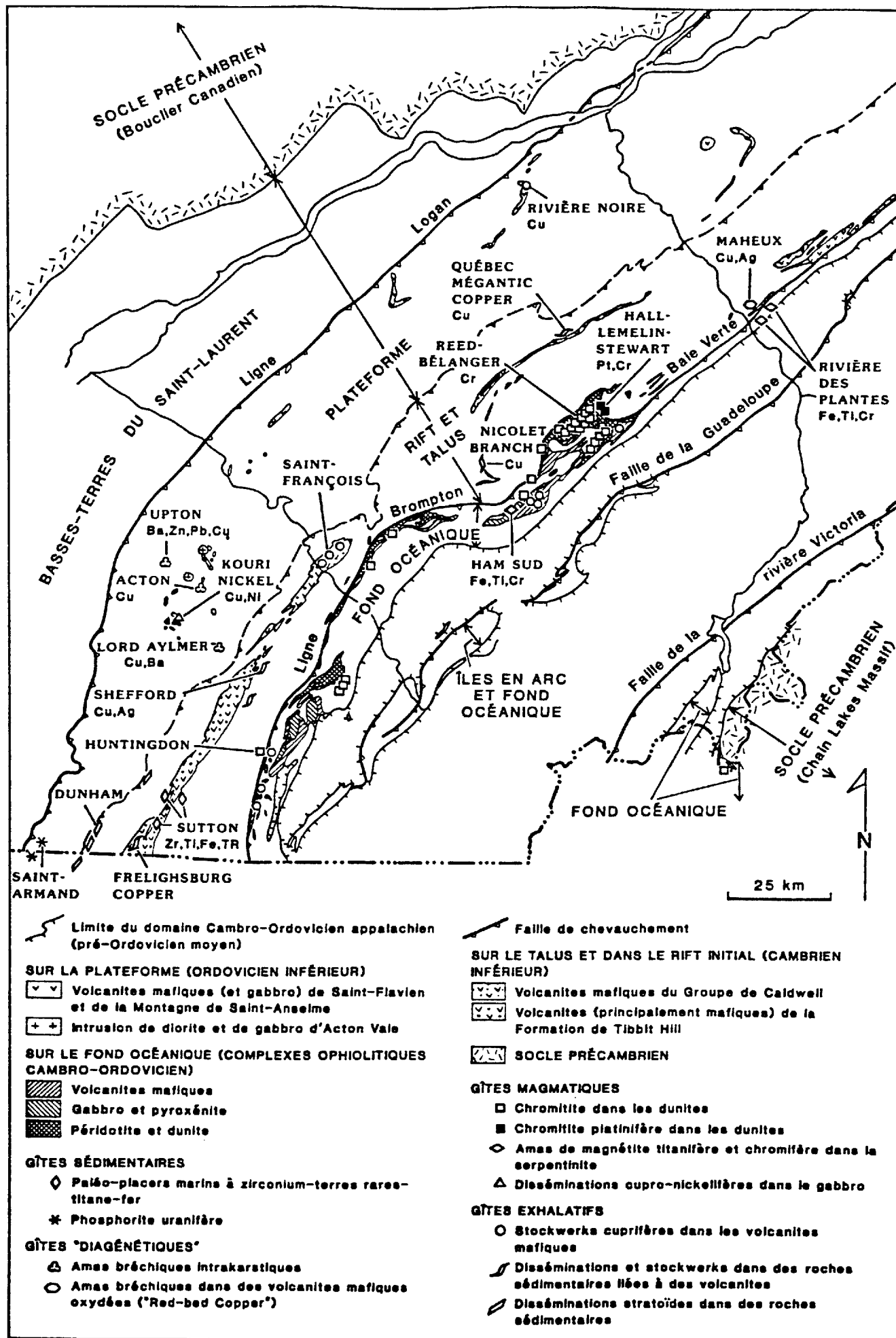


Figure 1. Minéralisations liées à l'ouverture de l'Océan Iapétus (Proto-Atlantique) (Précambrien-Cambro-Ordovicien).

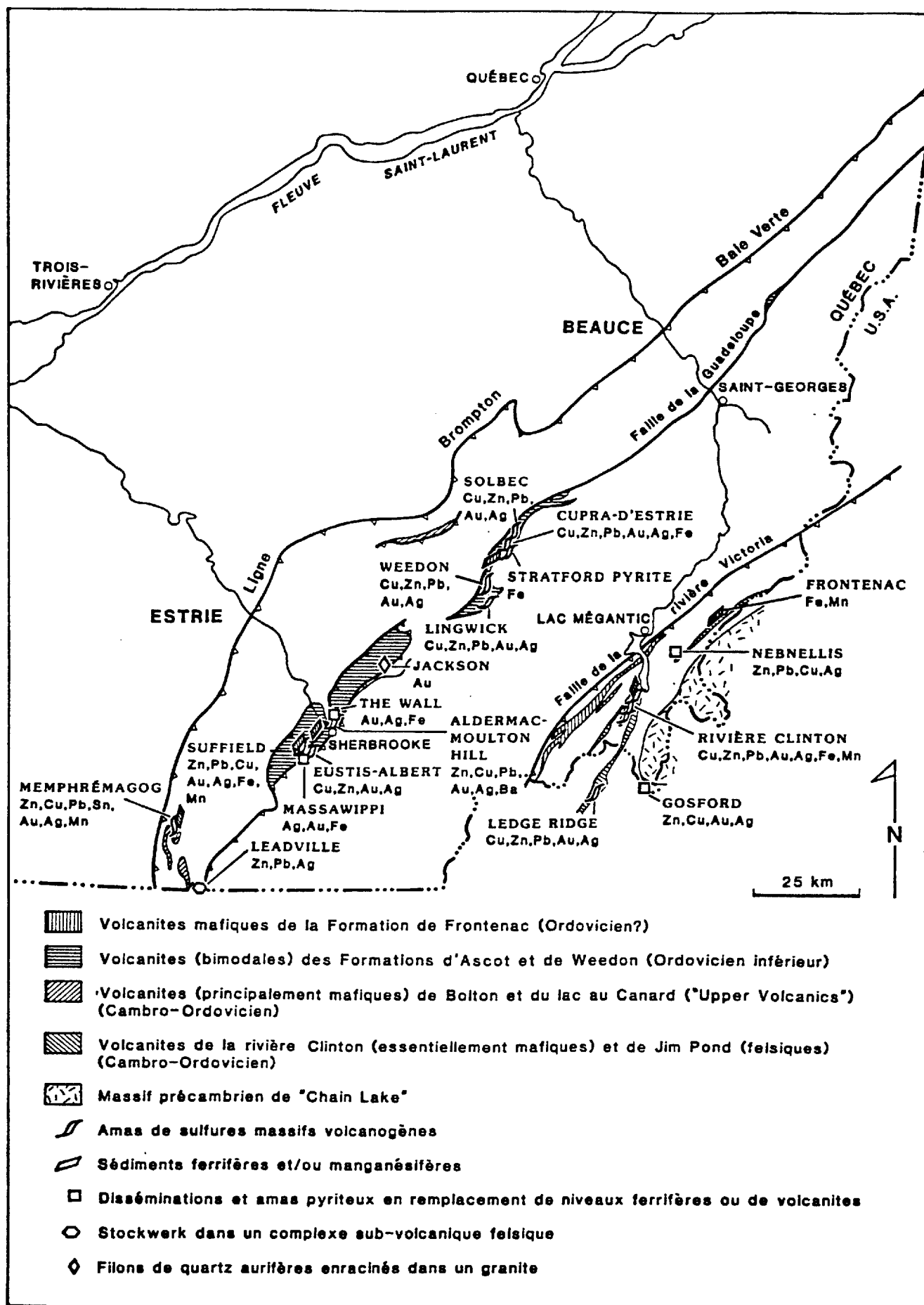


Figure 2. Minéralisations liées à la fermeture de l'Océan Atlantique (Formation d'Iles en Arc) (Cambro-Ordovicien).

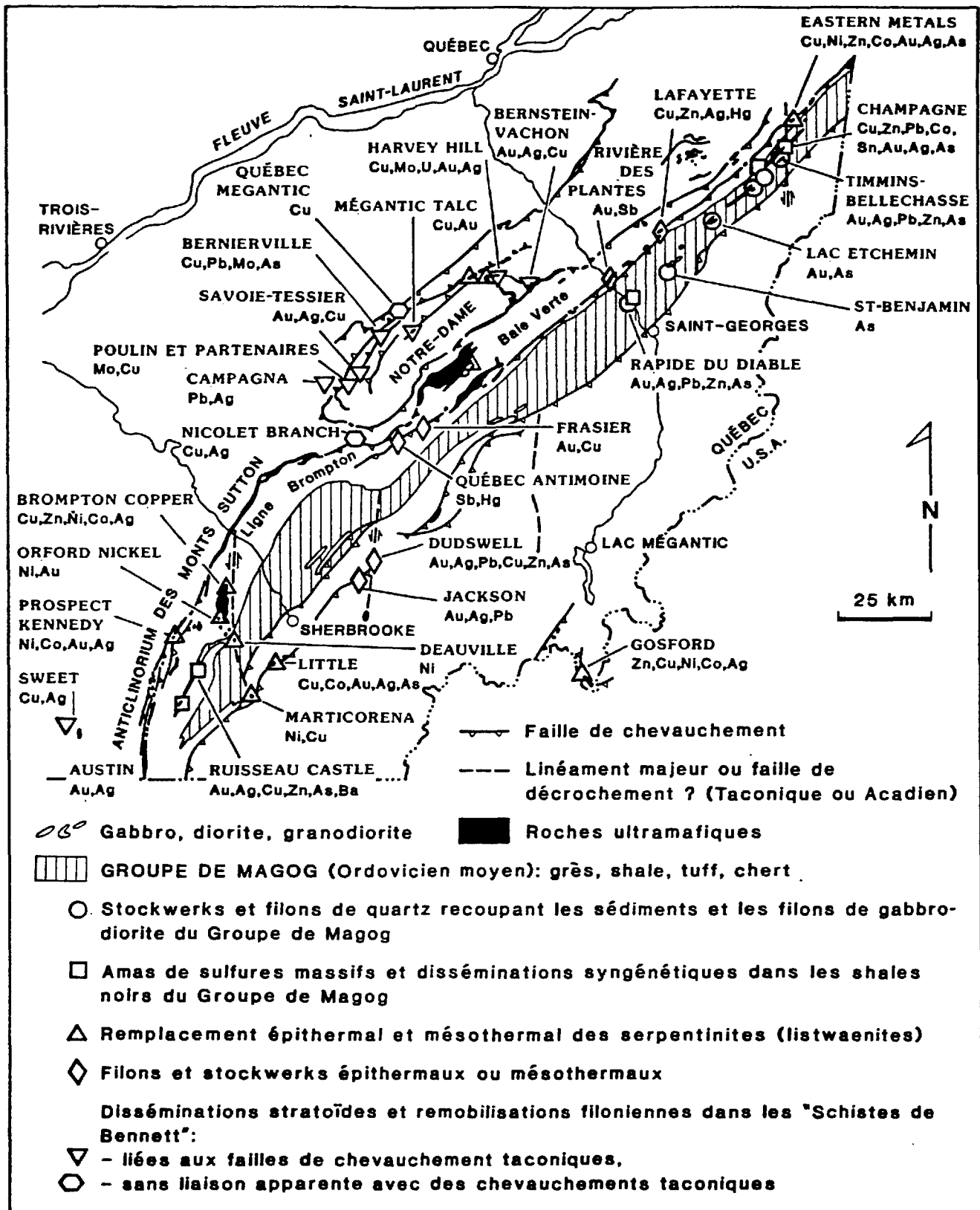


Figure 3. Minéralisations liées à la collision des Îles en Arc et du massif précambrien de "Chain Lakes" avec le continent Nord-Américain (Ordovicien).



Figure 4. Minéralisations liées aux intrusions granitiques dévoniennes.

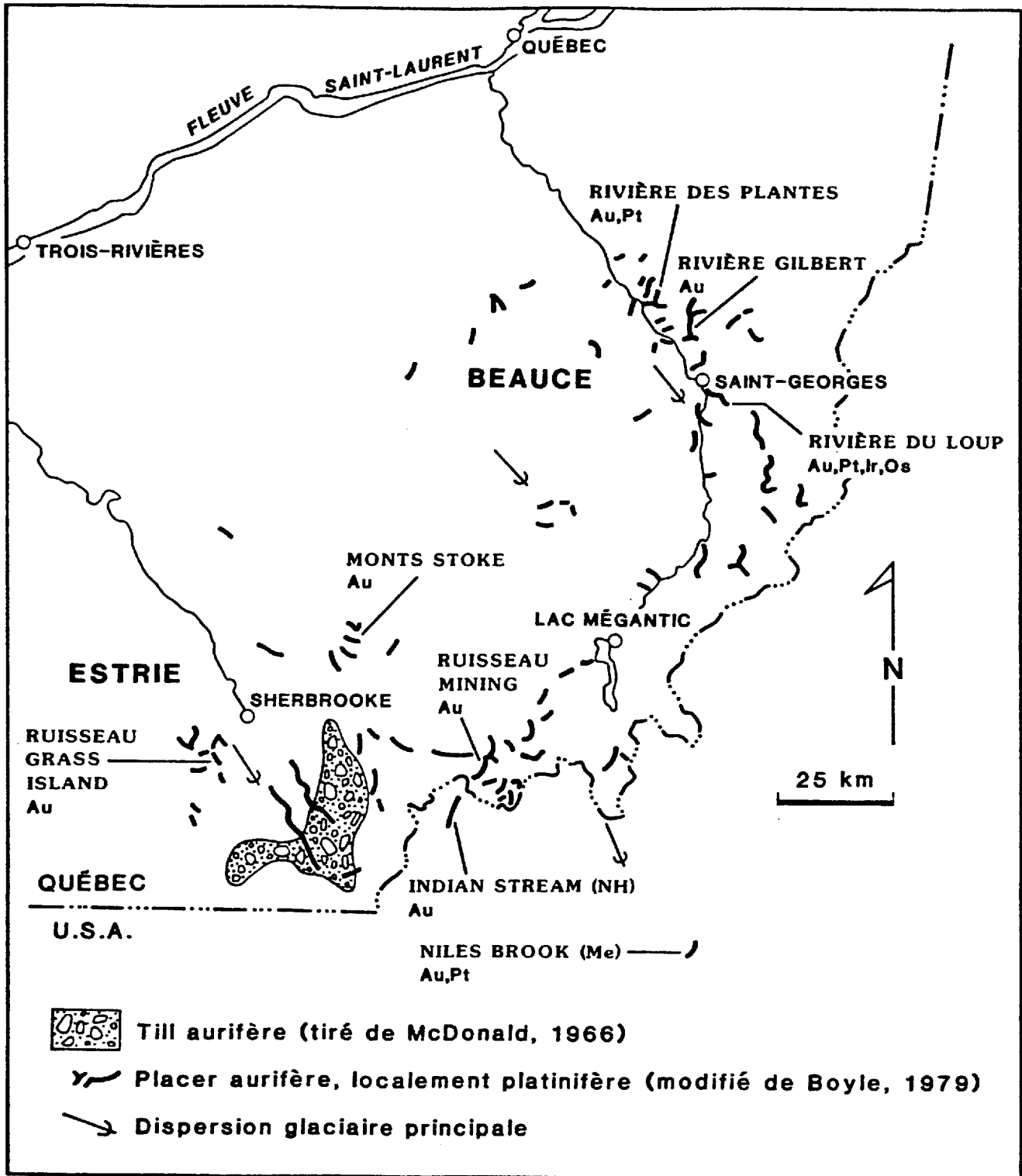


Figure 5. Minéralisations liées aux dépôts non-consolidés du Tertiaire et du Quaternaire.

Arrêts de la première journée

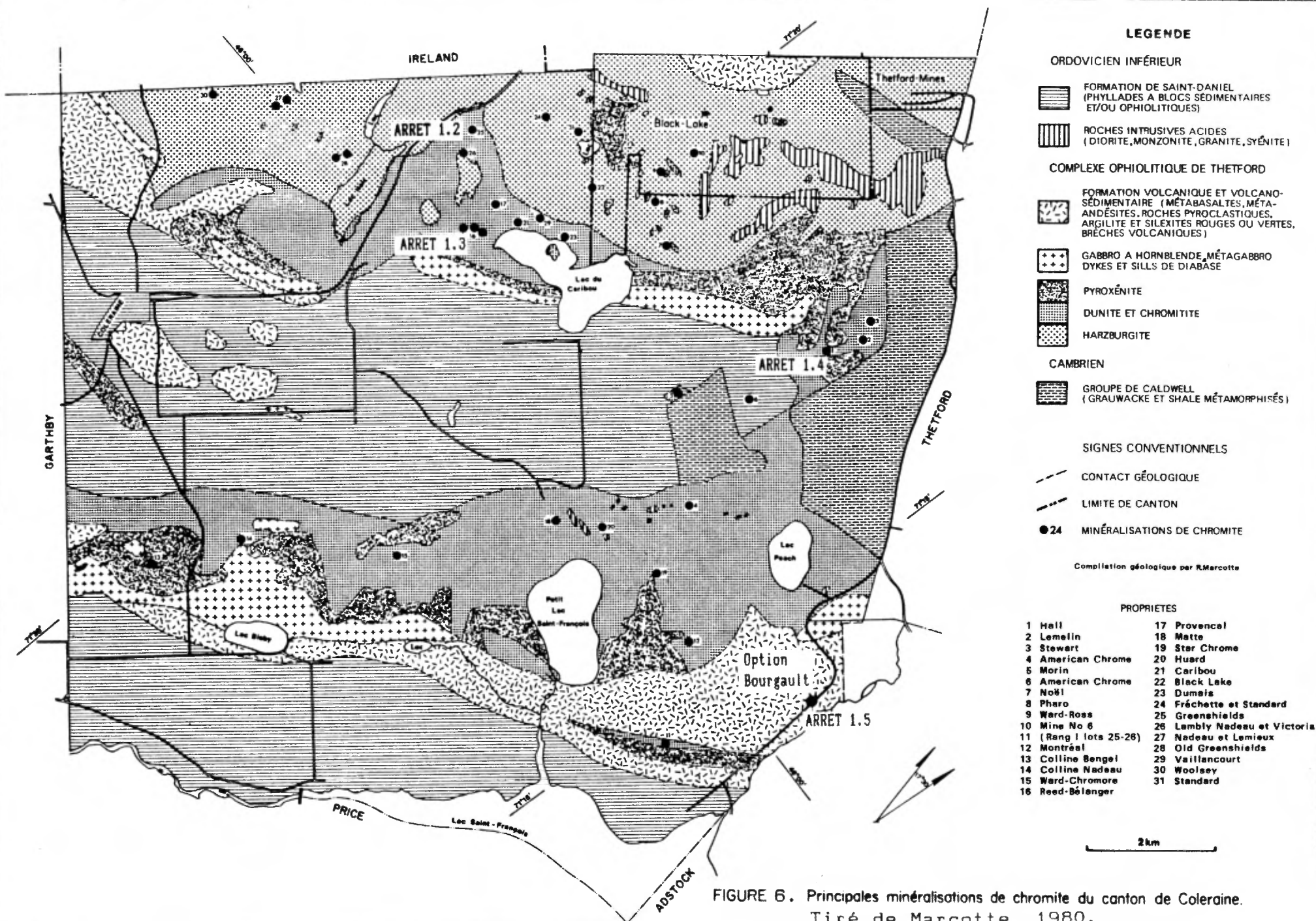
Les gîtes métallifères associés aux Ophiolites

Au cours de cette première journée d'excursion nous examinerons le Complexe ophiolitique de Thetford Mines et les minéralisations qui lui sont associées. Au fur et à mesure de cette journée nous monterons dans la colonne stratigraphique de ce complexe.

Deux phénomènes présideront à la formation des gîtes métallifères dans cet environnement: les processus magmatiques ayant généré la croûte océanique et les processus hydrothermaux ayant affecté cette croûte. Les gîtes de chromite, localement platinifères et aurifères, seront issus du premier phénomène. Les gîtes hydrothermaux filoniens et exhalatifs encaissés dans les volcanites et les sédiments pélagiques résulteront du deuxième.

Arrêt 1.1- Sur la Crête de Vimy: Outre un panorama des mines d'amiante de Black Lake et de Thetford Mines, nous examinerons une harzburgite tectonique de la base du Complexe ophiolitique recoupée par des injections de dunite et un stockwerk à chrysotile. Il s'agit d'un affleurement caractéristique des minerais d'amiante de la région.

Arrêt 1.2- Mine Greenshield: Contrairement à ce qu'indique Kacira (1982) (voir fig. 7 et 8) cet amas de chromite semble se situer dans des lentilles de dunite comprises dans la partie supérieure de l'harzburgite tectonique. La texture en schlieren de la chromite que nous observerons dans le terril de cette exploitation est caractéristique des amas de type podiforme (s.s.) (voir le tableau II).



Arrêt 1.3- Mine Reed-Bélanger (cie. Macamic): Par rapport à celui de Greenshield ce gîte se situe plus haut dans la colonne stratigraphique du Complexe (fig. 6,7 et 8). Il s'agit d'un niveau de chromitite litée (fig. 10), donc de type stratiforme (tableau II), reposant dans la dunite de la séquence à cumulat. On y connaît les plus grosses réserves de minerai de chrome du Québec (300 000t à 10% Cr_2O_3 , $\text{Cr/Fe} = 2,2$ à $2,4$ (minerai)). Un rapport Cr/Fe supérieur à 1,7 indique un minerai de type métallurgique qui peut valoir 130\$ U.S./t lorsque la teneur est égale à 48% Cr_2O_3 et le rapport Cr/Fe voisin de 3. Par comparaison le minerai de chrome sud-africain, avec un rapport Cr/Fe voisin de 1,7, a une valeur marchande bien inférieure (Bouladon, 1986). Le rapport Cr/Fe des minerais de l'Estrée semble particulièrement profitable (figure 11).

Arrêt 1.4- Mines Hall, Lemelin et Stewart (cie. Rambo): Tout comme ceux de Reed-Bélanger ces amas de chromite se situent dans la dunite de la séquence à cumulat (figures 7 et 15). A Lemelin et Stewart, comme à Reed-Bélanger, la chromitite est essentiellement litée ($\text{Cr/Fe} = 2,4$ (minerai)). Cependant une texture inusitée pour les chromitites de l'Estrée-Beauce et même pour la plupart des ophiolites du Monde se présente à Hall. Il s'agit d'une texture où la chromite entoure des nodules de serpentinite. Une telle texture ne peut pas être expliquée par tectonique comme le suggèrent Laurent et Kacira (1987), la chromite étant plus compétente que la serpentinite. Cette texture très inusitée est peut être liée à des phénomènes magmatiques. La présence de très fines (0,01 mm) (figure 17) inclusions de sulfures (heazlewoodite, Ni_3S_2) dans la chromitite distingue également les gîtes de Hall, Lemelin et Stewart des autres amas de l'Estrée-Beauce.

Des teneurs anormales en platine (1,5 g/t) et en or (0,3 g/t) ont été mises à jour en 1986 par l'équipe de

recherche de l'UQAM oeuvrant pour le Ministère de l'Energie et des Ressources (Gauthier et Trottier, 1987). Ces métaux précieux pourraient être extraits comme sous-produits d'un minerai de chrome. Pour faire suite à la publication de ces résultats par le MERQ, la compagnie Rambo a optionné ces terrains de M. Blackmore. Cette compagnie a vérifié le caractère anomal en platine (0,2 à 1,6 g/t) des chromitites de Stewart, Hall et Lemelin. A ce jour cette structure platinifère et chromifère a été tracée sur plus d'un kilomètre. Des forages l'ont interceptée à plus de 100 mètres sous la surface. Ces résultats laissent entrevoir la possibilité d'extraction de fort tonnage d'un minerai à chrome-platine-or par le biais de fosses à ciel-ouvert. Qu'il soit mentionné ici que, déjà en 1932, Denis soulignait la possibilité d'une exploitation de grande envergure à cet endroit (ie: Mine Hall).

Arrêt 1.5: Terrains Bourgault: Cet indice se situe dans les laves mafiques coussinées de la partie supérieure du Complexe ophiolitique de Thetford Mines (fig. 6 et 18). Cette minéralisation est apparentée à celle de la Mine Huntingdon (Québec Copper Ltd.) près de Eastman dans le canton de Bolton en Estrie et aux gisements de cuivre de l'Ile de Chypre en Méditerranée. Il s'agit d'un stockwerk de filonnets quartzeux à chalcoppyrite, sphalérite et pyrrhotine. Cette minéralisation est très légèrement anormale en or (fig. 18) tout comme c'est le cas dans la plupart des gîtes de type Chypre. A ce sujet mentionnons que la spectaculaire découverte d'or faite par Noranda à Terre-Neuve se situe dans des roches semblables à quelques kilomètres à l'est de la Mine d'amiante de Baie-Verte.

La zone minéralisée de Bourgault est large de 5 mètres et longue de plus de 100 mètres. Elle fût découverte en 1962; forée par Sullico Mines Ltd. en 1963 (5 sondages) et par Aylmer Mines Ltd. en 1965 (3 sondages).

LES GITES METALLIFERES ASSOCIES AUX OPHIOLITES

Deux phénomènes présideront à la formation des gîtes métallifères dans cet environnement: les processus magmatiques ayant généré la croûte océanique et les processus hydrothermaux ayant affectés cette croûte. Les gîtes de chromites, localement platinifères, seront issus du premier phénomène. Les gîtes hydrothermaux filoniens et exhalatifs encaissés dans les volcanites et les sédiments pélagiques résulteront du deuxième.

ARRETS 1.2, 1.3 et 1.4

Chromitites, localement platinifères, dans les dunites des complexes ophiolitiques

Les ophiolites sont des lambeaux de croûte océanique que l'on retrouve dans les zones orogéniques. Ils y ont été mis en place, généralement par obduction, lors de collision ou de subduction entre plaques continentale et océanique. En Estrie-Beauce, la collision du Complexe d'Iles en Arc de l'Ascot-Weedon et du micro-continent précambrien du Massif de "Chain Lakes" avec le Craton Nord-Américain semble être la raison principale de l'occurrence d'ophiolites (Doolan et al., 1982).

Lorsque complets, les lambeaux ophiolitiques comportent à leur base une "semelle" constituée d'harzburgites déformées et plissées ("tectonites") arrachée au manteau supérieur. Ces péridotites portent également le qualificatif "d'alpine" dans la littérature. Elles sont caractérisées par des variations de composition infime et ce même sur de très grandes distances. Cette semelle de péridotite est surmontée par une séquence à cumulat constituée de la base vers le sommet de dunites, de wehrlites, de pyroxénites et de gabbros. Idéalement des essaims de dykes de diabase recouvrent les gabbros pour aller alimenter des coulées de laves

basaltiques. Des sédiments pélagiques peuvent recouvrir le tout.

Dans ces formations, on peut trouver des concentrations de chromite soit en amas podiformes dans les tectonites de base ou soit sous forme de dépôts interstratifiés à la base des cumulats (fig.7). Selon Bouladon (1986) les amas de chromite du premier type fournissent généralement du minerai métallurgique, relativement pauvre en Al_2O_3 (6%). Ils comportent parfois des inclusions de platinoïdes. Les chromitites stratiformes, appartenant au second type, ont été généralement plissées et morcelées après leur dépôt, et ce au même titre que l'ophiolite. Le résultat en est une distribution en chapelet d'amas confinés à une enveloppe plissée (fig.8 et 9).

Nous avons été à même de faire cette distinction pour certains amas de chromitite de l'Estrie-Beauce. Le tableau II résume les caractéristiques de ces deux types de chromitites en Estrie-Beauce. Comme on le verra plus loin cette typologie semble importante en regard du potentiel platinifère.

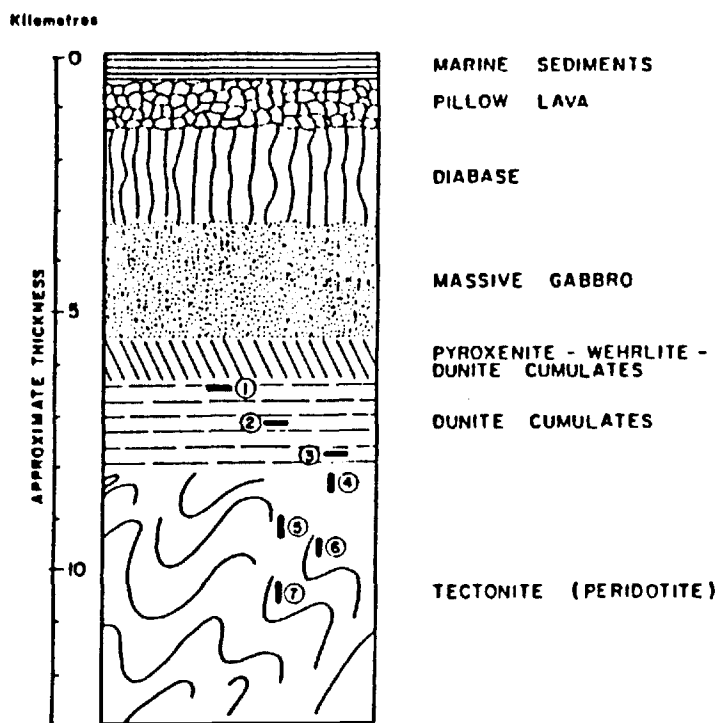


Figure 7. Colonne stratigraphique schématisée d'une ophiolite et positionnement des chromitites qui s'y trouvent:

- 1) Mine Hall, Prospect Nadeau, Mine Montréal; ophiolite de Thetford Mines.
- 2) Reed-Bélanger, Greenshields, American Chrome; ophiolite de Thetford Mines.
- 3) Mine Huard, Mine Caribou; ophiolite de Thetford Mines.
- 4) Prospect Springer's Hill; Terre-Neuve ouest.
- 5) Mine Sterrett; comté de Richmond.
- 6) Mine Ross, Carrière Wooley's; ophiolite de Thetford Mines.
- 7) Indices de la Montagne Caribou; ophiolite de Thetford Mines.

(d'après Kacira, 1982)

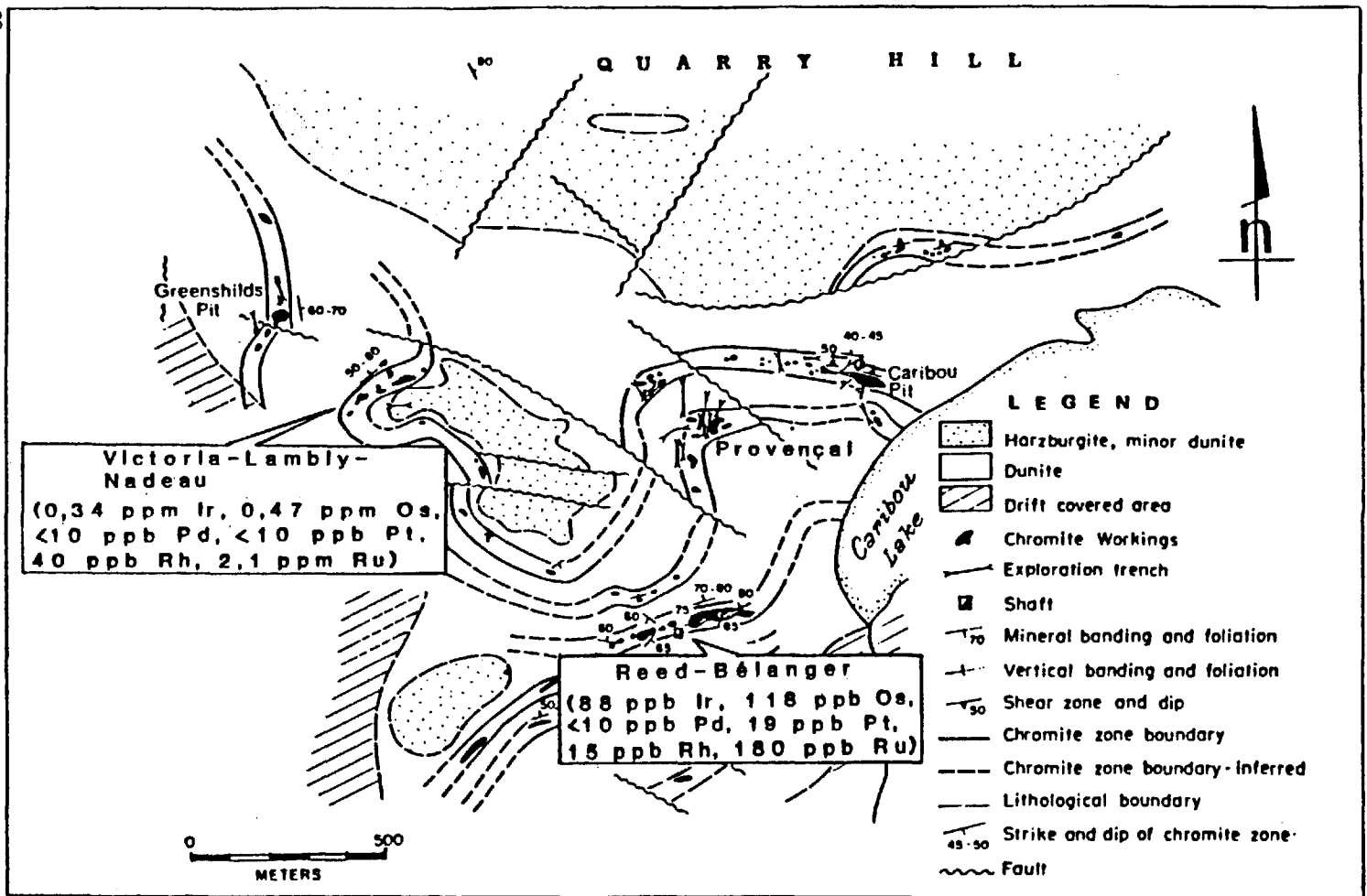


Figure 8. Chromitites du secteur du Lac Caribou, ophiolite de Thetford Mines (d'après Kacira, 1982).

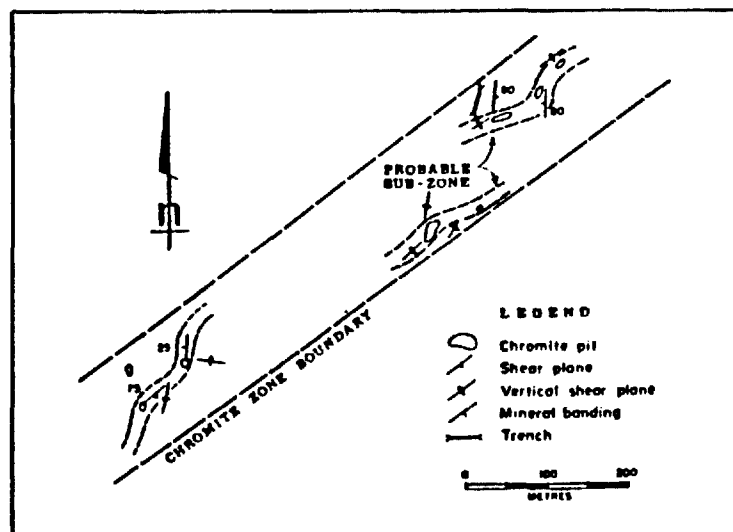


Figure 9. Chromitites de la Mine Huard, ophiolite de Thetford Mines (d'après Kacira, 1982).

Tableau II. Typologie des chromitites de l'Estrée-Beauce

	TYPE PODIFORME	TYPE STRATIFORME
Position tectono-stratigraphique	Au sommet de la séquence inférieure du Complexe ophiolitique, dans l'unité d'harzburgite tectonique massive	A la base de la séquence à cumulat (ultramafiques stratifiées), située juste au-dessus de l'unité tectonique
Lithologie hôte	Chromite contenue dans des lentilles de dunité, à l'intérieur de la masse harzburgitique (dans certains cas la dunité ne forme qu'une mince auréole autour des pochettes de chromite)	Chromite contenue dans les horizons dunitiques à cumulat
Lithologies associées	Harzburgite massive fréquemment recoupée de dykes de pyroxénite ou de rodingite	Wehrlite, pyroxénite à cumulat, généralement peu de dykes
Morphologie et dimension du gîte	Pochettes métriques à hectométriques de forme lenticulaire à tabulaire longueur: largeur= 3:1 à 15:1	Plusieurs lits centimétriques à décimétriques pouvant être continus sur plusieurs centaines de mètres
Orientation	Généralement plusieurs pochettes alignées selon la foliation de la masse harzburgitique (parallèle ou non à la schistosité régionale) ou pochettes isolées	Horizon stratiforme, parallèle au litage de la différenciation magmatique et généralement parallèle à la schistosité régionale
Textures et structures du minéral	Chromite massive recristallisée, chromite semi-massive à texture en schlieren ou nodulaire (léopard)	Chromite disséminée à semi-massive à texture à cumulat, localement massive limitée alors par des plans de failles

Tableau II. Typologie des chromitites de l'Estrée-Beauce (suite)

	TYPE PODIFORME	TYPE STRATIFORME
Tonnage\teneur relatifs	Forte teneur, faible tonnage	Faible teneur, fort tonnage
Cr\Fe relatif	Légèrement plus élevé 2,2 à 3,3*	Légèrement plus faible 1,96 à 2,40*
Platinoïdes associés	Ru, Os, Ir ex: Lambly-Nadeau et Victoria (21-L\3-44) 2,1 g\t Ru, 470 ppb Os, 340 ppb Ir	Pt, Pd ex: Hall (21-L\3-74) 1,5 g\t Pt, 42 ppb Pd
Gîtes type	Sterrett (31-H\9-50) Prod.: 116 235 t, 46% Cr ₂ O ₃ , Rés. : 85 000 t, 34% Cr ₂ O ₃ , Cr\Fe= 2,6 Lentilles de 1 à 6 m de largeur par 100 m de lon- gueur, alignées sur plus de 450 m.	Reed-Bélanger (21-L\3-49) Prod.: 440 000 t, 7% Cr ₂ O ₃ , Rés. : 300 000 t, 10% Cr ₂ O ₃ , Cr\Fe= 2,4 Horizon minéralisé de 600 m de long par 18 m de large.
* Valeurs tirées de Marcotte (1980)		

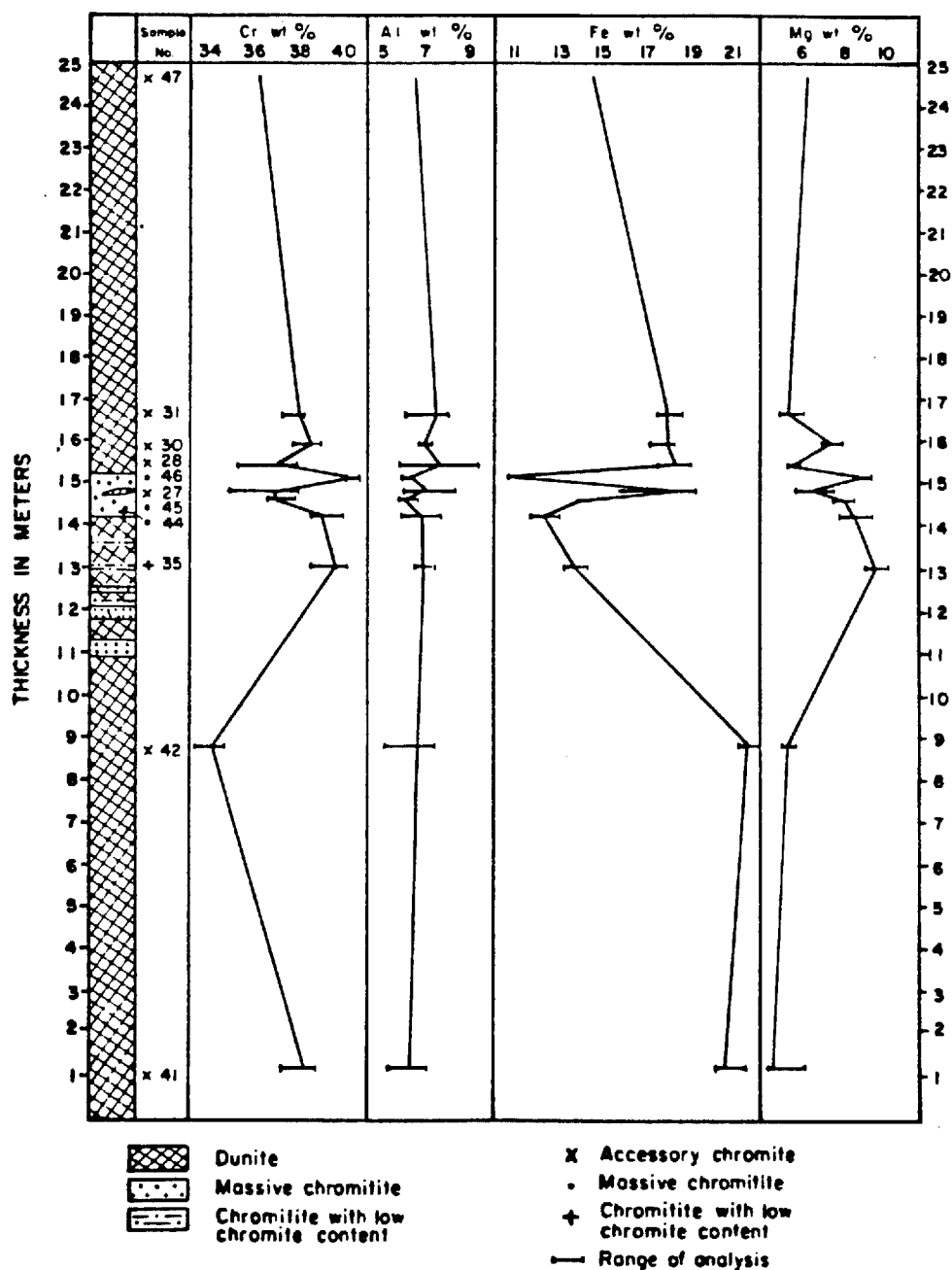
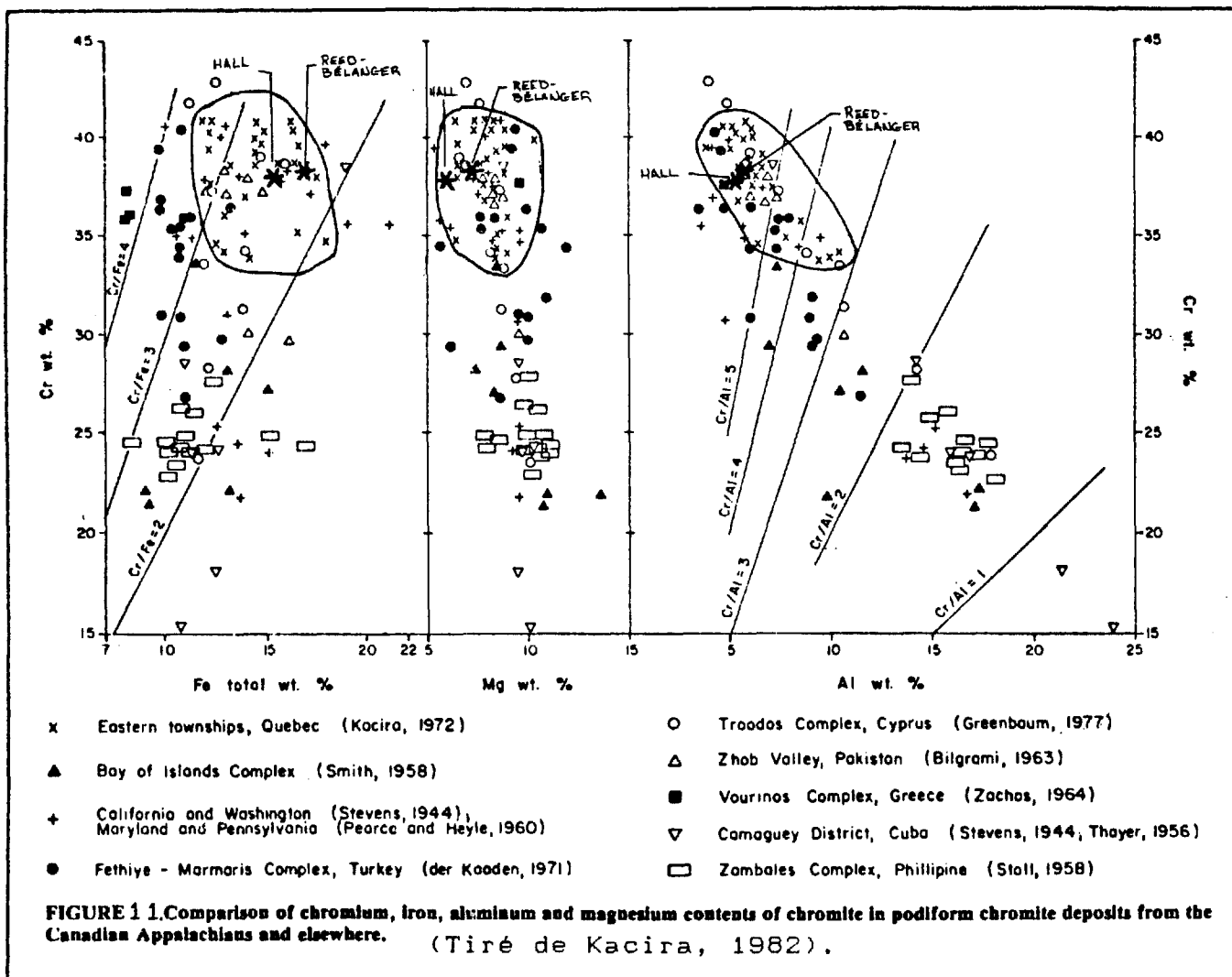


Figure 10. Variations of chromite composition in layered cumulate dunite of Belanger mine, Thetford Mines ophiolite, Quebec.
 (Tiré de Laurent et Kacira, 1987).



Platinoïdes dans les chromitites de l'Estrée-Beauce

La présente section est un encart qui vient se greffer à celle traitant des chromitites. La majeure partie du texte de cet encart fût publiée à l'occasion du Prospectors and Developers Convention à Toronto (9 - 10 mars 1987) (Gauthier et Trottier, 1987). Nous y avons ajouté quelques nouvelles observations.

Introduction

Le dosage des platinoïdes dans les chromitites des Appalaches de l'Estrée et de la Beauce révèle que certaines en contiennent des quantités fort anormales. Ainsi un échantillon de l'amas de chromitite podiforme du gîte Victoria-Lambly-Nadeau nous a donné, à l'analyse, 2,1 g/t de ruthénium tandis qu'un autre provenant de la chromitite litée du gîte Hall a révélé 1,5 g/t platine ce qui correspond à 1000 fois le bruit de fond déterminé pour les chromitites de Thetford Mines par Oshin et Crocket (1982) (fig.12 et tabl.III) . Ces deux nouveaux indices de platinoïdes sont situés dans le Complexe ophiolitique de Thetford Mines. Ces résultats d'analyses confirment un potentiel déjà soupçonné depuis la mise au jour en 1967, par la SOQUEM, d'un indice titrant 4 g/t platine au nord-est du Petit-Lac-Saint-François.

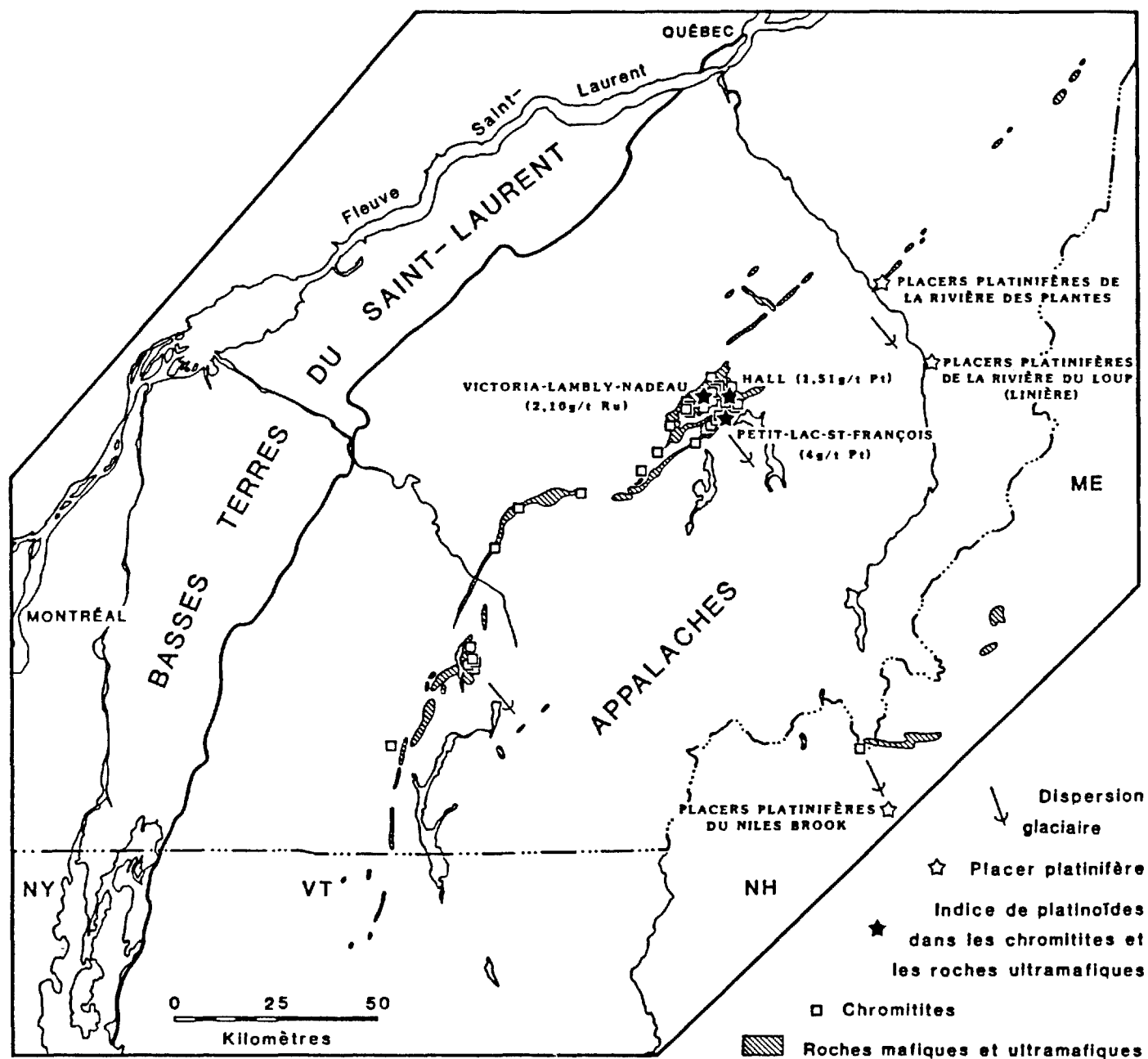


Figure 12. Indices de platinoïdes dans les chromitites et les roches ultramafiques de l'Estrée et de la Beauce.

Tableau III. Platinoïdes dans les chromitites de l'Estrée et de la Beauce.

Nom et numéro du gîte	Série des platinoïdes						Au (ppb)	Cr ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	FeTot (%)	Description de l'échantillon	Type du gîte
	Ir	Os	Pd (ppb)	Pt (ppb)	Rh	Ru						
Bennet-Martin 21 E\14-6	25	14	<10	<10	10	200	14	40,68	-	7,61	chromitite massive	podiforme ¹¹
Ward-Chromore 21 E\14-14	39	51	<10	<10	<2	20	90	21,07	-	7,06	dunite à chromite disséminée	podiforme
Huard 21 E\14-19	37	28	<10	<10	<2	170	8	54,79	-	9,79	chromitite massive recristallisée	stratiforme
Mine Montréal 21 E\14-20	57	54	<10	<10	7	72	9	16,86	-	9,62	chromitite à olivine cisailée	podiforme
Brousseau 21 E\14-31	20	14	<10	<10	15	210	7	41,09	-	11,15	chromitite massive	stratiforme
Mc Cav 31 H\8-15	18	18	<10	<10	4	44	5	>13,1	-	-	chromitite massive	podiforme
Fletcher #4 31 H\8-51	20	15	<10	<10	13	97	8	51,15	-	-	chromitite massive	podiforme
Fletcher #1 31 H\8-52	96	140	<10	<10	5	87	7	>13,1	11,9	-	chromitite massive	podiforme
Sterret 31 H\9-50	34	49	<10	<10	3	54	2	46,76	-	-	chromitite massive	podiforme
Montagne Caribou 21 L\3-35	91	100	86	55	12	130	10	52,76	-	10,06	chromitite massive	podiforme
Parent 21 L\3-36	8	7	<10	<10	<1	20	7	4,97	5,06	-	dunite à chromite disséminée	podiforme
Lambly-Nadeau 21 L\3-44	340	470	<10	<10	40	2100	11	36,52	23,36	-	chromitite massive	podiforme
Mine Greenshield 21 L\3-45	44	45	<10	<10	2	130	13	40,91	17,65	-	chromitite massive	podiforme
Reed-Bélanger 21 L\3-49	88	118	<10	19	15	180	11	58,53	-	12,22	chromitite massive	stratiforme
Vaillancourt 21 L\3-54	80	90	<10	<10	14	380	9	55,52	16,71	-	chromitite massive	podiforme
Pharo 21 L\3-56	41	60	<10	<10	11	270	43	49,08	-	9,24	chromitite massive	podiforme
Ward-Ross 21 L\3-57	36	34	<10	<10	7	220	14	47,03	-	11,41	chromitite massive	podiforme
Dumais 21 L\3-59	70	72	<10	<10	6	180	8	53,33	19,81	-	chromitite massive	podiforme
Hall 21 L\3-74	260	230	42	1510	56	440	340	55,52	22,21	-	chromitite massive	stratiforme
American Chrome 21 L\3-77	52	61	<10	<10	4	120	29	43,83	13,77	-	chromitite massive	podiforme
Prospect Gagné 21 L\3-79	36	32	<10	<10	7	80	8	24,18	-	9,24	dunite à chromite disséminée	podiforme
Séquence à cumulat du Complexe de Thetford Mines ¹	30	-	0,33	1,5	-	-	0,28	-	-	-	chromitite à olivine	
	2,4	-	21	28	-	-	1,3	-	-	-	dunite	

¹ Teneurs moyennes tirées de Dahin et Crochet (1982).¹¹ Le terme podiforme peut englober des chromitites stratiformes plissées et remobilisées par les événements tectoniques.

Historique de la recherche des platinoïdes en Estrie-Beauce

- 1864: Logan (1864, p. 550) souligne la présence de platine dans les placers de la Beauce. En particulier ceux de la Rivière du Loup qui contiennent, outre l'or et le platine, de l'osmium et de l'iridium (Logan, 1864, p. 786).
- 1866: Michel (1866) établit un parallèle entre les placers de la Beauce et ceux de l'Oural en Russie. Ceux-ci, tout comme ceux des Appalaches, reposent sur une chaîne de montagnes paléozoïques dans laquelle on retrouve en abondance des roches mafiques et ultramafiques. Depuis le XVIII^e siècle les placers de l'Oural sont d'importants producteurs de platine.
- 1923: Mackay (1923, p. 94) mentionne l'occurrence de sables noirs platinifères dans les placers de la Rivière des Plantes en Beauce. Selon cet auteur une petite quantité de platine aurait été extraite. Il conclut que le potentiel platinifère de ce secteur de la Beauce est largement inexploré.
- 1967-70: SOQUEM procède au dosage pour les platinoïdes d'échantillons de roches mafiques et ultramafiques prélevés par les équipes géologiques du Ministère des

Richesses Naturelles lors de missions sur le terrain (Gleeson, 1986, comm. pers.). Ce projet fait ressortir deux secteurs: celui de l'Ungava à l'extrême nord du Québec et celui de Thetford Mines dans les Appalaches. En effet, un échantillon de la collection de Riordon, géologue qui a cartographié la région quelques années auparavant, révéla à l'analyse 4 g\% platine. Le site de ce prélèvement ne pu être localisé avec précision par les géologues de la SOQUEM. Ceux-ci l'ont situé de façon approximative à quelques mètres au Nord-Est du Petit-Lac-Saint-François. SOQUEM entreprit une campagne de prospection lithogéochimique dans ce secteur (Vallée, 1968-1971, Jevic, 1969). On y repéra des zones anormales allant jusqu'à 200 ppb platine dans les pyroxénites de la séquence à cumulat. Ce projet fût subséquemment abandonné. Ces terrains ont de nouveau été jalonnés en 1986 par les Explorations Goldfinch. Un échantillonnage sommaire a confirmé le caractère anormal de ce secteur (Brassard, 1986, comm. pers.).

1982:

Oshin et Crocket (1982) ont étudié la distribution des platinoïdes et de l'or dans les roches mafiques et ultramafiques du Complexe ophiolitique de Thetford Mines. En page 1563 et 1564 ils y

soulignent la richesse en platinoïdes (surtout palladium) des cumulats mafiques à sulfures des environs du Lac de l'Est.

1985-86: Dans le cadre d'un projet de synthèse métallogénique pour le compte du Ministère de l'Energie et des Ressources nous avons cartographié et échantillonné la plupart des gisements de chrome de l'Estrée et de la Beauce. Les résultats d'analyses présentés dans le tableau ci-joint découlent de cette campagne.

Le potentiel platinifère des chromitites ophiolitiques

Les sulfures finement disséminés dans les cumulats de complexes mafiques - ultramafiques intracratoniques constituent la principale cible pour la recherche de platinoïdes. L'Horizon Merensky du Bushveld sud-africain en est l'exemple-type. Il est moins connu que l'horizon de chromitite UG-2 du Bushveld contienne tout autant de platinoïdes que le Merensky (Naldrett, 1981). Qui plus est les platinoïdes ne sont pas obligatoirement liés à des sulfures ou de la chromite. Ainsi Alapieti et Lahtinen (1986) ont mis à jour un nouveau type de minéralisation platinifère, dépourvue de sulfures, dans le complexe stratifié de Penikat en Finlande.

Les platinoïdes ne sont pas restreints aux comple-

xes stratifiés intracratoniques comme le démontre Cabri (1982). Certaines minéralisations sont carrément inusitées tels ces filons platinifères à arséniures de nickel et chromite décrits par Leblanc et Zohan (1986).

Les complexes ophiolitiques ne sont généralement pas reconnus pour leur potentiel platinifère. Cependant, cette absence de potentiel n'est peut-être qu'apparente comme le souligne Bouladon (1986). Un peu partout dans le monde les chromitites des complexes ophiolitiques font l'objet d'investigation pour les platinoïdes. A titre d'exemple, mentionnons les travaux récents de Zohan (1986) en Nouvelle-Calédonie, de Page et al. (1986) en Californie et en Orégon et de Talkington (1986) à Terre-Neuve. En fait, certaines chromitites ophiolitiques sont particulièrement riches en platinoïdes (voir Bouladon, 1986). Le gisement d'Acoje aux Philippines est particulièrement digne de mention (fig.13). Selon Santos (1986) le minerai exploité à Acoje aux Philippines dans les années 1960 titrait de 30% à 49% Cr_2O_3 , 10% Fe et 0,4% Ni. Le minerai marginal y contenait de 0,05% à 1,5% Ni avec des concentrations de platine et de palladium de l'ordre de 2,8 g/t à 8,5 g/t. Laznicka (1985, p. 175) mentionne qu'on a extrait d'Acoje environ 1 million de tonnes de minerai titrant 1,5% Ni et 9 g/t platinoïdes. En 1972 seulement, on a tiré 170 kg de platinoïdes de ce gisement (Bouladon, 1986). La chromitite platinifère et nickélifère y est porteuse de pyrrhotine, de troilite, de pentlandite et de violarite. La minéralisation est distribuée

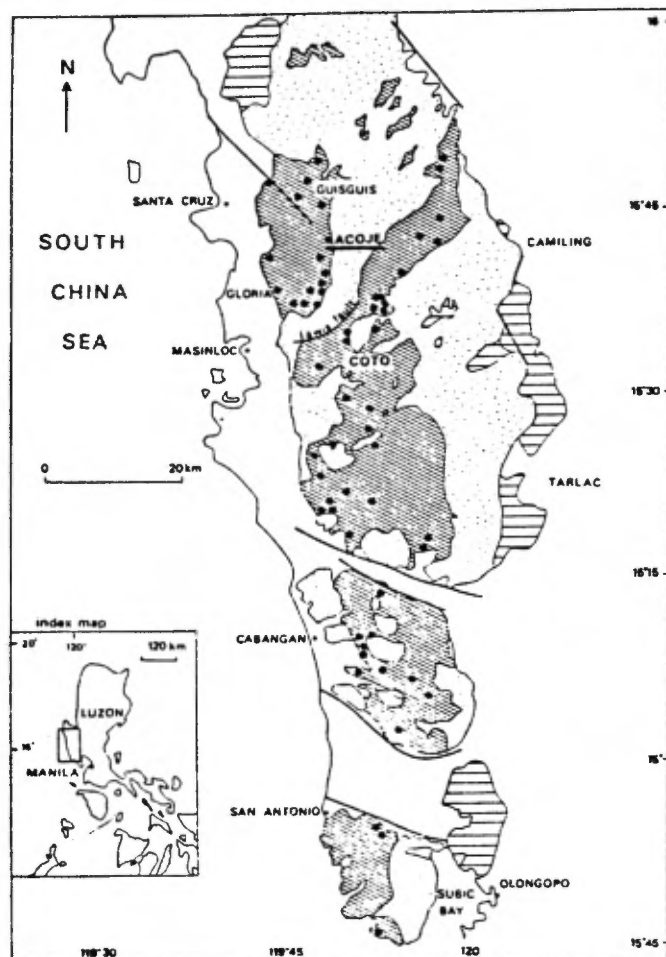


Figure 13. Carte géologique schématique du Massif de Zambalès (Philippines) (d'après Bacuta, 1978, reproduit dans Bouladon, 1986).

Hachures serrées : péridotites; pointillés : gabbros; hachures larges horizontales : volcanites; ronds noirs : amas de chromite.

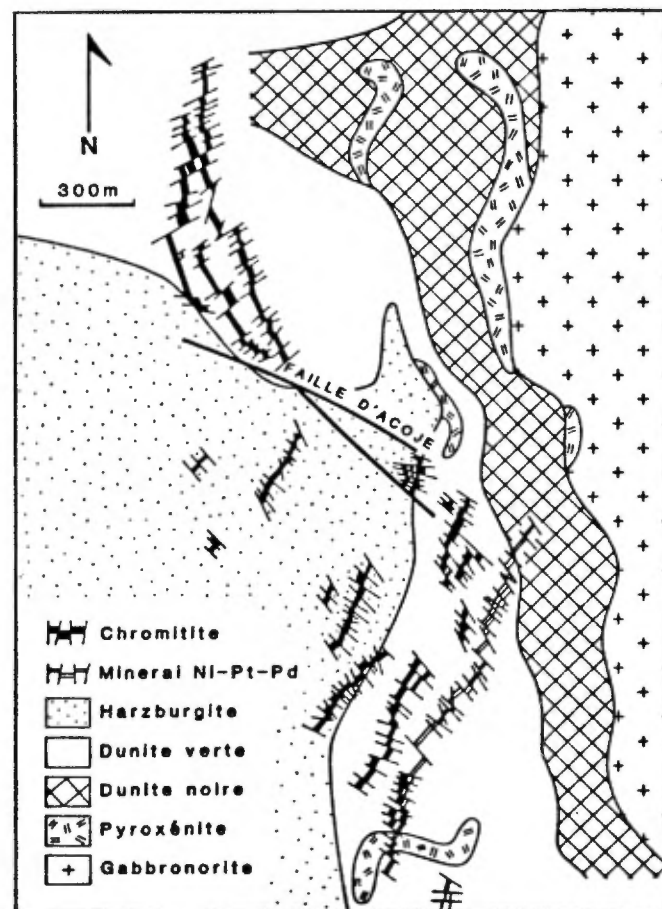


Figure 14. Carte géologique de la zone d'Acoje (Massif de Zambalès, Philippines) (d'après Ignacio, 1979, reproduit dans Bouladon, 1982).

erratiquement sur plus de 5 kilomètres (fig. 14).

Parallèlement à tout ceci Hamlyn et Keays (1986) suggèrent une affinité entre les platinoïdes et les magmas de composition boninitique. Cette relation a été établie pour le Bushveld et ces auteurs suggèrent l'utilisation de ce critère géochimique pour évaluer le potentiel platinifère d'intrusions stratiformes. Quoique ce métallotecte soit proposé pour des complexes intracratoniques, il est peut-être opportun de mentionner ici que le magma parental de la séquence à cumulat du Complexe ophiolitique de Thetford Mines a une composition boninitique (Trottier, 1982, Trottier et Morency, 1986).

Echantillonnage et analyse chimique des chromitites de l'Etrie-Beauce

Des échantillons choisis de chromitite massive à semi-massive furent prélevés en 1985 et 1986 sur le site de 21 gisements de chrome exploités dans le passé en Etrie-Beauce. En décembre 1986 et janvier 1987, ces échantillons ont été analysés pour les platinoïdes, l'or, le chrome et le fer dans les laboratoires de Chimitec inc. à Québec. Les platinoïdes et l'or furent dosés par activation neutronique tandis que le chrome et le fer le furent par absorption atomique. Dans bien des cas les échantillons ont été prélevés dans les terrils des exploitations, le minerai en place étant épuisé

ou inaccessible. C'est le cas du gisement Hall où la fosse à ciel-ouvert fût comblée juste avant que nous venions en faire l'examen en juillet 1986.

Typologie des gites de platinoïdes dans les chromitites de l'Estrie-Beauce

Bouladon (1986) et Kacira (1982) subdivisent les chromitites ophiolitiques en deux types soit des amas podiformes limités aux inclusions de dunite dans l'harzburgite tectonique et des amas stratiformes interlités avec les roches ultramafiques de la base de la séquence à cumulat. Nos relevés de terrain confirment cette typologie (tabl. II).

Bouladon (1986) mentionne que dans le Complexe ophiolitique de Vourinos (Grèce) les chromitites massives contiennent des inclusions de quelques sulfures (chalcoppyrite, pentlandite) et de platinoïdes (Ru, Os, Ir) de même composition que dans les chromites disséminées au sein des dunites; par contre, les chromites disséminées dans les harzburgites ne contiennent ni platinoïdes ni sulfures. Dans le massif du Troodos (Chypre) les chromites ophiolitiques contiennent des inclusions omniprésentes de laurite (RuS_2 avec Os et Ir se substituant en proportions variables à Ru), associée parfois à un sulfure d'Ir et de Pt. La teneur en platinoïdes de la chromite massive de Chypre peut atteindre 8 g/t d'après l'exploitant (Bouladon, 1986, p. 59).

Ces observations, et d'autres, montrent que les sulfures constituent la phase concentratrice des platinoïdes dans les chromitites ophiolitiques. Par ailleurs, on constate que le ruthénium, l'osmium et l'iridium prédominent. Enfin, les platinoïdes présentent une affinité pour la chromite disséminée dans les dunites de la séquence à cumulat plutôt que dans celles distribuées dans l'harzburgite.

Dans le Complexe ophiolitique de Thetford Mines deux chromitites ressortent par leur contenu en platinoïdes; celle de Victoria-Lambly-Nadeau et celle de Hall. Un examen sommaire de lames minces polies provenant de ces chromitites y montre la présence de sulfures finement disseminés. Oshin et Crocket (1982) mentionnent l'association de concentrations anormales de platinoïdes avec des sulfures au Lac de l'Est. Ces observations semblent indiquer que les sulfures piègent les platinoïdes dans les chromitites de l'Estrie-Beauce. Ce contrôle est bien illustré par le gîte Hall.

A Hall (fig.15) les valeurs platinifères (tabl.III) ont été obtenues sur un échantillon provenant d'un niveau de chromitite massive contenu dans la séquence à cumulat où le litage magmatique est préservé. L'échantillon minéralisé est composé de 95% de chromite et de 5% de serpentine. Cette roche contient également des traces de magnétite (jusqu'à 2% dans certains échantillons) et de sulfures.

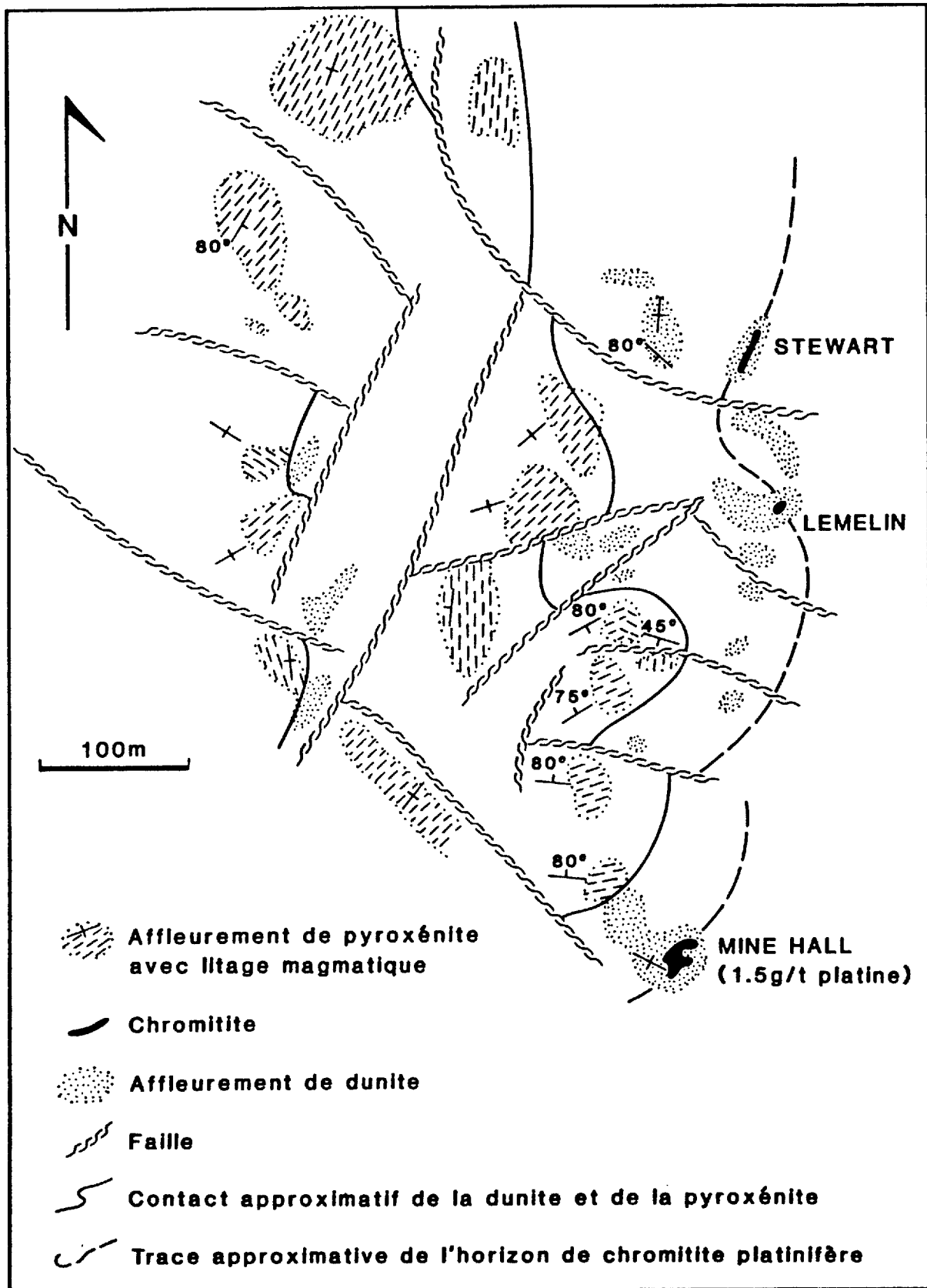


Figure 15. Chromitites platinifères des gîtes Hall, Lemelin et Stewart, ophiolite de Thetford Mines (d'après Kacira, 1971).

Comme dans la majorité des gîtes de chrome, le minéral massif provient d'une recristallisation tectonique (mécano-plastique). La chromite se présente en grains hypidiomorphes cataclasés, à texture en mosaïque (contact à 120°). La serpentine se retrouve entre les grains et dans les fractures de la chromite. La magnétite est xénomorphe et est localisée dans les fractures et entre les grains de chromite. Elle provient du remplacement secondaire du chrome par le fer. Localement on peut retrouver de petits grains hypidiomorphes de magnétite. Dans les zones massives, les sulfures (de l'heazlewoodite (??)) sont xénomorphes, de forme allongée et aux contours irréguliers. Ils se retrouvent dans les fractures de la chromite ou finement disséminés entre les grains avec la serpentine (fig.17). La taille de ces sulfures varie de 0,008 mm à 0,35 mm ($x = 0,012$ mm). Localement, la texture à cumulat est préservée. La chromite, non-jointive, est alors présente en grains arrondis, idiomorphes. La serpentine, plus abondante, est interstitielle. On peut même retrouver des "fantômes" d'olivine (rond ou hexagonal) dans les grains de chromite. Dans ces zones, les sulfures, de taille plus réduite (< 0.004 mm) sont présents en petits grains arrondis en inclusion dans la chromite ou dans la matrice de serpentine.

Le ruthénium, l'osmium et l'iridium prédominent dans nombre de chromitites ophiolitiques. Celle du gîte Victoria-Lambly-Nadeau se conforme à cette règle (tabl.III). Par contre, celle de Hall se

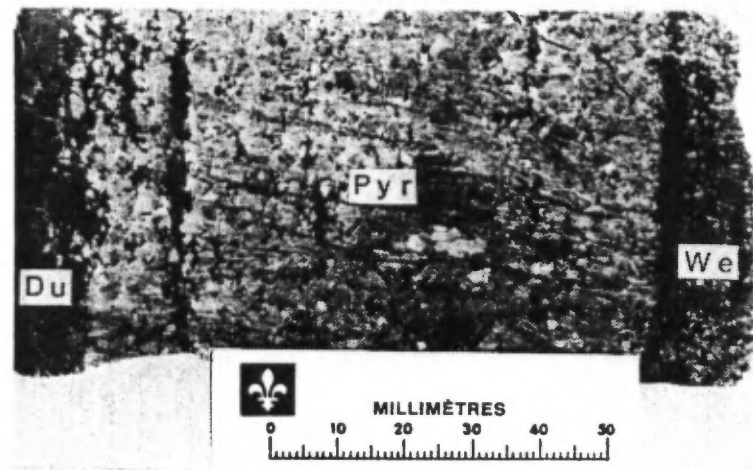


Figure 16. Litage magmatique dans les cumulats ultramafiques du gîte de chrome-platine Hall (We : wehrlite, Pyr : pyroxénite, Du : dunite).

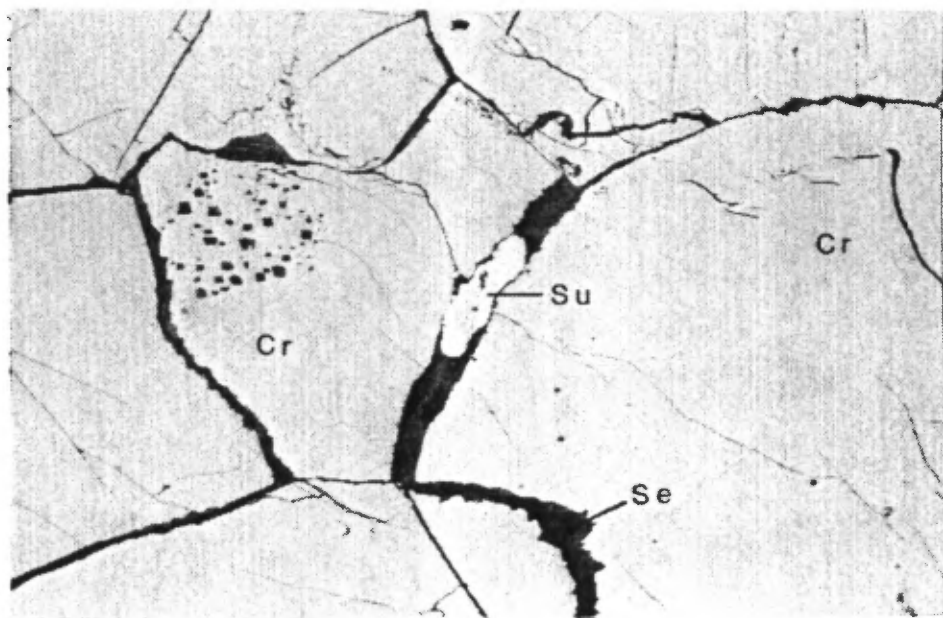


Figure 17. Sulfures disséminés dans la chromitite massive du gîte Hall (Su:sulfure (heazlewoodite ?), Cr:chromite, Se:serpentine) (25x).

caractérise par une richesse en platine et en or. Cette caractéristique la rapproche des chromitites des grands complexes ignés lités tel le Bushveld (Naldrett, 1981). En ce sens, il est moins surprenant qu'en Estrie-Beauce les chromitites interstratifiées dans la séquence à cumulat semblent plus riches en platine que celles comprises dans l'harzburgite tectonique (tabl.II). Les chromitites stratiformes de l'Estrie-Beauce sont généralement plus pauvres en chrome que celles comprises dans l'harzburgite. Par contre, leur tonnage est beaucoup plus considérable (tabl.II). Dans cette optique, on peut concevoir que la prospection pour le chrome en Estrie-Beauce ait autrefois été orientée vers les amas compris dans l'harzburgite tectonique. De ce fait, les gîtes de plus faible teneur mais de plus fort tonnage et, de surcroît présentant le plus grand potentiel pour le platine, aient été négligés jusqu'à ce jour.

Conclusion

La présence de platinoïdes est connue dans les placers de l'Estrie et de la Beauce depuis le milieu du XIX^e siècle (Logan, 1864). Oshin et Crocket (1982) ont souligné la présence de phases concentratrices de platinoïdes dans le Complexe de Thetford Mines (chromitite du Lac du Caribou et sulfures du Lac de l'Est). Les travaux de SOQUEM ont mis au jour un indice titrant 4 g/t platine au Petit-Lac-Saint-François. Les résultats de nos analyses chimiques de chromitites confirment le

potentiel platinifère déjà soupçonné dans ce territoire. La chromitite du gisement Hall est particulièrement riche en platine (1000 fois le bruit de fond des chromitites). On pourrait voir une analogie entre ce gisement et celui de chrome - platinoïdes - nickel d'Acoje aux Philippines.

ARRET 1.5

Amas de sulfures massifs et stockwerks dans les volcanites mafiques des complexes ophiolitiques

Contexte stratigraphique et structural

Ces minéralisations sont confinées aux volcanites mafiques se situant au sommet des complexes ophiolitiques (fig.19). Ces volcanites sont généralement coussinées. Elles sont en bien des endroits variolaires ou amygdalaires. Leur composition chimique correspond à celle des boninites (Trottier, Gauthier et Brown, 1986).

Si on s'en réfère aux gîtes dans les ophiolites moins démembrées de Chypre, la localisation de ces amas sulfurés serait réglée par les failles normales développées lors de l'expansion de la croûte océanique.

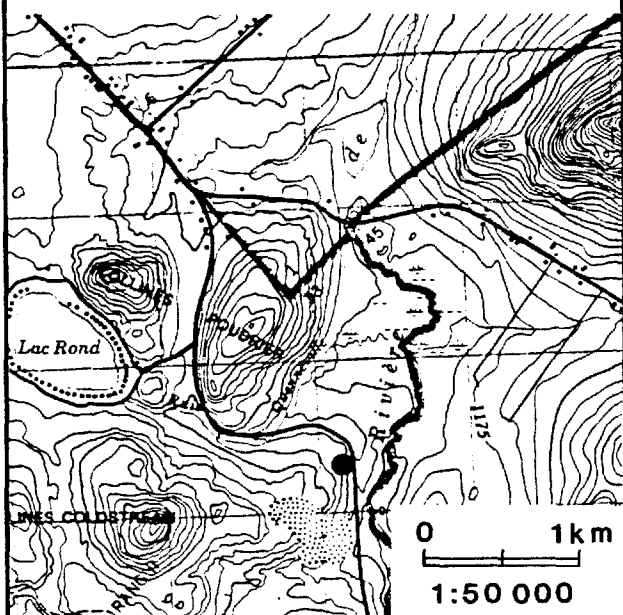
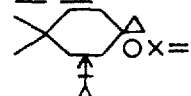
Morphologie des gîtes

Lorsque complets ces gîtes sont constitués d'un amas de sulfures massifs enraciné sur un stockwerk cuprifère et pyriteux. L'amas de sulfures massifs est généralement très atrophié par rapport au griffon. Une mince couche de mudstones riche en fer repose localement sur ces amas. Des gîtes de ce type en Estrie-Beauce (tabl.IV) seul Huntingdon présente un amas de sulfures massifs. En surface il s'agit d'un corps tabulaire dont l'épaisseur ne dépasse pas 0,5 mètre. Son extension latérale semble limitée. A la base de cet amas se trouve une brèche minéralisée (fig.20) celle-ci constitue une transition entre les sulfures massifs et le stockwerk.

OPTION BOURGAULT

21 L/3-81

Cu, Zn, Au, Ag



LÉGENDE

- Affleurement
- Puits d'exploration
- Terril
- Direction et pendage des plans de schistosité S₁
- Direction et pendage des veines de quartz
- Site d'échantillonnage et numéro d'échantillon

0 10m
1:500

N

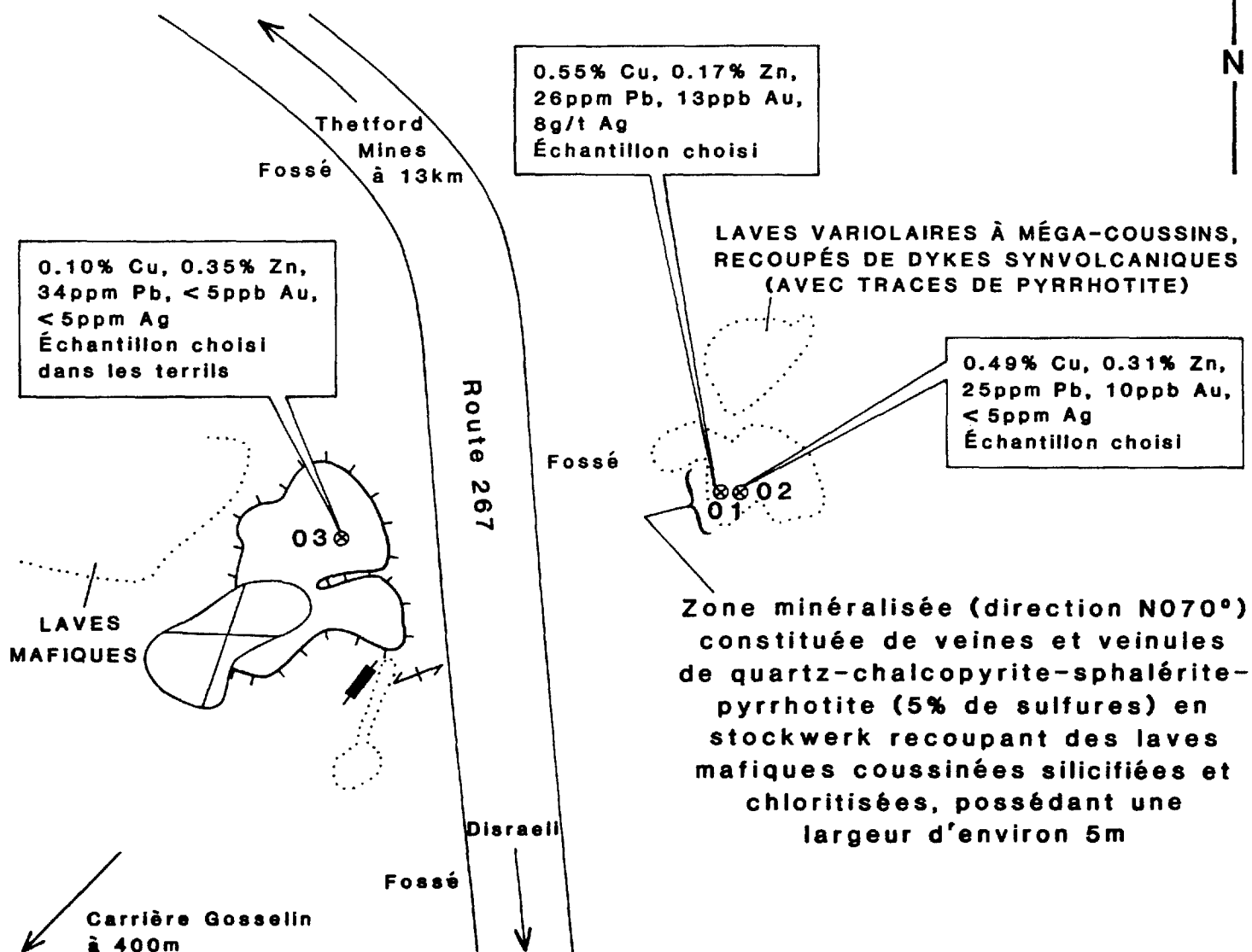


Figure 18.

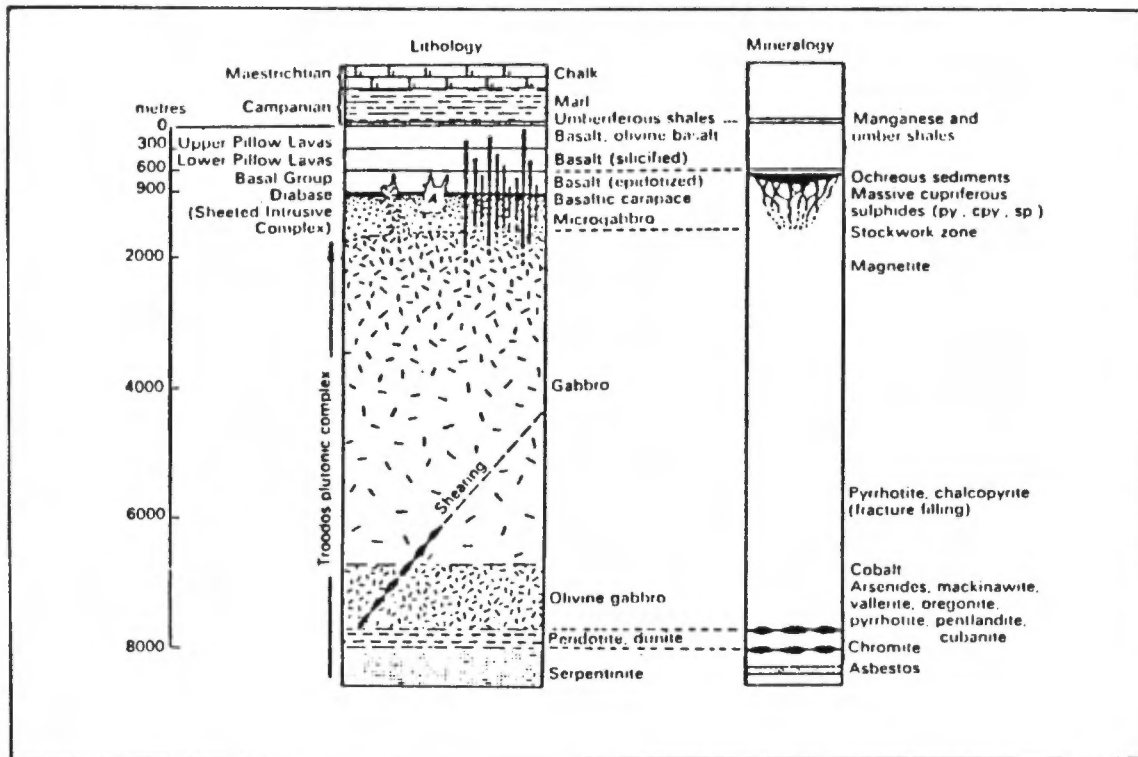


Figure 19. Coupe schématique du complexe ophiolitique de Troodos (Chypre) et localisation des amas de sulfures massifs et des chromitites platinifères qui s'y trouvent (d'après Searle, 1972).



Figure 20. Brèche minéralisée sous-jacente à un amas de sulfures massifs de la mine Huntingdon.

Altération des éponges

Les volcanites mafiques sont intensément silicifiées et chloritisées aux abords de ces minéralisations. A Dionne elles sont également carbonatisées et pyritisées. A Huntingdon le halo d'altération va à plus de 50 mètres du corps minéralisé. L'analyse des éléments majeurs montre que cette altération est accompagnée par une perte en calcium et en sodium et un enrichissement en magnésium et en fer (Trottier, Gauthier et Brown, 1986). Un métasomatisme potassique est associé à la zone de sulfures massifs.

Paragénèse minérale, textures et structures de la minéralisation

Il s'agit essentiellement de concentrations de sulfures de fer, quelque peu cuprifères et aurifères, contenant du zinc, du plomb et de l'argent en faibles quantités.

L'amas de sulfures massifs de Huntingdon est constitué principalement de pyrrhotine et, en quantités moindres, de chalcoppyrite et de traces de pyrite. Les minéraux de gangues sont le quartz, la chlorite et des traces de carbonates. Les sulfures massifs sont recristallisés et fortement déformés. Une texture *durchbewegung* est localement développée (Trottier, Gauthier et Brown, 1986).

La brèche minéralisée sous-jacente aux sulfures massifs contient des fragments centimétriques anguleux de volcanites. La matrice de quartz, de pyrrhotine et de chalcoppyrite occupe environ 50 pour cent de la roche (fig.20). Les fragments de volcanites sont généralement très altérés et ils présentent une décoloration à leur périphérie.

Tableau IV. Paragénèses minérales des amas de sulfures massifs et des stockwerks compris dans les volcanites mafiques de complexes ophiolitiques.

Nom et numéro du gîte	minéraux métalliques	lithologies hôtes
Toupin (21 E/13-39)	chalcoppyrite pyrite* malachite* azurite*	-veinules à quartz-carbonates recoupant des volcaniques mafiques.
Huntingdon (31 H/8-93)	pyrrhotine chalcoppyrite pyrite* sphalérite* covelline*	-brèche à fragments de volcanites andésitiques. -veines et veinules de quartz à chlorite et carbonates.
Bourgault (21 L/3-81)	chalcoppyrite sphalérite pyrrhotine	-veines et veinules de quartz recoupant des laves mafiques.
Colline Brousseau (21 E/14-32)	pyrrhotine chalcoppyrite	-volcanites mafiques silicifiées et chloritisées. -veines et veinules de quartz.
Dionne (21 E/14-34)	pyrite chalcoppyrite bornite* malachite*	-andésite carbonatisée, silicifiée et chloritisée. -veinules de quartz.

* Minéraux en trace

Des filonnets centimétriques à pyrrhotine, chalcopryrite et carbonate constituent l'essentiel du stockwerk sous-jacent à l'amas de sulfures massifs de Huntingdon. On y observe localement des traces de sphalérite ainsi que de la covelline supergène. Ces filonnets sont fréquemment zonés (fig.21). A Bourgault, les filonnets du stockwerk sont à quartz-chalcopryrite-sphalérite-pyrrhotine tandis qu'à la Colline Brousseau la sphalérite semble absente et qu'à Toupin (Disraéli Cuivre Ltée) les sulfures de fer sont quasi-absents alors que la chalcopryrite constitue 30% des filonnets avec le quartz (60%) et la calcite (10%). Dans tous ces gîtes les filonnets sont recoupés et transposés par la schistosité régionale.

Succession paragénétique

Trottier, Gauthier et Brown (1986) ont reconnu deux générations de quartz dans les filonnets du stockwerk de Huntingdon. Le quartz de première génération est constitué de grains idiomorphes de quartz (environ 5 mm de longueur) orientés perpendiculairement aux épontes des filonnets et pointant vers le centre de la caisse filonienne. Le quartz de seconde génération est beaucoup plus fin (0,05 à 0,1 mm) et se présente en mosaïques polygonales. Le quartz de seconde génération ne témoigne pas des déformations observées dans celui de première. Il se trouve ordinairement au centre des filonnets. Ce quartz est considéré comme résultant de la cataclase et de la recristallisation de celui de première génération. La plupart des sulfures (pyrrhotine et chalcopryrite) sont associés à ce quartz de deuxième génération. La succession paragénétique observée est la suivante: quartz 1, quartz 2, pyrrhotine et chalcopryrite.

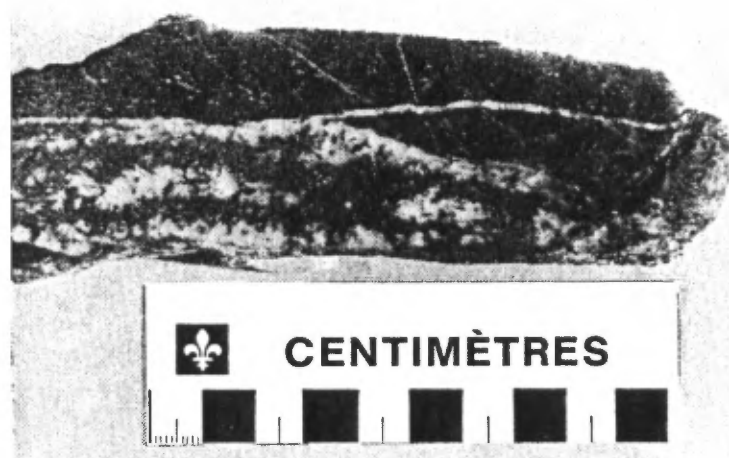


Figure 21. Filon zoné (Mine Huntingdon, Estrie).

Genesis	Mode of formation	Mode of deposition	Ore type	Geol column 	Ore zones	Mineralogical description	Type of mineral-ization	Minerals other than pyrite	Average ore grade	
					Post-mineral-ization lava				% S	% Cu
Magmatic	Oxidation Sedimentary	Exhalative-sedimentary	Sulphides and iron mudstones	Zone 1	Iron-rich and siliceous mudstones; oxidation of sulphides; lenses of friable black ore. Graded bedding, with grains of pyrite, and slumping Boulders of colloform sulphide	Type 1	Sediment: goethite, silica, montmorillonite Sulphides: covellite, sphalerite, chalcopyrite, marcasite	45-50	0.5-1.5	
				Zone 2	Fragmentary ore consisting of angular and hard blocks of yellow ore in matrix of black sandy ore	Type 2	Marcasite, sphalerite, po (vr), bn (vr), galena (vr), * chalcopyrite	40-45	10-40	
	Fumarolic	Exhalative-sedimentary	Massive sulphide		Zone 2A	Fragmentary sulphide, blocks of pyrite in siliceous matrix with decreasing amount of black, friable sulphide	Type 3	Marcasite (r), chalcopyrite, sphalerite (r), po (vr) quartz, jasper, chalcedony	30-40	0.5-1.5
					Original lava surface	More coarsely crystalline splendent pyrite as cavity-filling with much quartz and jasper	Type 4	Chalcopyrite, sphalerite, quartz, illite, jasper, chlorite	15-30	0.4-1.2
	Hydrothermal			Stockwork, cavity, fracture-filling, disseminations	Zone 3	Discrete fracture fillings with pyrite and quartz and jasper. Disseminations of pyrite in vesicles and cracks	Type 5	Chalcopyrite (r) sphalerite (vr), rutile (r), illite, quartz, chlorite, jasper	5-15	0.2-0.5

* From Agrokopia B only r, rare; vr, very rare

Figure 22. Zonalité verticale dans les amas de sulfures massifs de type Chypre (d'après Searle, 1972).

Zonalité métallifère et température de dépôt de la minéralisation

Le gîte d'Huntingdon, de loin le plus complet de ceux observés, présente la zonalité métallifère caractéristique des amas de type Chypre (fig.22). C'est donc dire que dans le stockwerk la chalcoppyrite sera proportionnellement plus abondante que dans l'amas de sulfures massifs.

La paragenèse minérale de la minéralisation (ie: chalcoppyrite - pyrite - pyrrhotine) témoigne d'un caractère mésothermal. L'abondance de pyrrhotine au lieu de pyrite à Huntingdon est probablement le fruit du dynamo-métamorphisme.

Source des métaux et âge de la minéralisation

Ces gîtes sont pénécontemporains de la formation de la croûte océanique (Trottier, Gauthier et Brown, 1986). La source des métaux peut être trouvée dans la partie supérieure des ophiolites.

FIN JOUR 1

Arrêts de la deuxième journée
Minéralisations aurifères du Complexe d'Iles en arc
d'Ascot-Weedon

Cette journée a pour thème les minéralisations aurifères de la Formation d'Ascot. Nous en verrons au moins trois types, soit: a) des filons de quartz aurifères dans un granite (Jackson); b) des disséminations pyriteuses aurifères le long de niveaux ferrifères (The Wall) et c) des amas et des disséminations pyriteuses cuprifères et aurifères dans des schistes à séricite (Eustis-Albert-Capel). Nous n'aborderons pas directement les amas de sulfures massifs qui ont fait la réputation de cette formation (ie: Mines Suffield, Eustis-Albert, Aldermac, Weedon, Cupra-d'Estrie et Solbec) (fig.23). Si le temps le permet les trois arrêts de cette journée seront suivis par un examen de carottes de sondages récemment implantés par la compagnie Minerais Lac dans le district de Sherbrooke.

Arrêt 2.1-Indice Jackson (cie. Minerais Lac): Cet indice est déjà rapporté par Chalmers (1898). Dès 1983, Minerais Lac y a prélevé un échantillon qui a donné à l'analyse 9 g/t d'or. Un échantillonnage systématique de la zone minéralisée indique une teneur de 1,3 g/t d'or sur une largeur de 2,3 mètres. En forage on rapporte une intersection ayant donné 4,6 g/t d'or sur 1,87 mètre.

La minéralisation aurifère se présente sous forme de filons et filonnets de quartz porteurs de pyrite et, rarement, de galène, recoupant un granite cisailé, carbonaté et séricitisé (fig. 24).

Arrêt 2.2- Indice The Wall (cie. Minerais Lac): Cet indice fût découvert en 1985 par Minerais Lac. Il s'agit d'un niveau ferrifère (magnétite) encaissé entre un schiste à

séricite-quartz à l'ouest et un schiste à chlorite à l'est (fig. 25). Ce niveau ferrifère est intensément pyritisé et carbonatisé. On y rapporte des teneurs en or allant jusqu'à 13 g/t.

Arrêt 2.3-Mines Eustis, Albert et Capel (cies. Valmont et Minerais Lac): Ces amas de sulfures massifs s'échelonnent sur plus de deux kilomètres (fig. 26) le long du contact de séricito-schistes et de chlorito-schistes. Un halo de pyrite disséminée court tout le long de cette structure. Cette minéralisation est généralement anormale en or (30-100 ppb). Le gîte d'Eustis (fig. 27) fût exploité de 1865 à 1939 et ce, pratiquement sans interruption. Les chantiers vont de la surface jusqu'à une profondeur de 2 400 mètres suivant une pente moyenne de 42 degrés ce qui en fait une des mines les plus profondes d'Amérique du Nord. Le minerai est réparti en quatre lentilles disposées en échelon (fig. 27). 1,6 million de tonnes de minerai titrant 2,7% Cu ont été extraites de cette mine. Il y demeure un tonnage considérable de sulfures massifs pyriteux à basses teneurs en métaux usuels et précieux.

Les mines de Capelton (Albert, Wheal Betsy et Capel) furent découvertes et mises en production vers la même époque que la Eustis. L'exploitation y cessa en 1907. La production fût de l'ordre de 300 000 tonnes titrant 5% cuivre. Les réserves y sont d'un tonnage semblable, à une teneur de 3% cuivre.

Le minerai typique de ces gîtes se présente sous forme d'agrégats semi-massifs à massifs de pyrite (60%) et de chalcoppyrite (jusqu'à 15%) avec des quantités moindres de galène, de sphalérite et de pyrrhotine. On rapporte des traces d'or et d'argent dans les anciens travaux.

Les forages implantés sur ces gîtes n'ont pratiquement été analysés pour l'or que là où il y avait des sulfures massifs. En dépit de ceci on rapporte une intersection de schiste à séricite silicifié légèrement minéralisé titrant 12,34 g/t et 18,52 g/t d'or sur 60 centimètres (Way, 1951 cité par Bardoux et Dupuis, 1987).

L'échantillonnage de surface effectué dans le cadre du projet de synthèse métallogénique du MERQ a révélé des teneurs en or allant jusqu'à 2 g/t dans la mince bande de sulfures massifs que coupe le Ruisseau Capel. Les sulfures massifs exploités pour le cuivre semblent tous anomaux en or (Bardoux et Dupuis, 1987).

MÉTALLOGÉNIE DE L'OR ET DE L'ARGENT DANS LA FORMATION D'ASCOT-WEEDON ET DANS CELLES ADJACENTES

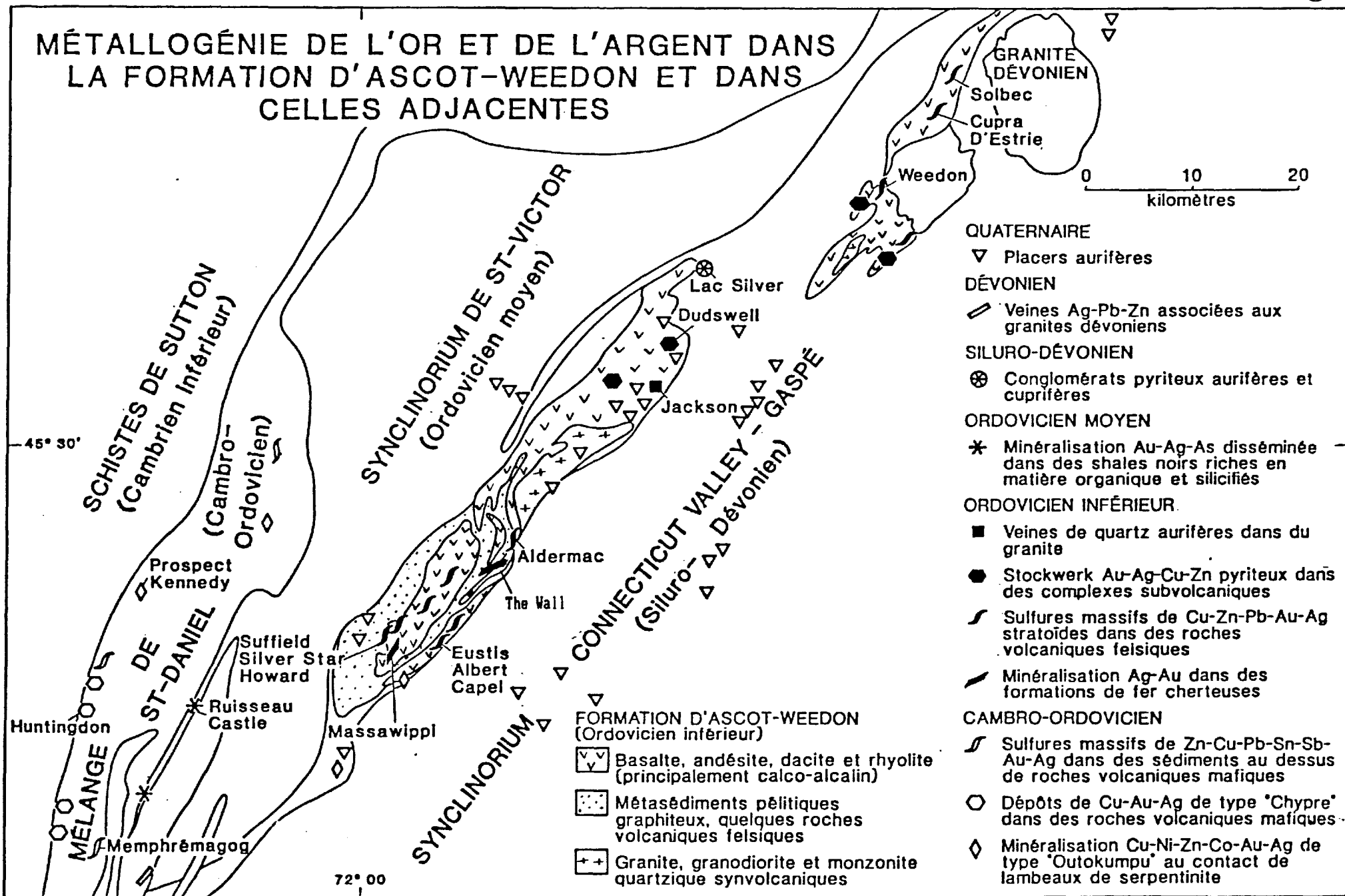
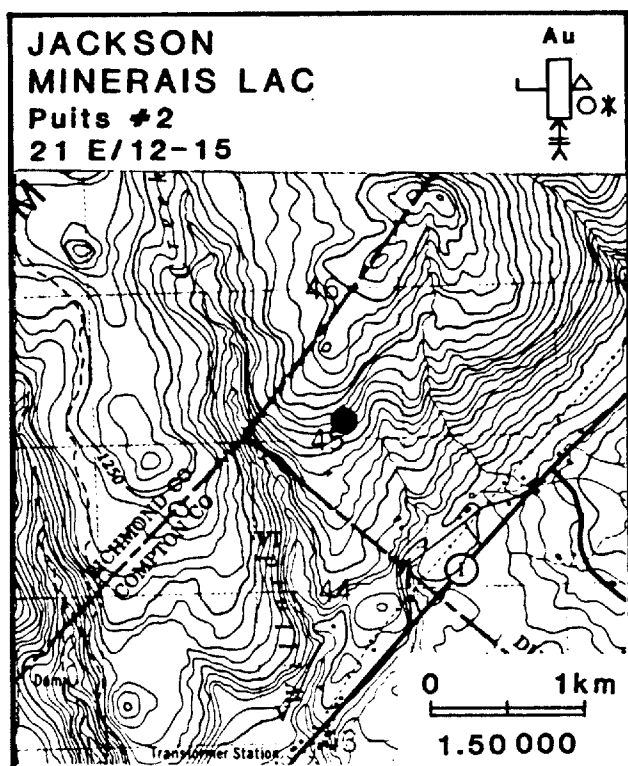


Figure 23.



0 10m
1:250



GRANITE À ALBITE SANS
VEINES DE QUARTZ

LEGENDE

- Puits d'exploration
- Terril
- Affleurement
- Clôture
- Forage
Minerais Lac (1984)
- Direction et pendage du
plan de schistosité S1
- Direction et pendage du
plan de schistosité S2
- Direction et pendage des
veines de Quartz
- Site d'échantillonnage et
numéro d'échantillon

45°

GRANITE À ALBITE RECOUPÉ DE
PLUSIEURS VEINES DE QUARTZ
(2 À 10 cm) ± PARALLELES, CONTENANT
LOCALEMENT DE LA PYRITE

A2-1
A2-2

Te2-1

21ppm Cu, 27ppm Zn, 22ppm Pb,
< 0,2ppm Ag, 7,3g/t Au
Échantillon choisi

38ppm Cu, 53ppm Zn, V 12ppm Pb,
< 0,2ppm Ag, 800ppb Au
Échantillon choisi

Figure 24.

LÉGENDE

ORDOVICIEN INFÉRIEUR À MOYEN
FORMATION D'ASCOT



MÉTABASALTE LÉGÈREMENT
CARBONATISÉ (CALCITE)



SCHISTE À CHLORITE CONTENANT
DES LAMINES DE CARBONATES
DE FER, PLUS ABONDANTES
VERS L'OUEST (MÉTABASALTE
INTENSÈMENT CARBONATISÉ)



SCHISTE À QUARTZ - CARBONATES
DE FER ET PYRITE DISSÉMINÉES



SCHISTE À SÉRICITE - YEUX DE
QUARTZ LÉGÈREMENT CARBONATISÉ
(MÉTA-TUF RHYOLITIQUE OU
MÉTARHYOLITE PORPHYRIQUE)



CHERT À TEXTURE SACCHAROÏDE
ET FORMATION DE FER CHERTÉUSE CONTENANT DES
LENTILLES ET DES LAMINES DE MAGNÉTITE OU DE
PYRITE MASSIVES À DISSÉMINÉES



MÉTA - RHYOLITE MASSIVE



SCHISTE À SÉRICITE (MÉTA-TUF PELSIQUE)



CONTACT GÉOLOGIQUE a) FRANC
b) GRADATIONNEL



① SITE D'ÉCHANTILLONNAGE ET NUMÉRO
D'ÉCHANTILLON

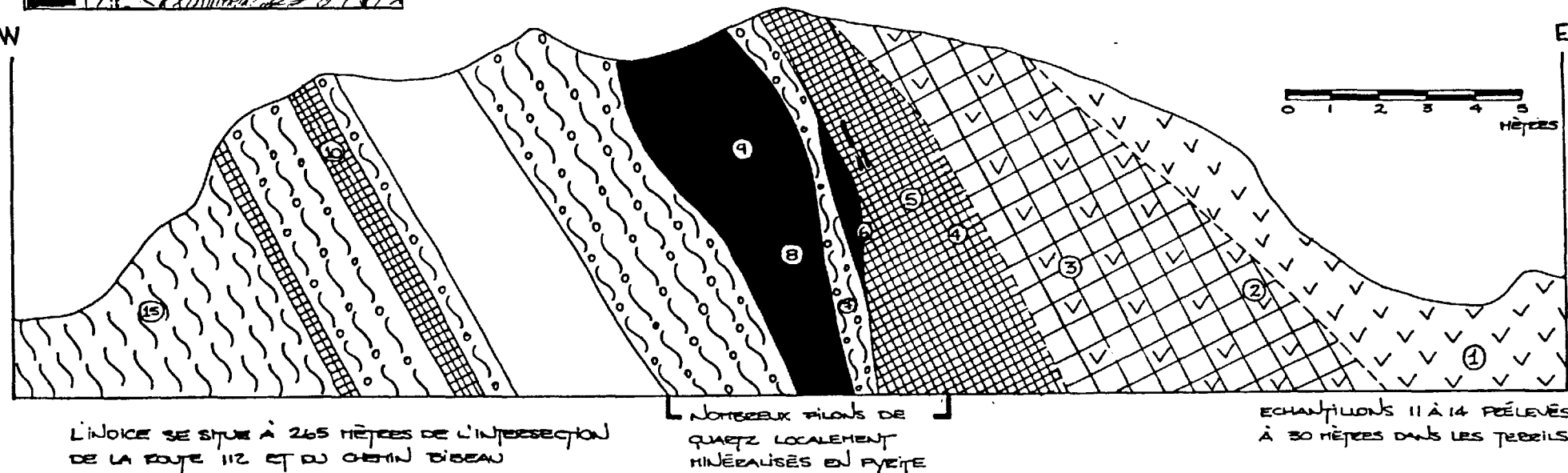
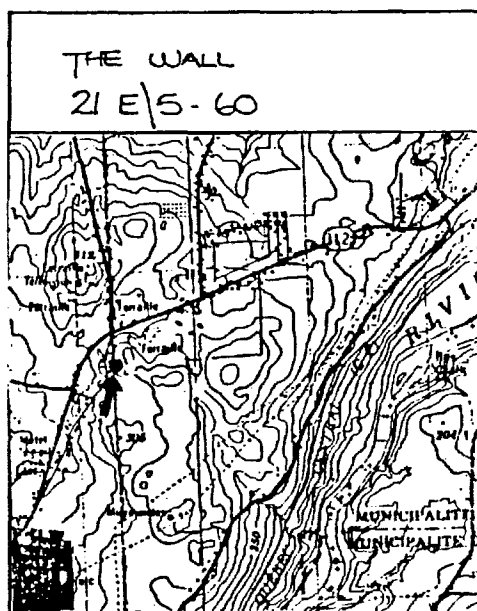


Figure 25.

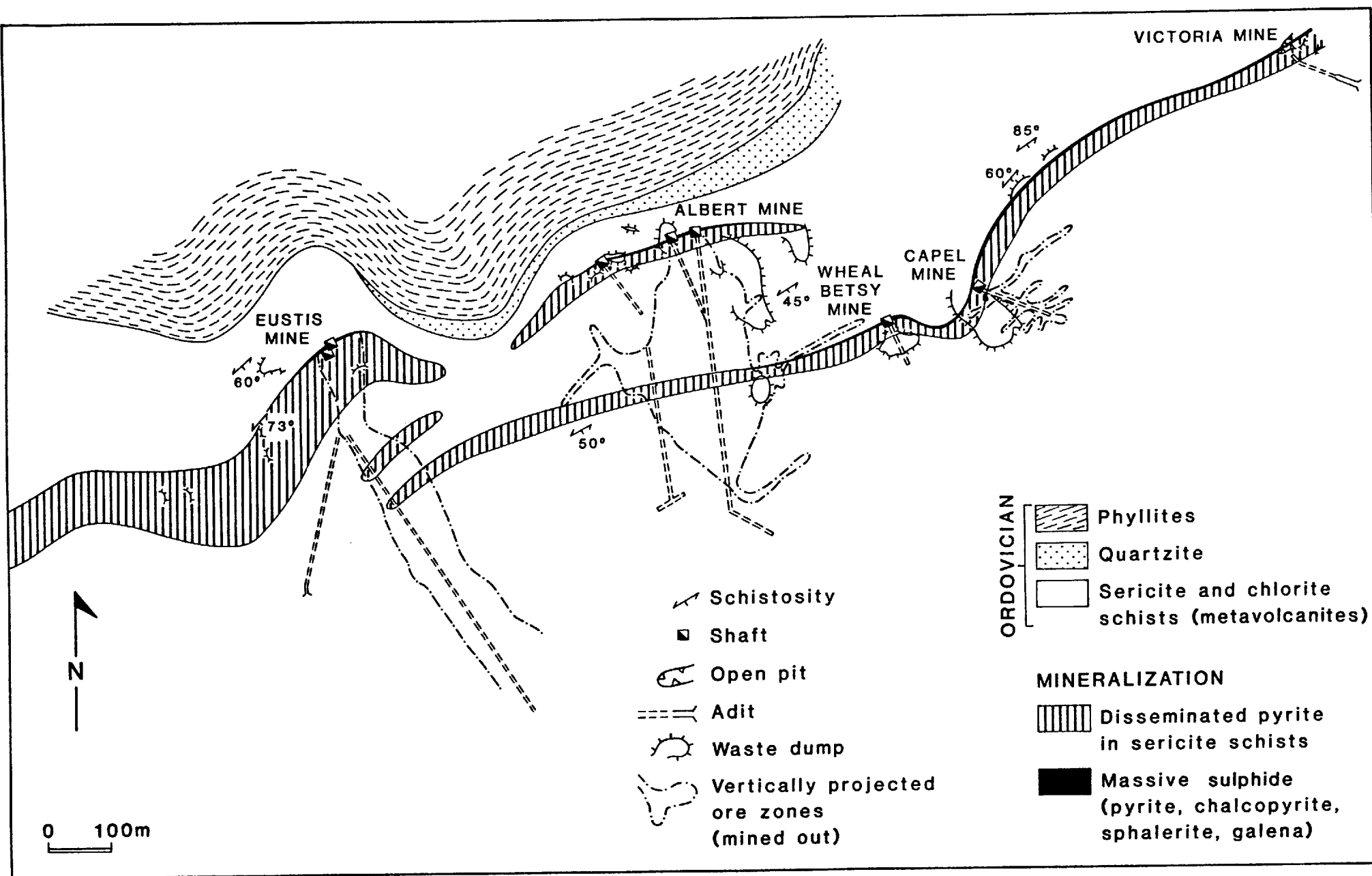


Figure 26. Sulfures massifs et halo pyriteux de la propriété Eustis-Albert.

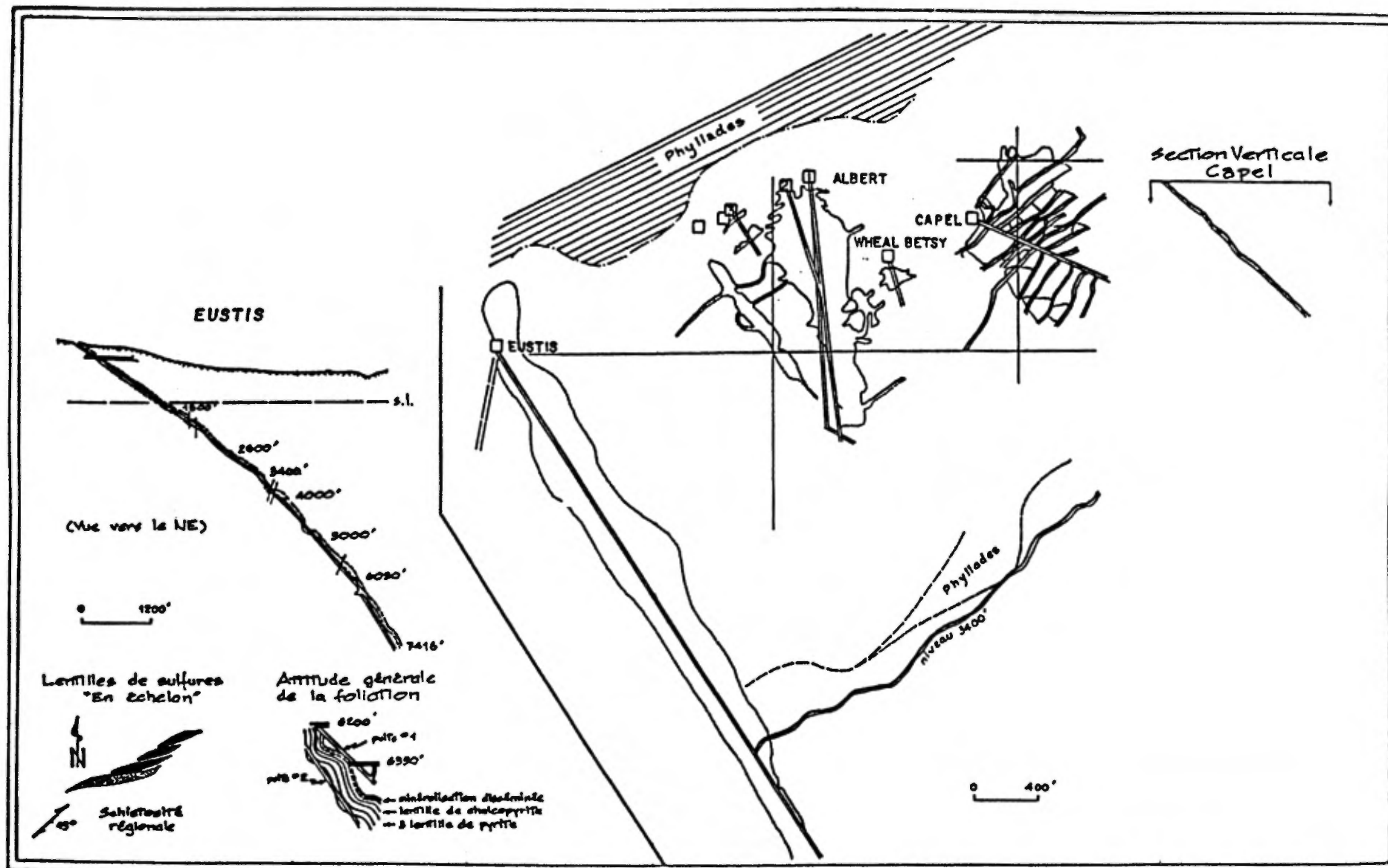


Figure 27.

Travaux d'exploitation des anciennes mines Eustis, Albert, Wheal Betsy et Capel. Tiré de Bardoux et Dupuis, 1987.

REFERENCES

- Alapieti, T.T. et 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.
- Bardoux, M. et Dupuis, L.; 1987 - Rapport préliminaire Projet Eustis (été 1987). Minerais Lac Ltée. Rapport non publié, 42 pages.
- Bouladon, J.; 1986 - La chromite: un minéral toujours recherché. *Chronique de la recherche minière (B.R.G.M.)*, no. 485, pp. 53-63.
- Cabri, L.J.; 1982 - Classification of platinum-group element deposits with reference to the Canadian Cordillera in Precious Metals in the Northern Cordillera. Association of Explorations Geochemists, Rexdale, pp. 21-31.
- Chalmers, R.; 1897 - Dépôts superficiels et explorations aurifères dans le Sud-Est du Québec. Rapport annuel de la Commission géologique du Canada, Partie J.
- Denis, B.T.; 1932 - Les gisements de chromite dans les Cantons de l'Est de la Province de Québec. Rapport annuel du Service des Mines de Québec pour l'année 1931, Partie D, 105 pages.
- Doolan, B.L.; Gale, M.H.; Gale, P.N. et Hoar, R.S.; 1982 - Geology of the Quebec Re-entrant: Possible constraints from early rifts and the Vermont-Quebec serpentine belt in Major Structural zones and Faults of the Northern Appalachians. St-Julien, P. et Béland, J. (éditeurs). Geological Association of Canada, vol. spécial no 24, pp.87-116.
- Gauthier, M.; 1985 - Synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce (secteur sud). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, rapport MB 85-20, 74 pages.
- Gauthier, M.; 1986 - Synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce (secteur centre-ouest). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, rapports MB-86-46 et MB-86-47 (annexe no. 1), 107 pages et 145 pages.

- Gauthier, M.; Auclair, M. et Durocher, M.; 1987- Synthèse métallogénique de l'Estrie-Beauce (secteur nord). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, rapports sous presse.
- Gauthier, M. et Trottier, J.; 1987 - Platinoïdes dans les chromitites de l'Estrie-Beauce. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, document de promotion no. 14, 8 pages.
- Grenier, J.; 1984 - Evaluation et potentiel minéral des propriétés Eustis et Moulton Hill, cantons d'Ascot et de Compton, Cantons de l'Est, Québec. Jacques Grenier, Géologue-conseil, Brossard. Rapport non publié, 67 pages.
- Hamlyn, P.R. et Keays, R.R.; 1986 - Sulfur saturation and second stage melts: Application to the Bushveld Platinum Metal Deposits. *Economic Geology*, vol. 81, pp. 1431-1445.
- Jevic, S.; 1969 - 2 reports and 7 certif. of Analysis, Coleraine and Ascot Twnps, Quebec; SOQUEM. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, GM-25893.
- Johan, Z.; 1986 - Chromite deposits in the Massif du Sud Ophiolite, New Caledonia: Genetic considerations in Chromites. Theophrastus Publications, Athens, pp. 311-339.
- Kacira, N.; 1971 - Geology of chromitite occurrences and ultramafic rocks of the Thetford Mines - Disraeli area, Quebec. Université Western Ontario, thèse de doctorat non publiée, 247 pages.
- Kacira, N.; 1982 - Chromite occurrences of the Canadian Appalachians. *CIM Bulletin*, vol. 75, no. 837, pp. 73-82.
- Laurent, R. et Kacira, N.; 1987 - Chromite deposits in the Appalachian Ophiolites in Evolution of chromium ore fields. Van Nostrand Reinhold Co. New-York.
- Laznicka, P.; 1985 - Empirical Metallogeny, vol. 1: Phanerozoic environments, Associations and Deposits in Developments in Economic Geology. Elsevier, Amsterdam, 1758 pages.
- Leblanc, M. et Johan, Z.; 1986 - Un nouveau type de minéralisation platinifère: exemple des filons à arséniures de nickel et chromite du massif lherzolitique des Beni-Boussera (Maroc). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, série II, no. 2, pp. 163-166.

- Logan, W.E.; 1864 - Rapport de progrès depuis son commencement jusqu'à 1863; Commission géologique du Canada. Dawson Frères, Montréal, 1043 pages.
- Mackay, B.R.; 1923 - La région de Beauceville, Québec. Commission géologique du Canada, mémoire 127, 117 pages.
- Michel, A.; 1866 - Sur la région de l'or dans le Bas-Canada. Commission géologique du Canada, rapport des opérations 1863-1866, pp. 49-79.
- Naldrett, A.J.; 1981 - Platinum-group element deposits in Platinum-group elements: Mineralogy, Geology, Recovery. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montréal, vol. spéc. 23, pp. 197-231.
- Oshin, I.O. et Crocket, J.H.; 1982 - Noble Metals in Thetford Mines Ophiolites, Quebec, Canada. Part 1: Distribution of gold, iridium, platinum, and palladium in the ultramafic and gabbroic rocks. Economic Geology, vol. 77, pp. 1556-1570.
- Page, N.J.; Singer, D.A.; Moring, B.C.; Carlson, C.A.; Me Dade, J.M. et Wilson, S.A.; 1986 - Platinum-Group Element Resources in Podiform Chromitites from California and Oregon. Economic Geology, vol. 81, pp. 1261-1271.
- Saint-Julien, P. et Béland, J.; 1982 - Major structural Zones and Faults of the Northern Appalachians. Geological Association of Canada. Volume spécial No 24, 250 p.
- Santos, G.; 1986 - Contribution to the study of Cr-Ni-Pt and Cu deposits associated with mafic and ultramafic complexes in Luzon island, Philippines in Metallogeny of basic and ultrabasic rocks (regional presentations). Theophrastus Publications, Athens, pp. 137-147.
- Talkington, R.W.; 1986 - Platinum-group element potential of the chromitite deposits, Lewis Hills, Bay of Islands Ophiolites, Newfoundland. Geological Society of America, Abstracts with program, vol. 18, p. 70.
- Trottier, J.; 1982 - Géochimie et pétrologie du Complexe ophiolitique de Thetford Mines, Québec. Université du Québec à Montréal, mémoire de maîtrise, 168 pages.
- Trottier, J. et Morency, M.; 1986 - Quantitative modelling based on rare earth geochemistry of the Thetford Mines Ophiolite Complex, Quebec. Geological Society of America, Abstracts with program, vol. 18, pp. 72-73.

- Trottier, J.; Gauthier, M. et Brown, A.C.; 1986 - The Geology and Geochemistry of the Huntingdon Mineralization, A Cyprus-type deposit in the Ophiolite belt of the Southeastern Quebec Appalachians Economic Geology (sous presse).
- Vallée, M.; 1968 - Rapport final: sous-projet Petit-Lac-Saint-François, SOQUEM. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, GM-23953.
- Vallée, M.; 1971 - Projet Black Lake, sondages 1970 et rapport final, Canton de Coleraine, Québec; SOQUEM. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, GM-26751.

La chromite : un minéral toujours recherché

Jean BOULADON *

Mots-clés : Synthèse bibliographique, Chromite substance Monde.

Chromite : a constantly sought after ore

Abstract

After a brief presentation of the qualities, production and world reserves of chromite, this paper reviews current knowledge of the geology of exploited deposits, which are traditionally divided into two broad groups :

— chromite concentrations in stratiform complexes (South Africa, Zimbabwe, Madagascar, etc.) ;

— chromite concentrations in ophiolites (Greece, Cyprus, Turkey, Oman, New Caledonia, the Philippines, USSR, etc.).

Details on inclusions in the chromites of the different deposits, generally minerals of the platinum group, are given from recent studies.

The paper concludes with some observations on the prospection of this ore which is constantly sought after and for which a miracle method has yet to be found.

Résumé

Après une présentation rapide des qualités, des productions et des réserves mondiales de chromite, cet article fait le point des connaissances sur la géologie des gisements exploités, dont on distingue classiquement deux grands groupes :

— les concentrations de chromite dans les complexes stratiformes (Afrique du Sud, Zimbabwe, Madagascar, ...) ;

— les concentrations de chromite dans les ophiolites (Grèce, Chypre, Turquie, Oman, Nouvelle-Calédonie, Philippines, URSS, ...).

Des précisions sont apportées, à partir d'études récentes, sur les inclusions, en particulier de minéraux du groupe du platine, présentes dans la chromite de ces différents gisements.

On termine par quelques observations sur la prospection de ce minéral toujours recherché et pour lequel on n'a pas encore trouvé de méthode miracle.

1. Généralités

1.1. Historique des connaissances

Le chrome, ainsi nommé à cause des belles couleurs de ses composés, a été identifié en tant que métal par L.-N. Vauquelin, en 1797, dans la crocoïse CrO_4Pb .

* École des mines de Paris, Centre de géologie générale et minière, 60 boulevard St-Michel, 75272 Paris Cedex 06, France.

La chromite elle-même, nommée par Haidinger en 1845, a été découverte en France dès 1801 par le même L.-N. Vauquelin à la Carrade, près de Cavalaire (commune de Gassin, Var).

Les premiers dépôts de chromite furent reconnus en 1827 aux États-Unis et ce pays eut le monopole de la production de chromite jusqu'à la découverte des gisements de Turquie en 1848. C'est en 1865 que la présence de chromite fut remarquée dans le Bushveld, mais l'exploitation n'y débuta qu'en 1917. Entre temps, on avait découvert les gisements de l'Inde et du Zimbabwe (1907).

La métallogénie et la géologie de la chromite sont restées longtemps dans l'enfance. L. de Launay (1913) par exemple est particulièrement bref sur ce sujet (8 pages) ; il écrit que tous les gisements sont semblables et tente de les classer d'après l'âge des serpentines encaissantes (cambrien, permien, tertiaire).

C'est T.P. Thayer qui, le premier, a distingué en 1960 les deux grands groupes de chromites, tous deux en liaison avec des roches basiques et ultrabasiques :

— celles associées aux complexes stratiformes (« qui obéissent aux mêmes règles que les roches sédimentaires ») ; ce sont les « layered or stratiform deposits » des anglophones ;

— celles associées aux ophiolites (« qui obéissent aux mêmes règles structurales que les roches métamorphiques ») : les « alpine et podiform deposits ».

1.2. Qu'est-ce qu'un minéral de chrome ?

La chromite, unique minéral de Cr, est un spinelle dont la composition théorique $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{FeO}$ (68 % Cr_2O_3 , 32 % FeO) ne correspond jamais à celle des minéraux que l'on rencontre ; en effet, MgO peut remplacer partiellement FeO, de même que Fe_2O_3 et Al_2O_3 peuvent remplacer partiellement Cr_2O_3 . Suivant la nature et l'importance de ces remplace-

ments, le minéral se prête à des usages différents — métallurgie, industrie chimique, matériaux réfractaires — et son prix en dépend.

Le minéral destiné à la métallurgie, qui représente 65 à 70 % du marché, doit avoir une teneur minimale en Cr_2O_3 de 40 % et un rapport Cr/Fe supérieur à 1,7. Cependant, la plus grande partie du minéral vendu pour la métallurgie a une teneur nettement plus élevée (48 à 55 % Cr_2O_3) et un ratio Cr/Fe ≥ 3 . La teneur en silice doit être inférieure à 8 % et la teneur en phosphore à 400 ppm. Le prix d'un minéral métallurgique à 48 % Cr_2O_3 avec un ratio ≥ 3 était en avril 1985 de l'ordre de 130 \$/t f.o.b. (sous forme de minéral rocheux ou en grains).

Parallèlement à ce minéral métallurgique riche (provenant en particulier de Turquie, d'Albanie, de Grèce), on commercialise aujourd'hui (à moitié prix) un minéral métallurgique pauvre (40 % Cr_2O_3) et à bas ratio (Cr/Fe $\approx 1,7$), en provenance du Transvaal. Une nouvelle technique de fabrication du ferro-chrome dans un four dont l'atmosphère est enrichie en argon, permet en effet d'utiliser ce minéral pauvre pour obtenir un ferro-chrome à 55 % Cr (contre 65 % autrefois) et 5 à 6 % C. Beaucoup de pays producteurs ont d'ailleurs installé chez eux une ou plusieurs usines de ferro-chrome, de manière à exporter directement cette matière première indispensable aux pays industrialisés pour la fabrication des aciers inoxydables.

Le minéral utilisé comme réfractaire, qui ne représente plus que 7 % du marché, doit avoir une teneur en Cr_2O_3 de l'ordre de 33 à 38 % et une teneur en Al_2O_3 de 22 à 24 %. La teneur en Cr_2O_3 peut être moins élevée et descendre jusqu'à 30 % à condition que la somme $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ soit au moins égale à 60 %. La teneur en silice doit être inférieure à 5 %. MgO, toujours présent, doit être compris entre 18 et 22 % et FeO inférieur à 15 %. Aucun ratio n'est exigé. Le prix de ce minéral est du même ordre de grandeur que celui

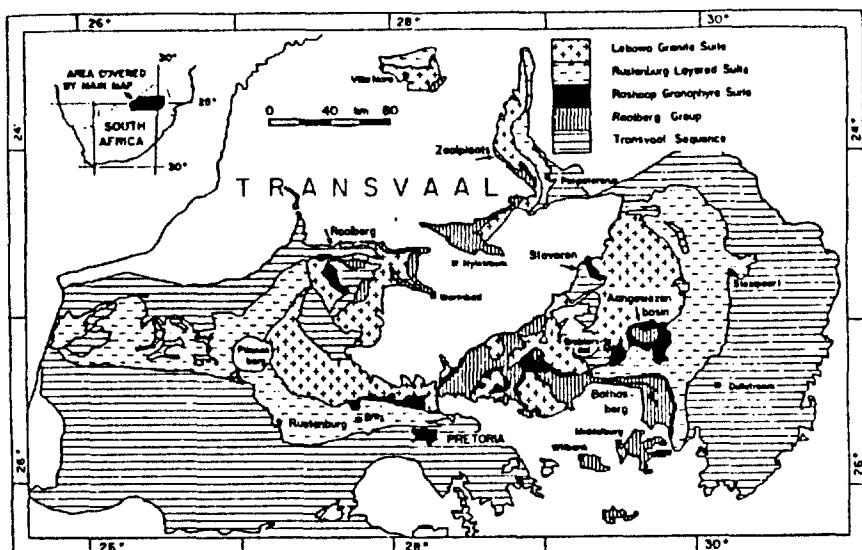


Fig. 1. - Carte géologique schématique du complexe du Bushveld (Afrique du Sud).

du minerai métallurgique pauvre, soit 60 à 70 \$/t f.o.b. (avril 1985). Cependant, le prix du minerai à forte teneur en Al_2O_3 et faible teneur en Cr_2O_3 est inférieur d'environ 20 %.

Le marché de la chromite réfractaire est actuellement en récession par suite de la disparition progressive des fours ouverts à revêtement de briques de chromite et leur remplacement par des fours à arc, refroidis à l'eau. Par contre, on continue à utiliser les sables de chromite à 100 mesh (concentrés de laverie gravimétrique) pour faire des moules de fonderie.

Le minerai utilisé dans l'industrie chimique (20 % environ du marché) doit avoir une teneur minimum en Cr_2O_3 de 40 % et ne doit pas contenir plus de 3 % de silice. Aucun ratio n'est exigé. Il peut être en grains ou pulvérisé. Le minerai chimique du Transvaal est livré sur la côte est des USA à 50 \$/t (avril 1985). La consommation du chromite chimique reste stable et même de nouveaux usages se développent : traitement des bois, inhibiteur de corrosion dans les forages,...

1.3. Production et réserves de chromite

La production mondiale de chromite a dépassé 9 Mt de minerai marchand (minerai rocheux et concentrés) en 1984, contre 8 120 000 t en 1983. Les principaux pays producteurs (ceux dépassant 300 000 t/an) étaient en 1984 :

— l'Afrique du Sud, avec 3 Mt (contre 2 230 000 t en 1983). Sur ce

total, le groupe Barlow Rand a produit 1 039 000 t en provenance des mines Winterveld et Henry Gould. Ensuite vient le groupe Transvaal Mining and Finance avec les mines Tweefontein, Montrose et Groothoek, puis Samancor avec celles de Mooiooi, Ruighoek et Grasvally, ce dernier groupe est aussi le premier producteur de ferro-chrome (360 000 t en 1984, sur une production totale de 970 000 t) ;

— l'URSS, avec 2,5 Mt estimées provenant essentiellement du combinat de Donskoye (Kazakhstan), où la mine Molodezhnyy produit maintenant 800 000 t/an. L'URSS exporte moins de 20 000 t de ferro-chrome par an vers les pays de l'Ouest et le Japon ;

— l'Albanie, avec 960 000 t estimées (mines de Belquize, Bater et Kalimash) ;

— la Turquie, avec 690 000 t, dont 250 000 t produites par la société d'état Etibank dans ses mines de Guleman et de Muglu ; l'usine de ferro-chrome d'Elazig produit maintenant 150 000 t/an ;

— le Zimbabwe, avec 526 000 t produites par deux groupes, tous deux exportateurs de ferro-chrome et filiales l'un d'Union Carbide, l'autre de l'Anglo-American Corp. ;

— la Finlande, avec 890 000 t (contre 370 000 en 1983). La mine de Kemi, du groupe Outokumpu Oy, vient d'installer une nouvelle concentration par liqueurs denses (850 000 t/an de tout venant) ; parallèlement le groupe vient de doubler

la capacité de son usine de ferro-chrome de Tornio ;

— l'Inde, avec 390 000 t estimées provenant principalement de l'état d'Orissa, où deux usines de ferro-chrome ont démarré en 1983 ;

— les Philippines, avec 260 000 t dont 123 000 t seulement de minerai métallurgique (en provenance d'Acoje), partiellement transformé en ferro-chrome. Le reste de la production (en baisse) est constitué de chromite réfractaire et de chromite chimique (5 000 t) en provenance de la province du Zambales (Masinloc, Palauig,...) ;

— le Brésil, avec 350 000 t provenant principalement de l'état de Bahia (Campo Formoso, Senhor de Bonfim).

On estime que depuis l'origine (c'est-à-dire depuis le début du 20^e siècle) jusqu'en 1984 inclus, il a été produit dans le monde environ 220 Mt de chromite.

Réserves mondiales de chromite

Elles étaient estimées ainsi en 1985 par l'US Bureau of Mines (Commodity Summaries) :

Afrique du Sud	
(Bushveld et Bophuthatswana)	: 3 200 Mt
Zimbabwe	
(Grand Dyke et Selukwe)	: 753 Mt
URSS	
(Kazakhstan et Oural)	: 219 Mt
Turquie	: 73 Mt
Inde	: 60 Mt
Finlande	: 29 Mt
Philippines	: 29 Mt
Albanie	: 20 Mt
Madagascar	: 10 Mt
Brésil	: 9 Mt

Ces réserves, qui ont doublé entre 1975 et 1980, garantissent plus de 300 ans de production à la cadence actuelle... On notera cependant que 97 % d'entre elles se trouvent en Afrique du Sud et que les autres grands pays industriels, mis à part l'URSS, sont totalement dépourvus de ressources en chrome ; il y a là un risque évident, auquel les États-Unis (et la France) tentent de parer par la constitution de stocks stratégiques (4 Mt de chromite et 0,3 Mt de ferro-chrome pour les États-Unis).

Production de ferro-chrome

Comme on a pu le remarquer, les pays producteurs de chromite se sont équipés et s'équipent d'usines de ferro-chrome, de façon à exporter

non plus le minerai de chromite, mais le « ferro » dont le volume est de l'ordre du tiers de celui de la chromite à contenu égal en métal. Aujourd'hui 51 % de la production de chromite sont transformés ainsi en ferro-chrome dans le pays producteur, d'autant que le point de chrome contenu dans le ferro coûte 20 % de moins que dans le minerai en provenance du même pays. Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que les pays industrialisés abandonnent la production de ferro-chrome ; c'est le cas de l'usine de l'Ardoise (ex-Société Ugine), en France, qui a stoppé depuis 1983 sa chaîne de fabrication. Seules subsistent aujourd'hui en Europe de l'Ouest les productions de Suède, d'Italie et d'Espagne.

A titre indicatif, nous donnons ici les principaux producteurs de ferro-chrome en 1983 (d'après BGS World mineral statistics 1979-1983) :

Afrique du Sud	: 699 576 t
(capacité 1983 : 800 000 t)	
URSS	: 634 000 t
Japon	: 311 205 t
Zimbabwe	: 140 000 t
(capacité 1983 : 280 000 t)	
Suède	: 137 868 t
Chine	: 120 000 t
CEE	: 104 554 t
Italie : 45 414	
RFA : 41 000	
France : 18 140	
Brésil	: 79 800 t
Yougoslavie	: 68 000 t
Finlande	: 58 698 t
Pologne	: 47 000 t
USA	: 33 020 t
Inde	: 31 130 t
(capacité 1983 : 50 000 t)	
Tchécoslovaquie	: 29 135 t
RDA	: 20 000 t
Espagne	: 14 000 t
Norvège	: 9 100 t
Turquie	: 7 895 t
Mexique	: 5 000 t
	2 549 981 t

2. Géologie des gisements de chromite

2.1. Les grands types de gisements

On peut distinguer à la suite de T.P. Thayer (1960) deux grands types de gisements de chromite :

- *Les gîtes associés aux complexes stratiformes de roches basiques et ultrabasiques.*

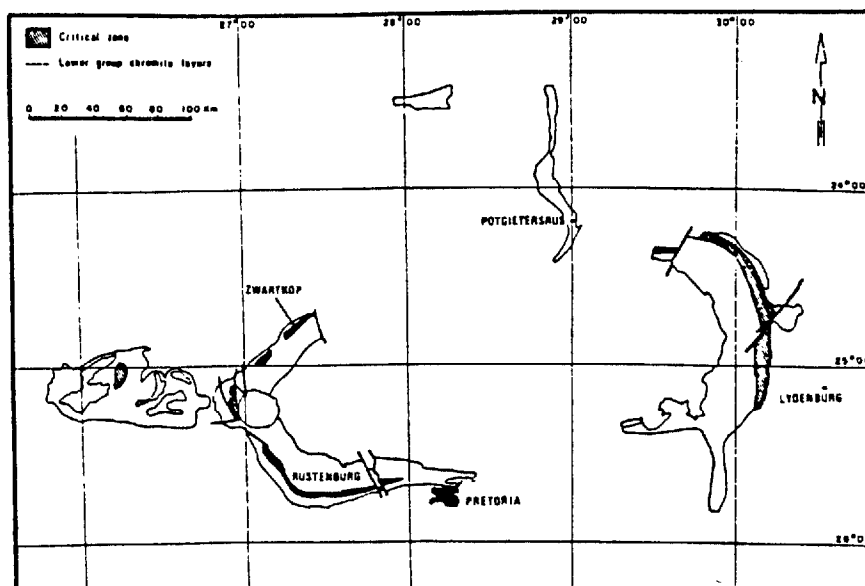


Fig. 2. - Complexe du Bushveld (Afrique du Sud) : localisation de la zone critique et du faisceau inférieur (Lower Group) des couches de chromite (extrait de Hatton et Von Gruenewaldt, 1985).

Mis en place dans des zones anorogéniques, ces complexes ont pu être plissés par la suite. Les dépôts de chromite, attribués à une ségrégation gravitative, forment des couches régulières, présentant des structures comparables à celles d'un sédiment, au sein du tiers inférieur des cumulats basiques (ou ultrabasiques) ; vers le sommet du complexe, dans le tiers supérieur des mêmes cumulats basiques, des couches de magnétite titanifère leur font généralement écho, associées à des ferro-gabbros.

La chromite de ces complexes se caractérise par :

- l'absence de structure nodulaire ou antinodulaire (alors que les cristaux automorphes, octaédriques, ne sont pas rares) ;

- une forte teneur en fer (essentiellement sous forme de Fe_2O_3 , qui remplace Al_2O_3). Fe dépasse généralement 20 %, alors que Al_2O_3 peut descendre à moins de 10 % et que MgO ne dépasse pas 6 à 7 %. Il s'agit donc de minerai métallurgique, comportant parfois des inclusions de platinoïdes.

- *Les gîtes associés aux ophiolites*, c'est-à-dire à ces lambeaux de croûte océanique ancienne que l'on rencontre aujourd'hui dans les zones orogéniques où ils ont été entraînés, généralement par obduction, au cours des processus de collision ou de subduction entre plaques continentale et océanique.

Ces lambeaux ophiolitiques compor-

tent souvent à leur base une « semelle » constituée de harzburgites déformées et plissées (« tectonites ») ; arrachée au manteau supérieur, cette semelle supporte des cumulats, d'abord périclitiques (dunites, wehrilités), puis gabbroïques, que traversent parfois des essaims de dykes alimentant les coulées de pillow-lavas qui les surmontent et qui sont recouvertes à leur tour par des radiolarites. Mais la succession indiquée ici est rarement complète, la plupart des lambeaux ayant été morcelés et écaillés au cours de leur transport.

Dans ces formations, on peut trouver des concentrations de chromite :

- soit en **amas podiformes dans les tectonites de base**. Il s'agit alors de minerai métallurgique, relativement pauvre en Al_2O_3 (6 %) et comportant parfois des inclusions de platinoïdes ;

- soit sous forme de **dépôts interstratifiés à la base des cumulats gabbroïques** ; ces dépôts, dans lesquels la chromite présente souvent une structure nodulaire (1) (ou antinodulaire), ont été généralement plissés et morcelés ensuite, au même titre que l'ophiolite, de sorte qu'ils se présentent aujourd'hui en amas podiformes allongés suivant l'axe principal de plissement (« et obéissant aux mêmes règles que des forma-

(1) Structure dite aussi « léopard » ou « anti-léopard », évoquant soit une émulsion dans le bain magmatique, soit un dépôt sur une pente...

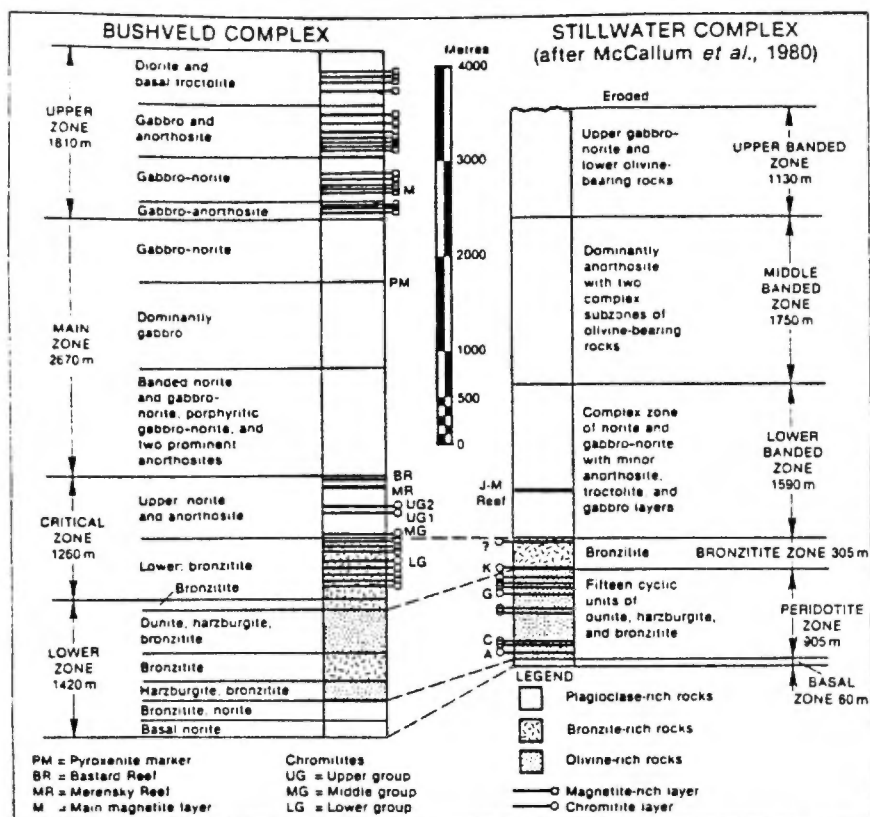


Fig. 3. - Stratigraphies comparées du complexe du Bushveld (Afrique du Sud) et du complexe de Stillwater (Montana) avec la position des couches de chromite (extrait de *Chromium Review*, n° 4, juillet 1985).

tions métamorphiques ». Le fluage magmatique a entraîné l'étirement, la rupture ou l'épaississement du dépôt initial et la corrosion des grains de chromite (on ne trouve généralement pas de cristaux automorphes). Celle-ci se caractérise par une teneur en alumine allant jusqu'à 35 % (Al_2O_3 croît quand Cr_2O_3 décroît), tandis que Fe ne dépasse pas 15 % ; MgO est abondant (15 à 17 %). IL s'agit de minerais réfractaires, dans lequel on peut trouver des inclusions de platinoïdes.

2.2. La chromite dans les complexes stratiformes

Les complexes stratiformes de roches basiques et ultrabasiques sont d'immenses lopolites caractérisés par la régularité et la continuité des cumulats qui les constituent.

Le plus classique et le plus important est celui du **Bushveld** (Afrique du Sud) ; daté de 2 000 Ma, il s'insère entre les quartzites de la série de Pretoria (séquence du Transvaal) à son mur et la série de Rooiberg à son toit. L'épaisseur de la partie inférieure, basique, est de l'ordre de 7 000 m et celle-ci s'étend d'W en E sur près de 300 km. On y distingue

classiquement, de bas en haut (fig. 1, 2 et 3) :

- une zone figée (100 m), formée de dolérites (à l'extrême base), puis de norites à grain très fin ;

- une zone de transition (1 300 m), constituée de norites à bronzite avec de minces bandes de bronzitites ;

- la **zone critique** (1 200 m), très différenciée, formée d'une alternance finement stratifiée de norites, d'anorthosites et de bronzitites, dans lesquelles s'intercalent jusqu'à 21 couches de chromite de quelques centimètres à 1,20 m de puissance (associées à des anorthosites) dans les régions de Lydenburg et de Rustenburg et, vers le haut, le fameux Merensky Reef, lit de pegmatite de norite de moins d'un mètre de puissance et de plus de 100 km d'extension, qui constitue la plus grosse réserve mondiale de platine (associé d'ailleurs à la chromite et à quelques sulfures de Ni et de Cu) ;

- la **zone principale** (2 à 3 000 m), peu différenciée, constituée de norites à bronzite (et d'anorthosites), passant vers le haut à des ferrogabbros dans lesquels s'intercalent des couches de titano-magnétite dans la région de Rustenburg ;

— la zone supérieure (1 800 m), formée de norites quartziques (et diorites) à grain fin.

Toutes les chromites du Bushveld se situent dans la zone critique. Les couches inférieures sont les plus régulières ; vers le haut les dépôts deviennent plus lenticulaires et les figures sédimentaires (slumps, discordances angulaires) se multiplient. Les teneurs des chromites exploitées à Lydenburg sont les suivantes :

Cr_2O_3 : 40 à 43 %	} $\text{Cr/Fe} = 1,5 \text{ à } 2$
Fe_2O_3 : 23 à 26 %	
Al_2O_3 : 14 à 17 %	
MgO : 10 à 11 %	
SiO_2 : 0,5 à 5 %	

L'étude microscopique, faite par O. Legendre (1982), des chromites du Bushveld (et en particulier de celles du Merensky Reef) y montre la présence de fines inclusions de laurite dont la composition, déterminée à la microsonde, est très voisine de la formule théorique RuS_2 (avec très peu d'Os et d'Ir) ; la même laurite se retrouve, en plus grandes inclusions, dans les silicates interstitiels (notamment orthopyroxènes). Par comparaison, les laurites incluses dans les chromites ophiolitiques ont des teneurs en Os (et Ir) qui varient largement d'un complexe à l'autre, elles ne se retrouvent jamais dans les silicates associés.

Les réserves de chromite du Bushveld, estimées à 2 990 Mt, représentent environ 70 % des réserves mondiales. Les ressources géologiques du massif serait de 23 000 Mt.

Le Grand Dyke (Zimbabwe), daté de 2 500 Ma, donc plus ancien que le Bushveld, est une gigantesque gouttière de 530 km de long et de 5 à 11 km de large, qui recoupe le socle archéen du Zimbabwe selon une direction NNE-SSW (fig. 4) ; ce n'est pas un véritable dyke mais un alignement de quatre complexes basiques-ultrabasiques possédant des stratigraphies similaires. Ces complexes, régulièrement stratifiés, comportent de bas en haut, ployées en synformes :

- des harzburgites (800 à 1 000 m) dont la partie supérieure, serpentinitisée, renferme 6 à 11 horizons chromifères (sur 300 à 400 m de haut). Chaque horizon comporte, à sa base, une couche (20 cm en moyenne) de chromite massive, surmontée de chromite disséminée sur 1 à 2 m. La teneur en chrome des concentrés de chromite et le ratio Cr/Fe décroissent légèrement quand on passe des

horizons inférieurs (Cr_2O_3 : 47 à 51 % ; Cr/Fe : 2,6 à 3,5) aux horizons supérieurs (Cr_2O_3 : 43 à 46 % ; Cr/Fe : 1,9 à 2,5). Les réserves sont estimées à 560 Mt (2) ;

— des pyroxénites à enstatite (600 à 800 m) dans lesquelles on a reconnu plusieurs lits sulfurés (à sulfures de Ni et de Cu) et platinifères ;

— des norites et anorthosites (500 m), qui constituent le cœur du dispositif.

On aura remarqué que le complexe du Bushveld n'est pas plissé, alors que le Grand Dyke présente une structure synforme. Il existe évidemment aussi des complexes stratiformes plissés, comme nous allons le voir.

A Selukwe (Zimbabwe), dans le socle archéen qui supporte le Grand Dyke et sans relation génétique avec celui-ci, on a découvert des feuilletés ultrabasiques différenciés atteignant 1 000 m d'épaisseur et 50 km d'extension, insérés dans les formations volcaniques (basaltes à olivine) du Sebakwien (3 100 Ma), plissées et écaillées comme elles. Lors de ces déformations, les couches de chromite, interstratifiées dans les ultrabasites serpentinisées et talcifiées, ont été remodelées en amas allongés de 300 à 600 m de long, 60 m de large et 10 m de puissance (fig. 5) ; parfois même la chromite a été réinjectée dans des formations conglomeratiques voisines. Les réserves sont de l'ordre de 10 Mt à 44-50 % Cr_2O_3 et un ratio $\text{Cr/Fe} > 3$ (3 à 3,8). Au Groenland, le complexe stratiforme de Fiskenaesset, archéen lui aussi (3 400 Ma ?), a été plissé et métamorphisé. Il comporte principalement des anorthosites (avec des lits riches en hypersthène, diopside, hornblende, biotite et grenat) et, accessoirement, des ultrabasites rubanées à résidus de bronzite (transformés en hornblendite). La chromite forme des couches de quelques centimètres à 1 m dans les anorthosites, un peu comme au Bushveld ; mais les teneurs des concentrés n'ont pas actuellement d'intérêt économique :

(2) En prenant une épaisseur uniforme de 10 cm pour chaque horizon chromifère et en supposant les horizons continus en profondeur, l'US Bureau of Mines a estimé les ressources géologiques du Grand Dyke à 10 000 Mt, dont 50 % de qualité métallurgique. Mais l'éloignement et les difficultés d'exploitation font que la majeure partie de ces ressources peut être considérée comme non économique à l'heure actuelle. Le chiffre de 560 Mt est celui des réserves exploitables.

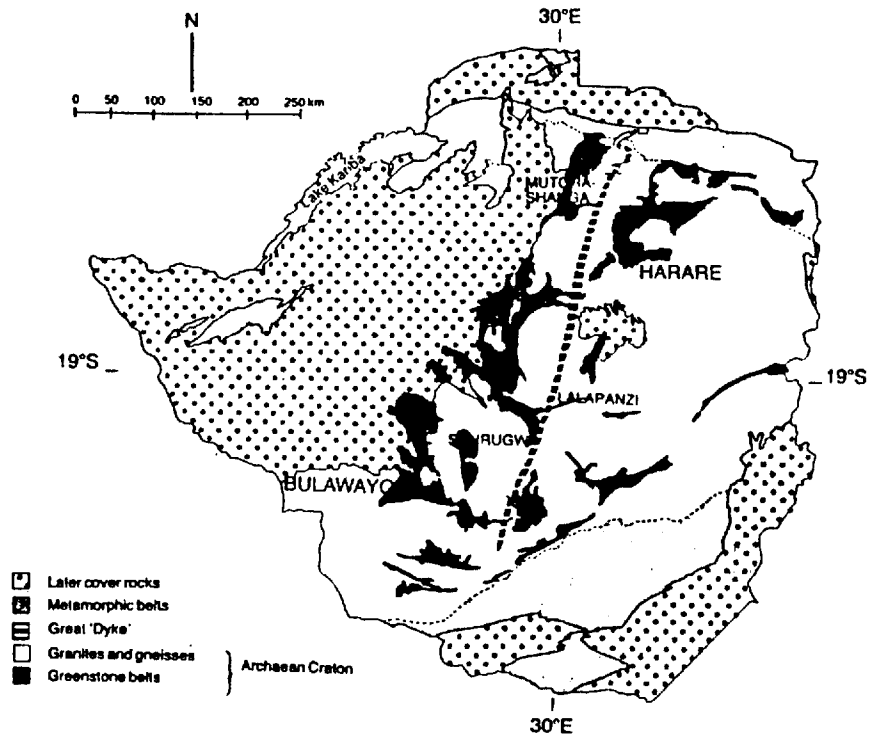


Fig. 4. - Carte géologique schématique du Zimbabwe montrant la position du Grand Dyke par rapport aux ceintures de roches vertes du socle archéen. Le gîte de chromite de Selukwe, ici Shurugwi, est tout proche du Grand Dyke (d'après Prendergast, 1984).

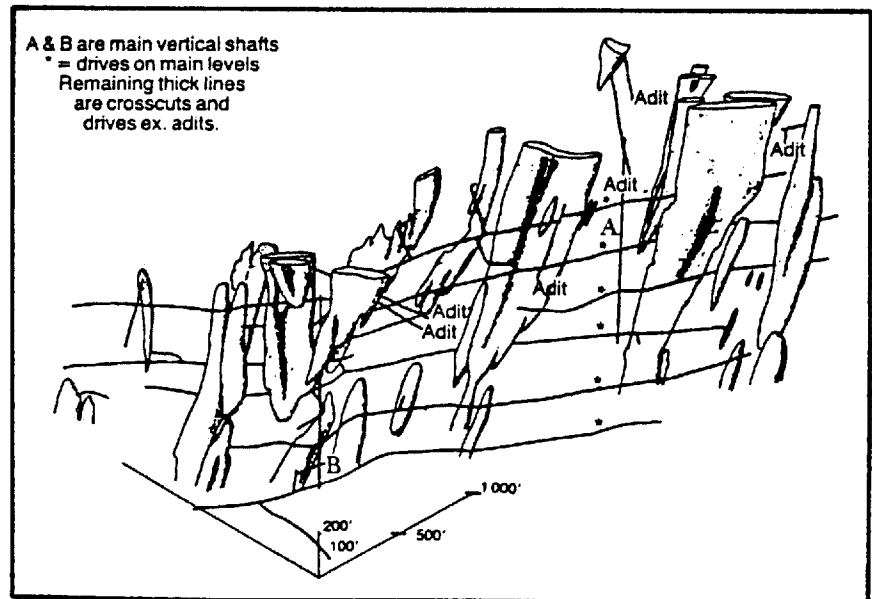


Fig. 5. - Mine Peak (district de Selukwe, Zimbabwe). Vue en perspective des amas de chromite du socle archéen (d'après Prendergast, 1984).

Cr_2O_3 : 32,70 %	} $\text{Cr/Fe} = 0,9$
Fe_2O_3 : 6,48 %	
FeO : 31,50 %	
Al_2O_3 : 24,02 %	
MgO : 6,20 %	
V_2O_5 : 0,30 %	

Les réserves seraient de 2,5 Mt de tout-venant.

A Madagascar, les complexes stratiformes plissés de la série d'Andriamena (2 700 Ma) comportent une succession alternante de péridotites (lherzolites et harzburgites), pyroxénolites (à bronzite et diallage) et norites de plusieurs centaines de mètres de puissance, terminée par des quartzites à magnétite légèrement aurifères. Le métamorphisme an-

cien, catazonal, a été suivi d'une rétomorphose, puis de la mise en place de pegmatites et d'aprites (vers 550 Ma). La chromite forme de nombreuses lentilles, parfois importantes (jusqu'à 6 Mt) interstratifiées dans les harzburgites, à une dizaine de mètres sous les premières norites. La teneur des concentrés de chromites varie de 48 à 52 % Cr_2O_3 (à partir d'un tout-venant à 40 %) et le ratio de 2,4 à 2,6. On constate que les plus grosses lentilles (Ankazotolana par ex. ; fig. 6) sont aussi celles dont le minéral atteint la plus forte teneur en Cr_2O_3 et le plus fort ratio. Les réserves sont de l'ordre de 7 Mt (dont 5 Mt certaines).

Aux États-Unis, le complexe de Stillwater (Montana), daté de plus de 3 000 Ma et tectonisé pendant la phase laramienne, présente certaines analogies avec celui du Bushveld (épaisseur, types de roches, ordre de cristallisation des silicates) (fig. 3). On y a reconnu 13 couches (de quelques centimètres à 3,6 m) de chromite massive ou disséminée, localisées dans des alternances de dunites, péridotites et pyroxénolites feldspathiques ; mais les teneurs en Cr_2O_3 sont irrégulières (18 à 43 %) et le ratio faible (1,5). Les réserves étaient estimées à 8 Mt (dont 5 Mt, déjà extraites, ont donné 1,035 Mt de concentrés à 39,1 % Cr_2O_3).

2.3. La chromite dans les ophiolites

Les gisements de chromite dans les ophiolites sont le plus souvent podiformes, c'est-à-dire en amas de faible extension, allongés suivant la linéation principale du lambeau ophiolitique dans lequel ils sont inclus, lui-même plissé, écaillé et charrié lors des mouvements orogéniques qui ont présidé à sa mise en place. Ils ont été longtemps qualifiés d'alpins, notamment par les géologues américains, eu égard à l'importance des ophiolites dans les chaînes alpines. Mais il existe des amas de chromite et des ophiolites dans les chaînes anciennes, en particulier dans celles du Protérozoïque supérieur (600 à 700 Ma), maintenant bien connues en Mauritanie, dans le Sud marocain, en Arabie saoudite, par exemple.

Nous avons donné plus haut la coupe complète schématisée d'une ophiolite, étant entendu que chaque lambeau ne présente généralement qu'une partie de cette coupe.

Un des massifs les mieux conservés est celui du Vourinos (Grèce). La partie inférieure du complexe, reposant sur les marbres du Jurassique, est formée d'une alternance plissée de harzburgites et surtout de dunites de près de 2 000 m d'épaisseur, serpentinisée à sa base (où dominent les dunites), et dans laquelle la chromite forme :

— d'une part, une série de 7 schlierens de 1 à 15 m de puissance (fig. 7), redressés en direction NE-SW (Xerolivado), et dans lesquels la majeure partie de la chromite est sous forme disséminée. Aussi la teneur du tout-venant est-elle souvent inférieure à 20 % Cr_2O_3 ; le minéral est ensuite enrichi à 52 % Cr_2O_3 (le ratio restant le même, de l'ordre de 3) dans la laverie de Skoumsta. Ces schlierens, dont le pitch est de 20° vers le SW, se suivent sur 600 m en direction et jusqu'à 150 m de profondeur. Les réserves sont ici de l'ordre du million de tonnes (à 20 % Cr_2O_3) ;

— d'autre part, une vingtaine d'amas podiformes de chromite massive de 5 000 à 8 000 t chacun, situés à une quarantaine de kilomètres plus au nord (Voidolakkos), dans une zone à tectonique plus complexe où l'on retrouve la linéation plongeant vers le sud-ouest, mais avec un pitch de 45°. Les teneurs en Cr_2O_3 varient de 38 à 42 %, le ratio étant toujours de l'ordre de 3.

Au-dessus de cette épaisse semelle de tectonites, dans laquelle se trouve l'essentiel de la chromite du massif, viennent des cumulats — wehrilités et diallagites, puis gabbros et microgabbros — enfin des dolérites et des pillow-lavas. De petits necks de diorites quartziques et même de plagiogranites percent les gabbros ; ils correspondent aux termes les plus acides de la suite ophiolitique.

L'étude microscopique par T. Augé (1985) des chromites massives du Vourinos, y a montré la présence d'inclusions de quelques sulfures (chalcopryrite, pentlandite) et de platinoïdes (Ru, Os, Ir) de même composition que dans les chromites disséminées au sein des dunites ; par contre, les chromites disséminées dans les harzburgites ne contiennent ni platinoïdes ni sulfures.

À Chypre, le massif du Troodos présente une succession analogue avec, dans la partie inférieure, une semelle de harzburgites dans les-

quelles s'intercalent des bancs de dunites de plus en plus développés vers le haut. La chromite, toujours associée à ces intercalations de dunites, se présente soit en schlieren de faible importance (0,3 à 1,2 m d'épaisseur et 10 à 60 m d'extension à Hadji Pavlou), soit en amas subverticaux, reconnus jusqu'à 400 m de profondeur (dans une zone de 75 m de largeur et 300 m d'extension horizontale) à Kokkinorotsos. Ces amas renferment de la chromite généralement massive, parfois à nodules allongés de dunite (structure « anti-léopard »). La teneur moyenne varie de 40 à 42,5 % Cr_2O_3 , avec un ratio de 2,5 à 2,7 ; un enrichissement gravimétrique permet d'atteindre 46 à 49 % Cr_2O_3 (avec le même ratio).

L'étude microscopique par O. Legendre (1982) des chromites de Chypre y a montré la présence constante d'inclusions (7 μm) de laurite RuS_2 (avec Os et Ir se substituant en proportions variables à Ru), associée parfois à un sulfure d'Ir et de Pt. La teneur en platinoïdes de la chromite massive de Chypre peut atteindre 8 g/t d'après l'exploitant (Cyprus Chrome Company Ltd.).

En Turquie, d'après T. Juteau et M. Rahgoshay (1982), la plupart des ophiolites du Taurus, qui reposent en obduction sur la marge continentale arabo-africaine à sédimentation calcaire, montrent à la fois :

— des amas podiformes de chromite métallurgique dans les tectonites de base (harzburgites à intercalations de dunites). La teneur en Cr_2O_3 est généralement comprise entre 44 et 48 % et le ratio entre 2 et 3, 1 ;

— des dépôts stratiformes de chromite, généralement plus alumineuse, avec 37 à 43 % Cr_2O_3 , dans les cumulats dunitiques qui surmontent ces tectonites. D'une façon générale, les cumulats ici sont particulièrement puissants (jusqu'à 2 000 m) (3) et comportent trois fois plus d'ultrabasites que de gabbros.

On compte quatre grands districts chromifères : Fethiye, Muglu, Antalya, Merzin et Guleman. Les réserves de la Turquie sont de 73 Mt.

O. Legendre (1982) a reconnu, dans la chromite de Guleman, la présence

(3) On notera qu'à Chypre et en Grèce, où les cumulats sont beaucoup moins puissants, les dépôts stratiformes de chromite qui leur sont associés, sont minces et de peu d'intérêt économique.

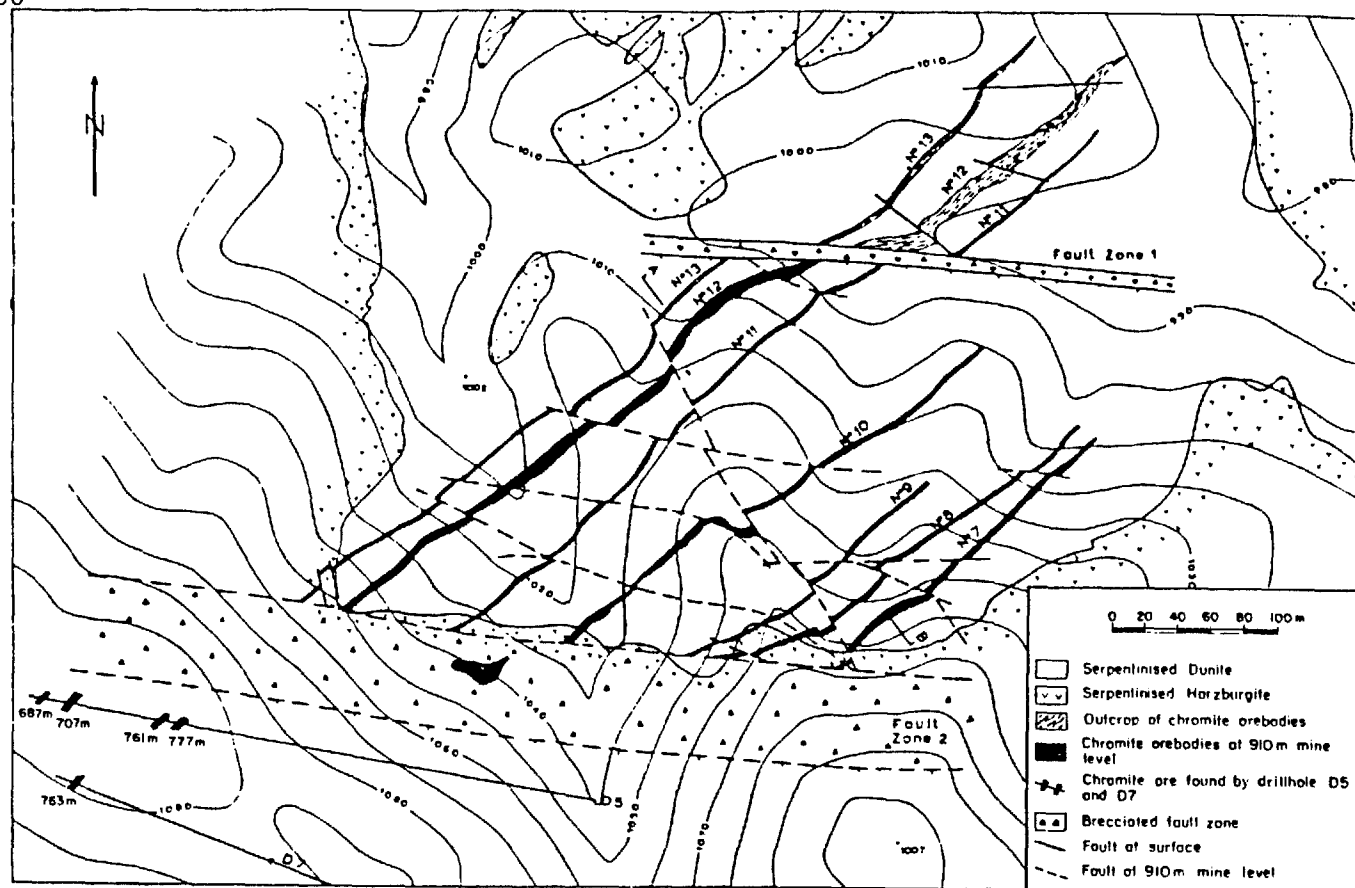


Fig. 7. - Massif du Vourinos (Grèce). Les sept schlieren de chromite de Xerolivado (d'après Zachos, 1969).

d'inclusions de platinoïdes (ruthéniridosmine et iridosmine) et, dans celle de Fethiye, de laurite.

En Oman, le puissant complexe ophiolitique du Semail (14 000 m) renferme, d'après T. Augé (1983), deux types de chromite :

— des chromites riches en Cr_2O_3 (plus de 50 %) qui se trouvent en amas dans la partie inférieure de la semelle mantellique qui, ici, est relativement peu déformée ;

— des chromites relativement pauvres en Cr_2O_3 (moins de 45 %) et plus alumineuses, qui forment des corps tabulaires assez nombreux dans les 1 000 derniers mètres de la semelle mantellique, sous le contact manteau-cumulats. Ce sont les gîtes de Farfar et de Mahara. Dans les cumulats eux-mêmes, on trouve quelques indices de chromite stratiforme, sans intérêt économique.

Les chromites du sommet de la semelle mantellique montrent des inclusions silicatées (pargasite et phlogopite sodique) qui implique une cristallisation précoce sous forte pression d'eau. Les seules inclusions de platinoïdes trouvées jusqu'ici sont

constituées de laurite, en association avec des inclusions silicatées dans le Sud du complexe (T. Augé, 1986).

En Nouvelle-Calédonie, la grande majorité des corps de chromite appartient aussi à la semelle mantellique, qu'on appelle ici « masse péridotitique principale », par opposition aux cumulats qui la surmontent (dunites et wehrlites, puis gabbros), lesquels ne sont conservés que dans le Massif du Sud. Le gisement le plus important, celui de Tiebaghi (2 Mt à 52-55 % Cr_2O_3 , avec un ratio de 3) se trouve dans une zone de transition (Moutte, 1979) entre harzburgites et dunites qui appartient vraisemblablement à la partie inférieure de la semelle mantellique. A la partie supérieure de cette semelle se rattachent la plupart des petits corps de chromite de 5 000 à 75 000 t (concordants ou discordants, à 45-50 % Cr_2O_3 et avec un ratio de 3) du Massif du Sud et du Humboldt. Quant aux indices de chromite stratiformes dans les cumulats, ils sont, comme en Oman, sans grand intérêt économique (mine Consolation). L'étude au microscope par O. Legendre (1982) des chromites de Nou-

velle-Calédonie a montré la présence de platinoïdes à la fois à Tiebaghi et dans plusieurs gisements du Massif du Sud (Marais Kiki, Anna-Madeleine, Vercingétorix et Dyne) et du Humboldt (Vulcain) ; ce sont la ruthéniridosmine (particulièrement riche en osmium à Anna-Madeleine), le ruthénosmium et l'osmiridium (associés à du nickel natif à Dyne). La laurite, par contre, fréquente dans les chromites de Tiebaghi, est absente dans celles du Massif du Sud et du Humboldt (une seule exception : Anna-Madeleine, où la laurite est associée aux pyroxènes). Enfin Z. Johan (1986) signale, comme en Oman, la présence d'inclusions silicatées (pargasite,...).

Philippines - Le massif ophiolitique du Zambalés, sur la bordure occidentale de l'île de Luzon, comporte une puissante semelle mantellique (harzburgites essentiellement) sur laquelle reposent des cumulats (dunites, wehrlites et gabbros) (fig. 9).

Les lentilles de chromite d'Acoje (fig. 9) se situent dans des harzburgites redressées au contact de dunites, à 750 m environ sous les gabbros ; il s'agit de minerai massif ou

rubané, rarement nodulaire, et de qualité métallurgique (53 % Cr_2O_3 avec 13 % Al_2O_3 et un ratio de 2,5). Par contre, les chromites de Coto, interstratifiées dans les cumulats dunitiques subhorizontaux, à moins de 250 m sous les gabbros, sont des minerais réfractaires, riches en alumine (22 à 33 % Al_2O_3 pour 33 à 39 % Cr_2O_3).

Les réserves du massif du Zambalés (7 Mt environ) sont les plus considérables des Philippines. D'autres gisements plus petits de chromite métallurgique sont connus dans l'île de Palawan (J.F. Violette, 1980).

L'exploitation de chromite métallurgique d'Acoje donne comme sous-produits des platinoïdes (170 kg en 1972), ainsi que des concentrés de nickel (représentant 350 t de Ni métal en 1972, d'après le Philippine Bureau of Mines), provenant de sulfures disséminés dans la serpentine associée.

URSS - On a peu de renseignements sur les gisements russes du Kazakhstan. Le complexe de Kempirsai comporte, à sa partie inférieure, plus de 800 m d'alternances de dunités et harzburgites dans lesquelles apparaissent des corps de chromite, dont la teneur en Cr_2O_3 décroît vers le haut de la séquence (de 64 % à 33 % ; moyenne 45 %), en même temps que croît la teneur en Al_2O_3 (de 6 à 33 %) ; localement, la chromite forme des lentilles beaucoup plus importantes (800 000 t à 55 % Cr_2O_3 pour Gigant), auréolées de dunités. Au-dessus viennent des cumulats dunitiques supportant des gabbros-troctolites et dans lesquels on trouve de petits corps chromifères à faible teneur (20 à 40 % Cr_2O_3).

Origine des concentrations de chromite dans les ophiolites.

À la suite d'observations nouvelles sur les inclusions, en particulier les inclusions fluides, contenues dans la chromite, Z. Johan *et al.* (1983) considèrent que les concentrations de chromite dans les ophiolites sont en relation avec une phase fluide riche en éléments volatils (CO_2 , CH_4 et une solution aqueuse à 5 % NaCl) en équilibre avec la harzburgite. Le dépôt de la chromite est étroitement contrôlé par fO_2 et fH_2O . Un modèle expérimental a montré qu'à 1 000 °C et sous 2 à 5 kbars de pression d'eau, la chromite peut précipiter par interaction du liquide magmatique et d'un fluide réducteur riche en Cl.

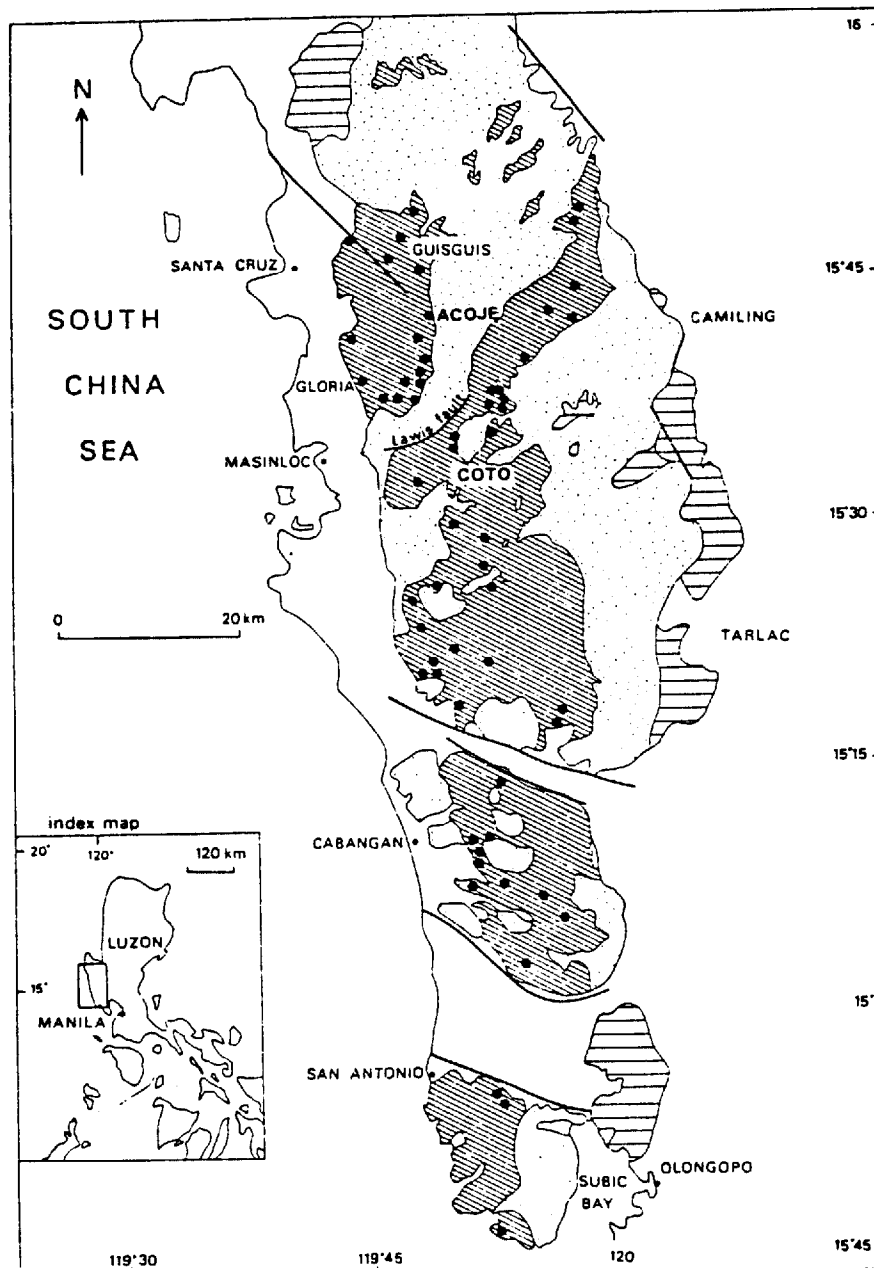


Fig. 8. - Carte géologique schématisée du massif de Zambalés (Philippines), (d'après Bacuta, 1978, reproduite in Leblanc et Violette, 1983).

En hachures serrées : pérodotites ; en pointillés : gabbros ; en hachures larges horizontales : volcanites ; ronds noirs : amas de chromite.

3. Prospection des gisements de chromite

Il n'existe de concentrations économiques de chromite que dans les massifs basiques-ultrabasiques à différenciations ultrabasiques importantes et on peut considérer en première approximation que la taille de l'amas est fonction de celle du massif.

Pour repérer les massifs ultrabasiques affleurants, la prospection alluvionnaire donne d'excellents résultats

dans les pays couverts : la chromite se disperse largement autour des massifs ultrabasiques qui peuvent difficilement passer inaperçus, surtout s'ils sont importants.

La prospection biogéochimique a donné aussi en Yougoslavie (A.S. Jankovic, 1964) des résultats encourageants à condition de prélever les racines du genévrier : la teneur en Cr des cendres de ces racines va de 10 ppm sur les schistes cristallins à 100-200 ppm sur les ultrabasites et plusieurs milliers de ppm sur les amas de chromite.

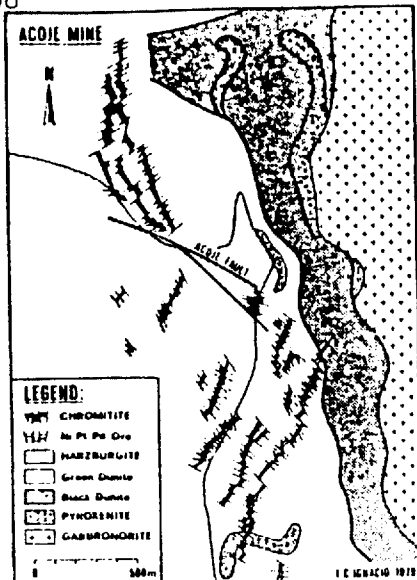


Fig. 9. - Carte géologique de la zone d'Acoje (massif de Zambalès, Philippines) montrant la projection (en surface) des corps de chromite exploités en mine souterraine (d'après Ignacio, 1979, inédit, reproduite in Hock et Friedrich, 1985).

S'il s'agit de chercher des massifs ultrabasiques non affleurants, la prospection géophysique aéroportée, en particulier la magnétométrie aéroportée, rendra normalement d'éminents services.

Il peut arriver qu'aucun indice de chromite n'apparaisse lors de la prospection au marteau ou que tous les indices trouvés soient de teneurs non économiques. En ce cas, la région explorée peut être effectivement sans intérêt pour la chromite. Mais il se peut aussi qu'une zonalité apparaisse dans le chimisme des chromites découvertes, conduisant à orienter la prospection vers une autre zone du même massif.

En Europe, par exemple, il est bien connu que les ultrabasites de la chaîne alpine ne sont chromifères que dans la partie orientale de cette chaîne : la France et l'Italie sont pratiquement dépourvues de gisements de chromite alors que ceux-ci abondent en Grèce, en Turquie et en Albanie. Cette irrégularité de répartition est probablement liée à une hétérogénéité du manteau.

En France, il existe quelques indices de chromite réfractaires, d'âge paléozoïque ou peut-être précambrien, dans certains massifs anciens : massif de Belledonne, Finistère, Maures. Ils sont associées à des ultrabasites en lentilles ou en amas dans les

gneiss.

Comme l'a souligné J.-P. Thayer (1976), les guides de prospection seront principalement :

— d'ordre stratigraphique, si l'on est dans un complexe stratiforme ; il s'agira de définir le ou les horizons porteurs de concentrations de chromite à teneurs et ratio économiquement intéressants ; c'est ainsi que généralement le ratio Cr/Fe est d'autant plus élevé que le rapport Fe/Mg dans la roche encaissante est plus faible : les harzburgites à bronzite renferment, par exemple, un minerai meilleur que les harzburgites à hypersthène ;

— d'ordre structural, si l'on est dans des ophiolites (fig. 10) ; il s'agira de déterminer la linéation qui donne le pitch des amas podiformes et permettra donc de placer des sondages pour explorer l'aval des affleurements découverts. Mais de toutes façons, la forme et la répartition des amas de chromite en contexte ophiolitique sont d'une irrégularité qui défie l'imagination. Le caractère le plus constant est la présence d'une gangue de dunite, parfois serpentinisée, au contact de la chromite massive et de la harzburgite ambiante ; mais cette enveloppe de dunite, qui peut ne pas dépasser quelques décimètres d'épaisseur, ne saurait constituer un guide ; elle est d'ailleurs souvent écrasée par le jeu de fractures tardives qui longent de préférence les bords de l'amas.

Dans certains cas favorables, et surtout si un amas de chromite a déjà été exploité, dans la zone explorée, on pourra utiliser la géophysique au sol.

La gravimétrie (4) peut donner de bons résultats pour localiser le prolongement éventuel d'un amas déjà exploité, comme ce fut le cas à Kempirsai (URSS) ou à Guleman (Turquie), où un amas caché de 300 000 t a donné une anomalie de 1 milligal. Mais très souvent, les amas sont petits (10 000 à 50 000 t) et le minerai, au lieu d'être massif, se présente en schlieren dont la densité est voisine de celle de l'ultrabasite, surtout si celle-ci n'est pas serpentinisée ; l'application de la gravimétrie peut alors devenir très délicate, particulièrement en pays de montagne.

(4) Rappelons que les harzburgites et dunités ont une densité de 3,2 à 3,4 ; les serpentines qui en dérivent 2,7 à 2,8 ; les chromites métallurgiques 3,8 à 4,5.

Quant à la magnétométrie, son interprétation est difficile : tantôt, en effet, le corps de chromite est plus magnétique que son environnement (cas des chromites riches en Fe ou enrobées de magnétite secondaire), tantôt il l'est moins : d'après V. Kovenko (1949), la chromite de Guleman a une susceptibilité magnétique de 5 tandis que la serpentine (à dissémination de magnétite secondaire) varie de 50 à 90. De même, dans le complexe ultrabasique de Joséphine (Californie), la susceptibilité magnétique des corps de chromite serait en moyenne 10 fois moindre que celle de la serpentine ambiante (B. Friguet, comm. orale).

A Selukwe (Zimbabwe), d'après H. Carpentier (1985), les géophysiciens de l'Université de Harare ont testé une méthode sismique à fréquence relativement élevée (2 kHz), utilisant de faibles charges explosives placées dans des sondages. Des géophones serties dans la roche ont permis de déceler ainsi 96 réflecteurs, distants de moins de 400 m des galeries existantes ; 33 d'entre eux correspondaient à des corps minéralisés connus ; 14 sont à explorer.

Les méthodes électriques ne sont généralement pas de grande utilité, car elles mettent en évidence les shear-zones serpentinisées (qui sont conductrices) et non la chromite.

Un exemple de prospection réussie de la chromite métallurgique dans un complexe stratiforme est celle qui a été menée par la Société Ugine dans la région d'Andriamena (Madagascar) : de 1957 à 1967, plus de 800 indices ont été étudiés, dont 300 se sont avérés enracinés ; une soixantaine ont fait l'objet de forages (espacés de 20 m) ; 30 lentilles ont finalement été retenues, allant de 10 000 t à 4,4 Mt (lentille de Bemanavika) et même 6,2 Mt (lentille d'Ankazotolana). Les réserves totales du district ont atteint 13 Mt (dont 6 Mt déjà extraites).

Sur un plan plus général, à l'échelle d'un district chromifère, on peut se demander s'il existe une loi qui préside à la répartition spatiale des amas en fonction de leur tonnage. En ce qui concerne les complexes stratiformes, on peut constater qu'à Madagascar, les deux grosses lentilles de 4 et 6 Mt, donnant des concentrés à 50 % Cr_2O_3 et $\text{Cr/Fe} = 2,5$, sont distantes de 4 km et entourées d'une zone de 20 km environ où l'on trouve quelques lentilles dépassant

100 000 t (à 45 % Cr_2O_3 et $\text{Cr/Fe} = 2,5$) ; puis vient une zone externe avec des lentilles plus petites, avoisinant 10 000 t (à 34 % Cr_2O_3 et $\text{Cr/Fe} = 2,3$), au milieu d'indices moindres. Chose curieuse, on constate aussi que teneurs en Cr_2O_3 et ratio sont d'autant meilleurs que la lentille correspondante est de plus fort tonnage. Malheureusement, ce genre de disposition zonée n'a guère de chances de se rencontrer dans les ophiolites, qui sont toujours éclatées en lambeaux épars, plissés et charriés au gré de l'obduction, en même temps que les amas qu'ils renferment.

Remerciements — L'auteur remercie vivement J.-J. BACHE et B. HENRY qui ont bien voulu relire ce texte et contribuer à l'améliorer.

Bibliographie sommaire

AUGÉ T. (1983) — Étude minéralogique et pétrographique de roches basiques et ultrabasiques du complexe ophiolitique du Nord-Oman. Relation avec les chromitites. Comparaison avec deux complexes d'Arabie saoudite. Thèse 3^e cycle, Univ. Orléans ; Doc. BRGM, n° 65, 260 p.

AUGÉ T. (1985) — Platinum group mineral inclusions in ophiolitic chromitite from Vourinos complex, Greece. *Can. min.*, vol. 23, part. 2, p. 163-171.

AUGÉ T. (1986) — Platinum group mineral inclusions in chromitites from the Oman ophiolite. *Bull. Mineral.*, t. 109, p. 301-304.

BACUTA G.C. (1978) — Geology of some Alpine - type chromite deposits in the Philippines. Philippines Bur. Mines, rapport inédit, 22 p.

CARPENTIER H. (1985) — La filière « chrome » : évolution ou révolution ? *Rev. Ind. Minér. Mines & Carrières*, mars et mai 1985, 10 p.

CASSARD D. (1980) — Structure et origine des gisements de chromite du Massif du Sud (ophiolites de Nouvelle-Calédonie). Thèse 3^e cycle, Univ. Nantes, 250 p.

CONSTANTINIDES C.C., KINGSTON G.A., FISCHER P.C. (1980) — The occurrence of platinum group minerals in the chromitites of the Kokkinorotsos chrome mine, Cyprus. *Proc. Int. Ophiolite Symp.*, A. Panayiotou éd. Nicosie, p. 93-101.

HAIDINGER (1845) — *Handbuch der bestimmenden Mineralogie*. Vienne, p. 550.

HATTON C.J., VON GRUENEWALDT G. (1985) — Chromite from the Swartkop Chrome Mine. An estimate of the effects of subsolidus reequilibration. *Econ. Geol.*, vol. 80, p. 911-924.

HOCK M., FRIEDRICH G. (1985) — Structural features of ophiolitic chromitites in the Zambales Range, Luzon, Philippines. *Mineral. Deposita*, vol. 20, n° 4, p. 290-301.

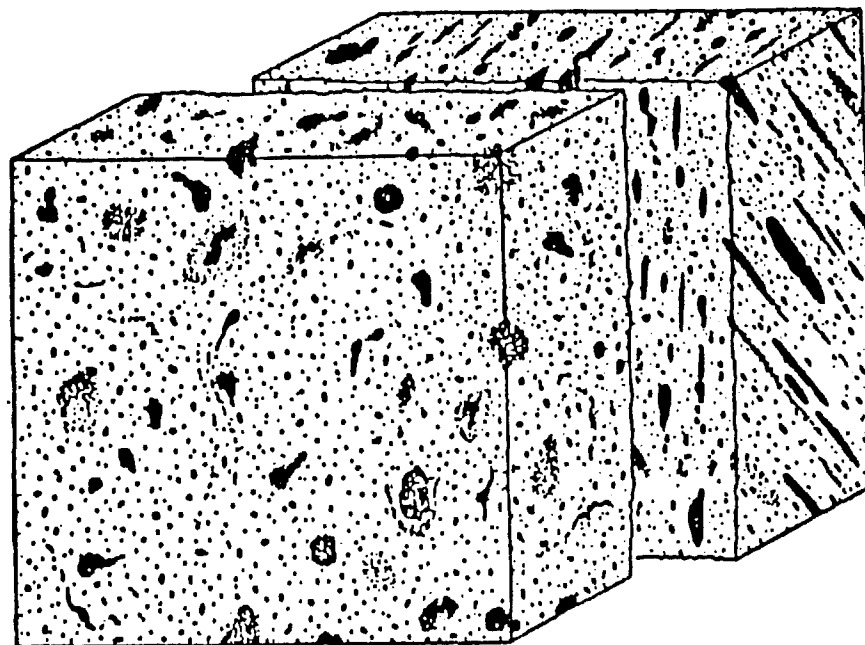


Fig. 10. - Réarrangement des plages de chromite et de pyroxène dans une harzburgite déformée (bloc arrière) par rapport à ce que montrerait la même roche non déformée (bloc avant) (d'après Balk, 1937, in T.P. Thayer, 1964).

JANKOVIC A.S. (1964) — Prospecting for chromite deposits in Yugoslavia. Coll. OCDE sur les méthodes de prospection de la chromite, tenu à Athènes en 1963, publié à Paris en 1964 (R. Woodtli, éd.), p. 203-208.

JOHAN Z., DUNLOP H., LE BEL L., ROBERT J.L., VOLFINGER M. (1983) — Origin of chromite deposits in ophiolitic complexes : evidence for a volatil, and sodium rich, reducing fluid phase. *Fortschritte der Mineralogie*, t. 61, p. 105-107.

JOHAN Z. (1986) — Chromite deposits in the Massif de Sud ophiolite, New Caledonia : genetic considerations. In « Métallogénie des Chromites ophiolitiques », PICG 197, S. Augustithis éd., Théophrastus Publ., Athènes (sous presse).

JUTEAU T., RAHGOSHAY M. (1982) — Les gisements de chromite de la ceinture ophiolitique taurique - Séminaire DGRST - Document BRGM n° 61, p. 109-128.

KOVENKO V. (1949) — Gites de chromite et roches chromifères de l'Asie mineure (Turquie). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n° 61, 48 p.

LAUNAY (de) L. (1913) — *Traité de métallogénie*. Gites métallifères, vol. II. Ch. Béranget éd., Paris et Liège.

LEBLANC M., VIOLETTE J.-F. (1983) — Distribution of aluminium rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Econ. Geol.*, vol. 78, p. 293-301.

LEGENDRE O. (1982) — Minéralogie et géochimie des platinoïdes dans les chromites ophiolitiques. Comparaison avec d'autres types de concentrations en platinoïdes. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 171 p.

MCCALLUM I.S., RAEDEKE L.D., MATHEZ E.H. (1980) — Investigations of the Stillwater complex : part I. Stratigraphy and struc-

ture of the banded zone. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 280A, p. 59-87.

MOUTTE J. (1979) — Le massif de Tiebaghi (Nouvelle-Calédonie) et ses gîtes de chromite. Thèse Doct. Ing., École Mines, Paris, 160 p.

PRENDERGAST M.D. (1984) — Chromium deposits of Zimbabwe. *Chromium Review*, n° 2, p. 4-9.

RABCHEVSKY A. (1985) — Chromium deposits in Albania. *Chromium Review*, n° 3, p. 14-17.

THAYER T.P. (1960) — Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite gabbro complexes. 21th Intern. Geol. Congr., Norden, Pt 13, p. 247-259.

THAYER T.P. (1964) — Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. *Econ. Geol.*, vol. 59, n° 8, p. 1497-1524.

THAYER T.P. (1976) — Metallogenic contrasts in the plutonic and volcanic rocks of the ophiolite assemblage. *Geol. Ass. Canada, Sp. paper*, n° 14, p. 211-219.

VAUQUELIN L.-N. (1977) — Découverte d'un nouveau métal (nommé chrome) dans le plomb oxydé rouge (il s'agit de la crocoïse). *Journal des Mines*, t. 6, p. 685-686.

VIOLETTE J.-F. (1980) — Structure des ophiolites des Philippines (Zambales et Palawan) et de Chypre. Écoulement asthénosphérique sous les zones d'expansion océanique. Thèse 3^e cycle, Univ. Nantes, 160 p.

ZACHOS K. (1969) — The chromite mineralization of the Vourinos ophiolitic complex, Northern Greece. *Econ. Geol. Monograph* n° 4, p. 147-153.

Thetford Mines ophiolite, Québec

Roger Laurent, Department of Geology, Université Laval, Québec, Québec G1K 7P4, Canada
 Brewster Baldwin, Department of Geology, Middlebury College, Middlebury, Vermont 05753

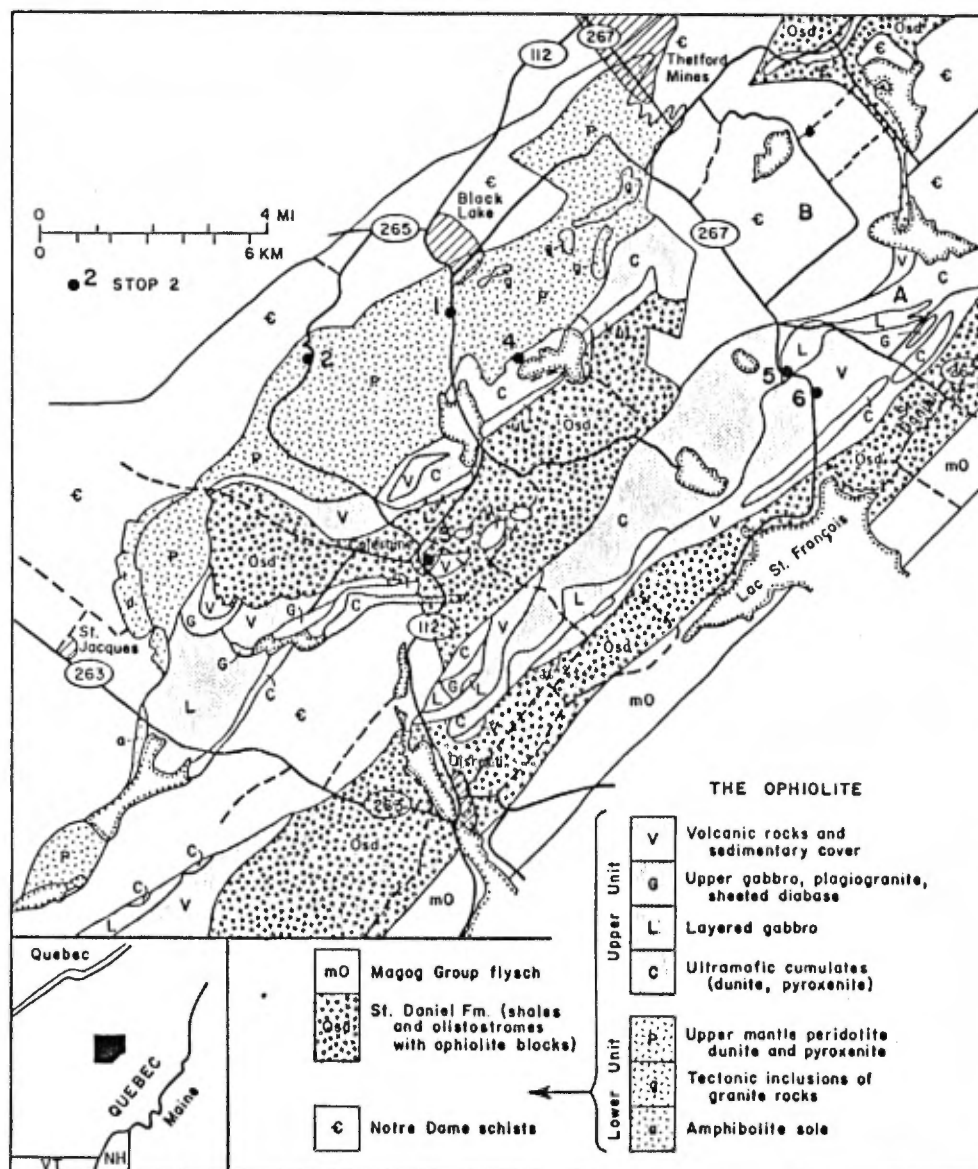


Figure 1. Roads and geology in the Thetford Mines area A, Mont Adstock; B, Bécancour Dome.

LOCATION AND ACCESSIBILITY

Thetford Mines is 50 mi (80 km) due south of Québec City (Fig. 1). The road log for each stop begins (0.0 mi; 0.0 km) at the turnoff from Québec 112, a given distance from the junction of Québec 112 and Québec 267 in Thetford Mines.

Stop 1. Scenic View—Mine Lac d'Amiante. Park on the shoulder of Québec 112 6.7 mi (10.7 km) south of the junction, headed south.

Stop 2: Lower Unit at Vimy Ridge Mine. The turnoff is 11.0 mi (17.7 km) south of the junction and 0.2 mi (0.3 km)

south of the north edge of Coleraine, by a grocery store and hotel. 0.0, turn northwest toward the community of Vimy Ridge. At 4.9 mi (7.8 km), just beyond the hilltop, slow and park near the fire hydrant on right, opposite the highest of three houses.

Stop 3: Coleraine Breccia. The turnoff is 11 mi (18.4 km) south of the junction, opposite the Hotel de Ville (city hall) of Coleraine. Drive 0.09 mi (0.15 km) northeast up Messel Avenue and turn right into the far end of the cemetery.

Stop 4: Chromite Mine, Base of Upper Unit. The turnoff is 8.8 mi (14.2 km) south of the junction (1 mi; 1.6 km north of a railroad crossing). 0.0, turn east, cross the railroad tracks, and

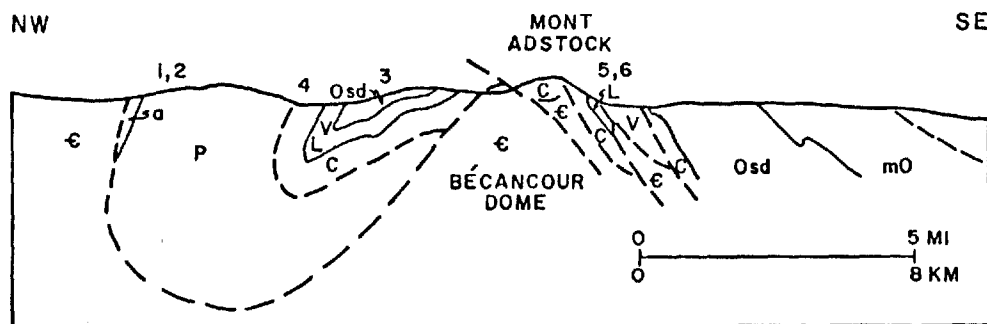


Figure 2. Diagrammatic cross section. The numbered stops indicate the represented parts of Figure 1. Key for cross section given on Figure 1. (Modified from Laurent, 1975.)

turn sharp right. At 0.8 mi (1.3 km), turn left and go northeast uphill. At 3.0 mi (4.8 km), take the left fork, heading northwest. At 4.6 mi (7.4 km), continue straight, past a road on the right. At the shore of Lake Caribou, turn sharp left. At 4.8 mi (7.7 km), turn sharp right, along the shore. At 5.8 mi (9.3 km), park near the entrance to a private drive on left. Walk in; ask permission to walk across small bridge.

Stop 5: Sheeted Intrusives in Gabbro. 0.0 is the Québec 112/267 junction. Drive southeast on Québec 267. At 6.9 mi (11.1 km), take the right fork, leaving Québec 267. At 7.9 mi (12.7 km), park on a left curve, opposite the cliff.

Stop 6: Boninitic Pillow Basalt. At 0.6 mi (1 km) past Stop 5, and after a sharp right curve park opposite the broad low outcrop.

SIGNIFICANCE OF LOCALITY

The Thetford Mines ophiolite and associated olistostromes mark the tectonic boundary between the eastern cratonic margin of proto-North America and accreted terranes of the Appalachian orogen. This boundary, the Baie Verte-Brompton Line (Williams and St. Julien, 1982) extends discontinuously from Baie Verte in northwestern Newfoundland to Brompton Lake near the international border in southern Québec. A string of slivers of ophiolites and olistostromes, younging to the southeast, occurs along the boundary. The ophiolites are "flakes" of ancient upper mantle and ocean crust. Of these, the Thetford Mines ophiolite is especially interesting because the sequence is accessible and essentially complete; it is not severely dismembered (Fig. 2). Associated mineral deposits include asbestos, chromite (Kacira, 1982), copper sulfides, and noble metals (Oshin and Crockett, 1982). Baldwin and others (1985) discuss the history of understanding of the Thetford Mines area.

SITE INFORMATION

As a result of extensive work done in the Thetford Mines area (for example, St. Julien and Hubert, 1975; Laurent, 1975, 1980; Hebert, 1983), the geologic evolution can be outlined. The

Notre Dame schists (Caldwell and Rosaire formations) occur northwest of the Baie Verte-Brompton Line. These had accumulated as muds and sands on the tectonically quiet continental margin of proto-North America, on the northwest side of the proto-Atlantic Ocean (Iapetus).

The Thetford Mines ophiolite is about 5 mi (8 km) thick (Fig. 3). The lower unit, 2.8 mi (4.5 km) thick, formed as a peridotite tectonite. The upper unit formed as a stratiform sequence of about 1.4 mi (2.2 km) of ultramafic cumulates and layered gabbros; these plutonic rocks are capped by 0.8 mi (1.3 km) of pillow lavas, volcaniclastic tuff, breccia, red chert,

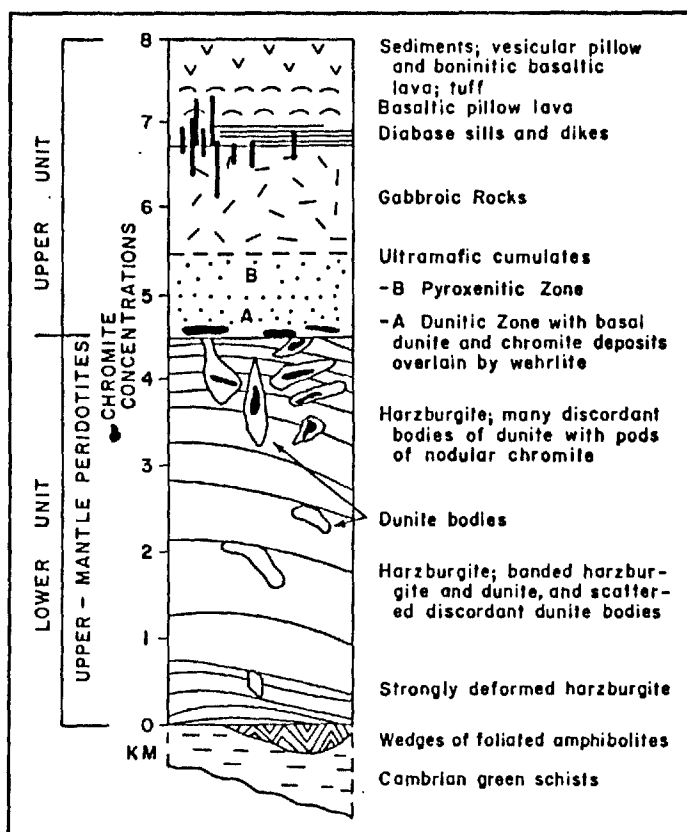


Figure 3. Sequence of rock units of the Thetford Mines ophiolite.

Thetford Mines ophiolite

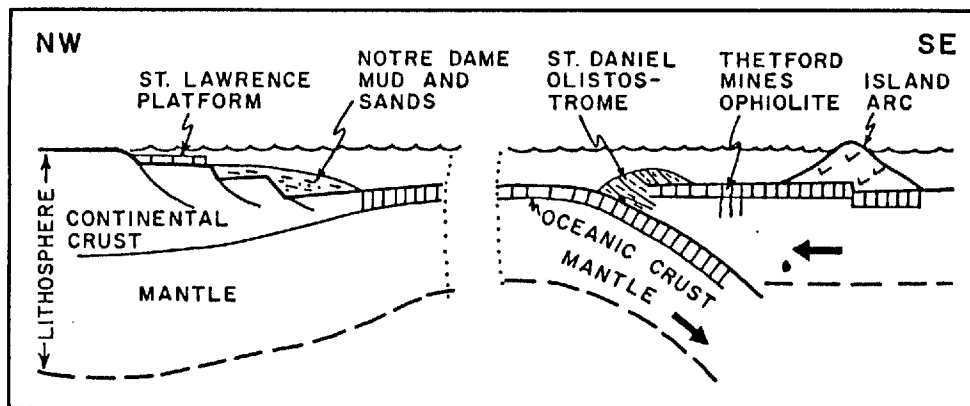


Figure 4. Origin of Thetford Mines ophiolite.

argillite, and siltstone. Most of the ophiolite was generated along a Cambrian ridge of the proto-Atlantic Ocean. When the ocean began to close, the proto-North American plate subducted southeastward, generating an island arc (Laurent, 1975). Lavas of the upper unit are boninitic and were extruded through the Thetford Mines ophiolite along fractures associated with block faulting of the forearc basement (Fig. 4).

When the ophiolite was sheared off the oceanic lithosphere, it generated an amphibolite sole (Feininger, 1981) that is dated at 491 Ma (see Clague and others, 1985). The lower unit sheared off at the base of the serpentinized peridotite. Late in the Ordovician, the arc-continent collision—the Taconic orogeny—obducted the Notre Dame schists and the ophiolite northwestward onto the craton as a series of nappes and thrusts (St. Julien and Hubert, 1975).

Peridotite sheets in the Notre Dame schists occur on thrust faults, and the ophiolite is separated from the underlying schists by a high-angle east-dipping fault. The schists and ophiolite are flanked on the southeast by the Ordovician St. Daniel Formation, an olistostrome that contains pieces of both sedimentary and ophiolitic rocks. The St. Daniel is overlapped on the southeast by the Middle Ordovician Magog flysch; in turn, the flysch is flanked by the volcanics of the Ascot-Weedon Formation (Figs. 1, 2).

STOP DESCRIPTIONS

Stop 1: Scenic View—Mine Lac d'Amiante. The open-pit asbestos mine is in serpentinized peridotite of the lower unit. The contact with the underlying Cambrian metagraywackes (Notre Dame schists) is a vertically dipping shear zone on the north side of the pit. The peridotite is mostly harzburgite (65%–90% olivine, 10%–35% orthopyroxene) and dunite (olivine 90%–100%).

Across the pit are light-colored tectonic inclusions of foliated and partly rodingitized granodiorite and granite. These rootless rocks occur only in the lower unit (Laurent and others, 1984). The granite was deformed at low pressure and less than 500 °C. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios indicate a continental origin; whole-rock Sr ages indicate crystallization about 456 Ma, the probable age of the asbestos veins (Clague and others, 1985).

Stop 2. Lower Unit at Viny Ridge Mine. Cross the road to the highest house and walk along the right (downhill) side of the house. Get on a level path that bears right; within 330 ft (100 m), bear right at the head of the abandoned open pit Viny Ridge Mine, and go onto the weathered outcrop.

The outcrop shows features typical of altered upper mantle peridotites and may represent residual mantle material depleted by partial melting. Most of the outcrop is brownish-orange harzburgite tectonite with chrysotile asbestos veins. Bold-weathering orthopyroxenes form porphyroclasts up to 0.5 in (≈ 1 cm) long. They are elongated at a high angle to lines of several tiny black chrome spinel grains that strike N20°W and dip steeply SW. The primary fabric evidently developed at a high temperature through solid flow, during formation of the ocean lithosphere. Forsteritic olivine grains, 0.5 to 5 mm in size, form a microblastic matrix.

Dunite, weathering yellowish orange, is exposed in the eastern part of the outcrop. It is chromite-bearing and its smooth surface is due to the absence of asbestos veins and orthopyroxene. The dunite lenses are concordant with the main foliation and (where present) metamorphic layering of the enclosing harzburgite. They represent either late-stage melting in the harzburgite, or early low-pressure fractional crystallization in magma channels.

The lower unit of the ophiolite is mostly a homogeneous harzburgite. There are, however, dunite pods near the base, and isoclinal folds of mineralogic layering. The lower unit is cut by dikes of orthopyroxenite and gabbro, and (as noted at Stop 1) contains fault slices of granitic rock. A 1.6 ft (0.5 m) quartz monzonite sheet-like body with talc-chlorite rims occurs in the re-entrant on the far side of the pit.

The first serpentinization is a pervasive but partial (about 50%) alteration of olivine to lizardite, and pyroxene to bastite (Laurent and Hebert, 1979). It post-dates the blasto-mylonitic fabric and formed at a temperature below 644°F (340°C; Cogulu and Laurent, 1984). The alteration occurred in the ocean basin before obduction.

A “spaced” cleavage, which strikes ENE and dips N at a moderate angle, is assigned to the initial stages of obduction. After obduction, asbestos veins with pure serpentine borders re-

cord the second serpentinization, probably from meteoric waters in brittle fractures in the basal and northwestern part of the harzburgite. Faults that trend N35°E cut the veins.

Stop 3: Coleraine Breccia. Study the glaciated knob on the far side of the cemetery (no hammers, please!). There are other polished outcrops upslope from the cemetery.

The breccia has a clayey to sandy silicified matrix and is chaotic. Clasts of all rock types of the ophiolite and of Cambrian metasediments are found. Many clasts indent the large green and red argillite clasts, attesting to a soft and soupy sediment.

The Coleraine Breccia occurs at the top of the ophiolite. The rock may actually be a big block within the surrounding St. Daniel olistostromes (Fig. 1; Hébert, 1983). The St. Daniel is exposed in a roadcut on Québec 267, 10.2 mi (16.3 km) south-east of Québec 112. In this cut, which is 0.2 mi (0.3 km) northwest of St. Daniel, only sedimentary rocks form the clasts.

Stop 4. Chromite Mine, Base of Upper Unit. Walk around the west end of Lake Caribou, on tailings outwash, and turn right on the north side of the lake. About 330 ft (100 m) in, walk up the mine dump to the west and along a little creek to the abandoned openpit mine. The walk takes ten minutes.

The mine shows layered dunite and chromitite. These cumulates had been deposited directly on the mantle peridotite that formed the floor of the magma chamber. In the center of the pit are four or five graded beds of chromitite, 4 to 24 in (10 to 60 cm) thick. The layering strikes N50°E and dips about 75 NW; chrysotile veins are uncommon.

The cumulate dunite forms a belt several hundred meters wide and has been traced along the southeast face of the adjacent ridge for 1.5 mi (2.5 km; Cooke, 1937). It is tightly and isoclinally folded and is in tectonic contact with lower-unit peridotite

in the hills to the north. Most of the near-surface high-grade sheets and lenses of chromite have been mined, but much disseminated 10% ore remains.

Stop 5. Sheeted Intrusives in Gabbro. Walk across the road to the base of the cliff. Climb to the first good exposures.

This roof of the plutonic section of the ophiolite is a fine-grained uralitized gabbro that is invaded by many criss-crossing intrusive sheets, leaving few large remnants of gabbro. The nearly vertical sheets are mostly diabase but they range in composition from mafic to felsic, and textures range from aphanitic to medium grained.

Stop 6. Boninitic Pillow Lava. The outcrop that slopes west toward the road shows many features characteristic of pillow basalts (Seguin and Laurent, 1975). No hammers, please! Fresh samples can be collected across the road.

These lavas are faulted against the gabbros of Stop 5. The pillows face the road, indicating a northwest-verging fold in a southeast-facing sequence. Look for narrow feeder necks, the bulbous cylindrical shape of tubes, and the concentric zoning of pillows. Quench textures are preserved in the margins of the pillows. The matrix between the pillows is volcanic glass (devitrified) and some breccia from adjacent pillows. There are a few dikes. Southward, volcanic breccia forms a layer between these pillows and those in the fresh cut across the road. Compositionally, the lavas are olivine tholeiites and andesites. They are high in MgO, Ni, and Cr; they are low in TiO₂ and in incompatible elements such as Zr, Y, and REE (Seguin and Laurent, 1975). Unpublished new geochemical data support Shaw and Wasserburg (1984), whose isotopic data show that the lavas are similar to present-day boninites from the Marianas Trench (Shaw and Wasserburg, 1984).

REFERENCES CITED

- Baldwin, B., Laurent, R., and Doolan, B. L., 1985, Thetford Mines area, P. Q.; Field trip guide A: Vermont Geological Society Guidebook 1, Vermont Geology, v. 4, p. A1-A31.
- Clague, D. A., Frankel, C. S., and Eaby, J. S., 1985, The age and origin of felsic intrusions of the Thetford Mines ophiolite, Québec: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1257-1261.
- Cogulu, E., and Laurent, R., 1984, Mineralogical and chemical variations in chrysotile veins and peridotite host-rocks from the asbestos belt of southern Québec: Canadian Mineralogist, v. 22, p. 173-183.
- Cooke, H. C., 1937, Thetford, Disraeli, and eastern half of Warwick map areas, Québec: Geological Survey of Canada Memoir 211, 159 p.
- Feininger, T., 1981, Amphibolite associated with the Thetford Mines ophiolite complex at Belmina Ridge, Québec: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1878-1892.
- Hébert, Y., 1983, Etude pétrologique du complexe ophiolitique de Thetford Mines, Québec [Thèse de Ph.D.]: Québec, Université Laval, 426 p.
- Kacira, N., 1982, Chromite occurrences of the Canadian Appalachians: Canadian Institute of Mines and Metallurgy Bulletin, v. 75, p. 73-82.
- Laurent, R., 1975, Occurrences and origin of the ophiolites of southern Québec, northern Appalachians: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 443-455.
- , 1980, Environment of formation, evolution, and emplacement of the Appalachian ophiolites from Québec: Proceedings of the International Ophiolite Symposium, 1979, Geological Survey, Nicosia, Cyprus, p. 628-636.
- Laurent, R., and Hébert, Y., 1979, Paragenesis of serpentine assemblages in harzburgite tectonite and dunite cumulate from the Québec Appalachians: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 857-869.
- Laurent, R., Taner, M. F., and Bertrand, J., 1984, Mise en place et pétrologie du granite associé au complexe ophiolitique de Thetford Mines, Québec: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1114-1125.
- Oshin, I. O., and Crockett, J. H., 1982, Noble metals in Thetford Mines ophiolites, Québec, Canada, part I: Distribution of gold, iridium, platinum, and palladium in the ultramafic and gabbroic rocks: Economic Geology, v. 77, p. 1556-1570.
- St. Julien, P., and Hubert, C., 1975, Evolution of the Taconian orogen in the Québec Appalachians: American Journal of Science Special Publication, v. 275-A, p. 337-362.
- Seguin, M. K., and Laurent, R., 1975, Petrological features and magnetic properties of pillow lavas from the Thetford Mines ophiolite (Québec): Canadian Journal of Earth Science, v. 284, p. 319-349.
- Shaw, H. F., and Wasserburg, G. J., 1984, Isotopic constraints on the origin of Appalachian mafic complexes: American Journal of Science, v. 284, p. 319-349.
- Williams, H., and St. Julien, P., 1982, The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic continent ocean interface in the Canadian Appalachians: Geological Association of Canada Special Paper 24, p. 177-207.