Le massif de Tiébaghi, Nouvelle Calédonie et ses gîtes de chromite

Jacques Moutte

▶ **To cite this version:**

Jacques Moutte. Le massif de Tiébaghi, Nouvelle Calédonie et ses gîtes de chromite. Géochimie. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1979. Français. NNT : . tel-01068709

HAL Id: tel-01068709
https://theses.hal.science/tel-01068709

Submitted on 26 Sep 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

présentée à

L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE
DES MINES DE PARIS

par

Jacques MOUTTE

Ingénieur civil des mines

en vue de l'obtention

DU TITRE DE DOCTEUR INGÉNIEUR

EN SCIENCES ET TECHNIQUES MINIÈRES

Option : PROSPECTION DES GÎTES MINÉRAUX

LE MASSIF DE TIÉBAGHI, NOUVELLE CALÉDONIE, ET SES GÎTES DE CHROMITE

Soutenue le 15 octodre 1979 devant le jury composé de :

M.H.PELISSONNIER	Président
M.M.BESSON	Directeur de thèse et rapporteur
M.Z.JOHAN	Examinateur
M.A.NICOLAS	Examinateur
M.P.ROUTHIER	Examinateur
M.G.TROLY	Examinateur

9)

MOUTTE J.

30A(3080)

Le massif de Tiebaghi, nouvelle Calédonie, et ses gîtes de Chromite.

Emprunteur	date	Retour.

B Guy

THÈSE

présentée à

L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE
DES MINES DE PARIS

par

Jacques MOUTTE

Ingénieur civil des mines

en vue de l'obtention

DU TITRE DE DOCTEUR INGÉNIEUR
EN SCIENCES ET TECHNIQUES MINIÈRES
Option : PROSPECTION DES GÎTES MINÉRAUX

LE MASSIF DE TIÉBAGHI, NOUVELLE CALÉDONIE, ET SES GÎTES DE CHROMITE

Soutenue le 15 octodre 1979 devant le jury composé de :

M.H.PELISSONNIER	Président
M.M.BESSON	Directeur de thèse et rapporteur
M.Z.JOHAN	Examinateur
M.A.NICOLAS	Examinateur
M.P.ROUTHIER	Examinateur
M.G.TROLY	Examinateur

AVANT-PROPOS

L'étude du Massif de Tiébaghi m'a été proposée, au début de l'Action concertée sur les gisements de chromite de Nouvelle Calédonie, à l'initiative du Professeur P. ROUTHIER, coordinateur de cette Action concertée, et de Monsieur G. TROLY, directeur de l'exploration du groupe IMETAL, que je remercie d'avoir accepté de participer à mon jury.

Je remercie également M. M. BESSON, qui m'a amicalement conseillé, tant sur le terrain qu'au laboratoire, tout au long de ces deux années de travail, et tout le personnel scientifique et technique du Centre de Géologie Générale et Minière de l'Ecole des Mines de Paris, et en particulier M. H. PELISSONNIER, directeur du Centre, qui a bien voulu présider mon jury, MM. A. et G. RAULO pour les lames minces, J. BACHELET pour les sections polies, MM et Mmes C. FORETTE et G. FROT à la microsonde, M. THIRY et N. FORETTE pour l'étude aux rayons X, J. KUMER cartographe, Y. BILLEREAU pour la réalisation du texte dactylographié, H. PINAULT et A. ROZAN et A. PINAULT pour le tirage et la reliure.

Cette étude a bénéficié du soutien financier de la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique, Comité "Valorisation des ressources du Sous-sol", dans le cadre de l'Action concertée "Les chromite de Nouvelle Calédonie et les guides pour leur prospection".

Au laboratoire et sur le terrain, les discussions et la collaboration ont toujours été très fructueuses avec les autres géologues participant à l'Action concertée, M. le Professeur A. NICOLAS et D. CASSARD, du laboratoire de tectonophysique de l'Université de Nantes, MM Z. JOHAN, directeur du CRSCM à Orléans, qui m'a communiqué de nombreuses analyses de minéraux, M. LEBLANC et C. DUPUY, du Centre Géologique et Géophysique de l'Université de Montpellier, M. RABINOVITCH de la SLN-Nouméa, J.-P. PARIS et A. PRINZHOFER du BRGM-Nouméa.

Au cours de mes séjours en Nouvelle Calédonie, j'ai toujours trouvé un accueil chaleureux auprès de tout le personnel du BRGM de Nouméa, en particulier auprès de MM. G. GERARD, directeur, de J.-P. PARIS et de A. COLLEAU, géologues, de D. TIBURZIO, chef prospecteur. J'ai également bénéficié de l'appui du Service des Mines de Nouméa, du Service Géologie de la SLN-Nouméa, de la Société COFREMMI; MM. GILBERT, SCHEIBLER et BLANC, de la Société INCO-Océanie, ont beaucoup fait pour faciliter mon travail sur le terrain en me permettant d'accéder au tunnel d'exploration et aux carottes de sondages.

Enfin, je n'oublierai pas tous mes amis de Nouméa, Robinson, Numbo, 美智子, de l'Abbé Grégoire, chez qui j'ai pu trouver où manger, boire ou dormir.

SOMMAIRE

page

Résumé - Abstract

I. INTRODUCTION 1
1 - La géologie de la Nouvelle Calédonie 1
2 - Les massifs ultramafiques 4
3 - La Masse péridotitique principale 5
4 - Les ensembles dunito-gabbroïques 6
5 - Répartition géographique des gisements de chromite de Nouvelle Calédonie 6

II. LE MASSIF DE TIEBAGHI 7
1 - Contacts avec les formations géologiques environnantes 7
2 - Serpentinisation et fracturation 8
3 - La série de Tiébaghi 9
A. méthode d'étude 9
B. Etude des textures de roches 10
C. Description des principaux faciès ultramafiques . 18
D. Relation entre les faciès ultramafiques 19
4 - Les filons de roches feldspathiques 21
5 - La structure du massif 25

III. LES GITES DE CHROMITE DU MASSIF DE TIEBAGHI ... 28
1 - Caractères communs aux gîtes de chromite de Tièbaghi 29
A. Etude minéralogique 29
B. Contacts avec l'encaissant : la "serpentine congénère"..... 30
C. Les principaux types de minerais rencontrés à Tiébaghi 30
2 - La Mine Fantoche 33
A. Morphologie et structure du gisement 33
B. Les types de minerais 35
C. Les relations minéralisation - encaissant 35
D. Le contexte géologique 36
3 - Tiébaghi - Vieille Montagne 2 - Morrachini - Bellacoscia 36
A. L'Entonnoir 37
B. Les autres gisements de l'alignement 41
C. Le contexte géologique 43
4 - Chagrin et Damoclès 46
A. Morphologie de la minéralisation de Chagrin .. 46
B. Structures du minerai de Chagrin 49
C. Contexte géologique 49
D. Damoclès 49
5 - La mine Alpha 51
A. Morphologie du gisement 51
B. Caractéristiques des minerais 51
C. Relations avec l'encaissant 53
D. Contexte géologique 53
6 - Indices de chromite de Vieille Montagne 1 53
7 - P.B. et Child Harold 56
8 - Autres indices de chromite du massif 59
A. Indices du versant NE 59
B. Indices du versant W 59
C. Nanette et Urnona 59

page

9 - Conclusions de l'étude structurale et pétrographique 63
A. La série 63
B. Les minéralisations 65
C. Les structures 66

IV. ETUDE GEOCHIMIQUE ; 69
1 - Le chimisme des roches de Tiébaghi 70
A. Les roches de la série 70
B. Gangues et épontes des minéralisations 77
2 - Analyses à la microsonde 77
3 - Chimisme des minéraux 85
A. L'olivine 85
B. Les pyroxènes 87
C. Le spinelle 91
D. Le plagioclase 94
E. Les amphiboles 94
4 - L'unité harzburgitique 94
5 - L'unité lherzolitique 99
6 - Les minéralisations 99
A. A l'intérieur d'un gisement 101
B. Relations entre la minéralisation et les épontes 101
C. Autres gisements 105
7 - Relations entre les minéraux 106
A. Olivine et orthopyroxène 106
B. Orthopyroxène et clinopyroxène 112
C. Olivine - spinelle 119
D. Spinelle - pyroxène 124
E. Olivine - orthopyroxène - spinelle 126
8 - Conclusions de l'étude géochimique 133

V. CONCLUSIONS 136
1 - Principaux résultats de cette étude 136
A. La série de Tiébaghi 136
B. Les gîtes de chromite 137
2 - Gisements stratiformes et gisements podiformes .. 137
A. Contextes, morphologies, structures 138
B. Le chimisme des minerais, leur évolution 138
3 - Discussion des conditions de formation 140
A. Caractéristiques podiformes des gîtes de Tiébaghi 140
B. Affinités du Massif de Tiébaghi avec les complexes stratiformes 144
C. La formation de "couches" de chromite 148
4 - La place du Massif de Tiébaghi dans l'ensemble ultramafique calédonien 153
5 - Les gîtes de chromite de Tiébaghi : les guides pour leur prospection et leur exploitation 156

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 157

Résumé -

Situé au Nord de la Nouvelle-Calédonie, le Massif de Tiébaghi, d'où a été extraite la majeure partie de la production de chromite de l'île, fait partie de l'ensemble ultramafique calédonien, charrié à l'Eocène supérieur sur le bâti sialique calédonien. Ce massif est constitué presque exclusivement de péridotites à textures de tectonites.

L'étude pétrographique et structurale de l'ensemble du massif permet de reconstituer les principales phases de déformation, et de définir l'organisation des roches ultramafiques par une série différenciée dans laquelle les faciès dominants sont successivement, de bas en haut et du Nord-Est au Sud-Ouest, les dunites et harzburgites, les harzburgites à clinopyroxènes et les lherzolites à spinelle - dans ces dernières, le plagioclase apparaît localement par rééquilibrage métamorphique de faciès riches en pyroxènes.

Les principales concentrations chromifères se placent suivant un nombre réduit de "niveaux" dans la zone de transition entre les unités harzburgitique et lherzolitique. Les morphologies des gisements et leurs relations structurales avec l'encaissant ultramafique sont contrôlées principalement par les déformations plastiques subies par l'ensemble de la série.

Les différents faciès ultramafiques s'intègrent dans une évolution géochimique continue et, dans le détail, séquentielle. Des évolutions, également séquentielles et sans discontinuité majeure entre les différentes unités de la série, apparaissent dans les compositions des minéraux, lesquelles ont pu être modifiées par des rééquilibrages ou des recristallisations partielles en liaison avec les déformations.

La différenciation de la série de Tiébaghi peut s'expliquer par la cristallisation fractionnée d'un liquide basaltique tholéitique (pauvre en titane et en alcalins) contenant en suspension - ou imprégnant - un matériel constitué principalement d'olivines magnésiennes, et éventuellement d'orthopyroxènes et de spinelles. Au cours de cette différenciation, des diminutions de pression, accompagnées éventuellement de l'influx de liquides peu différenciés, peuvent être à l'origine des accumulations de chromite.

Abstract -

The Tiebaghi ultramafic massif, Northern New Caledonia, has been the main chromite producer of the island. It is a small part of a huge ultramafic nappe tectonically emplaced in the upper Eocene and consists mainly of peridotites with tectonite fabrics.

Structural and petrographic field studies showed the main tectonic events and a differenciated rock suite including, from the bottom to the top and from NE to SW, dunites and harzburgites, diopside harzburgites, and spinel lherzolites - locally metamorphosed to plagioclase lherzolites.

The main chromite orebodies are located in a few levels within the transition between harzburgitic and lherzolitic units. The morphologies of the orebodies and their structural relations with the host ultramafics result mainly from the strong plastic deformation underwent by the massif.

Geochemically, the different ultramafic rock types belong to a rock series, the evolution of wich occurs with features similar to the cyclic units and cryptic layering of layered complexes.

Spinels and ferromagnesian silicates have suffered different degrees of reequilibration and recristallisation related to the deformations.

The Tiebaghi rock series evolution may be explained by the fractionnal crystallisation of a mixture of a low-Ti and -alkalies tholeiitic basaltic magma and some magnesian olivines (with or without orthopyroxenes and spinels).

The chromite concentrations would be the result of pressure drops during the differenciation of the host series, with or without changing magma compositions.

I - INTRODUCTION

La présente de minerais de chrome en Nouvelle-Calédonie est signalée par Jules GARNIER à l'occasion de son exploration minière du territoire, en 1863-1866, et c'est en 1878, à la mine Lucky Hitt, près de Plum (Massif du Sud), que débute la première exploitation calédonienne de chromite.

La production de minerai calédonien devait rapidement placer la Calédonie parmi les premiers producteurs mondiaux, place qu'elle devait perdre après la Première Guerre mondiale. Complètement arrêtée en 1963, la production de chromite a quelque peu repris depuis 1977.

De 1878 à nos jours, la Nouvelle-Calédonie a ainsi exporté plus de 3 200 000 tonnes de minerai de chrome de qualité métallurgique (tabl. I).

Le Massif de Tiébaghi, qui représente à peine plus de 1 % de la superficie totale des massifs ultrabasiques de l'île, entre pour 83 % dans la production calédonienne, et trois de ses mines (Tiébaghi, Fantoche, Chagrin) représentent des productions nettement plus importantes que celles des autres mines calédoniennes.

Aussi, dans le cadre de l'Action Concertée lancée en 1977 par la DGRST sur la gîtologie des gisements de chromite de l'île, le Massif de Tiébaghi devait faire l'objet d'une étude particulière qui permette de replacer dans leur contexte géologique les nombreux indices et mines de chromite qu'on y connaît.

1. La géologie de la Nouvelle-Calédonie, présentation générale

Il n'est pas question de décrire ici dans le détail la géologie de la Nouvelle-Calédonie, dont les travaux de PIROUTET, de la mission ORSTOM (A. ARNOULD, J. AVIAS, P. ROUTHIER, 1953), de H. GONORD (1977), et des géologues du BRGM (GUERANGE & LOZES, 1975, LILLE & PARIS, 1977, synthèse en cours par J.-P. PARIS, 1979) permettent d'avoir une idée assez complète. L'esquisse (Pl. I) donne une idée générale de la géologie de l'île et appelle quelques commentaires.

Du point de vue structural, on peut distinguer quatre unités principales:

- le Nord calédonien, ou "arc métamorphique du Nord",
- la chaîne centrale,
- la côte ouest,
- la nappe des ultramafites.

Stratigraphiquement, la série calédonienne débute par la "série de Karagreu", série volcano-sédimentaire affectée, avant ou pendant le Permien, par un métamorphisme de faciès schistes verts, et attribuée de ce fait à l'Anté-permien (ou à un étage structural profond du Permien). Cet Anté-permien affleure dans la chaîne Centrale en deux noyaux bordés par des ensembles pluto-volcaniques de mise en place anté-sénonienne (H. GONORD,

Tableau I. Productions des mines de chromite de Nouvelle Calédonie,

a) Mines dont la production cumulée dépasse 4000 tonnes

mine	region	Primaire Eluvial Alluvial	Dates d'exploitation	production en tonnes de minerai	teneur % Cr_2O_3	ratio Cr/Fe
Tiébaghi	Tiebaghi	P	1876-1963	2 096 300	55	3.3
Chagrin	Tiebaghi	P	1924-54	241 155	48	3.2
Fantoche	Tiebaghi	P	1925-44	224 241	53	3.2
Vercingétorix	Pourina - Ounia	D(E)	1914-26	78 208	-	-
George Pile	Pirogues	E+P	?	50 à 80 000	-	-
G-R 2 H	la Coulée	P	?-1977	50 à 70 000	48	-
Alpha	Tiébaghi	P	1923-1975	54 628	50	-
Franco 1, 2, et 5	Plaine des Gaïacs	A	1939-49	48 178	-	-
Lucky Hitt	Plum	P	1880-90	42 588	-	-
Marais Kiki	Haute Yaté	P	1943-77	41 900 (?)	49 ?	-
Alice Louise	Pirogues	E	1895-1934	41 575	50%	-
Suzanne	Humboldt	P	1942-52	37 100	45	-
Bellacoscia	Tiébaghi	E	1917-19	33 500	53	-
Général Galliéni	Humboldt	P	1941-52	25 841	49	
Vieille Montagne 2	Tiébaghi	P+E	1914-19	24 500 ?	53	-
Anna Madeleine	Plaine des Lacs	P+E	1907-44	21 017	48	-
Bon secours	Haute Yaté	P	1941-43	12 257	53	-
Morrachini	Tiébaghi	P	1917-18	9 700	53	-
Superbe, Tabou, Crépuscule, Léa, Oumbéa, Electrique P.B.	la Coulée	E (?)	1922-26	9 277	-	-
Bellevue	Tiébaghi	P	1946-54	8 878	52	3.2
Stéphane	la Coulée	P	1926-29	8 428	49.5	-
Math Niaouli, MGV 1 et 2.	Pourina Ounia	E	1947-49	7 350	47	-
Child Harold	Plaine des Gaïacs	A	1948-51	6 400	-	-
DC EV 7	Tiébaghi	P	1946-49	5 812	50	3.1
Consolation	Belep	P (?)	1949-23	5 067	57	-
Vieille Montagne 1	Pirogues	?	1922-26	4 920	49	-
	Tiebaghi	E	1943-45	4 338	54	3.2

b) Repartition des productions totales par régions (MdS = Massif du Sud)

Region	Mines	Production
Tiébaghi	Tiebaghi, Chagrin, Fantoche, Alpha, Bellacoscia, Vieille Montagne 2, Morrachini, Child Harold, PB, Vieille Montagne 1, Damocles	2 693 602
la Coulée (MdS)	Superbe et al., Valeria, Chrome Rouge, Trafalgar, Bel Espoir, Napoléon, GR2H, Bellevue, Ouégni.	103 776
Pourina Ounia (MdS)	Vercingétorix, Stephane, Philomène	86 558
Humboldt (MdS)	Suzanne, Général Galliéni, Canon	63 941
Haute Yaté (MdS)	Marais Kiki, Bon secours, Dyne, Mois de Mai	57 806
Plaine des Gaïacs	Franco 1,2,5, Math Niaouli, MGV 1, 2.	54 578
Pirogues (MdS)	Alice Louise, Consolation, Bien Sûr, Elisabeth, George Pile	100 000 ?
Plum (MdS)	Lucky Hitt, Bienvenue, quintonine	43 197
Plaine des Lacs (MdS)	Anna Madeleine, La tchaux, Bonne Veine, Juliette	26 819
Divers	Alea jacta est, Marsouin (Népoui), Trouvée, Rose et Fidelia, Combine (Tamoa, MdS), les deux Copains (Mé Maoya), Jeannette, Madeleine 2 (Bourail ?), Incroyable (Ile Ouen), Ruse de l'Alma, Neumeni (Brt Bouquet), Sunshine (Dumbéa, MdS), DCEV7 (Belep)	16 350
	Total	3.246.560

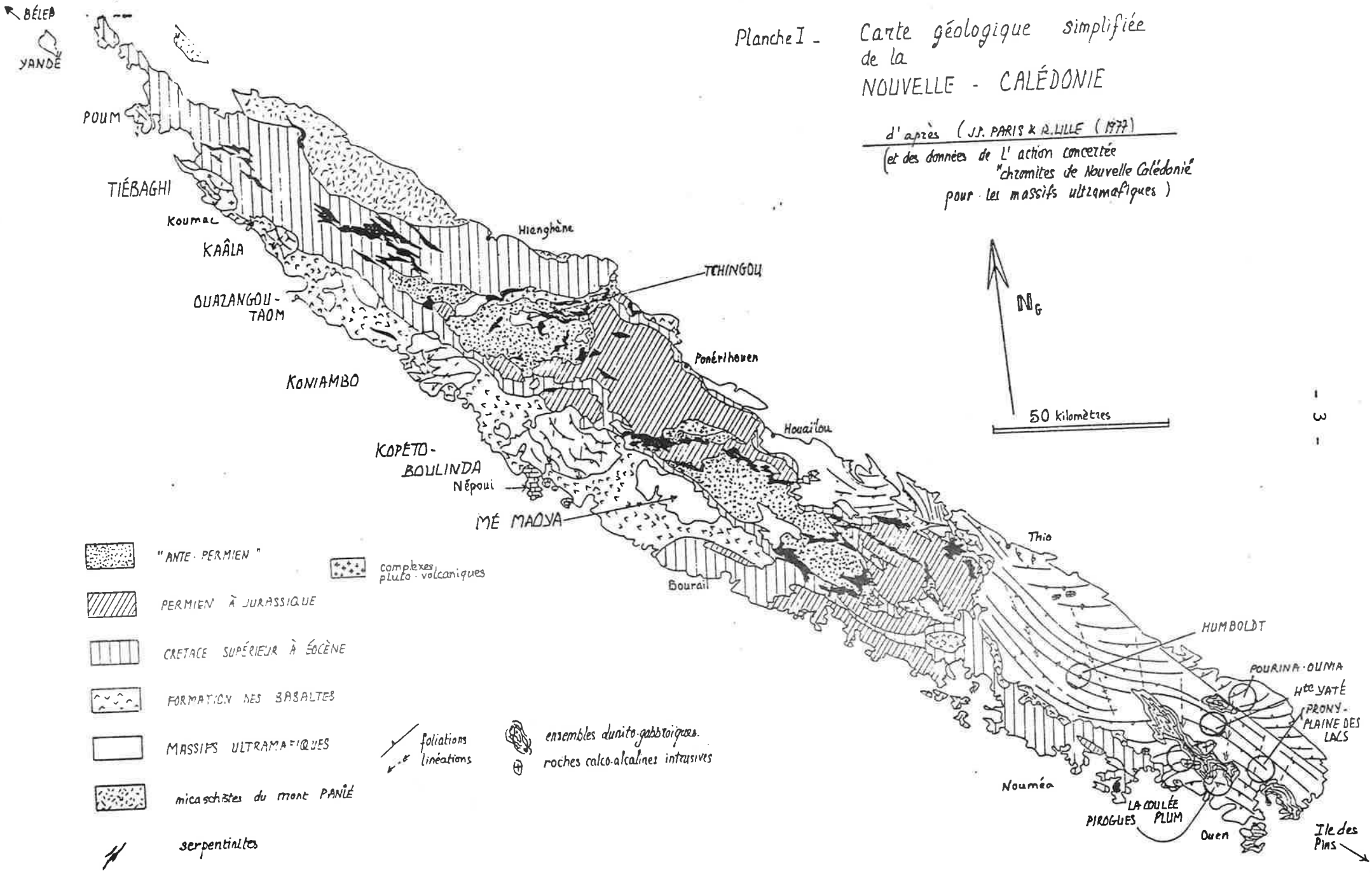


Planche I - Carte géologique simplifiée de la NOUVELLE - CALÉDONIE

d'après (J.P. PARIS & R. LILLE (1977)
(et des données de L'action concertée "chromites de Nouvelle Calédonie" pour les massifs ultramafiques)

1973). Les terrains datés du Permien au Jurassique supérieur affleurent principalement sur la Côte Ouest et dans la Chaîne Centrale et sont constitués d'alternances de niveaux d'origine volcanique et de niveaux d'origine terrigène riches en débris charbonneux. Entre le Jurassique supérieur et le Sénonien supérieur se place un épisode tectonique majeur (comparable en âge à la "Rangitata orogeny" néo-zélandaise) et responsable de déformations importantes et d'un métamorphisme de haute pression à gradient croissant vers le Sud. Volcanique et volcano-sédimentaire dans le Nord, le Sénonien supérieur débute dans le reste de l'île par des niveaux conglomératiques et continue par des formations à charbon. L'Eocène inférieur est constitué principalement de phtanites, puis à l'Eocène moyen et supérieur se dépose dans les bassins de Nouméa et de Bourail une série à caractère flysch (on observe également quelques édifices récifaux).

La "formation des basaltes", qui forme une grande partie de la Côte Ouest, comprend des gabbros, des dolérites, des basaltes en coussins, et de nombreuses intercalations sédimentaires (jaspes, argillites); elle est affectée d'un métamorphisme modéré. L'âge et les modalités de la mise en place de cette formation sont l'objet de controverses : il s'agirait, d'après P. ROUTHIER (1953), d'épanchements basaltiques in situ contemporains du dépôt du flysch éocène supérieur; pour G. CHALLIS & J.H. GUILLON (1971) ces basaltes seraient liés génétiquement aux roches ultramafiques et mis en place tectoniquement, tandis que R. LILLE & J.-P. PARIS (1977) distinguent les "formations volcaniques de Poya" (Côte Ouest), datées, d'après des intercalations sédimentaires, du Sénonien, et mises en place non loin de leur site actuel à la faveur d'un "graben volcano-tectonique", et les "formations volcaniques de la côte Est" , liées génétiquement à la nappe ultrabasique. Les avis divergent également sur la nature de cette "formation des basaltes" : tholéïtes océaniques (CHALLIS, GUILLON, 1971), ou basaltes tholéïtiques moyennement alcalins (RODGERS, 1974), ou tholéïtes d'arc insulaire et basaltes calco-alcalins (PARIS, en préparation).

Le Miocène inférieur, qui affleure en de rares endroits de la Côte Ouest, est constitué (à Népoui) d'alternances de niveaux fluviaux-deltaïques à éléments de péridotites, et de niveaux périrécifaux fossilifères intercalés d'horizons pédogénétiques parfois cuirassés. C'est donc entre l'Eocène supérieur et le Miocène inférieur, et plus précisément à l'Eocène supérieur (PARIS et al., 1979), que se produit la mise en place des massifs ultramafiques, évènement majeur de l'histoire géologique calédonienne.

A l'Oligocène, un métamorphisme de haute pression-basse température, de gradient croissant du SW au NE, affecte l'ensemble des terrains antépermiens, mésozoïques et tertiaires du Nord de l'île.

2. Les massifs ultramafiques

Depuis E. GLASSER (1904), les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie ont fait l'objet d'un certain nombre d'études. Tout au long de ce travail, je me réfèrerai plus particulièrement à celles de A. LACROIX (1942) P. ROUTHIER (1953), J.H. GUILLON (1969, 1975) et K.A. RODGERS (1976).

L'ensemble ultramafique calédonien comprend d'une part des massifs de péridotites et serpentinites d'une certaine superficie, d'autre part des serpentinites à morphologie filonienne et de volume plus réduit : ces "fils de serpentine" jalonnent des accidents cassants, et s'expliqueraient par des mouve-

ments en extension et en compression (GONORD, 1975, LEGUERE, 1975) postérieurs à la mise en place des péridotites, mouvements à la faveur desquels les "semelles" serpentineuses des massifs de péridotites seraient coincées. Les massifs ultramafiques sont en effet pour la plupart en position recouvrante (GLASSER, 1904; ROUTHIER, 1953) sur des terrains d'âges et de natures très variés.

Parmi les massifs ultramafiques, on distingue généralement :
- le massif du Sud, qui, avec son apophyse de la Côte Est, représente plus du tiers de la superficie de l'île. Ce massif repose, avec des contacts souvent assez pentés vers le NE, sur des terrains d'âges et de natures très variés;
- les massifs de la Chaîne Centrale, de dimensions relativement restreintes;
- les massifs de la Côte Ouest, qui, du Mé Maoya au Kaâla, reposent tous, avec un contact basal peu penté vers le SW, sur les grandes plaines de la "formation des basaltes", s'appuyant au NE sur l'accident "ouest-calédonien".

Au-delà de Kaâla, ce chapelet de massifs se prolonge par les massifs de Tiébaghi, de Poum, de l'île Yandé et des îles Belep.

- Anatomie des massifs ultramafiques

Eléments importants de l'histoire économique calédonienne récente, les massifs de péridotites n'ont pourtant fait l'objet que d'études assez rares quant à leur organisation d'ensemble, et c'est dans les travaux de GUILLON (1969, 1975) que l'on trouvera une première description détaillée de l'anatomie de ces massifs, et du Massif du Sud plus particulièrement étudié. Faisant abstraction des serpentinisations et autres altérations, on peut distinguer :
- la masse principale,
- les ensembles dunito-gabbroïques,
- un cortège filonien, aux géométries et pétrographies très variées (la minéralogie en fut étudiée en particulier par LACROIX, 1942).

3. La masse péridotitique principale

La masse péridotitique principale est un ensemble lithologiquement très monotone composé principalement de harzburgites, où, localement des niveaux dunitiques ou orthopyroxénitiques apparaissent, qui définissent des rubannements. Des masses dunitiques plus importantes, aux contours digités, apparaissent parfois. Les textures de ces roches témoignent des importantes déformations qu'elles ont subies (LACROIX, 1942) et une organisation planaire des minéraux, visible à l'affleurement, (MOUTTE, PARIS, 1977; PRINZHOFER et al., 1979) permet de définir foliations et linéations. A de rares exceptions près, foliation et rubannement sont parallèles, et, sur de grandes étendues du Massif du Sud, légèrement pentés vers le SW. Les linéations sont également très groupées, et subméridiennes (PRINZHOFER et al., 1979).

Les études de terrain et de laboratoire tendant à définir, au sein de cette masse au premier abord si monotone, des zonalités, des évolutions, ont été jusqu'à présent très rares. J.H. GUILLON (1975) a proposé une zonéographie basée sur des critères lithologiques, géochimiques et métallogéniques. Deux unités sont définies, d'une part par des caractères particuliers de leurs "séquences élémentaires" : celles-ci sont définies (GUILLON, 1975) comme la superposition (visible sur le terrain) de niveaux dunitique, harzburgitique et pyroxénitique. Ainsi "l'unité inférieure" s'oppose à l' "unité supérieure" par

des séquences élémentaires moins épaisses, et plus riches en pyroxènes, par un degré de ségrégation des silicates moins accentué (la harzburgite massive, dominée), par des teneurs en nickel dans l'olivine légèrement plus faibles, et par des teneurs en alumine dans l'orthopyroxène et le spinelle un peu plus élevées. D'autre part, les disséminations de sulfures sont plus couramment rencontrées dans "l'unité inférieure", où ils se localisent dans les zones riches en pyroxènes des séquences, tandis que les amas de chromite se trouvent dans l' "unité supérieure".

Aucune cartographie systématique n'a encore été effectuée dans les massifs calédoniens sur la base de tels critères, et la zonéographie proposée par GUILLON n'est donc pour l'instant qu'une hypothèse de travail, construite d'ailleurs sur des observations faites principalement dans le massif du Sud. On verra ainsi que les massifs du Nord, et Tiebaghi en particulier, ne peuvent être complètement intégrés dans cette zonéographie.

4. Les ensembles dunito-gabbroïques

Ces ensembles apparaissent uniquement dans le Massif du Sud, en cinq massifs : Montagne des Sources, Plaine des Pirogues, Naoué, Baie de Prony et Ile Ouen.

Les déformations intimes y sont moins intenses que dans la masse principale, et souvent absentes, et des textures de cumulat y sont généralement conservées. Ces ensembles sont constitués par la superposition, sur six à huit cents mètres d'épaisseur, de dunites, wehrlites et gabbros. Les relations de ces ensembles avec la "masse principale" ont été l'objet d'interprétations diverses : pour G. DENEUFBOURG (1968) qui reconnait l'organisation dunito-gabbroïque de ces ensembles, et pour J.H. GUILLON (1969, 1976) ces ensembles seraient intrusifs ; de grandes cheminées dunito-gabbroïques recouperaient à l'emporte-pièce la masse principale. Cette interprétation a été récemment remise en question (RODGERS, 1975; MOUTTE, PARIS, 1976) et les levers géologiques détaillés effectués par A. PRINZHOFER (1979) sur la Montagne des Sources ont permis de montrer que le contact de cet ensemble dunito-gabbroïque avec la masse principale est cartographiquement plan (faiblement penté vers le Sud): ces ensembles seraient donc posés sur la masse principale, et non pas intrusifs en elle.

5. Répartition géographique des gisements de chromites de Nouvelle-Calédonie

On a vu que 83 % de la production calédonienne de minerai de chrome provenait du massif de Tiébaghi. Le reste provient d'un très grand nombre de petits gisements (tabl. I) qui, à part de très rares exemples situés à Belep ou dans les massifs de la Côte ouest, mis à part également les gisements de chromite détritique de la Plaine des Gaïacs (Côte ouest), sont situés principalement dans le Massif du Sud, et plus particulièrement dans le Sud de ce massif.

Dans l'état actuel des connaissances, on distingue (CASSARD et al, en préparation), dans le Massif du Sud :
- des gisements qui semblent se distribuer en alignements suivant certaines structures de l'encaissant (en particulier les foliations),

- des gisements qui se distribuent apparemment en couronne à une certaine distance des masses dunitiques qui forment la base des ensembles dunito-gabbroïques.

Si la plupart des gisements sont situés dans la masse principale, certains (par ex. George Pile, dans la rivière N'go) se trouveraient au sein de ces masses dunitiques.

II - LE MASSIF DE TIÉBAGHI

Long de 20 km, large de 8, le massif de Tiébaghi est situé à 10 km au Nord de la ville de Koumac, principale agglomération du Nord de la Calédonie (à 300 km au NW de Nouméa). Il est bordé à l'Ouest par le lagon, et à l'Est par la vallée de la Néhoué. Contrairement aux "massifs Côte ouest" situés au SE de Tiebaghi, qui culminent à plus de 1 000 m par des reliefs rocheux cloisonnant de petits replats cuirassés, le massif de Tiébaghi est recouvert d'un manteau d'altérites (terres jaunes et rouges, cuirasses ferrugineuses) épais de plusieurs dizaines de mètres,, qui dessine un dôme aux formes molles, culminant à près de 600 m à l'Est et descendant en pente douce vers le lagon au SW ;il y a là une certaine ressemblance morphologique avec les massifs de Poum et de Belep situés plus au Nord. Sur les rebords de ce plateau, les reliefs s'accentuent et les flancs abrupts du dôme sont parcourus de torrents (les "Creeks") et de cascades qui permettent d'observer, à partir des cotes 300-350, des péridotites relativement peu altérées.

1. Contacts avec les formations géologiques environnantes

La majeure partie des contacts du massif de Tiébaghi est masquée par des formations colluviales ou alluviales de nature et d'âge divers. Néanmoins d'après les cartes géologiques au 1/100 000 et au 1/50 000 de la région, complétées par les quelques observations que j'ai pu faire, le massif de Tiébaghi est en contact, partout tectonique, au Sud et sur une partie du versant ouest avec la formation des basaltes, à l'Est et au NE avec des terrains sédimentaires datés de l'Eocène, et au Nord avec la formation métamorphique des "schistes de Tiabet".

Les basaltes, à intercalations de jaspes et argillites, sur lesquels repose le Massif au Sud, aux environs des mines P.B., Childe Harold, P4T (Pl. II), sont les derniers affleurements de la grande formation basaltique, qui, entrelardée de serpentinites, forme le soubassement des "massifs Côte Ouest" situés au SE de Tiébaghi (de Kaãla à Mé Maoya). Le contact des péridotites semble cartographiquement assez plat, mais il est rare qu'on puisse l'observer sur le terrain. Là où le contact a été vu, substrat et péridotites sont très tectonisés et la serpentinite de base du massif contient des galets de chloritoschistes. La proximité du contact se traduit dans les péridotites par une serpentinisation complète, et la serpentinite, très schistosée, dessine des structures en poissons. Ces transformations, qui affectent les péridotites sur plus de 100 m d'épaisseur, sont visibles non seulement au Sud du massif, mais aussi sur tout le pourtour SW jusqu'à Paagoumène. Les basaltes qui constituent l'îlot Rat, au large de Paagoumène, laissent supposer que le massif de Tiébaghi est en contact à l'Ouest avec cette même formation des basaltes. A l'Est et au NE, le contact basal du massif, en grande partie recouvert par des colluvions et alluvions de latérites et péridotites, est rarement observable; toutefois, les premiers terrains à l'Est des péridotites sont généralement des phtanites datées de l'Eocène. Là où on peut l'observer (col Chagrin, Creek Tamatave), ce contact est assez redressé (100-120° SW 50-60°) et une schistosité serrée de direction 110-120° apparaît dans les

sédiments sur quelques dizaines de mètres, tandis que la serpentinisation de la base du massif n'est importante, à la différence de ce qu'on observe au Sud, que sur quelques dizaines de mètres.

Au col Chagrin, des minéralisations en cuivre (d'ailleurs assez insignifiantes) apparaissent au sein de la serpentinite de base en veinules de malachite dans des lentilles de roche sédimentaire qui y sont engagées.

Au Nord, le contact avec la formation métamorphique des "schistes de Tiabet" (BROTHERS, 1974) est aussi redressé : 110 S 60° (1) environ. Des lentilles métriques de micaschistes intensément déformés sont engagées de place en place au contact de la serpentinite. Celle-ci est, là aussi, limitée à quelques dizaines de mètres de puissance, mais les péridotites sont, sur la plus grande partie du Nord du massif (environs de Nanette-Urnona), très fracturées et mylonitisées et, de plus, altérées.

2. Serpentinisation et fracturation

Suivant l'échelle à laquelle on peut l'observer et les paramètres auxquels on la rattache, on peut distinguer trois types de serpentinisation :
- à l'échelle du massif, une serpentinisation plus ou moins complète s'organise suivant la proximité du contact du massif avec les terrains environnants. Au Sud, cette serpentinisation affecte une grande épaisseur de péridotites, et l'on aurait affaire ici à la semelle serpentineuse (déjà un peu réduite) observée à la base de la plupart des massifs ultramafiques, selon laquelle se serait produit le mouvement de charriage de la nappe ultrabasique. A l'Est et au Nord le développement beaucoup moins important de cette serpentinisation "de contact" serait l'indice de mouvements tardifs qui viendraient masquer le contact de base initial,
- les accidents et autres fractures qui apparaissent à différentes échelles à l'intérieur du massif se traduisent également par une serpentinisation de la péridotite à leur proximité,
- enfin, la serpentinisation régionale, observée à l'échelle du massif, se répartit suivant un certain gradient à l'intérieur du massif et l'on verra qu'en général les péridotites du versant NE sont plus serpentinisées que celles du versant SW.

Les principales caractéristiques de la fracturation du massif et de la tectonique cassante apparaissent à différentes échelles :

- sur le terrain, une fracturation d'amplitude décimétrique à métrique apparaît systématiquement dans la péridotite. Une des directions de fracturation est généralement parallèle au plan de foliation, les deux autres directions lui sont à peu près perpendiculaires;

- l'organisation des fractures plus importantes, suivant lesquelles apparaissent des serpentines à faciès fibreux, et qui correspondent à des mouvements relatifs d'amplitude généralement modérée (métrique), a été étudiée dans l'Entonnoir de la Tiebaghi. Les directions les plus souvent mesurées y sont 130 NE 70°, 90 S 60° et 25 E 80°, et correspondent, les deux premières, à des mouvements en faille inverse, la troisième à des décrochements sénestres;

- l'étude des photos aériennes fait apparaître de nombreux linéaments que l'on peut classer suivant trois directions principales : 20 à 40°, 100 à 120°

---

1) Dans tout le texte nous désignerons les directions des plans et des axes de cette manière : azimuths et pendages ou plongements en degrés, azimuths mesurés par rapport au Nord magnétique et vers l'Est.

150 à 170°. Parmi ces linéaments, deux d'entre eux, qui se traduisent sur le terrain par des zones broyées et serpentinisées sur quelques dizaines de mètres, correspondraient, et la cartographie du massif l'a confirmé, à des failles importantes, qui sont dessinées sur la planche II. C'est surtout dans la zone délimitée par ces deux accidents qu'a été conduite l'étude détaillée du massif.

3. La série de Tiébaghi

Mis à part quelques rares filons de roches basiques, le massif de Tiébaghi est constitué de péridotites, plus ou moins riches en orthopyroxène et clinopyroxène, de pyroxénites (orthopyroxénites et websterites) et de chromitites. Toutes ces roches ultramafiques, à la lithologie assez monotone, et qui montrent des traces de déformation pénétrative importante, sont analogues, suivant la terminologie de J.H. GUILLON (1976) aux roches de la masse péridotitique principale.

Les distinctions pétrographiques faites ici entre ces différents faciès ultramafiques sont celles que nécessitait le travail de terrain; mais l'on trouvera cependant une bonne correspondance avec les définitions généralement adoptées (nos lherzolites pourtant pourront sembler pauvres en diopside):

dunite (Du): roche formée d'olivine, à spinelle subordonné (1 % en volume, en général; jusqu'à 10 %); quelques orthopyroxènes peuvent également être présents (dunite à orthopyroxène),

harzburgite (Hzb): roche formée d'olivine et jusqu'à 50 % environ d'orthopyroxène, à spinelle subordonné; le clinopyroxène n'est pas visible à l'œil nu,

harzburgite à diopside (Hdi): harzburgite contenant de rares petits grains (< 1 mm) de diopside,

lherzolite (à spinelle) (Lhz): le clinopyroxène apparaît en quantité notable et en grains millimétriques (à partir de 1-2 % en volume),

lherzolite à plagioclase (Lhpl): la lherzolite apparaît sur le terrain parcourue d'un réseau fin et serré d'un minéral blanchâtre associé au spinelle,

pyroxénites (P): roches constituées de plus de 50 % de pyroxènes, à olivine subordonnée (ou absente), appelées orthopyroxénites, websterites ou diopsidites suivant les proportions relatives d'ortho- et clinopyroxène.

A - Méthode d'étude

Les études précédentes consacrées au massif de Tiébaghi (ROUTHIER, 1953) montraient que les structures s'organisaient autour d'une direction NW-SE. Du fait également de la position centrale occupée par la mine Tiébaghi, la plus importante du massif, deux secteurs ont été plus particulièrement étudiés ici : l'un situé sur le versant NE, au NE de la mine Tiébaghi, l'autre sur le versant SW, sous le télébenne Paagoumène-Tiébaghi. Les épaisses formations d'altération qui recouvrent le plateau empêchent d'avoir entre ces deux secteurs une coupe continue du massif, mais les observations faites au Sud du dôme, dans les environs de la mine Alpha, permettent de rétablir une certaine continuité.

La zonéographie de Tiébaghi, établie à partir de ces deux études plus détaillées, a permis de cartographier l'ensemble du massif, et, quand les conditions le permettaient, de replacer les mines et indices de chromite du massif dans leur cadre géologique.

Rubannements, foliations, linéations

La cartographie comporte également la mesure des éléments structuraux suivants :

Rubannements

Au sein des masses péridotitiques relativement homogènes s'individualisent, en niveaux subparallèles et d'épaisseur variable, des zones plus ou moins enrichies en olivines, ou en pyroxènes, classiquement appelées, en terrain ultramafique, les rubannements et notés ici S_0.

Ces rubannements peuvent être recoupés par d'autres ségrégations pyroxénitiques, appelées alors "pyroxénites sécantes".

Foliation

L'aplatissement des pyroxènes ou des spinelles, ou leur organisation en chapelets permet de définir sur l'affleurement une structure planaire, la foliation, notée ici S_1.

Linéation

L'organisation des pyroxènes ou des spinelles dans le plan de foliation définit une linéation, notée l_1. La mesure de cette linéation n'est pas toujours possible sur le terrain et il est alors nécessaire de l'effectuer au laboratoire sur un échantillon orienté, scié parallèlement à la foliation, et lavé à l'acide chlorhydrique dilué.

Répartition générale des faciès

La planche II met en évidence la répartition des principaux faciès ultramafiques dans le massif :

- à l'Est et au NE, les harzburgites dominent, intercalées d'importants niveaux dunitiques, et le diopside n'apparaît en quantité notable qu'à la limite SW du versant E, sous le dôme;

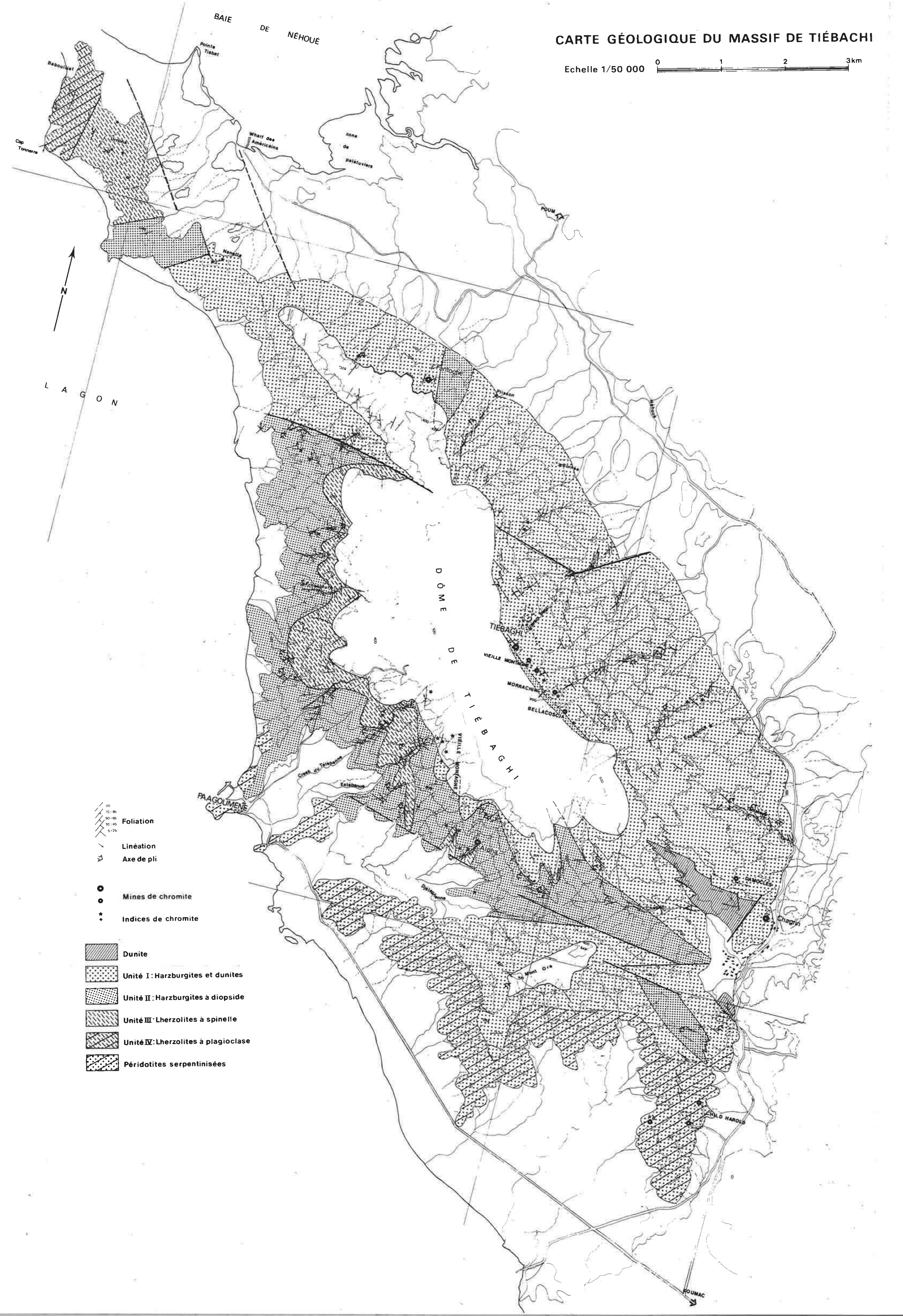
- à l'Ouest, les harzburgites à diopside et les lherzolites à spinelle dominent; des lherzolites à plagioclase apparaissent à l'extrémité NW du massif, à la Pointe Babouillat.

B - Etude des textures des roches

. la serpentinisation

Toutes les péridotites du massif sont serpentinisées à des degrés variables. Les seules roches ultramafiques non serpentinisées sont certaines pyroxénites. La serpentinisation est cependant rarement complète, sauf sur certaines bordures du massif ou à proximité de fractures ou de failles.

En lames minces, la serpentinisation développe, dans les roches moins serpentinisées, un réseau maillé de serpentine à faciès de lizardite. découpe les olivines suivant trois directions à peu près perpendiculaires entre elles, laissant en général les pyroxènes intacts. La serpentinisation augmentant, les pyroxènes sont aussi altérés, mais sans qu'apparaisse un réseau maillé : ils sont transformés en bastite, les anciens clivages sont parfois soulignés par des grains de magnétite. Dans les roches plus serpentinisées, le réseau maillé qui découpe les olivines est recoupé par des veines irrégulières, plus


CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF DE TIÉBACHI
Echelle 1/50 000
0 1 2 3km
BAIE DE NÉHOUÉ
Pointe Tiébat
Baboulliat
Cap Tonnerre
Wharf des Américains
zone de palétuviers
POUM
Néhoué
Pilisson
N
L A G O N
DÔME DE TIÉBAGHI
TIÉBAGHI
VIEILLE MONTAGNE
MORRACHINI
BELLACOSCIA
PAAGOUMÈNE
Creek du Tiébaghi
DAMOCLÈS
Chagrin
Mont Ore
CHILD HAROLD
KOUMAC
Foliation
Linéation
Axe de pli
Mines de chromite
Indices de chromite
Dunite
Unité I : Harzburgites et dunites
Unité II : Harzburgites à diopside
Unité III : Lherzolites à spinelle
Unité IV : Lherzolites à plagioclase
Péridotites serpentinisées

larges, à fibres de chrysotile perpendiculaires aux épontes: au centre de ces fissures se localisent souvent des grains de magnétite et, plus rarement, de sulfures. L'ensemble de ces structures est recoupé, dans les péridotites à clinopyroxène, par des veines de carbonates (il pourrait s'agir de manasséite, dont les rayons X ont révélé la présence dans ces échantillons). D'autre part, il semble que le clinopyroxène résiste mieux que l'orthopyroxène à la serpentinisation. Les olivines étant atteintes plus facilement par la serpentinisation, les péridotites sont d'autant moins serpentinisées qu'elles sont plus riches en pyroxène. Cependant dans les contextes très serpentinisés, il arrive que, du fait de l'absence de serpentinisation maillée des pyroxènes, ceux-ci soient totalement transformés, alors que subsiste encore de l'olivine.

Le spinelle est en général peu affecté, sauf dans les contextes très serpentinisés, où il est bordé de marges noires à haut pouvoir réflecteur traduisant une transformation en magnétite (ou du moins un enrichissement en ce pôle). Les contours des grains sont alors dentelés, évoquant une corrosion, ou bien un nourrissage par la magnétite libérée lors de la serpentinisation.

Le plagioclase proprement dit n'a jamais pu être observé dans les lherzolites "à plagioclase" : on observe plutôt des plages très finement cristallisées et à faible biréfringence (d'où une apparente isotropie en lumière polarisée), incolores, ou un peu ocre; ce minéral serait alors à rapprocher de celui décrit par H.H. HESS (1960) à propos de l'altération du plagioclase au Stillwater, minéral que N.J. PAGE (1976) a déterminé comme thomsonite. Dans certaines lherzolites à spinelle, une "corrosion" importante du spinelle ne laisse parfois subsister que quelques reliques de spinelle au milieu d'une plage de ce minéral blanchâtre : ces faciès particuliers de lherzolites à spinelle annonceraient alors le passage aux lherzolites "à plagioclase".

. les textures des péridotites

Les déformations pénétratives qui se traduisent sur le terrain par les foliations et les linéations apparaissent en lame mince dans les textures généralement porphyroclastiques qu'on y rencontre : de grands cristaux allongés et déformés de pyroxènes ou d'olivine sont cimentés par une mosaïque de petits cristaux; les spinelles souvent allongés s'organisent parfois en chapelets de grains alignés. Les déformations et les recristallisations ont donc effacé la plupart des relations primitives entre les minéraux. La figure 1 présente deux exemples de textures porphyroclastiques, plus ou moins marquées, dans les roches de Tiébaghi.

. l'olivine

Dans les dunites, le grain est relativement gros (4 à 8 mm) et assez homogène à l'échelle de la lame mince, les formes sont allongées (jusqu'à 3 ou 4 de rapport d'allongement) parallèlement à S_1, mais les traces de déformation intracristalline (kink bands) sont assez rares, ou floues (et la serpentinisation ne favorise pas leur observation). De petits spinelles automorphes ou ronds, à grain fin (0,5 mm) sont parfois inclus dans les olivines, qui, inversement apparaissent en inclusion dans les spinelles.

Dans les péridotites à pyroxène apparaissent les textures porphyroclastiques proprement dites (Fig. 1). On distingue alors des olivines porphyroclastiques à grain gros (un peu moins que dans les dunites : 2 à 3 mm), allongées, avec des déformations marquées par des kink bands (parfois nets, aux limites parallèles, souvent en accordéon et aux limites floues évoquant une extinction onduleuse). A proximité de l'orthopyroxène, l'olivine subit une "granulation" et de petites olivine (grain inférieur à 0,5 mm) limpides, équantes, s'associent aux autres silicates et au spinelle pour former la mosaïque qui cimente les porphyroclastes.

De même que dans les dunites, l'olivine inclue les spinelles (assez rarement) et apparait dans ce minéral en fines inclusions elliptiques ou automorphes (diamètres de 0,1-0,3 mm environ), et, en inclusions plus grossières, dans des orthopyroxènes à faciès pœcilitique.

. l'orthopyroxène

L'orthopyroxène semble mieux résister que l'olivine à la déformation, et forme souvent des môles autour desquels se produit la granulation de l'olivine. En règle générale, les pyroxènes se trouvent groupés en agglomérats de quelques cristaux cimentés par une mosaïque à grain fin.

Les porphyroclastes d'orthopyroxène ont un grain assez grossier (3 à 4 mm, jusqu'à 5 x 12 mm), une forme prispatique allongée parallèlement à S_1, avec des contours indentés ou concaves, englobant partiellement ou complètement des olivines, diopsides ou spinelles. Ils sont toujours porteurs d'exsolutions de diopside, en lamelles parallèles au plan (100). Les porphyroclastes sont déformés et cela se traduit par l'allongement du cristal, par des torsions (soulignées par des extinctions onduleuses, la forme en fuseau des lamelles de diopside), par des pliages suivant le plan (001). Suivant ces plans de pliages peuvent se produire d'une part un rassemblement des exsolutions de diopside, dans d'autres cas une recristallisation du pyroxène en mosaïque très fine.

Dans la mosaïque qui cimente les porphyroclastes, les pyroxènes apparaissent en grains fins (0,5 mm), limpides et équants.

Dans les roches peu déformées, l'orthopyroxène peut également donner des plages assez larges (2-3 mm), dépourvues d'exsolutions et de déformations internes. Avec des contours lobés, des formes amiboïdes, ils moulent les cristaux d'olivine.

L'orthopyroxène apparaît (très rarement) en inclusion dans le spinelle.

. le clinopyroxène

Dans les dunites, de petites plages de diopside sont parfois associées au spinelle.

Dans les harzburgites, le diopside apparaît en exsolutions dans les porphyroclastes d'orthopyroxène, et en petits grains équants dans la mosaïque qui entoure ces porphyroclastes.

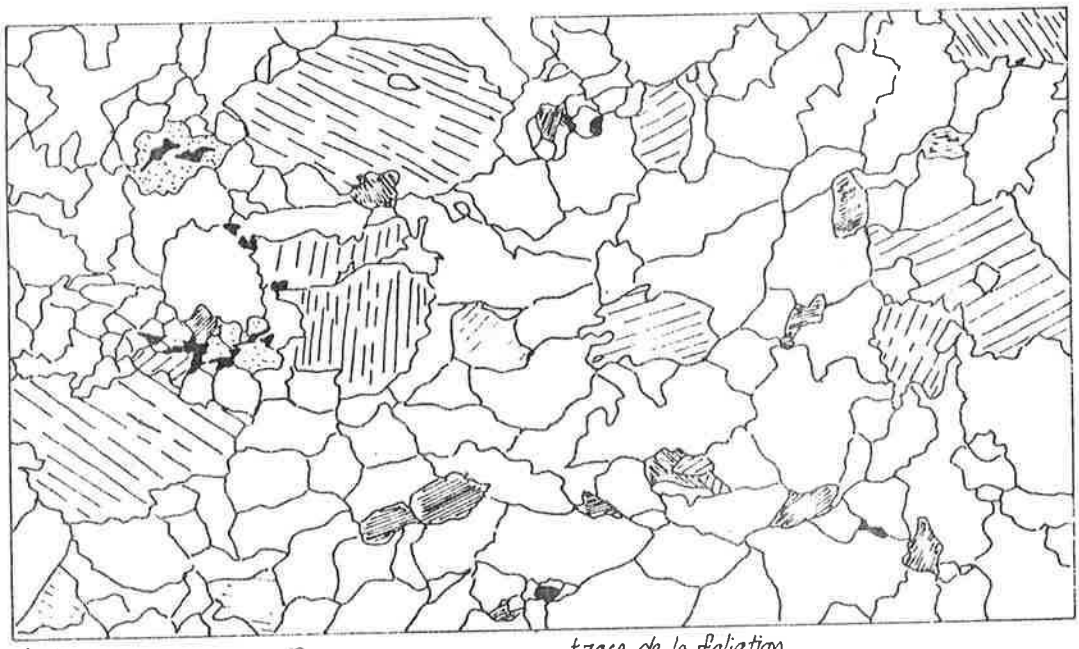
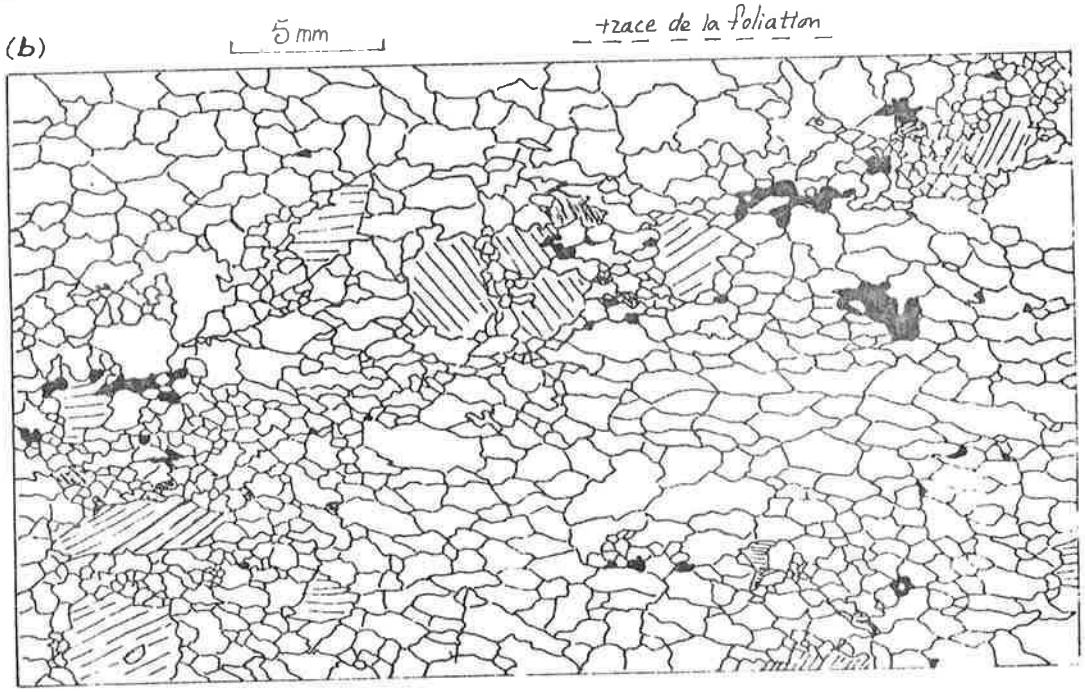
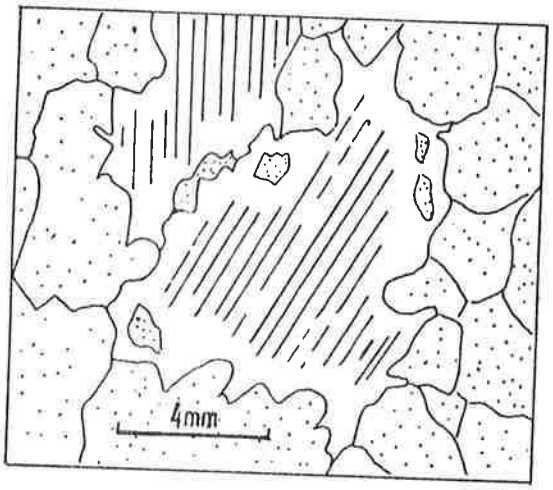


Fig 1. - Textures des peridotites de Tiébaghi.
blanc : olivine - noir : spinelle - traits espacés : orthopyroxène - traits serrés : clinopyroxène - points : plagioclase (altéré)

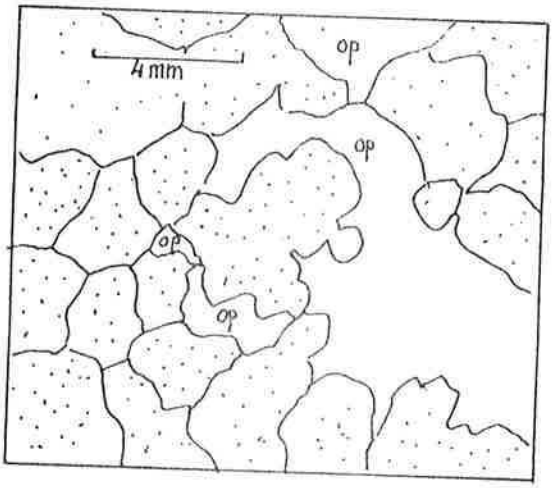
a) Ech° JH 797 . Texture porphyroclastique - à gros grain, lherzolite, versant Ouest

b) Ech° JH 738 . Texture porphyroclastique, à grain fin, harzburgite, sondage 11010.





JM202 (harzburgite à diopside)
Orthopyroxène (à exsolutions de diopside au centre) englobant et incluant des olivines sur son pourtour ; contours lobés.



JM 800 (lherzolite "à plagioclase)
grande plage limpide d'orthopyroxène aux contours lobés englobant des olivines

fig. 2. Relations texturales orthopyroxène - olivine.

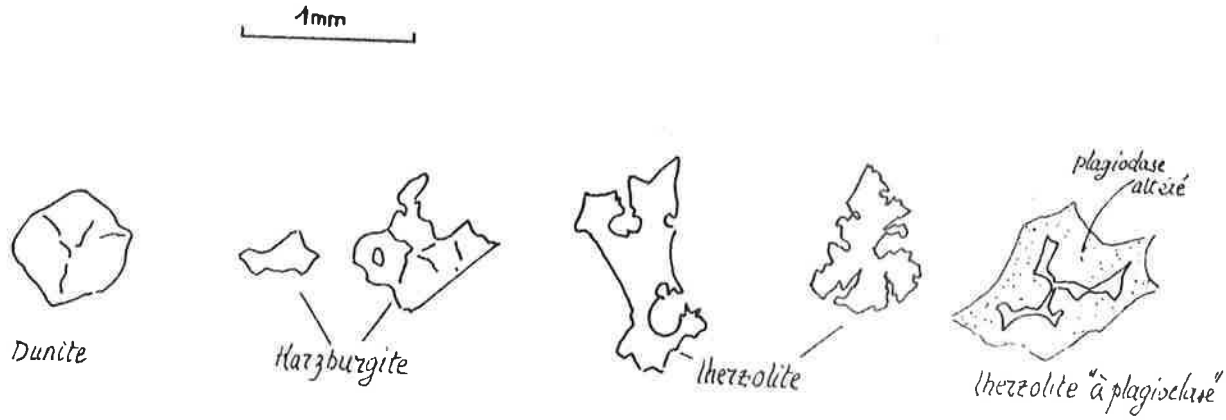


fig. 3 Evolution des morphologies des grains de spinelle des roches de la série, des dunites aux lherzolite "à plagioclase".

Dans les harzburgites dites "à clinopyroxène", il s'agit aussi de grains assez fins (inférieur à 1 mm), aux formes de prismes trapus, généralement accolés aux groupes d'orthopyroxène.

Dans les lherzolites, le clinopyroxène, au grain plus gros (jusqu'à 4-5 mm dans les lherzolites "à plagioclase"), a la forme de prismes peu allongés, parfois déformés (torsions cristallines, parfois soulignées par la forme irrégulière des exsolutions d'enstatite que porte le diopside suivant le plan (100)).

De même que l'orthopyroxène, le clinopyroxène forme parfois des plages aux contours lobés, d'allure interstitielle.

. le spinelle

Dans les dunites le spinelle est systématiquement présent, en quantité assez constante (1 à 2 % en volume), en petits grains (0,8 à 1 mm, parfois 2 mm) subautomorphes, généralement arrondis, parfois associés à de petites plages de diopside.

Les déformations se traduisent par un faible allongement des grains de spinelle ou par des chapelets de grains alignés, qui, par leur formes parfois très anguleuses, évoquent alors les débris d'un spinelle cassé et étiré.

Dans les harzburgites et lherzolites, le spinelle est toujours présent comme minéral accessoire, et présente de grandes variations de texture:

Dans les harzburgites, où il est assez abondant (1 % du volume de la roche, parfois plus), les cristaux les plus gros (0,8-1,2 mm, jusqu'à 3 mm pour certains, associés aux groupes d'orthopyroxènes) ont des contours arrondis et lobés, mais l'on devine encore les fantômes de formes propres. La présence de fines inclusions d'olivine ou d'amphibole (Z. JOHAN, 1979) est assez courante, des pyroxènes aussi sont parfois inclus .

En outre, des spinelles à grain très fin (environ 50 µm) apparaissent au pourtour des porphyroclastes d'orthopyroxène, en minces films entre les petits grains de silicates de la mosaïque déjà décrite.

Dans les lherzolites, où ce dernier faciès apparaît également, le spinelle est d'une manière générale moins abondant que dans les harzburgites. Les spinelles à gros grain sont en effet beaucoup plus arrondis, lobés et jusqu'à complètement effilochés.

Dans les lherzolites "à plagioclase", le spinelle subsiste, au cœur de plagioclase, en grains peu abondants, dentelés et apparemment zonés (bordures plus sombres, cœur plus bistre). Comme on l'a noté précédemment de telles textures s'annoncent par endroits au sein des lherzolites cartographiées, sur le versant ouest, comme lherzolites à spinelle.

Ces différentes textures du spinelle sont résumées par la figure 3.

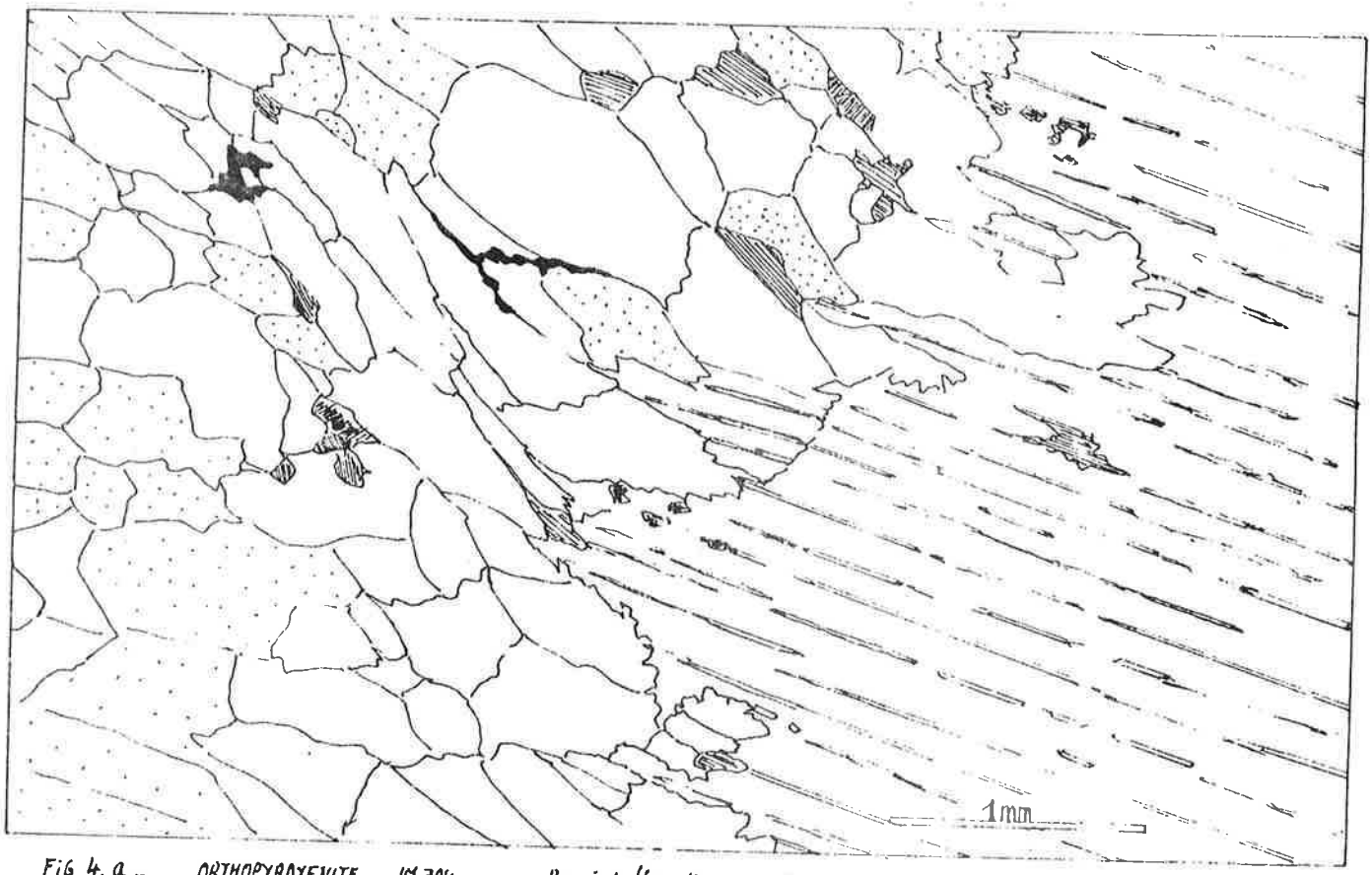


Fig 4. a - ORTHOPYROXENITE JM 704 - Recristallisations (op + cp + sp + ol) en bordure d'un porphyroclaste d'orthopyroxène (à lamelles de diopside)

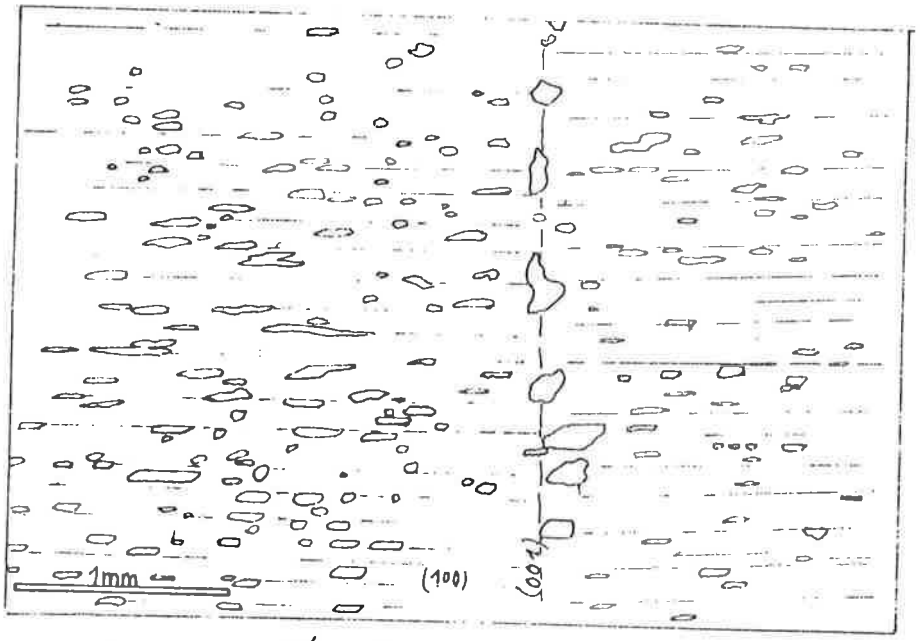


Fig. 4 b - Répartition des exsolutions de diopside dans un orthopyroxène (4zb 704)

. textures des pyroxénites

Les pyroxénites, qu'elles soient "litées" ou "sécantes", possèdent des textures porphyroclastiques analogues à celles des péridotites. Les différences entre pyroxénites et péridotites résident peut-être surtout dans la plus grande abondance d'exsolutions dans les porphyroclastes de pyroxène, par ailleurs d'un grain toujours plus gros (souvent supérieur à 10 mm), et de caractère souvent pœcilitique (nombreux spinelles automorphes, olivines et pyroxènes inclus), dans les pyroxénites.

Les pyroxénites "sécantes" se distinguent de celles "du litage" par :
- l'absence totale d'olivine, sinon en inclusions, ou dans la mosaïque à grain fin qui cimente les porphyroclastes,
- le grain plus homogène et plus gros des porphyroclastes,
- certaines textures particulières du spinelle : celui-ci se trouve parfois concentré au cœur des pyroxénites sécantes en agrégats centimétriques d'allure interstitielle.

. le plagioclase

Dans les lherzolites à plagioclase, les produits d'altération de ce minéral dessinent un maillage assez fin (qui sur le terrain marque bien la foliation) qui parcourt la roche.

Une pyroxénite riche en diopside permet de préciser les relations du plagioclase avec les autres minéraux : deux porphyroclastes de pyroxènes y présentent un cas extrême d'exsolution en ce qu'ils sont constitués de quantités équivalentes de diopside et d'enstatite associés, en bandes alternées, suivant des contours très dentelés (mais les individus associés s'éteignent simultanément). Dans une fissure qui traverse la totalité du porphyroclaste, le plagioclase apparaît seulement aux endroits où la fissure traverse l'enstatite.

Notant d'autre part que le plagioclase n'apparaît jamais isolément dans la série (si ce n'est un petit filon centimétrique, microplissé, de plagioclasite altérée, au sein d'une dunite du versant ouest), on peut conclure que le plagioclase apparaît dans les roches de la série par rééquilibrage métamorphique local de lherzolites à spinelle particulièrement riches en pyroxènes.

. les amphiboles

Mis à part l'altération, assez rare, des pyroxènes en amphiboles, ce dernier minéral est présent dans la série de Tiébaghi en tant que minéral primaire, mais en quantités toujours infimes. On peut distinguer :
- les amphiboles présentes en fines inclusions dans les spinelles (JOHAN, 1979), surtout, peut-être, dans ceux de la série harzburgitique,
- les amphiboles "libres", qui ont surtout été observées dans les pyroxénites, en grains très fins (50 µ environ), coincés entre les porphyroclastes de pyroxènes.

. les sulfures

Les sulfures sont relativement rares à Tiébaghi, et n'ont pas fait l'objet d'une étude très systématique. On les rencontre dans les circonstances suivantes :

- dans les roches assez serpentinisées, au sein des veines qui recoupent le réseau maillé, de rares petits grains d'awaruite(?) sont disséminés, d'une manière analogue à celle décrite pour la magnétite,

- la pyrite a été signalée (CAILLERE et al., 1956) en association avec les minéralisations de chromite de Tiébaghi (cf. III - A),

- plus couramment, des sulfures à grain très fin (< 1 mm) sont disséminés dans les pyroxénites, plus particulièrement dans celles qui sont associées aux péridotites à diopside,

- les levers détaillés de carottes de sondage (§III3C) ont permis de mettre en évidence au sein de péridotites litées une zone enrichie en sulfure sur environ un mètre d'épaisseur. Les sulfures (1 à 2 % du volume de la roche) sont disséminés au sein d'une "séquence" dunite-harzburgite-pyroxénite. La pentlandite (localement altérée en bravoïte) est de loin le sulfure le plus abondant, elle forme des plages de 1 à 2 mm aux contours sinueux moulant les silicates. Des petits grains (0,3 mm environ) de chalcopyrite (associée à de la bornite) apparaissent également en faible quantité.

L'ensemble de ces observations est à rapprocher des descriptions des péridotites à sulfure caractéristiques (GUILLON, 1975) de "l'unité inférieure" de la "Masse principale" dans le massif du Sud.

C - Description des principaux faciès ultramafiques

Les dunites

Particulièrement développées en intercalations dans les harzburgites, les dunites apparaissent également dans le reste du massif, associées aux lherzolites ou aux harzburgites à diopside.

La morphologie des dunites dépend beaucoup de leur volume : centimétriques à décimétriques, elles forment des bancs assez réguliers, plus ou moins lenticulaires, plus ou moins groupés en faisceaux, tandis que les contours des masses plus importantes (jusqu'à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur) dessinent des indentations, ou des digitations dont le plan axial est grossièrement parallèle à la foliation de la dunite ou de la péridotite encaissante. De tels contours irréguliers pourraient suggérer une répartition assez sporadique des dunites (ainsi que l'évoque l'image de "bouffées dunitiques" parfois utilisée en l'occurrence), cependant, les levers de détail effectués sur le versant NE ont montré que ces masses dunitiques aux contours digités pouvaient avoir, parallèlement aux rubannements et foliations locaux, une grande extension latérale (quelques centaines de mètres au moins).

Organisation interne: Composées à plus de 90 % d'olivine, les dunites contiennent toujours un peu de spinelle. Ceux-ci sont parfois disséminés, sans organisation apparente, mais souvent les chapelets qu'ils dessinent permettent de mesurer la foliation. Ils forment, dans certains niveaux dunitiques assez développés, des petites concentrations en schlieren décimétriques aux structures contournées. Les bancs dunitiques moins importants peuvent également contenir de fins niveaux, discontinus, de spinelle. On peut également voir au sein de masses dunitiques, des ségrégations, aux formes irrégulières, d'orthopyroxènes pluricentimétriques (Creek Tamatave, versant NE) ou des diopsides centimétriques isolés.

Les pyroxénites

Présentes aussi bien dans les harzburgites que dans les lherzolites, les pyroxénites sont cependant moins développées en contexte harzburgitique, surtout dans la partie E du massif où le rubannement des harzburgites est plutôt dunitique.

Deux sortes de pyroxénites sont distinguées sur le terrain :

- les pyroxénites "du litage", souvent en faisceaux, de forme lenticulaire (épaisseur centimétrique); elles contiennent souvent encore beaucoup d'olivine et le passage à l'encaissant se fait parfois par l'intermédiaire d'une zone enrichie en pyroxènes (Fig. 5);

- les pyroxénites "sécantes", qui recoupent les premières (ou les rubans dunitiques), forment des bancs d'épaisseur centi- à décimétrique plus régulière, à allure pegmatitique (cristallisation en gros pyroxènes), aux contacts avec l'encaissant assez tranchés. A l'inverse des pyroxénites du "litage" dont la composition reflète souvent celle de l'encaissant (diopsidites ou websterites dans les lherzolites, bronzitites dans les harzburgites), des orthopyroxénites sécantes peuvent apparaître en contexte lherzolitiques.

Dans certains cas, un appauvrissement en pyroxènes de la péridotite encaissante se produit aux épontes de ces pyroxénites, mais des exemples aussi nets que ceux décrits dans le Massif du Sud sous le nom de "pyroxénites in situ" (PRINZHOFER et al., 1979) n'ont pas été vus à Tiébaghi.

Harzburgites et lherzolites

Les harzburgites forment la majeure partie du massif, et plus des 9/10 du versant E; elles apparaissent également en niveaux plurimétriques interstratifiés dans les lherzolites du SW.

Outre la présence ou l'absence de clinopyroxène, deux autres caractères visibles sur le terrain opposent harzburgites et lherzolites. Ce sont d'une part la plus grande richesse en orthopyroxène des deuxièmes, et les foliations et linéations en général beaucoup mieux visibles sur le terrain des premières, d'autre part.

D - Relations entre les faciès ultramafiques

Ces différents types de roches apparaissent généralement à l'affleurement organisés en niveaux subparallèles, que nous avons appelés rubannements.

Depuis la péridotite massive, épaisse de plusieurs dizaines de mètres, jusqu'aux alternances centimétriques de dunites et pyroxénites, on rencontre des modalités très diverses d'association entre les différents faciès, suivant leurs proportions relatives, l'ordre de succession, les épaisseurs, etc. A la suite de J.H. GUILLON (1975), on pourrait appeler "séquence élémentaire" une association dunite-harzburgite-pyroxénite (certains de ces trois termes sont éventuellement absents). Les caractéristiques de ces "séquences élémentaires" ont été relevées au cours de l'étude de terrain, et l'on a pu observer dans certaines régions une prédominance des faciès massifs, dans d'autres des alternances dunites-harzburgites sur un rythme décimétrique assez régulier, etc. : différentes régions du massif semblent donc pouvoir être caractérisées par différentes "séquences élémentaires"-types, mais la maille

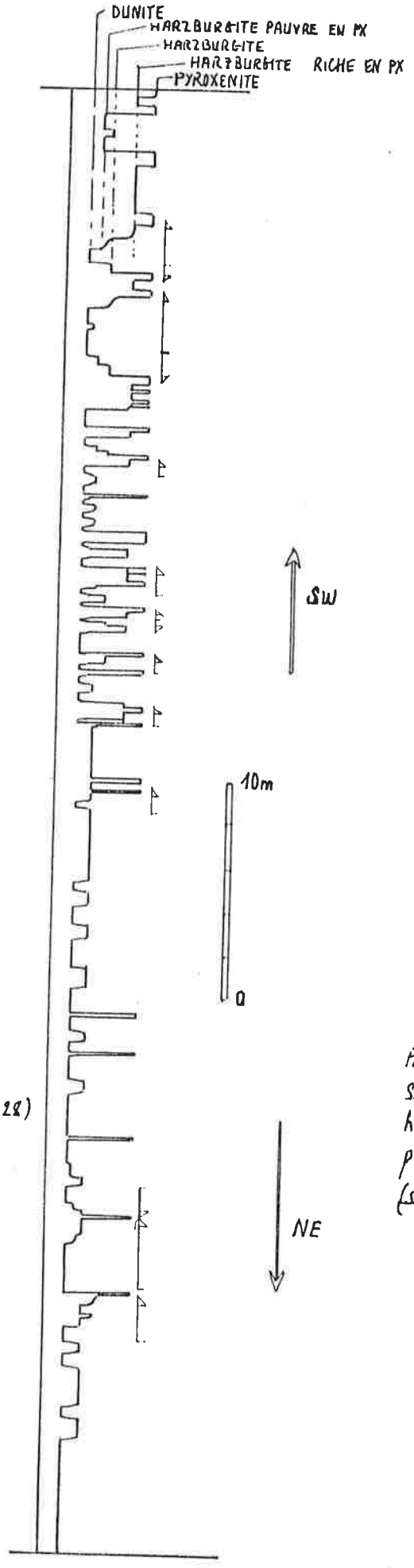


Fig. 6 —
LEVER DETAILLÉ D'UNE PARTIE DU SONDAGE 11011
(localisation : cf fig 28)

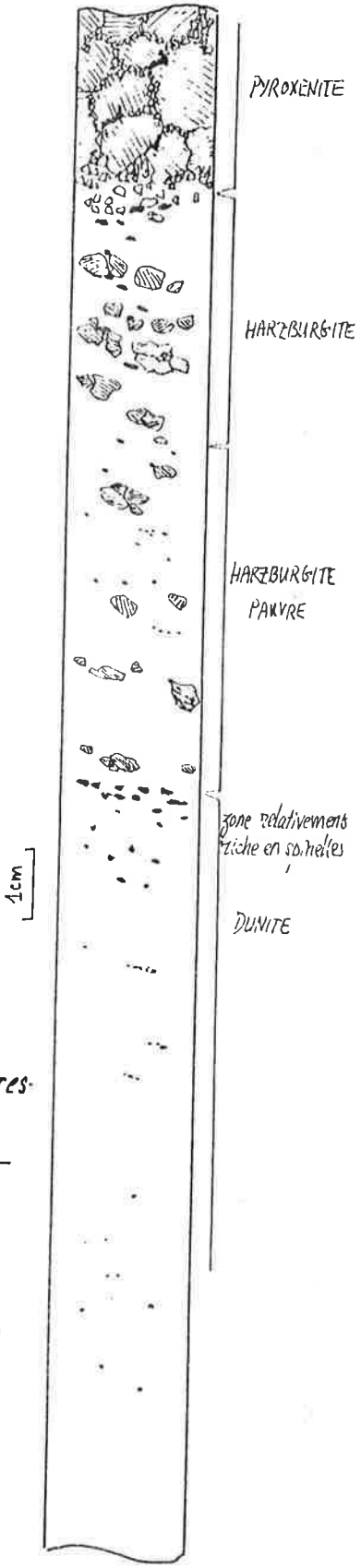


Fig. 5 —
Passage progressif dunite — harzburgite — pyroxénite.
(sondage 11009)

d'observation est en général trop large pour qu'une cartographie fondée sur de tels critères ait pu être effectuée sur l'ensemble du massif. Les études plus détaillées effectuées sur certains secteurs ont montré que l'on pouvait définir, au moins localement, une "lithostatigraphie" où les différents faciès ultramafiques se succèdent suivant des rythmes et des associations relativement bien définies. Le contexte géologique des minéralisations de l'ensemble la Tiébaghi-Bellacoscia sera évoqué plus en détail au paragraphe III.3. Des coupes effectuées suivant plusieurs layons parallèles ont permis de décomposer une série (au sens stratigraphique d'empilement de bancs de lithologies variées), apparemment monotone, de dunites, harzburgites et pyroxénites, en différentes "séquences lithologiques" (la "séquence lithologique" désigne ici un ensemble d'alternances au sein duquel on observe une certaine similitude ou une continuité dans les relations entre les faciès). Ainsi, dans l'exemple de Tiebaghi-Bellacoscia, différentes séquences ont pu être définies, qui sont successivement, du NE au SW (pl. IV) :
1) des harzburgites à rubans dunitiques décimétriques, associées à des niveaux dunitiques plus importants, décamétriques au NE, puis (2) métriques vers le SW;
3) des alternances centimétriques de harzburgites, dunites et pyroxénites;
4) des harzburgites à diopside, et riches en orthopyroxène, rubannées de webstérites centimétriques et rares dunites décimétriques.

Les relations entre les faciès à l'intérieur d'une de ces séquences ont pu être étudiées plus en détail grâce à des carottes des sondages de reconnaissance effectués par la Société La Tiebaghi (§ III.3). Différents types de harzburgites, plus ou moins riches en pyroxènes, ont été distingués. Les variations de la richesse en pyroxène sont ainsi représentées, sur la figure 6, pour une partie du sondage 11011 (v. Fig. 26 pour la localisation). Nous obtenons ainsi une image plus détaillée de la séquence (3) définie plus haut. On remarque en particulier :
1) des passages parfois progressifs entre dunites et pyroxénites, par l'intermédiaire de harzburgites pauvres puis plus riches en pyroxène (Fig. 6), analogues aux "séquences élémentaires" décrites par J.H. GUILLON. Les polarités de ces séquences sont soulignées, sur la figure 6, par des flèches dans le sens dunite-harzburgite-pyroxénite;
2) une évolution progressive, tout au long de cette "séquence", des rythmes, des compositions et des épaisseurs des "séquences élémentaires" : du NE au SW (sur cette séquence de la figure 6), celles-ci s'enrichissent progressivement en pyroxénites et s'appauvrissent en dunites.

Plus particulièrement étudiée dans les alentours de la mine Tiébaghi, cette organisation "séquentielle" des faciès a été observée dans l'ensemble du massif. Ainsi, dans les lherzolites apparaissent des séquences de lherzolites massives, à rares passées de dunites, harzburgites ou pyroxénites, et des séquences plus rubanées (rubans en majorité de diopsidites et webstérites, parfois de dunites). De même, dans les lherzolites "à plagioclase" situées au Nord du massif (Pl. II), apparaissent encore des niveaux métriques (parfois plurimétriques) de harzburgites ou de dunites.

4. Les filons de roches feldspathiques

On trouve dans tous les massifs ultramafiques calédoniens, en quantité toujours très subordonnée, des filons de "roches feldspathiques" (LACROIX, 1942, ROUTHIER, 1953). A Tiebaghi également ces filons existent, mais sont relativement rares, en comparaison, par exemple, avec certaines régions du Massif du Sud.

Ces roches apparaissent dans l'ensemble du massif, mais sont plus abondantes dans la partie SW. Au point de vue structural, les directions de ces filons sont relativement bien groupées (Fig. 10) autour d'une direction moyenne 150 NE 50 (qui correspond à une des directions révélées par l'étude des photos aériennes).

Le tableau II présente quelques analyses chimiques de ces roches (analyses réalisées au CRPG-Nancy). Du point de vue pétrographique, on peut distinguer trois groupes de roches :

- sur le versant SW - aux alentours de la mine Alpha (analyse JM624) et entre Alpha et PB (analyse JM575) - on trouve assez couramment des filons décimétriques de gabbros à hornblendes pluricentimétriques, à structure pegmatoïdique. Ces roches sont constituées pour l'essentiel de hornblende verte (au cœur desquelles subsiste parfois l'augite) et de plagioclase basique; les titanohématites sont courantes, le quartz apparaît parfois;

- sur le versant NE, ces filons sont plus rares, et diffèrent de ceux du SW par des déformations intenses (grain très fin et textures laminées), par l'altération souvent complète du plagioclase et l'apparition de trémolite (la hornblende subsiste parfois). C'est le cas des échantillons TU101 et TU103 (tabl. II), qui proviennent du fond du tunnel d'exploration de la Société La Tiébaghi. L'échantillon JM497 provient de la mine Morrachini, il est constitué en majeure partie de grandes plages de plagioclase moins basique(An 10-15) et d'un peu de trémolite en longues fibres sinueuses; biotite, sphène et quartz, apparaissent également.

Enfin dans le Nord du massif, au Faux Cap Tonnerre (au Sud de Babouillat), on trouve un petit massif intrusif (une vingtaine de mètres d'épaisseur) constitué de microgabbros (analyses JM685 et 686) à texture intersertale (hornblende verte, à cœur d'augite, et plagioclase An 70).

Localisation des échantillons analysés (tabl. II)

JM575 : mine PB, filon de gabbro à hornblende, direction 150SW70 .

JM624 : 1 km au NE de la mine Alpha, filon de gabbro à hornblende de direction 155 W 70 .

JM685 } Faux cap Tonnere, petit massif intrusif de microgabbro, à rubanements
JM686 } de direction 60 SE 70 .

TU101 } à l'albraque du tunnel d'exploration de la Tiébaghi, filons de roche
TU103 } feldspathique à trémolite, de direction 140 NE 60 .

JM497 : Mine Morrachini, filon d'oligoclasite à trémolite, de direction 150 subverticale.

TABLEAU II - ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES FELDSPATHIQUES FILONIENNES DU MASSIF DE TIÉBAGHI

	JM575	JM624	JM685	JM686	TU 101	TU 103	JM497
SiO_2	47.61	46.03	50.87	54.38	46.35	46.74	56.62
Al_2O_3	24.26	18.37	14.61	15.78	19.73	19.33	20.61
Fe_2O_3	4.32	6.62	8.00	6.32	1.58	1.84	1.15
MnO	.06	.12	.15	.15	.06	.06	.02
MgO	3.81	10.54	8.97	6.97	10.32	10.57	2.88
CaO	11.91	13.04	8.70	7.23	6.48	6.38	3.89
Na_2O	3.40	1.31	4.35	5.51	3.37	2.69	7.47
K_2O	.11	.10	.08	.11	.06	.15	.16
TiO_2	1.00	.56	.38	.34	.49	.99	.84
P_2O_5	.01	.10	.11	.07	.06	.16	.03
P.F.	3.00	3.68	2.98	3.29	10.01	10.52	5.42
total	99.49	100.47	99.20	100.15	98.51	99.43	99.39
FeO	3.06	5.34	5.62	4.09	1.26	1.55	.87
CO_2	.07	.08	.09	.06	.11	.10	.09
H_2O	2.66	3.75	3.53	3.38	9.88	10.14	5.44
S	.02	.02	.02	.02	01	.01	
ppm Ba	37	29	13	17	458	1523	66
ppm Co	62	62	41	33	21	27	<10
ppm Cr	43	558	308	179	26	59	64
ppm Cu	55	<10	<10	<10	<10	<10	<10
ppm Ni	66	318	100	26	108	152	540
ppm Sr	308	429	175	210	211	534	200
ppm V	173	200	215	191	48	73	40
ppm Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
ppm Zn	49	34	64	62	16	22	

Analyses réalisées au CRPG (Nancy)

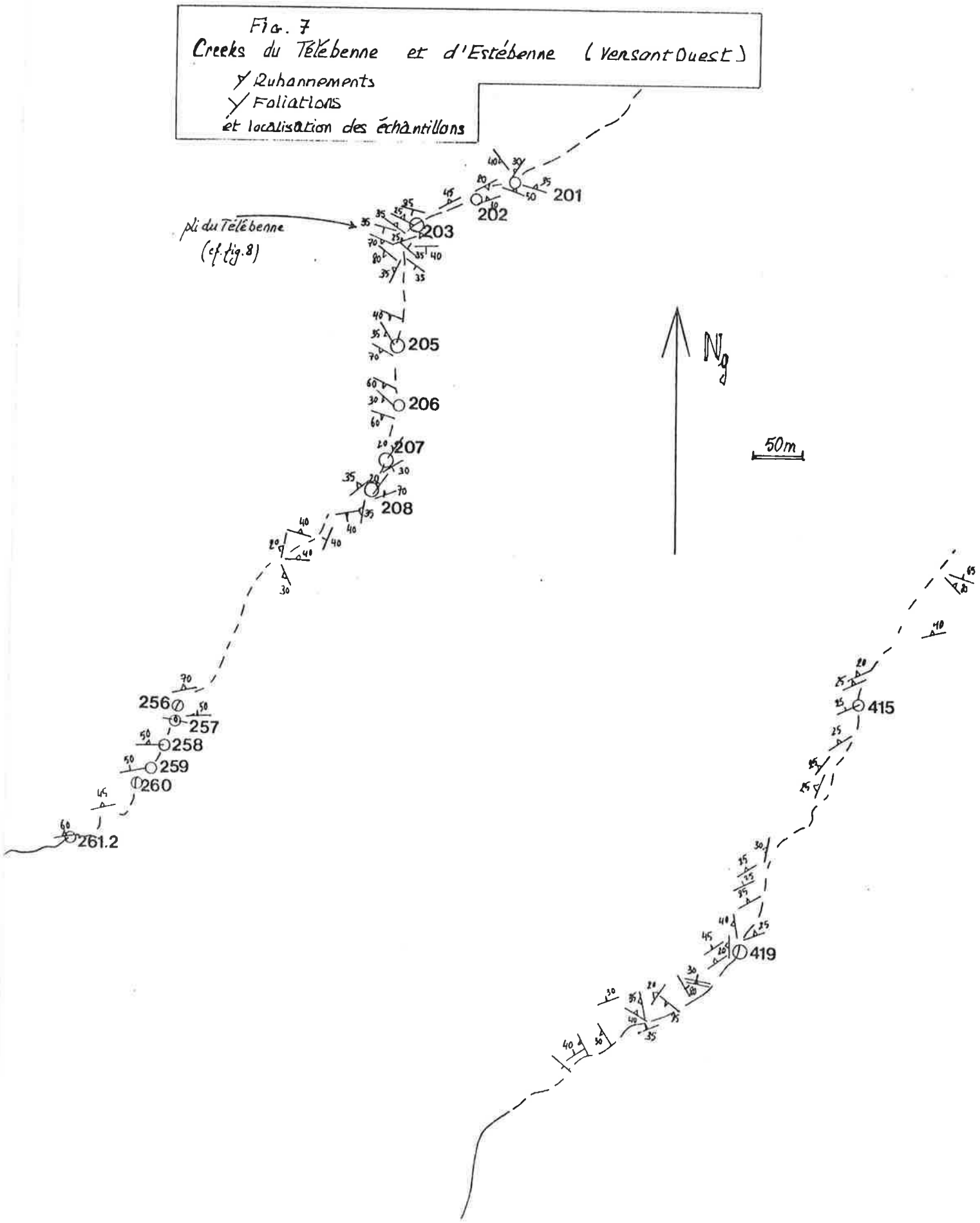


Fig. 7
Creeks du Télébenne et d'Estébenne (versant Ouest)
Ruhannements
Foliations
et localisation des échantillons
pli du Télébenne
(cf. fig. 8)
201
202
203
205
206
207
208
256
257
258
259
260
261.2
415
419
Ng
50m

5. La structure du massif

Sur la carte géologique au 1/20 000 ont été reportées les mesures de foliations et de linéations faites à Tiébaghi.

a) Relations rubannement - foliation, plissements

Comme dans les autres massifs ultramafiques calédoniens, les rubannements, dunitiques ou pyroxénitiques, sont en général parallèles aux foliations. Mais, sur le versant SW, en particulier le long du creek situé sous l'ancien transporteur Paagoumène - Tiebaghi (creek du télébenne, Fig. 7), foliations et rubannements sont localement discordants, et les rubannements dessinent des plis ouverts d'amplitude métrique et de style subparallèle (Fig. 8). La foliation de la péridotite apparaît mal dans les charnières; la foliation régionale est parallèle au plan axial de ces plis.

Il est assez rare d'observer de telles charnières de pli dans les péridotites du massif. Un autre exemple existe cependant dans le creek Tamatave, sur le versant NE, en contexte harzburgitique : une pyroxénite décimétrique, et semble-t-il de type "sécant" (structure pegmatoïde, épontes pauvres en pyroxènes), dessine sur quelques mètres de distance deux plis couchés d'amplitude métrique (Fig. 9), la foliation de la péridotite est plan axial de ces plis.

A plus petite échelle il est courant d'observer, dans l'ensemble du massif, des boudinages ou des plis couchés d'amplitude centimétrique dans les pyroxénites du litage.

Les digitations, parallèlement à la foliation, des contacts des masses dunitiques importantes avec leur encaissant harzburgitique seraient également dues à la déformation et au plissement de ces contacts, de façon analogue à celle décrite dans d'autres massifs de péridotites "de type alpin" (LONEY et al., 1971).

Enfin, à l'échelle du massif (Pl. II), les foliations dessinent des ondulations de quelques centaines de mètres d'amplitude, dont les axes ont pu être construits et reportés sur carte (Pl. II).

b) Les linéations

Les linéations sont mesurées par l'observation des minéraux dans le plan de foliation. Les travaux, en particulier, de l'équipe de Nantes (NICOLAS et al., 1973; DAROT & BOUDIER, 1975) montrent que suivant les modalités de la déformation les linéations peuvent être estimées de différentes manières :

- en règle générale, par la direction moyenne d'allongement des spinelles, ou par les directions des chapelets de spinelle dans le plan de foliation;
- dans les péridotites où la déformation est modérée, cette linéation l_1 est parallèle, dans le plan de foliation, à la direction moyenne des traces des clivages des pyroxènes, ceux-ci étant allongés perpendiculairement à l_1 et à leurs clivages (Fig. 11)C
- dans des faciès plus déformés, en particulier dans les conditions où apparaissent les textures blastomylonitiques, les pyroxènes sont eux-mêmes allongés parallèlement à l_1 qu'ils marquent alors directement (Fig. 11)G

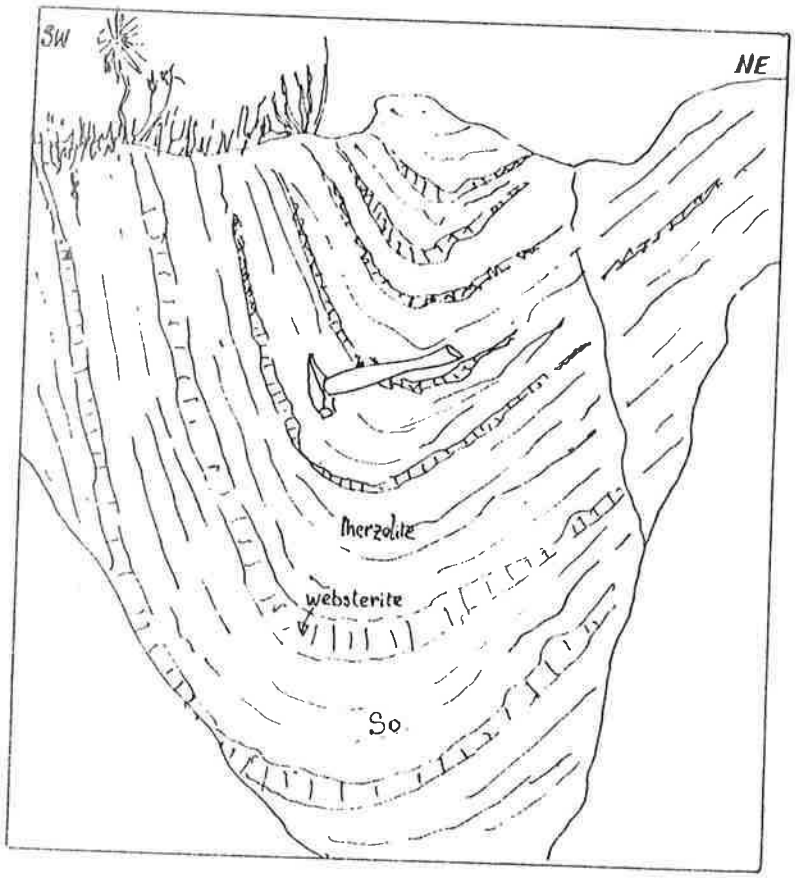
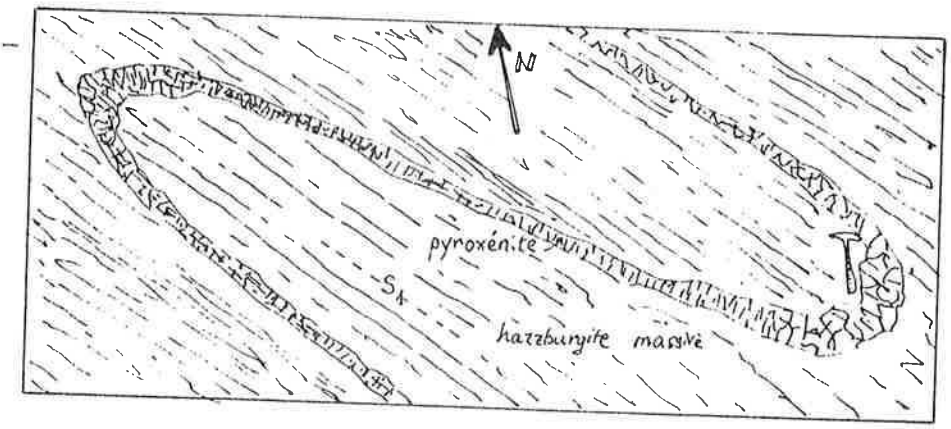


FIG. 8 _ CREEK DU TÉLÉBENNE _ RUBANNEMENTS WEBSTERITIQUES PLISSÉS

FIG 9 _ CREEK TAMATAVE _ PYROXENITE "SÉCANTE" PLISSÉE, DANS HARZBURGITE MASSIVE FOLIÉE.



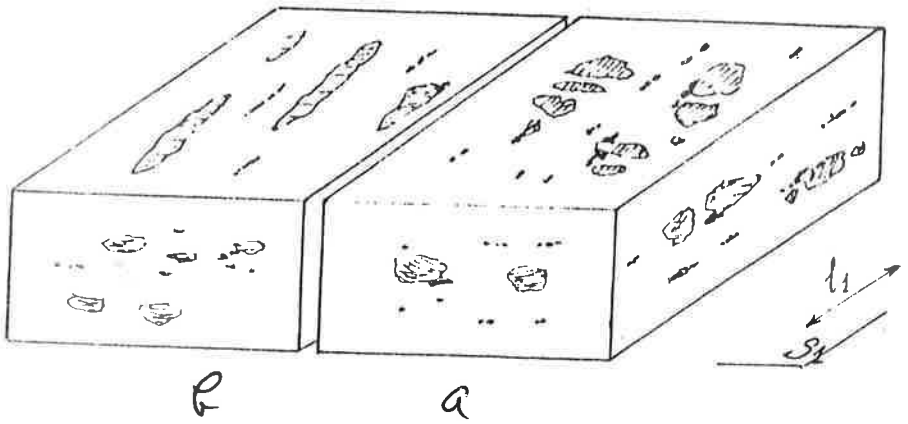


FIG. 11 _ FOLIATIONS ET LINÉATIONS DANS LES PÉRIDOTITES _

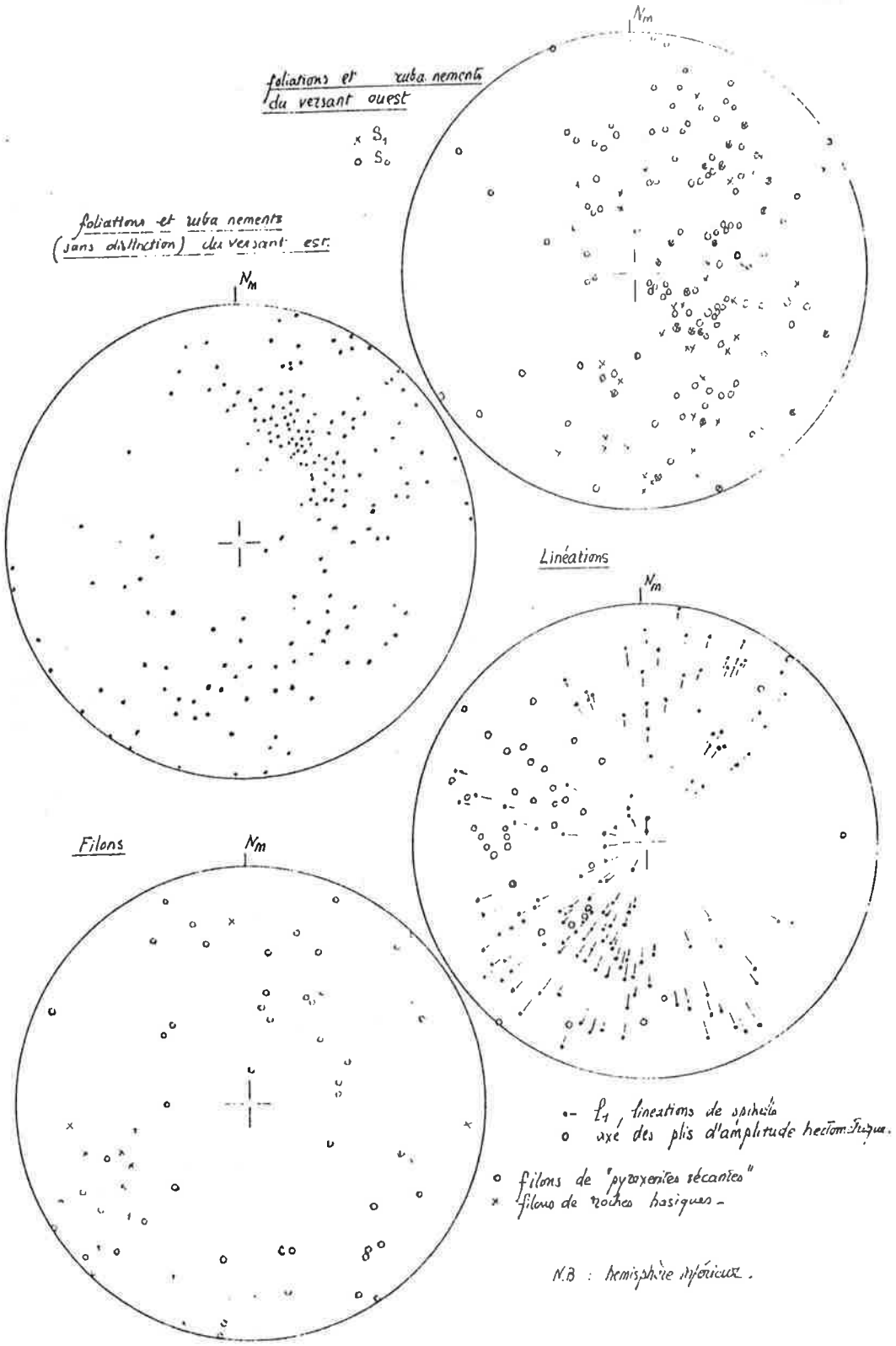


FIG. 10 — LES PRINCIPAUX ELEMENTS STRUCTURAUX DU MASSIF —

c) Structures du massif (fig. 10 et Pl. II)

Les principaux éléments structuraux relevés à Tiebaghi sont reportés sur les diagrammes de la figure 10 : foliations, linéations, axes des structures hectométriques décrites ci-dessus, directions des filons de "pyroxénites sécantes", et des filons de roches basiques.

Une synthèse plus complète des caractères structuraux du massif sera faite à l'issue de la description des minéralisations de chromite, mais on peut pour l'instant souligner les points suivants :

- en contexte harzburgitique, les foliations, parallèles aux rubannements, sont régulièrement et fortement pentées vers l'Ouest ou le Sud-Ouest et dessinent un grand arc à courbure régulière, avec vers l'Est, quelques replis d'amplitude hectométrique, d'axes plongeant vers le NW.

La déformation y est bien marquée : des chapelets de spinelle définissent la foliation et, dans celle-ci, la linéation est généralement marquée par des chapelets de spinelle paralléles aux clivages des orthopyroxènes. Vers l'Ouest, c'est-à-dire vers le passage aux harzburgites à diopside, des déformations plus marquées encore apparaissent, et des textures blastomylonitiques se traduisent par un allongement important des pyroxènes, et, dans la foliation, par une linéation de spinelle parallèle à l'allongement des pyroxènes.

- dans les péridotites à diopside, les foliations moins pentées et aux directions plus irrégulières dessinent des plis ouverts aux axes plongeant vers le NW; la déformation apparaît moins nettement : le spinelle, moins abondant et à grain plus fin, est peu allongé; le pyroxène, plus abondant que dans les harzburgites du NE, est moins allongé. Une mesure fiable des linéations n'est souvent possible qu'au laboratoire, sur échantillons orientés lavés à l'acide chlorhydrique. On remarque alors que l'organisation, dans la foliation, des clivages des orthopyroxènes parallèlement aux linéations de spinelles est loin d'être la règle.

Il faut souligner, malgré ces différences, une remarquable concordance des directions des linéations et des axes de plis mesurés dans l'ensemble du massif.

III - LES GITES DE CHROMITE DU MASSIF DE TIEBAGHI

Etudes précédentes

Les premières observations relatives aux gîtes de chromite de Tiébaghi sont dûes à E. GLASSER (1903-1904, 1932). A. LACROIX (1942), puis R.L. STANTON (1958), ont étudié la minéralogie de nombreux échantillons de minerais de chromite de l'île, dont certains provenaient du massif de Tiébaghi. J.C. MAXWELL (1949) décrit surtout la mine Chagrin, et C. TONI (1965) fait un inventaire assez exhaustif des gîtes de chromite du massif (et plus particulièrement de ceux du domaine minier de la SLN). Mais c'est dans les travaux de P. ROUTHIER (1953), S. CAILLERE et al. (1956) et P. KOCH (1958) que l'on trouve des études s'intéressant à l'ensemble du massif. En outre j'ai pu utiliser des résultats obtenus par D. ROBERT (1977) lors d'une cartographie de détail de la mine Chagrin et de son contexte.

L'objet de ce chapitre est de décrire avec un certain détail les principales minéralisations et de les replacer si possible par rapport à la série ultramafique déjà décrite. Parmi les gisements importants, le gisement de

la mine Tiébaghi a été plus particulièrement étudié. D'autre part, la plupart des indices de chromite du massif ont été visités, et j'ai pu compléter les observations faites sur le terrain par des renseignements provenant de différentes sources, en particulier le Service des Mines de Nouméa, M. RABINOVITCH, géologue à la Société Le Nickel, et J. SCHEIBLER, géologue à INCO-Océanie.

1. Caractères communs aux gîtes de chromite de Tiébaghi

Ainsi que l'ont souligné les études précédentes (CAILLERE et al., 1956), la minéralogie des chromitites est des plus monotones : spinelle et olivine sont, avec leurs produits d'altération, les seuls minéraux présents, mis à part de rares occurrences de diopside, d'amphiboles et de sulfures.

A - Etude minéralogique

a) Les sulfures

Je n'ai jamais rencontré de sulfure associé à aucune chromitite de Tiébaghi, mais la pyrite est signalée dans un minerai de la Tiébaghi (CAILLERE, et al., 1956). Sur l'échantillon que j'ai pu voir (communiqué par M. KRAUT), il s'agit d'un petit grain isolé, dans la gangue serpentineuse d'un minerai disséminé. D'après S. CAILLERE et al, la pyrite, quand elle apparaît, moule les grains de chromite.

b) l'amphibole

La présence d'amphibole verte, signalée par LACROIX (1942), sous le nom de smaragdite (hornblende verte chromifère) dans un minerai de la Tiébaghi, est assez systématique : on en trouve à la Tiébaghi, à Vieille Montagne n°2, à Fantoche et à Alpha, généralement associée à des minerais assez massifs, au sein desquels elle forme un réseau de filonnets anastomosés. Dans le détail, le contact du spinelle avec l'amphibole (vu en lame mince) est parfois très dentelé, ou se fait suivant des limites rectilignes , peut-être les faces cristallines du spinelle. Le spinelle est parfois aussi découpé en grains très fins, automorphes, englobés dans une grande plage pluricentimétrique de hornblende. Cette hornblende s'altère en trémolite.

c) Le diopside

Il est signalé par A. LACROIX (1942) dans des échantillons de minerai de Tiébaghi. Nous n'en avons vu en association avec des chromitites que dans des indices du versant W situés en contexte riche en diopside. Il forme alors la gangue du minerai, où l'olivine ne semble pas présente, ou du moins abondante. Là aussi les contacts spinelle-diopside sont assez dentelés; par endroits, le diopside est altéré en amphibole verte (hornblende chromifère).

d) La serpentinisation

Les gangues des minerais du massif de Tiebaghi sont pour la plupart constituées exclusivement de serpentine. On y observe parfois quelques reliques d'olivine. Les textures de cette serpentine sont celles de la lizardite: aucune plage de bastite, qui évoquerait l'altération de pyroxène, n'a été ob-

servée. La serpentine apparaît également dans des cassures qui découpent les grains de spinelle. Ceux-ci sont souvent entourés d'une pellicule opaque à haut pouvoir réflecteur, analogue à celle décrite dans les péridotites serpentinisées. Cette pellicule moule à la fois le grain de chromite et ses fissures serpentineuses (voir aussi ROUTHIER, 1953), ce qui, plutôt qu'une altération du grain de chromite en bordure, évoque un nourrissage postérieur à la fracturation du grain.

B - Contacts avec l'encaissant : la "serpentine congénère"

Les contacts des minéralisations avec la série ultramafique hôte se font toujours par l'intermédiaire d'une zone dunitique ou, plutôt de "serpentine" dérivée de dunite : on n'y observe pas, ou peu, de reliques de pyroxènes. Cette serpentinite possède, de même que la "serpentine" de dunite qui forme la gangue du minerai, une couleur, en patine et en cassure, beaucoup plus claire (vert clair à blanchâtre) et un degré de serpentinisation plus important que les serpentinites de dunites ou harzburgites du contexte.

En lame mince, elle apparaît contenir parfois quelques chlorites et quelques plages de bastite, et pourrait provenir alors d'une harzburgite pauvre en pyroxènes.

L'épaisseur de cette zone dunitique est, dans la plupart des mines et des indices du massif, très réduite : rarement métrique, elle est généralement d'épaisseur décimétrique, il arrive qu'elle soit réduite à moins d' 1 cm. Nous verrons que dans certains cas où l'observation a pu être détaillée, les deux épontes d'un même niveau de chromite peuvent différer par l'épaisseur et la richesse en spinelles disséminés. Les caractères particuliers de cette serpentinite de gangue et d'éponte des minéralisations, décrits à Chagrin par J. C. MAXWELL (1949), ont été soulignés également par P. ROUTHIER (1953) qui la qualifiait de "serpentine congénère". Il est possible, en effet, et l'étude géochimique tendra à le prouver, que les caractères particuliers de cette serpentinite reflètent certaines particularités géochimiques.

C - Les principaux types de minerais rencontrés à Tiébaghi

La terminologie utilisée ici s'inspire de celles utilisées dans la littérature et en partie de celle utilisée par les mineurs calédoniens.

a) minerai disséminé, ou "chromite piquée" : grains de chromite millimétrique disséminés (jusqu'à 40 % en volume) dans une matrice serpentineuse ou dunitique.

C'est dans ce type de minerais que l'on observe le mieux les relations générales entre olivines et spinelle : de petits spinelles, à grain millimétrique, subautomorphes mais toujours arrondis, sont isolés dans la matrice serpentineuse, ou accolés les uns aux autres en chaînes sinueuses, ou alignés en chapelets; les grains plus gros (quelques millimètres) ont des contours d'autant plus irréguliers, souvent très arrondis, et montrent des golfes assez profonds; les inclusions d'olivine y sont abondantes. L'essentiel de ces observations est résumé sur la figure 12.

b) minerai rubané : alternances de niveaux millimétriques à centimétriques de chromitites (plus ou moins riches en chromite) et de dunites. Diverses variantes apparaissent, par exemple entre les minerais de Chagrin, où

alternent des dunites à chromite et des lits de chromite piquée, et les minerais de Vieille Montagne 1, constitués d'alternances centimétriques régulières de chromitite massive et d'olivinite. Certains minerais de la mine Alpha pourraient aussi être qualifiés de rubannés, mais le contact des différents niveaux y est très irrégulier : la figure 13 montre comment s'effectue dans le détail le contact des niveaux riches en olivines d'une part et en spinelle d'autre part. Dans la partie dunitique, des spinelles disséminée permettent de dessiner les contours des anciennes olivines (ou agrégats d'olivine) : des formes arrondies centimétriques apparaissent. Le contact festonné chromitite-olivinite peut alors s'expliquer par le remplissage, par des grains de spinelle, des vides irréguliers laissés entre les œufs d'olivine. En effet, ces textures évoquent tout à fait celles décrites, entre autres, par E. D. JACKSON (1961), sous le nom de "cusp texture", dans les chromitites du complexe de Stillwater.

minerai antiorbiculaire: nodules centimétriques d'olivinite, cimentés par de la chromite. Les minerais antiorbiculaires proprement dits (tel que celui d'Anna Madeleine, Massif du Sud, Fig. 14) n'ont pas été vus à Tiebaghi. Des textures voisines existent cependant à Alpha : les "cusp texture" décrites précédemment peuvent en effet donner lieu, par augmentation du volume de petits grains de chromite par rapport aux nodules d'olivines, à des textures antiorbiculaires.

minerai léopard, dit aussi "nodulaire": nodules centimétriques de chromitite, dans une matrice de dunite. Des petits grains de spinelle apparaissent parfois dans la matrice (Fig. 15).

minerai orbiculaire: dans une matrice dunitique, les orbicules, centimétriques, sont constitués d'olivine entourée d'une écorce de chromite. Ce type de minerai n'a été vu à Tiebaghi qu'à l'indice 27 de Vieille Montagne 1.

minerai massif: constitué à plus de 80 % de chromite, en gros cristaux (ou agrégats de cristaux) pluricentimétriques, entre lesquels apparaissent parfois des plages d'olivines d'allure interstitielle. Il est courant d'observer dans ces minerais une cataclase importante du spinelle, cataclase qui n'apparaît pas (ou peu) dans les spinelles des minerais disséminés.

Tels sont les principaux faciès des minerais rencontrés dans le Massif. Ces faciès sont parfois associés intimement les uns aux autres; il faut citer, en particulier, une association assez courante, que nous appelons ici "chrome nuageux", où, dans une matrice de chromite disséminée, flottent des lentilles décimétriques, ou des masses aux contours digités ou sinueux, de chromitite massive.

- Structures des minerais

L'organisation interne des minéralisations est définie par les éléments structuraux suivants :

Rubannements : organisation de la minéralisation en niveaux constitués de minerais de différents types.

Foliations : se traduit de différentes façon suivant les types de minerais.

Dans le minerai piqué, la foliation est le plan selon lequel sont allongés les grains de chromite, ou le plan défini par les chapelets de spinelle.

Une linéation de spinelle apparaît, dans le plan de foliation, par l'allongement des spinelles, ou par la direction des chapelets.

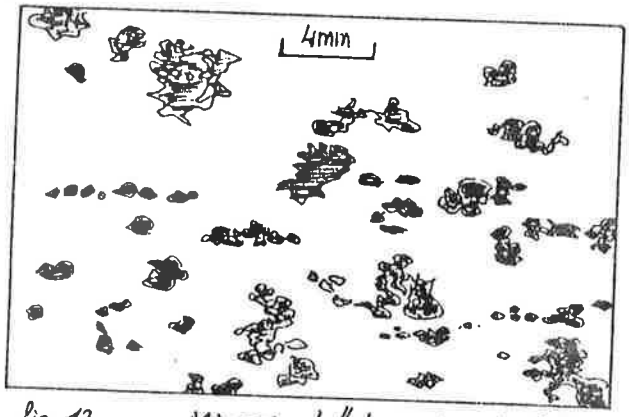


fig. 12 – Minerai de "chromite piquée." (JM 374, entonnoir de la Tiébaghi)

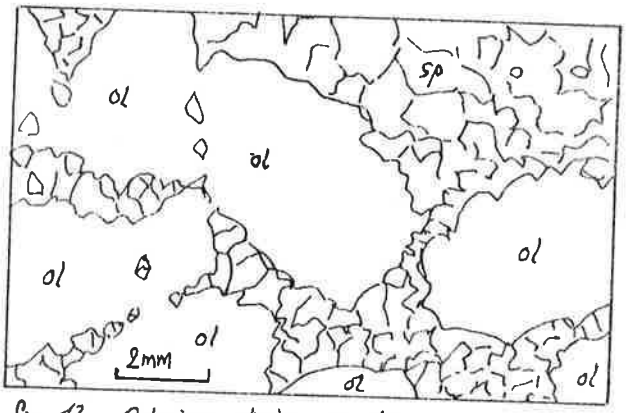


fig. 13 – Relations olivine-spinelle dans un minerai de la Mine Alpha (JM 662) à tendance antiorbiculaire.

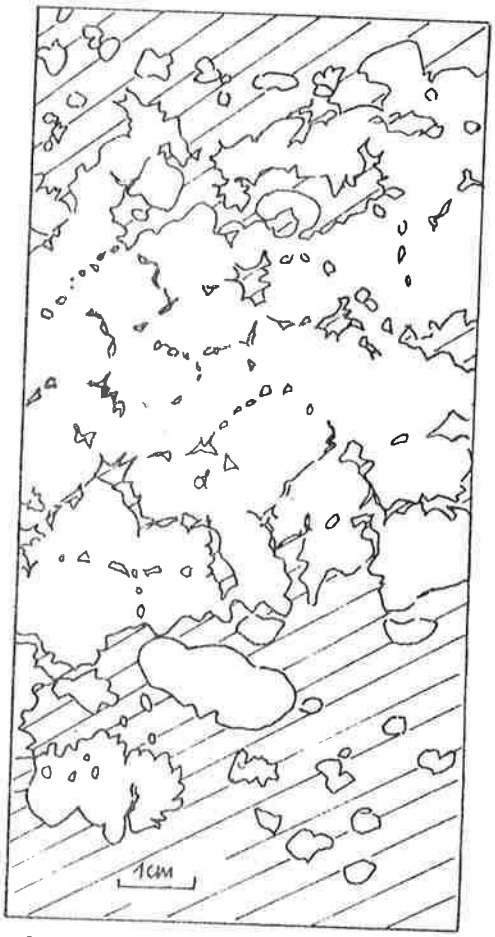
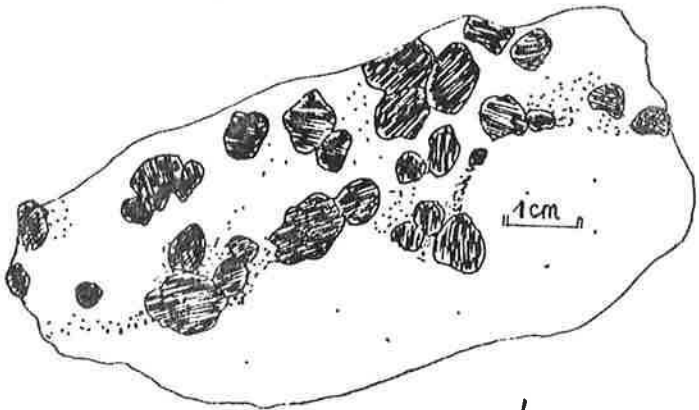
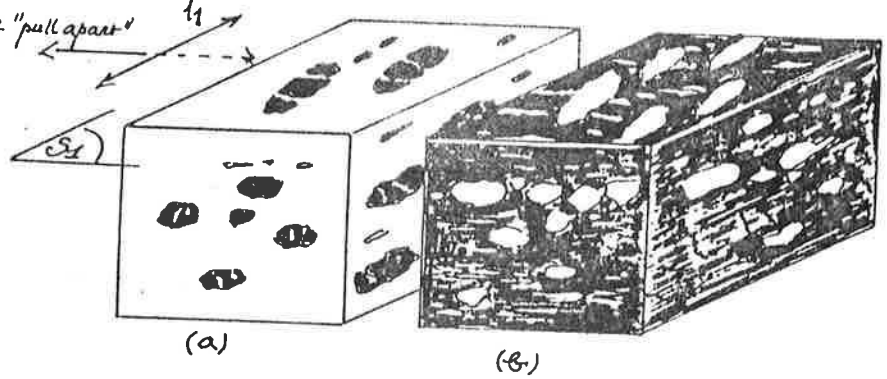


fig. 14 – Minerai d'Anna Madeleine, Massif du Sud. Type antiorbiculaire; chromite hachurée, olivine en blanc.



← fig. 15 – Contact d'un minerai de "chromite léopard" (gangue de "serpentine congenère" jaune vert) avec une dunite vert foncé (sans chromite disséminée) (JM 498, Mine Tiébaghi)

fig. 16 →



Foliations et linéations
a) dans les minerais "léopard"
b) dans les minerais antiorbiculaires

Dans le minerai léopard, la déformation se traduit par un aplatissement des nodules de chromite, qui définit une foliation. Dans ce plan d'aplatissement, des fractures à remplissages de serpentine apparaissent au sein des nodules suivant une direction perpendiculaire à leur allongement. Ce sont là des textures de pull-apart (THAYER, 1946) qui traduisent la fracturation du nodule perpendiculairement à sa direction d'étirement (Fig. 16). Les fissures de pull-apart apparaissent aussi dans les minerais riches.

Les minerais antiorbiculaires montrent, en négatif, les mêmes structures : la foliation est le plan d'aplatissement des orbicules d'olivines, la linéation, leur direction d'allongement dans ce plan; une linéation d'étirement apparaît également par de fines fractures régulières dans la chromitite qui "cimente" ces orbicules (Fig. 16).

Inversement, dans certaines passées pauvres en chromite, les grains millimétriques de spinelle dessinent un réseau maillé qui souligne les contours des olivines (ou agrégats d'olivine) centimétriques. THAYER, (1969) propose d'ailleurs de regrouper l'ensemble de ces structures sous le terme plus général de "chromite net and occluded silicate texture" : selon les proportions modales d'olivine et de chromite, on observera une structure réticulée (chromite net) ou des nodules d'olivine englobés ("occluded silicate") dans la chromitite.

2. La mine Fantoche

Située au Nord du massif, la mine Fantoche a produit 224 240 tonnes de minerai à 52 % Cr_2O_3 en moyenne, ce qui la place au troisième rang des productions calédoniennes. La mine fût exploitée de 1925 à 1944 par la Société Chimique du Chrome. Contrairement à la plupart des mines du massif, Fantoche n'a pas connu d'exploitation préalable en chromite éluviale ou en carrière et l'exploitation s'est faite assez rapidement en souterrain. Le minerai était transporté par chemin de fer au wharf des américains (Baie de Néhoué), où, à partir de 1937, il était traité.

De même que pour beaucoup de mines calédoniennes, il a été impossible de retrouver des plans détaillés complets des anciens travaux. Et l'on sait peu de choses sur les raisons précises de l'arrêt de l'exploitation. Les difficultés techniques, et en particulier les problèmes d'exhaure et de sécurité, semblent, plutôt que les incertitudes du marché du chrome, avoir été les causes principales. Les derniers niveaux exploités se situaient en effet, en 1944, à 134 mètres au-dessous du niveau de la mer.

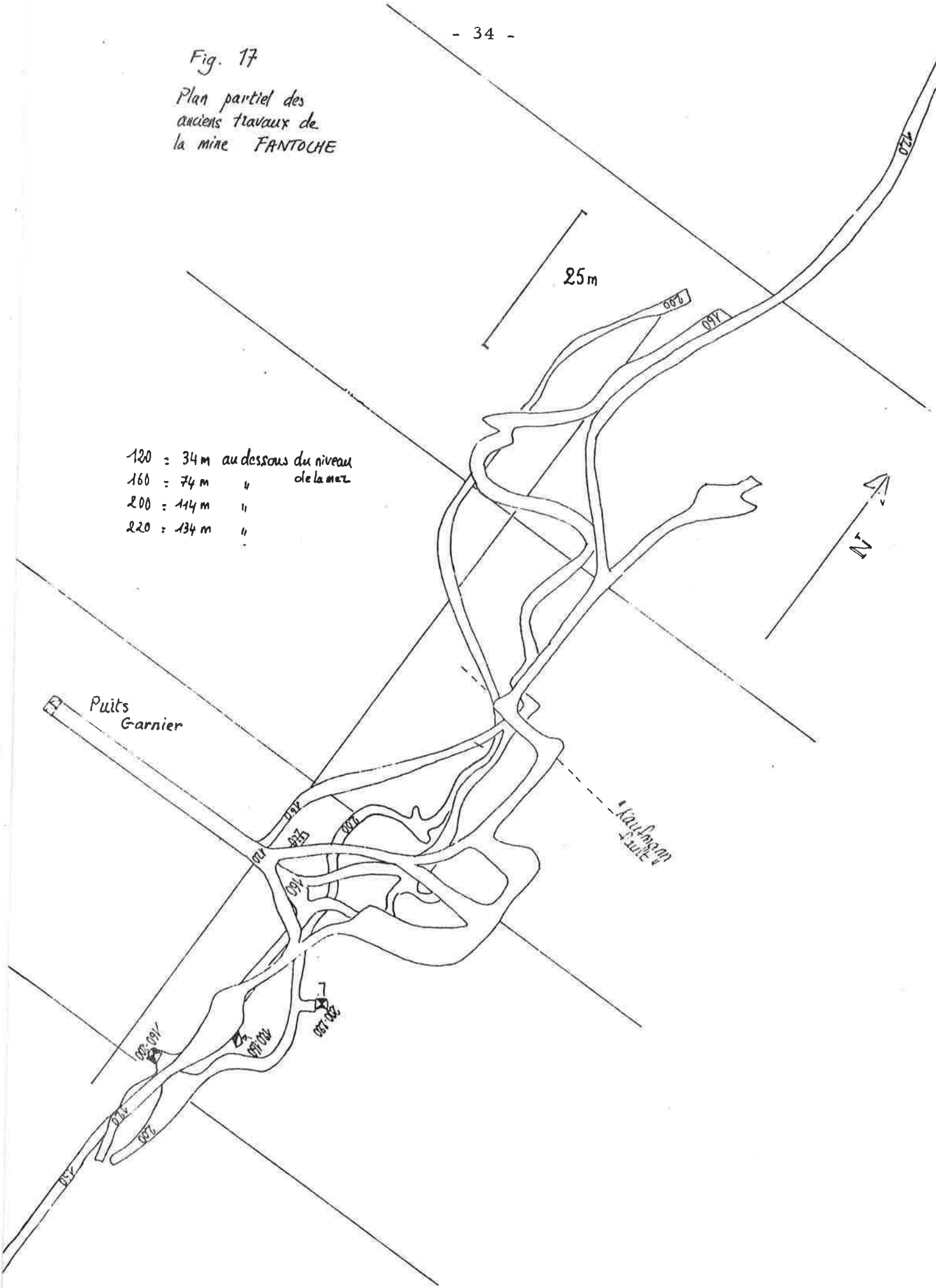
A - Morphologie et structure du gisement

Fantoche est sans doute la mine la plus démonstrative, car la mieux exposée du massif. La minéralisation y est visible sur plus de 200 m de dénivelée, le long d'une falaise de péridotites (serpentinisées et altérées).

Le dessin de la minéralisation apparaît sur la planche III : un "horizon chromifère" décimétrique (10 à 60 cm) est affecté de place en place par des replis serrés qui, en deux endroits au moins, se traduisent par des renflements en forme de colonnes de plusieurs mètres d'épaisseur et à fort plongement. La direction de l'horizon chromifère est Nord-Sud, subverticale ou à fort pendage vers l'Ouest; les structures internes des chromitites, rubannements

Fig. 17

Plan partiel des anciens travaux de la mine FANTOCHE



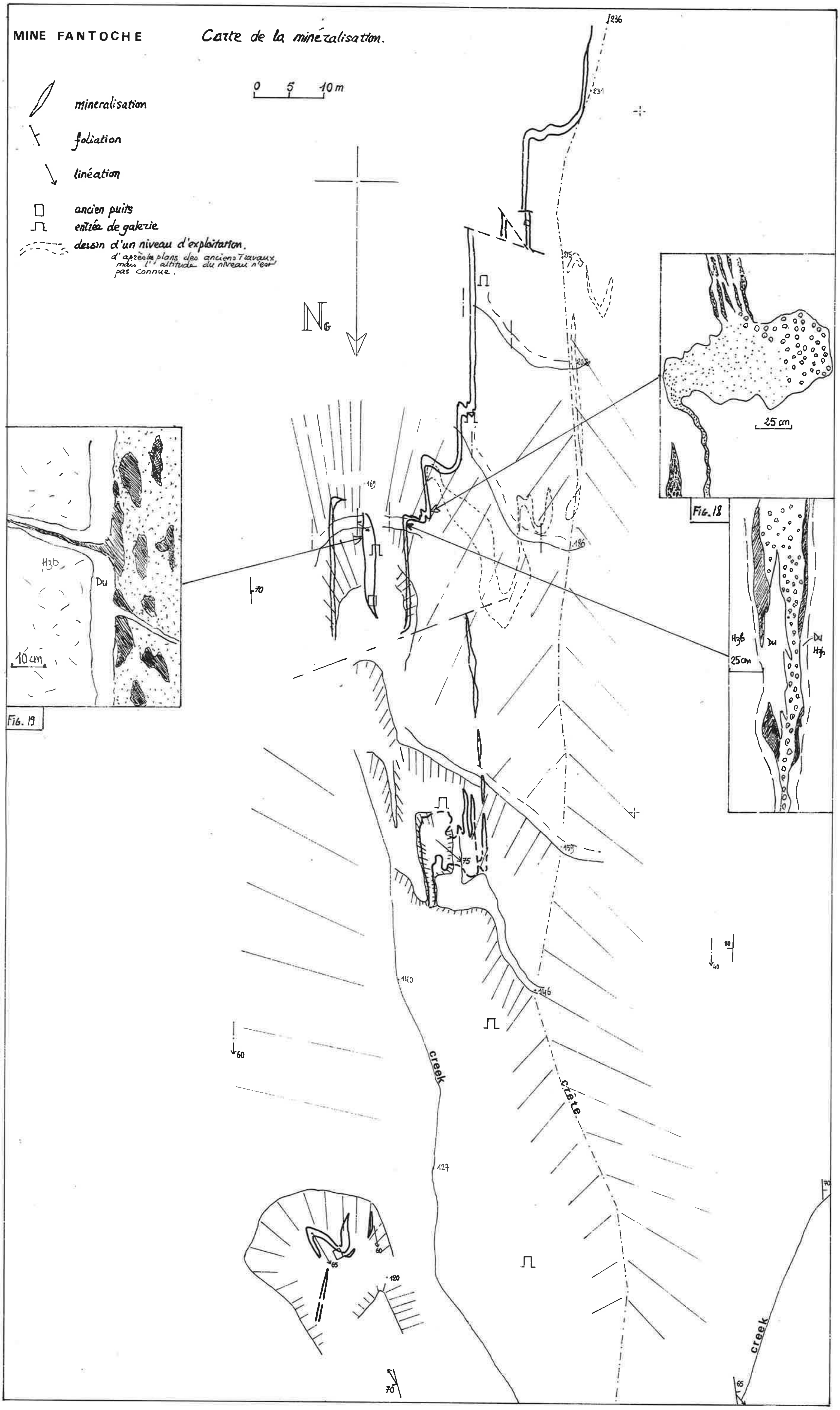

MINE FANTOCHE
Carte de la minéralisation.
0 5 10 m
minéralisation
foliation
linéation
ancien puits
entrée de galerie
dessin d'un niveau d'exploitation.
d'après les plans des anciens travaux, mais l'altitude du niveau n'est pas connue.
NG
Fig. 19
10 cm
H3b
Du
Fig. 18
25 cm
H3b
Du
creek
crête
236
231
215
203
186
169
159
146
140
127
120
70
60
40
80
75
65

Planche III

et foliations, sont parallèles à cette direction, ainsi que les rubannements et foliations des ultramafites encaissantes. Les seuls accidents cassants qui aient quelque importance dans la géométrie de la minéralisation sont des décrochements sénestres (Pl. III, et d'après les plans des galerie d'exploitation), orientés 080 et verticaux.

L'analyse structurale des colonnes révèle des structures grossièrement cylindriques, compliquées de renflements complexes, et dont l'axe construit plonge fortement vers le Nord ou le Nord-Ouest. Les linéations relevées tant dans les chromitites elles-mêmes (textures de pull-apart, chapelets de spinelle) que dans les dunites ou harzburgites encaissantes (chapelets de spinelles ou clivages de pyroxène) donnent ces mêmes directions.

Enfin, le tracé de la minéralisation en profondeur, tel qu'il apparait sur le plan d'un ancien niveau (d'altitude inconnue) confirme la structure proposée.

Au Nord de la zone cartographiée, quelques affleurements de chromite léopard apparaissent encore, dans le prolongement de la minéralisation.

Au Sud, le niveau chromifère, jusque là décimétrique, se pince soudainement. Plus haut les affleurements disparaissent sous les altérites du plateau.

B - Types de minerais rencontrés

Le minerai massif est peu représenté à Fantoche, où domine le minerai léopard, à nodules de 1 à 4 cm souvent allongés, et le minerai piqué. Celui-ci contient souvent de petites lentilles centimétriques de chromites massives, aplaties parallèlement à S_1 et présentant sur leur tranche, perpendiculairement à S_1, des fissures millimétriques à remplissage de serpentine (textures de pull-apart).

Il est difficile de dégager une loi générale qui régisse la répartition, soit latérale soit perpendiculairement au rubannement, des différents types de minerais les uns par rapport aux autres. En certains points cependant, certaines associations de bancs de minerais de différents types ont été vues, d'après lesquelles, compte tenu des replis mis en évidence, les minerais léopard et piqué pourraient s'organiser en séquences dans lesquels ils se succéderaient dans cet ordre, d'Ouest en Est (schéma sur planche IV). Il semble d'autre part que le minerai massif se rencontre surtout dans les renflements décrits plus haut.

C - Relation de la minéralisation avec l'encaissant

Les épontes de la minéralisation sont toujours constituées d'une "serpentine" dérivée de dunite, vert clair à blanchâtre (altérée), peu développée (dix dentimètres, ou moins).

Un phénomène particulier apparaît au contact Ouest du filon central (le plus développé) de la carrière supérieure : un "fil" de chromite massive épais de 2 cm, pédoncule de l'horizon chromifère principal, s'enfonce, accompagné d'une enveloppe dunitique centimétrique, dans l'encaissant harzburgitique, dont il recoupe les structures (Fig. 19).

D - Le contexte géologique

Le contexte géologique de Fantoche n'a pas fait l'objet d'une étude lithologique très détaillée. En effet, les péridotites y sont très fracturées, serpentinisées, et altérées, rarement en place (sinon dans deux creeks et sur une crête). Fracturation et serpentinisation traduisent sans doute la proximité du contact du massif (sinon de sa semelle) avec le sédimentaire.

Les observations (Pl. III) permettent cependant d'établir les points suivants:

- rubanements et foliations des péridotites sont toujours parallèles entre eux, et leurs directions sont régulières : Nord - Sud subverticales ou à fort pendage vers l'Ouest (rarement vers l'Est);
- les linéations plongent en moyenne de 60° vers le N ou le NW;
- les harzburgites dominent, avec un rubannement, peu développé, d'orthopyroxènites centimétriques et dunites décimétriques; en plusieurs endroits, un niveau dunitique plus développé (épais d'un mètre) apparaît à quelques mètres à l'W de la minéralisation;
- des harzburgites à diopside, que caractérise également une richesse plus grande en orthopyroxène, apparaissent sur la crête à l'Ouest de la mine (Pl.II).

3. Tiébaghi - Vieille Montagne 2 - Morrachini - Bellacoscia

Située sur le rebord NE du Dôme de Tiébaghi, la mine Tiébaghi a produit, de 1897 à 1962, 2 096 300 tonnes de chromite à 52-54 % de Cr_2O_3. La Tiébaghi fut exploitée par la Société le Chrome jusqu'en 1914, puis par la Société La Tiébaghi. Il s'agit là d'un volume de production sans commune mesure avec ceux d'autres mines calédoniennes.

Décrite par E. GLASSER (1904) qui la visité au début du siècle, la Tiébaghi a été étudiée, avec ses prolongements au SE , par P. ROUTHIER (1953) et S. CAILLERE et al. (1956). L'ensemble de mines et d'indices qui s'échelonnent de Tiébaghi à Bellacoscia constitue en effet, tant du point de vue des minéralisations que de la qualité (relative) des affleurements du contexte géologique, le terrain le plus favorable à Tiébaghi. C'est pourquoi, là aussi, et dans l'étude géochimique également, il y sera fait plus particulièrement référence.

L'histoire de la Tiébaghi a débuté par l'exploitation de blocs de chromite éluviaux qui apparaissaient au sein de l'épaisse cuirasse qui borde le plateau. Après avoir exploité cette chromite, les Anciens atteignaient la chromite en roche, et l'exploitation s'est faite à ciel ouvert jusqu'en 1920, époque à laquelle, laissant un entonnoir de 100 m de profondeur sur 200 m de diamètre, l'exploitation en mine souterraine commençait. Celle-ci s'arrêtait en 1963, au niveau 288 (cotes par rapport au niveau de la mer) par suite de l'effondrement des cours du chrome.

Les autres mines de l'alignement, Vieille Montagne 2, Morrachini, Bellacoscia ont eu des productions beaucoup plus modestes, pour la plus grande part de chromite éluviale: au total 68 000 tonnes environ à 53 % de Cr_2O_3.

A grande échelle l'ensemble Tiébaghi-Bellacoscia apparaît comme un alignement, suivant une direction 110° remarquablement constante, de mines et d'indices de chromite, dont les directions d'allongement sont chacune parallèles à cette direction générale.

Sans entreprendre ici une description détaillée de tous les affleurements de chromitite de cet ensemble, les minéralisations dans la paroi NW de l'entonnoir seront décrites en détail, ainsi que certains affleurements démonstratifs situés dans le périmètre de Vieille Montagne 2. L'analyse structurale faite dans l'Entonnoir permet alors de comprendre la morphologie du gisement telle qu'elle apparaît par les levers des différents niveaux des anciens travaux.

Un relevé topographique précis des affleurements minéralisés a été effectué grâce aux layons implantés par la Société INCO, layons suivant lesquels des levers géologiques ont permis d'établir une carte détaillée du contexte. Une "lithostratigraphie" locale peut en être déduite, qui, aux alentours des minéralisations, est encore précisée par l'examen de carottes de cinq des sondages effectués à partir du fond du tunnel d'exploration.

A - L'entonnoir

En descendant niveau par niveau le long de la paroi NW de l'Entonnoir, on peut observer l'évolution latérale de la minéralisation (Fig. 20) :

- au sein de harzburgites à rubannement centimétriques de dunites et pyroxénites, deux rubans de chromites (épaisseur 1 cm) à épontes dunitiques (3-4 cm) passent au niveau inférieur à une zone dunitique décimétrique englobant des blocs de chromite piquée et chromite massives;

- l'horizon chromifère où alternent, sur 10 à 30 cm des niveaux parallèles de chromite massive, apparaît sur les deux niveaux suivants, avec une direction toujours constante à 110-120 SW 50°-60°;

- les deux derniers niveaux de l'Entonnoir permettent d'observer comment l'on passe, par l'intermédiaire de replis complexes, des niveaux décimétriques précédents à une masse chromifère plurimétrique aux limites contournées (Fig.20).

Sur la paroi SE, la minéralisation apparaît de place en place sous de puissants éboulis. De plus l'analyse structurale est obscurcie par la tectonique cassante qui met en jeu des accidents à 100 SW 50 et 130 NE 50. Les minerais rencontrés ici sont les minerais massifs, léopard, et piqué, parfois organisés, sur 1 à 2 m d'épaisseur, en bancs décimétriques parallèles, avec des épontes dunitiques réduites (5 à 15 cm) (Fig. 22).

La figure 24 représente une partie des plans des anciens travaux, à partir desquels P. ROUTHIER a pu reconstituer le dessin en "doigts de gants" si caractéristique de la Tiébaghi (Fig. 23, tirée de S. CAILLERE et al., 1956). Deux failles, dites "East Fault" et "West Fault") orientées 150 NE 60, ont joué en faille inverse avec 30 à 40 m de rejet chacune (elles n'apparaissent pas au jour, passant, par construction, sous la cuirasse, au Sud-Ouest de l'Entonnoir). Le corps minéralisé est constitué de deux ou trois masses en forme de "doigts de gangts" (ou colonnes pour les mineurs, ou podes) allongés suivant un axe 15 SW 60. Ces masses, de volume décamétrique, sont reliées par des niveaux chromifères 120 SW 50 (Fig. 24).

Grâce aux observations faites dans l'Entonnoir, il semble que le schéma mis en évidence à Fantoche s'applique à Tiébaghi : les colonnes minéralisées proviendraient de replis serrés, avec boudinage et bourrage dans les charnières, affectant des niveaux minéralisés peu épais (décimétrique à métrique).

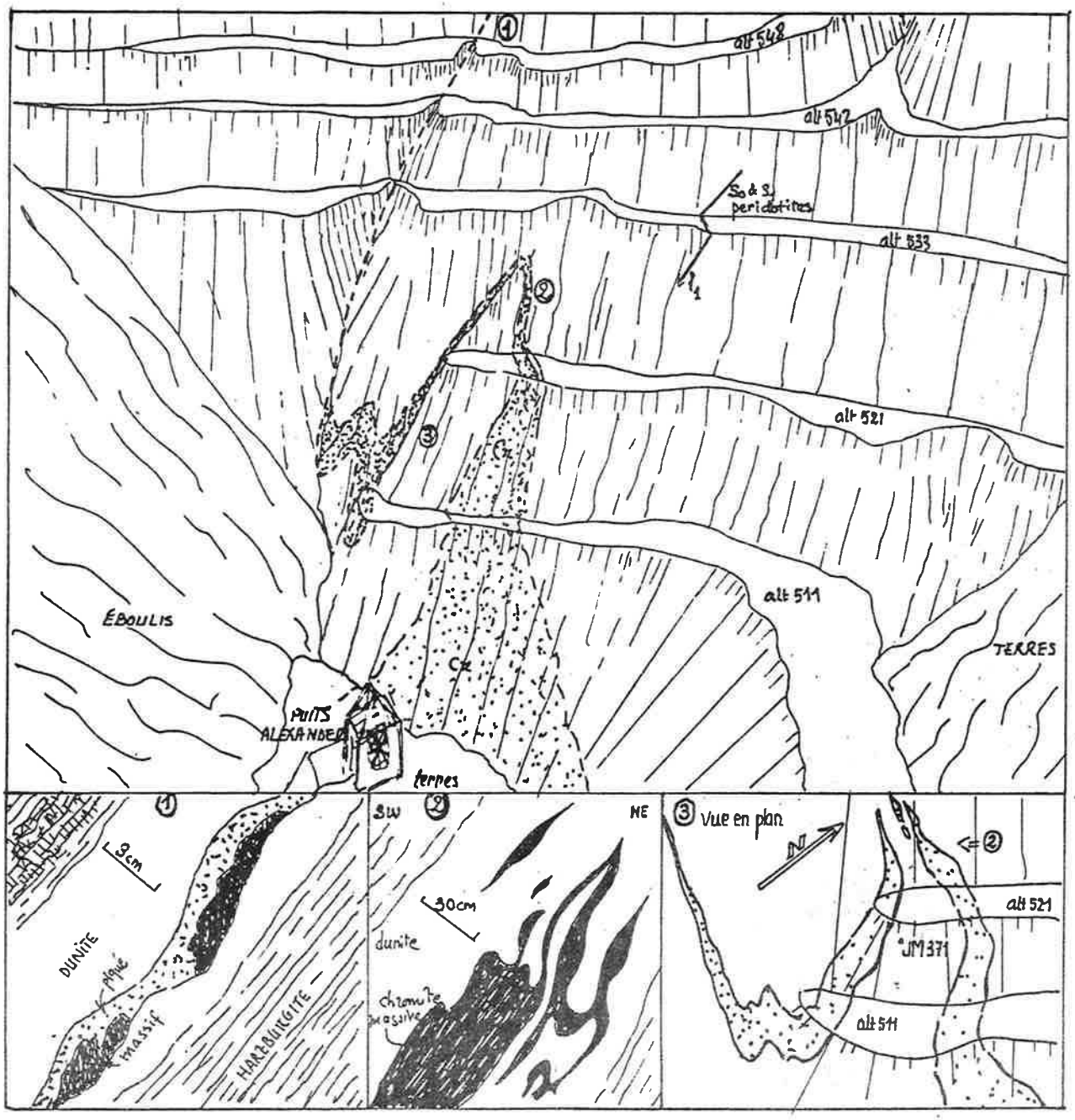


FIG. 20 — L'Entonnoir. Vue vers le Nord-Ouest

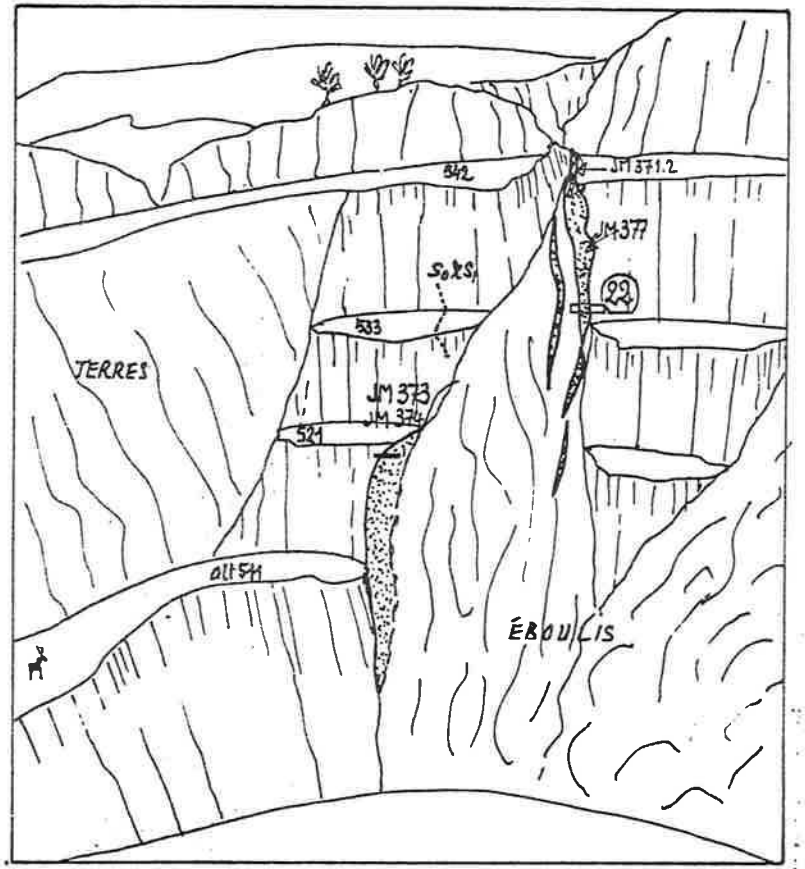


FIG. 21 — L'Entonnoir - Vue vers le Sud-Est
localisation des échantillons
: minéralisation

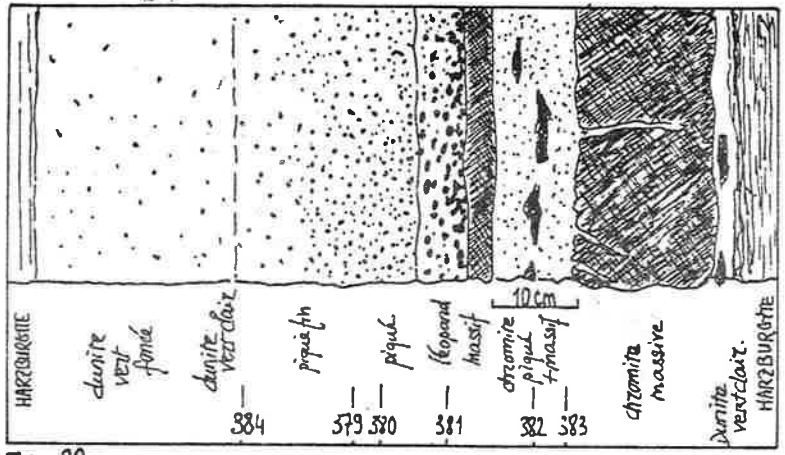
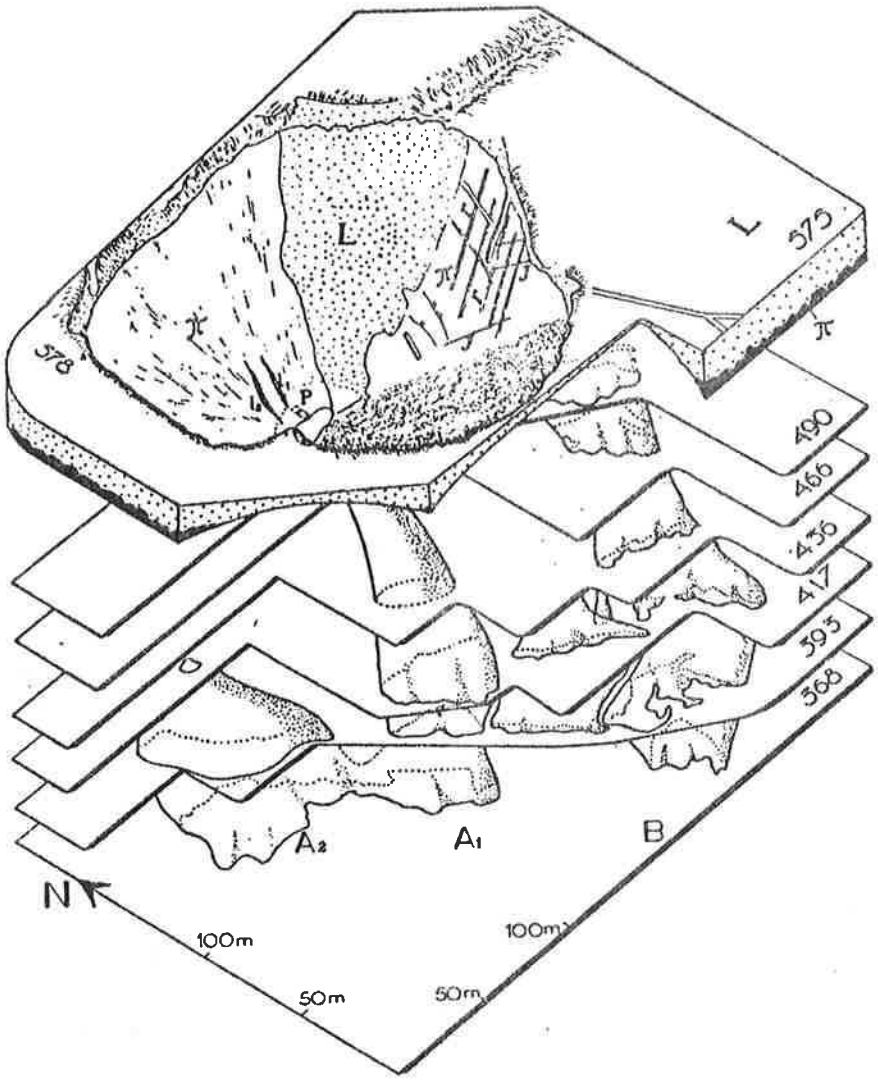


FIG. 22 —



Modèle en relief des colonnes de la mine Tiébaghi (vue plongeante du SW au NE).

Pour rendre le modèle plus expressif on a matérialisé les niveaux en leur donnant une certaine épaisseur. Chaque niveau est découpé de manière à laisser voir partiellement celui qui est en dessous. Le tracé des galeries n'a pas été figuré.

Ce modèle a été établi d'après des plans, à jour en juin 1949, aimablement communiqués par la Société La Tiébaghi. Faute de documents graphiques précis, l'allure de la colonne A_2 au-dessus du niveau 393 est tout à fait approximative (en tireté). Les niveaux sont désignés par leurs altitudes. Les dernières recherches ont reconnu le minerai au niveau 328 et un nouveau puits a même atteint le niveau 288 dans le minerai.

L : latérites ferrugineuses presque horizontales couvrant le sommet du massif (dôme) ; π : péridotites (harzburgites) serpentinisées encaissant les colonnes d'exploitation a commencé par une carrière en entonnoir, profonde d'environ 90 m, sur l'affleurement de la colonne A) ; l_1, l_2 : lentilles de chromite sur la face nord et au fond de l'entonnoir ; r : sur la face sud-est, rubanement plongeant environ 60° au SW ; J : joints plongeant environ 60° au NE.

FIGURE 23 - TIRÉE DE S. CAILLÈRE ET AL., 1956

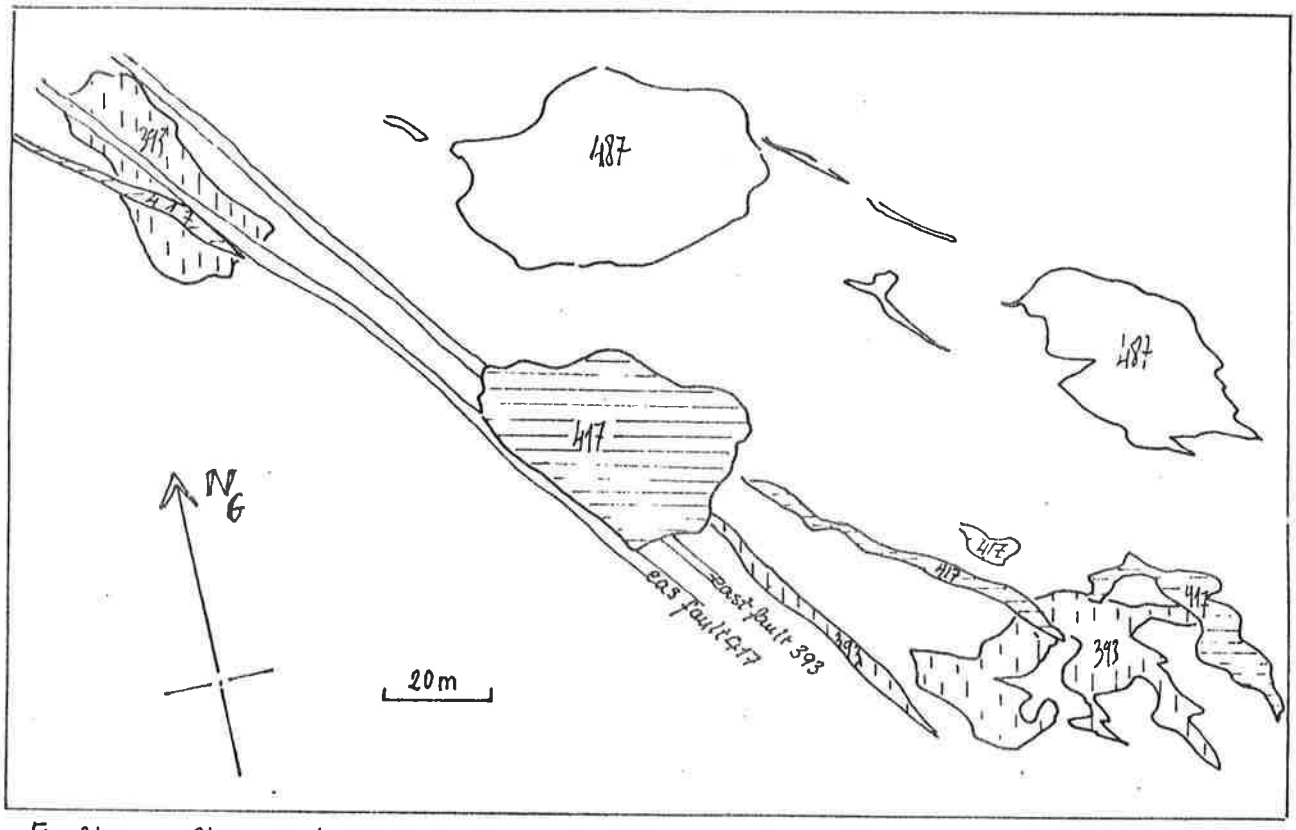


FIG. 24.a — Plans de la minéralisation de Tiébaghi suivant trois niveaux d'exploitation.
(le numéro du niveau désigne son altitude en mètres)

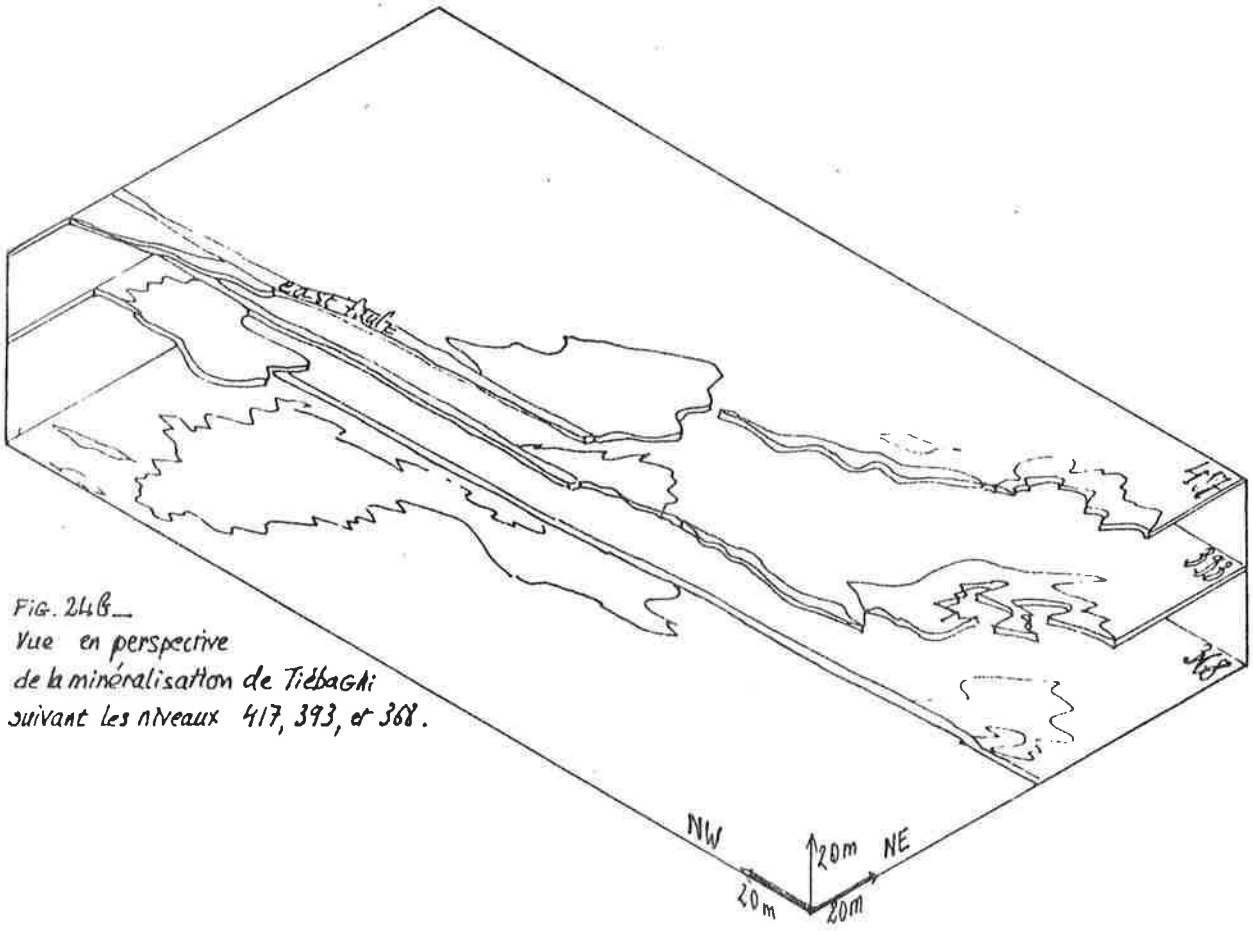


FIG. 24B —
Vue en perspective
de la minéralisation de Tiébaghi
suivant les niveaux 417, 393, et 368.

Du point de vue des relations structurales entre la minéralisation et l'encaissant, on retrouve aussi certains des traits décrits à Fantoche. L'encaissant, formé ici de péridotites finement rubanées (alternances centi- à décimétriques de harzburgites dunites et pyroxénites) est en effet régulièrement folié, parallèlement au rubannement, selon une direction 110 S 50, qui est aussi la direction générale du gisement, et la direction la plus souvent mesurée dans la minéralisation (en dehors des zones renflées). De plus, les linéations mesurées dans l'encaissant plongent généralement de 50° vers le SSW, c'est-à-dire parallèlement à l'allongement des "doigts de gant" (mesurées sur les plans des anciens travaux ou construits d'après le dessin des replis dans l'Entonnoir).

B - Les autres gisements de l'alignement Tiebaghi-Bellacoscia

Au SE de la Tiébaghi, les deux principaux affleurements de chromitite, et qui ont donné lieu à des exploitations de chromite en roche, sont les deux carrières, Supérieure et Inférieure, de Vieille Montagne 2 (Pl. IV).

a) Vielle Montagne 2, carrière supérieure

La chromite apparaît au NW sous la forme d'un ruban décimétrique de chromite piquée, dans un contexte de harzburgites rubannées, et donne naissance au SW à une poche de "chromite piquée riche" sans structures internes nettes, aux contours irréguliers, épaisse de 3 à 4 m, et sur 15-20 m de largeur, avec des épontes dunitiques décimétriques. Le contact inférieur de cette "poche," qui apparait ça et là le long du front de taille, dessine des structures cylindriques d'amplitude métrique dont l'axe plonge vers le Sud de 60°.

Si la morphologie de la minéralisation évoque celle d'un des "doigts de gant" de la Tiébaghi, il n'est pas possible, vues les conditions d'affleurement, de reconstituer le sens de déversement des structures.

La figure 25 représente un détail des contours de la minéralisation visible vers le haut de la carrière. On y observe, au niveau de l'épaississement important que dessinent les chromitites à cet endroit, une concordance des structures des péridotites encaissantes avec celles de la minéralisation.

b) Vieille Montagne 2, carrière inférieure (Fig. 26)

La minéralisation dessine là aussi une poche aux extrémités pincées, et, au SW, digitées. Un deuxième niveau, de chromite massive, très boudiné, apparaît à quelques mètres au SW du premier. Les minerais sont ici principalement du type léopard, à nodules de 2 à 3 cm de diamètre; au NE, apparaissent des veinules de hornblende dans un minerai massif. Localement, des filons centimétriques de chromite massive recoupent les structures du minerai léopard.

c) Autres affleurements (Pl. IV)

Trois autres carrières encore sont visibles, qui témoignent d'anciennes exploitations de la chromite : deux à Morrachini, une à Bellacoscia, mais il s'agissait apparemment d'exploitations de chromite éluviale. La chromite en roche apparaît à Morrachini en un niveau chromifère décimétrique dans un bloc de harzburgite rubanée émergeant des terres. A Bellacoscia, les rares affleure-

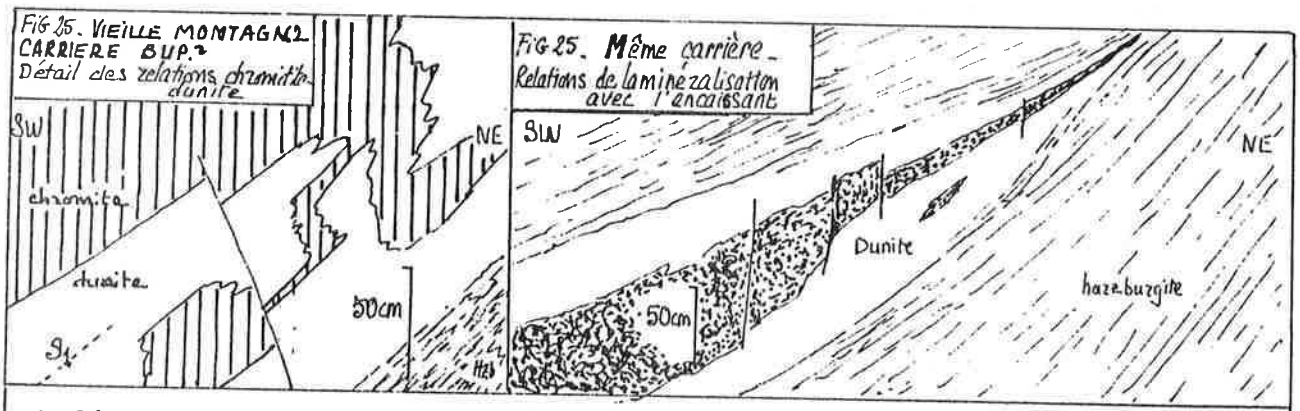
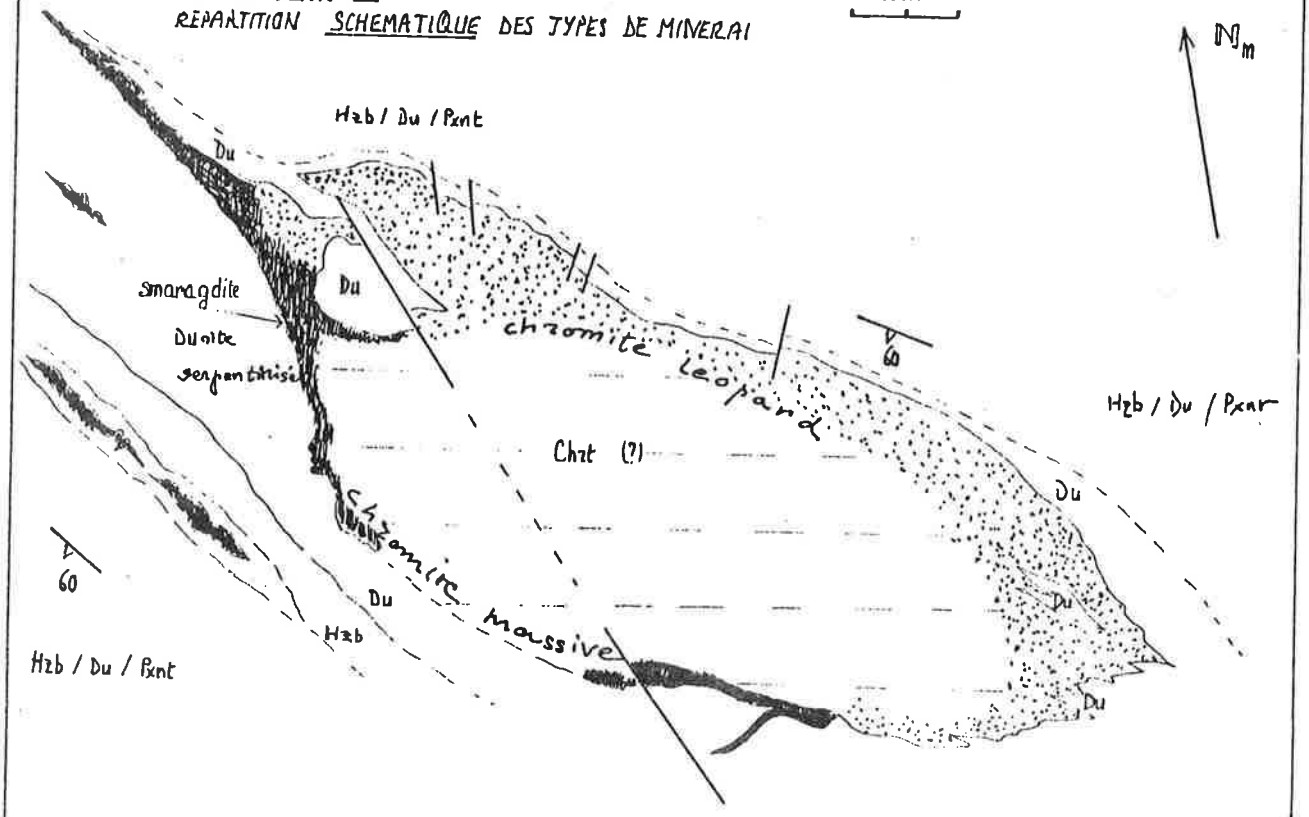
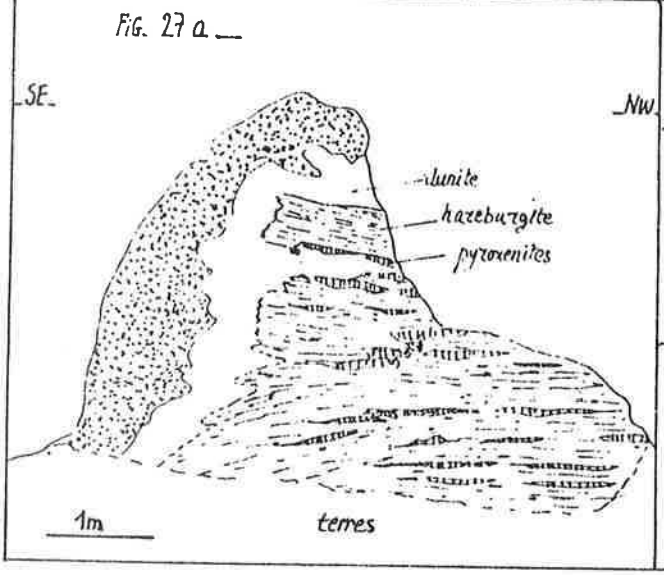


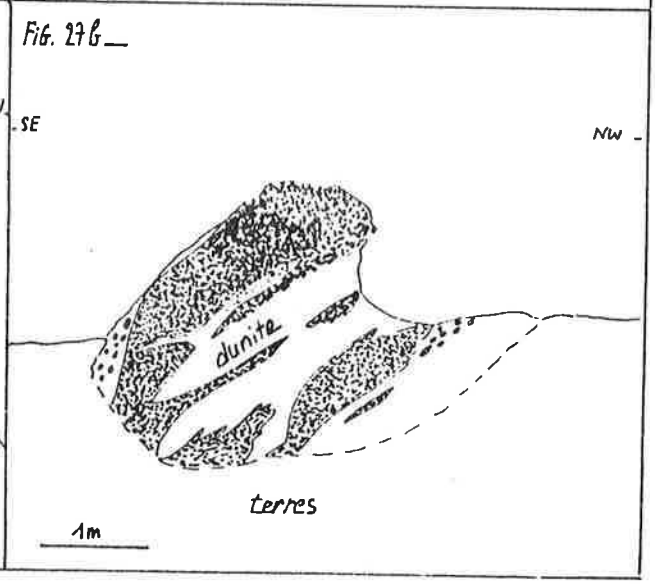
FIG. 26 _ VIEILLE MONTAGNE 2 _ CARRIÈRE INFÉRIEURE

VUE EN PLAN _

REPARTITION SCHEMATIQUE DES TYPES DE MINERAI







ments de chromite (léopard) en place auraient disparu récemment sous les éboulis (R. BLANC, communication orale).

Des affleurements isolés de chromitite, à Vieille Montagne 2, au SE de la Carrière Inférieure, permettent quelques observations sur les relations chromitite - dunite - encaissant, et la géométrie de la minéralisation (Fig. 27).

Sur l'un d'eux (Fig. 27 b) un niveau décimétrique de chromite piquée (relativement riche) dessine une charnière de pli couché, avec des lambeaux de chromite allongés dans le plan axial. L'autre affleurement, décrit également par P. ROUTHIER (1953), montre une masse de chromite piquée aux contours irréguliers, avec une éponte dunitique décimétrique, discordante sur les structures de la péridotite encaissante, ici très rubannées. Ces rubanements ne sont pas parallèles entre eux, mais s'organisent en éventail (Fig. 27. a).

C - Le contexte géologique des minéralisations de Tiébaghi - Bellacoscia

Les minéralisations de cet ensemble affleurent sur un replat altéré situé juste en contrebas des épaisses formations d'altération qui recouvrent le Dôme de Tiebaghi : les blocs de roche saine qui émergent ca et là des terres ont permis d'établir une esquisse géologique. Sur la planche IV ont été reportés les éléments suivants :

- les mines et indices de chromite, notés Cr;

- la lithologie de la péridotite, caractérisée par les abondances relatives des différents faciès ultramafiques associés : harzburgite (H), harzburgite à diopside (Hdi), pyroxénites (P, ou W s'il s'agit de webstérite), dunite (D). Le rythme du rubannement est parfois noté (m : métrique, dm : décimétrique, cm : centimétrique);

- les structures : rubannements et foliations sont parallèles, la linéation apparaît souvent assez clairement, soit par des chapelets de spinelle, soit par l'allongement des pyroxènes dans le plan de foliation. Enfin, les directions d'allongements des principaux corps chromifères sont reportées. Celles-ci peuvent être mesurées directement, comme à la mine Tiébaghi (par les plans des anciens travaux), ou indirectement, en construisant l'axe des structures de la minéralisation.

Suivant trois des layons (A8, A9, A10), où les affleurements sont plus nombreux, la même répartition des faciès apparaît, ce qui permet de proposer une coupe lithologique synthétique (Pl. IV) représentative du contexte géologique local.

Du NE au SW se succèdent, ainsi que nous l'avons signalé au § II.3.D:

(1) des harzburgites à rubans dunitiques décimétriques, associées à des niveaux dunitiques plus épais : plurimétriques, mais moins puissants (métriques) vers le SW (2);

(3) des harzburgites à rubans pyroxénitiques et dunitiques serrés (centimétriques). Ces faciès très rubanés, aux pyroxénites boudinées ou plissées isoclinalement, apparaissent en général au voisinage immédiat (sur quelques dizaines de mètres) des minéralisations.

(4) au SW des mines et indices de chromite, le diopside, qui apparaissait sporadiquement dans les faciès précédents (et surtout dans les pyroxénites) existe en quantité notable. Ces harzburgites à diopside, également plus riches en

orthopyroxènes que les harzburgites, sont rubanées : websterites centimétriques, quelques dunites décimétriques.

Du point de vue structural, on remarque d'une part la grande régularité des structures, tant des foliations que des linéations. Cependant si la foliation est régulière en direction, le pendage, généralement de 50-60° vers le SW est parfois de 30° seulement dans les péridotites, ce qui peut évoquer des replis possibles d'axe subhorizontal, NW-SE. L'autre fait structural marquant est la concordance des linéations des péridotites encaissantes avec les directions d'allongement de chacun des corps chromifères.

La lithostratigraphie esquissée à l'échelle hectométrique par ce lever des layons a pu être précisée à l'échelle métrique par l'examen de carottes de cinq sondages effectués par INCO à partir du fond du tunnel. Les sondages examinés se situent dans un même plan vertical, orienté NE-SW. Dans ce plan; deux sondages sont orientés vers le haut, de 40 et 21° , trois autres sont orientés vers le bas, de 18, 30 et 38° (Fig. 28). Les structures de la péridotite sont, au jour, assez régulièrement orientées, dans la région, 110-120 SW 40-50 et les structures visibles dans le sondage supérieur permettent de vérifier que cette régularité se poursuit en profondeur. Grâce à celà il est en général possible de réorienter grossièrement les échantillons des autres sondages et d'y mesurer les linéations l_1 de spinelle (des lames minces ont également pu être taillées dans le plan perpendiculaire à S_1 et comprenant l_1). Ainsi l'interprétation structurale de cette "main" de sondages, et en particulier les relations entre les différents niveaux minéralisés rencontrés (Fig. 28) ont pu être établies grâce à ces mesures de linéation, supposant en outre que le sens de déversement des plis est, de même qu'en surface ou dans les anciens travaux, en S.

La lithologie détaillée du premier sondage sera présentée plus loin, à propos de son étude géochimique. L'examen de l'ensemble des sondages fait apparaître les points suivants :

- les passées, longues chacune de quelques mètres, de péridotites très fracturées et serpentinisées, dans lesquelles on observe systématiquement des filons décimétriques de microgabbros à textures très laminées, se corrèlent bien d'un sondage à l'autre et dessinent deux grands accidents à pendage NE. Le premier, qui apparaît au début des sondages, correspond à la "East Fault" des anciens travaux (Fig. 24), le deuxième correspond à la "West Fault" (J. SCHEIBLER, communication orale). Les pendages, les sens de décrochements, (failles inverses) et la valeur des rejets correspondants, reconstitués d'après le dessin de la minéralisation, sont également en accord avec ce que l'on connaît de ces deux failles d'après les plans des anciens travaux;

- du point de vue du contexte ultramafique, les seuls éléments lithologiques qui se corrèlent bien d'un sondage à l'autre sont les passées dunitiques relativement épaisses qui apparaissent au début des sondages. Le reste des sondages est toujours constitué d'alternances centimétriques à décimétriques (rarement plus épaisses) de dunites, harzburgites et pyroxénites, analogues aux péridotites finement rubannées que l'on connaît au jour à proximité des minéralisations,

- sans obtenir, dans ces péridotites finement rubannées, de corrélations séquence à séquence d'un sondage à l'autre, on peut cependant observer, dans trois sondages au moins, une même évolution générale depuis les passées dunitiques de la base vers les minéralisations : diminution progressive de la quantité de dunite, enrichissement progressif des harzburgites en orthopyroxènes et clinopyroxènes, apparition de pyroxénites de plus en plus nombreuses. Sur deux sondages on trouve, au-dessus des chromitites, un faciès harzburgi-

Coupe lithologique interprétative, d'après les layons 8, 9 et 10.

50m

← SW — NE →

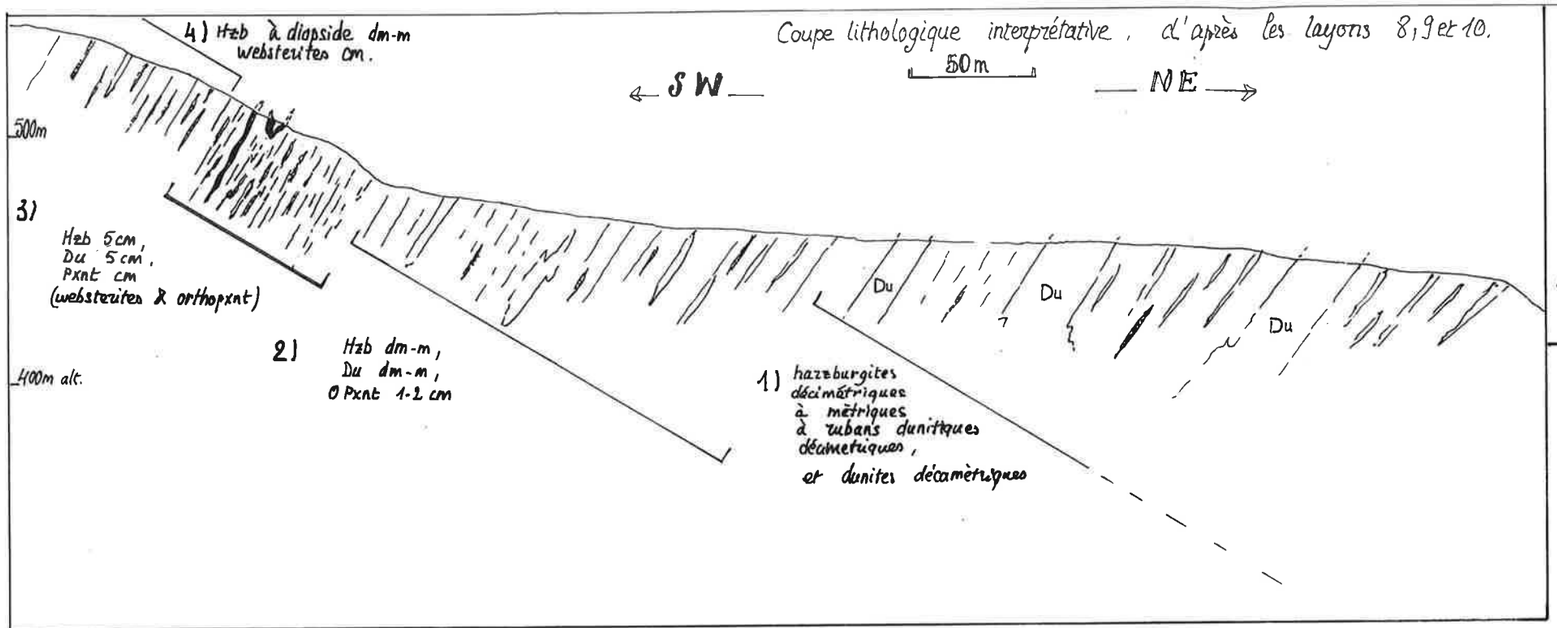
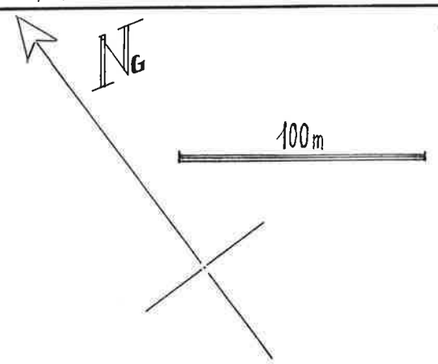


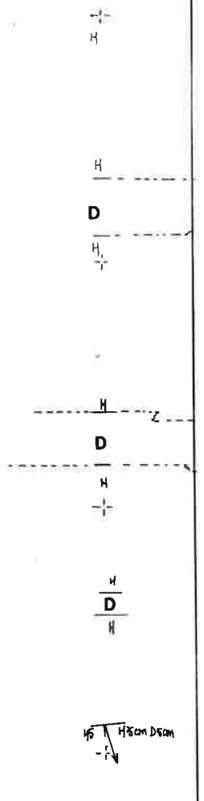
PLANCHE IV

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE TIEBAGHI - VIEILLE MONTAGNE 2 - MORRACHINI

$S_0 \times S_1$	péridotite	H	harzburgite
S_1	péridotite	D	dunite
	axe d'allongement des minéralisations	P	pyroxenite
		W	websterite
	roche feldspathique	Hdi	Harzburgite à diopside
		Cr	mines et indices de chromite

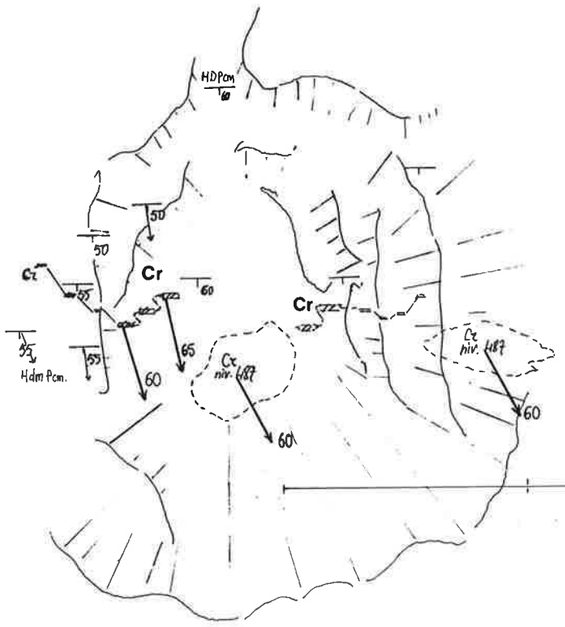


layon A8



TIEBAGHI

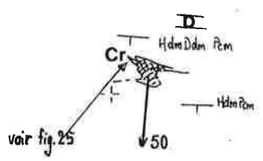
ENTONNOIR



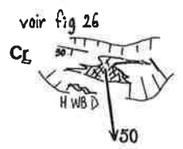
vers le Village

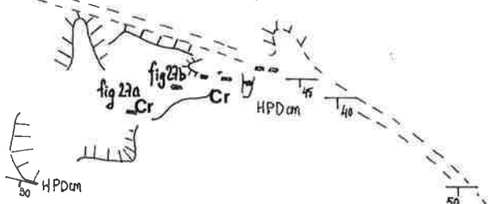
VIEILLE MONTAGNE N°2

CARRIÈRE SUPÉRIEURE



CARRIÈRE INFÉRIEURE





Hdm Ddm Pcm

50

Hdi + W

50

Hdi W

50

Hdi W cm Dcm

Hdm Pcm

50

Hdi W

50

Hdi

Hdi D2cm Pcm

Hdi

Hdi W

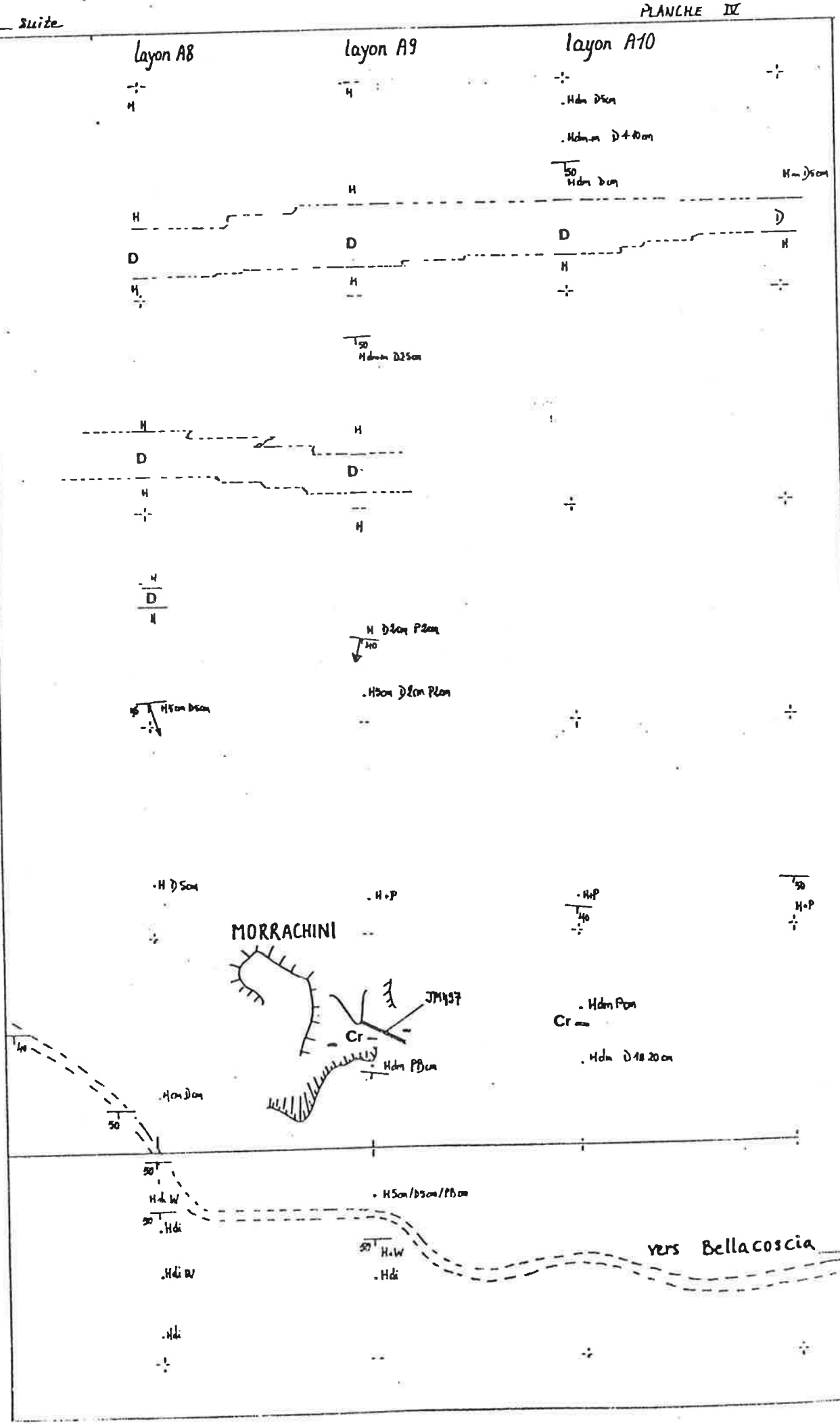
Hdi

layon de base

layon A5

layon A7

← Suite


layon A8
layon A9
layon A10
MORRACHINI
JM1937
Cr
vers Bellacoscia

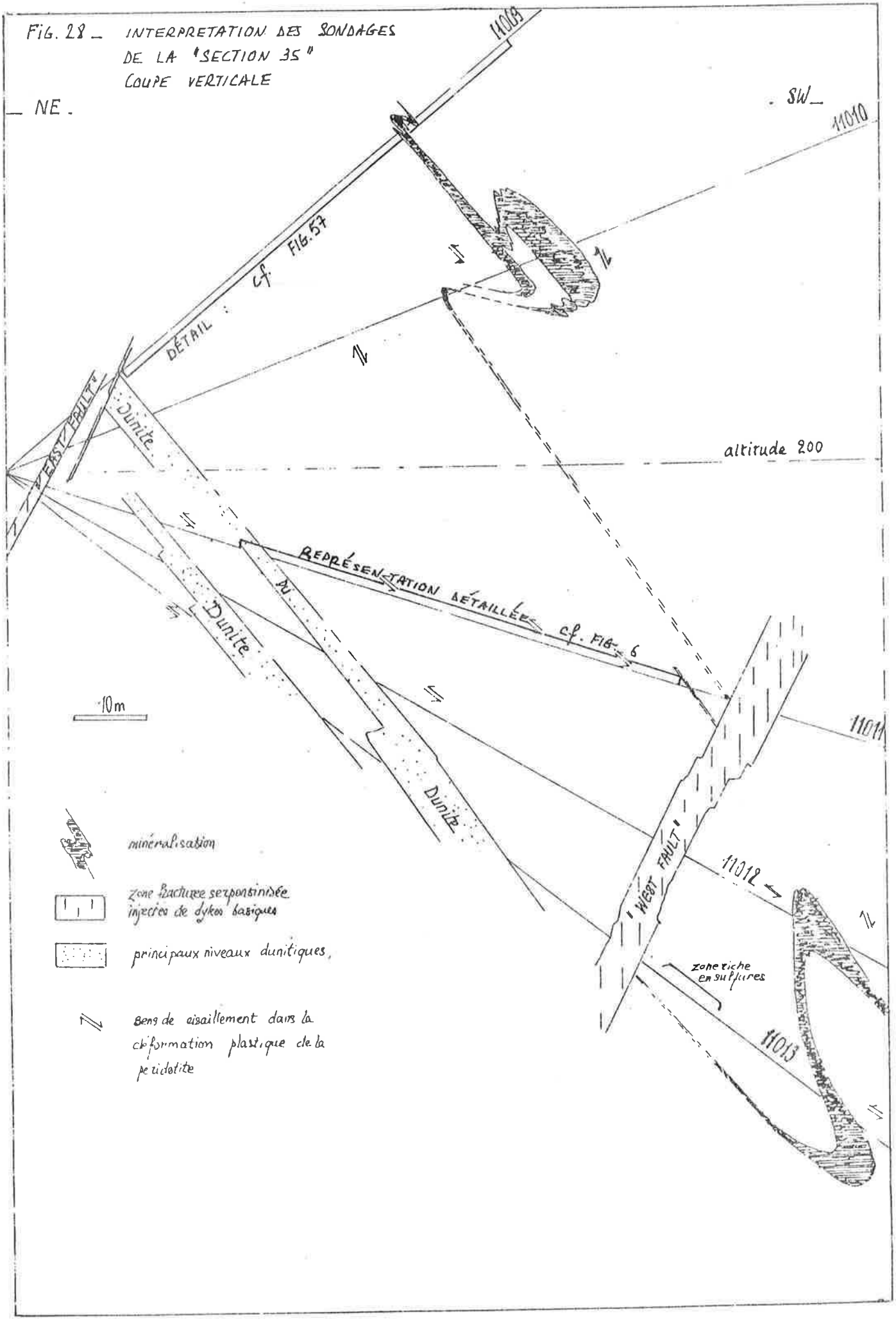


FIG. 28 _ INTERPRETATION DES SONDAGES DE LA "SECTION 35" COUPE VERTICALE
_ NE .
. SW _
1009
1010
DÉTAIL : cf. FIG. 57
"EAST FAULT"
Dunite
altitude 200
REPRÉSENTATION DÉTAILLÉE cf. FIG. 6
Dunite
Dunite
10m
1011
1012
"WEST FAULT"
zone riche en sulfures
1013
minéralisation
zone fracturée serpentinisée injectée de dykes basiques
principaux niveaux dunitiques
Sens de cisaillement dans la déformation plastique de la peridotite

tique particulièrement riche en pyroxènes, avec de nombreuses pyroxénites (webstérites et orthopyroxénites), et de rares dunites centimétriques. Dans le sondage 11013, dans une "séquence" dunite-harzburgite-pyroxénite située (d'après notre reconstitution structurale) "au-dessus" des chromites, des sulfures (1 à 2 % en volume) apparaissent en grains millimétriques interstitiels (cf. II.3.B). L'apparition de tels sulfures dans les péridotites du massif de Tiébaghi est tout à fait exceptionnelle, mais nous ne pouvons dire s'il existe une relation assez générale entre l'apparition des sulfures et la proximité des minéralisations.

- du point de vue des textures des péridotites : de même qu'au jour (le long des layons déjà décrits) les déformations plastiques sont souvent très marquées aux abords des niveaux minéralisés, de même dans ces sondages les textures des péridotites ont des caractéristiques porphyroclastiques accentuées (Fig. 1).). On trouve même souvent des textures "blastomylonitiques" (NICOLAS et al., 1971), à orthopyroxènes allongés (1 x 7 mm) dans un ciment à grain très fin (0,3 mm) d'olivine et pyroxènes. Les lames minces taillées suivant le plan perpendiculaire à S_1 et incluant l_1 permettent, d'après les méthodes décrites par A. NICOLAS et J.P. POIRIER (1976), de déterminer les sens de cisaillement et de mesurer l'importance de la déformation par l'angle entre la "fabrique de réseau" et la "fabrique de forme". Les angles mesurés pour les péridotites des sondages sont toujours très faibles (inférieurs à 10°, de 6 à 7° en général), indiquant des cisaillements très importants (NICOLAS et al., 1971). Les sens de cisaillement (Fig. 28) sont assez homogènes dans l'ensemble.

4. Chagrin et Damoclès

La mine Chagrin est située à la limite orientale du massif, à une centaine de mètres du contact avec les terrains sédimentaires éocènes. Exploitée de 1924 à 1938 par J. TALON, de 1938 à 1948 par la Société d'Exploitation de la Mine de Chagrin, puis jusqu'en 1954 par la Société Calédonienne du Chrome, la mine Chagrin a produit 241 155 tonnes de minerai à 56-57 % de Cr_2O_3 à un ratio de 3,3. A partir de 1931, le minerai qui, brut, tenait 40 % Cr_2O_3, était traité à la laverie voisine. Les minerais de chromites alluviales et éluviale exploités dans de petites carrières (Silice et Paulette) étaient également traités.

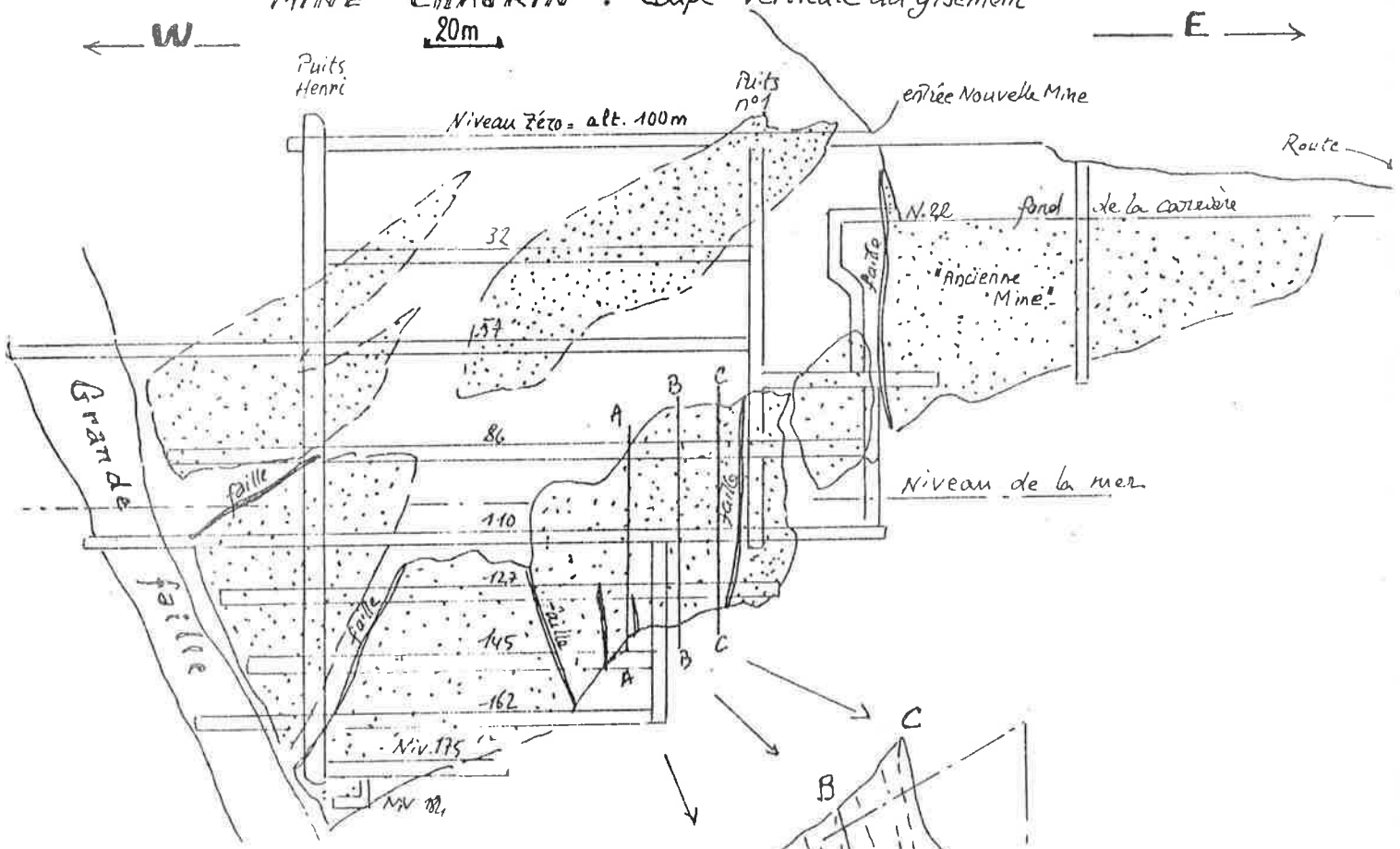
La proximité du contact basal du massif se traduit par une serpentinisation et une fracturation intenses. Les plans des anciens travaux souterrains (bien qu'incomplets) permettent cependant de se faire une idée générale du gisement que des observations de détail, faites sur de rares affleurements, complètent. Le contexte géologique, qui avait fait l'objet d'une cartographie détaillée aux alentours immédiats de la mine (D. ROBERT, 1977), est étudié ici à plus grande échelle, grâce aux layons implantés par la Société le Nickel.

A - Morphologie de la minéralisation

D'après les plans des anciens niveaux d'exploitation (Pl. V et Fig. 29), la minéralisation dessine trois colonnes alignées suivant une direction E - W, à pendage N dans les premiers niveaux, puis S en profondeur. Les axes de ces colonnes plongent de 30° environ vers l'Ouest. Les failles sont nombreuses; ce sont surtout des décrochements sénestres de direction 20 et dextres à 150. Vers l'Ouest, la minéralisation vient buter sur une épaisse zone serpentineuse, la "grande faille", au-delà de laquelle aucune minéralisation importante n'a été trouvée (Pl. V et VI).

fig. 29 -

MINE CHAGRIN . coupe verticale du gisement



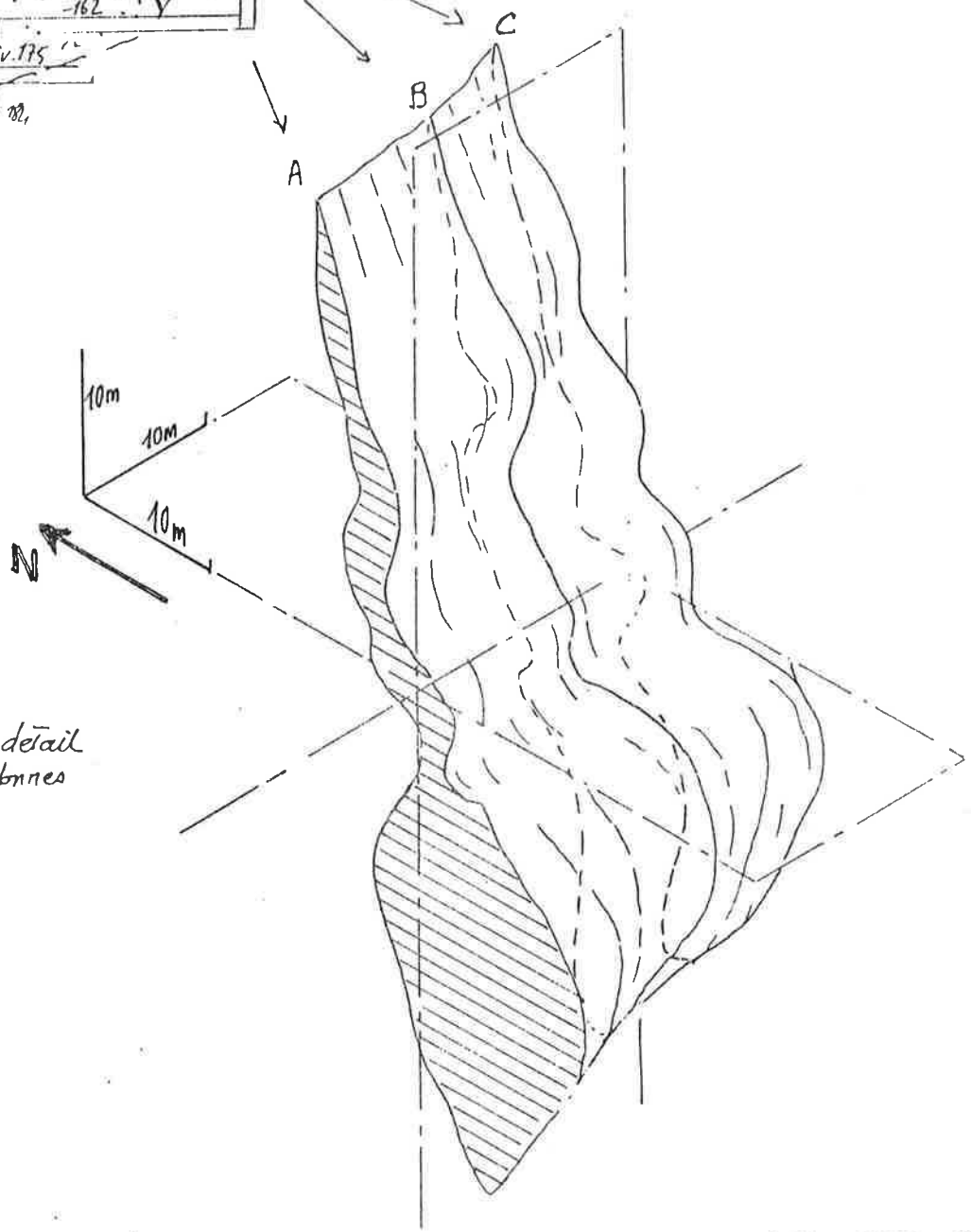


fig. 30

Morphologie de détail d'une des cornes

PLANCHE V

PLAN DES ANCIENS TRAVAUX DE LA MINE CHAGRIN

Cr : indices de chromite en surface
H : harzburgite
D : dunite

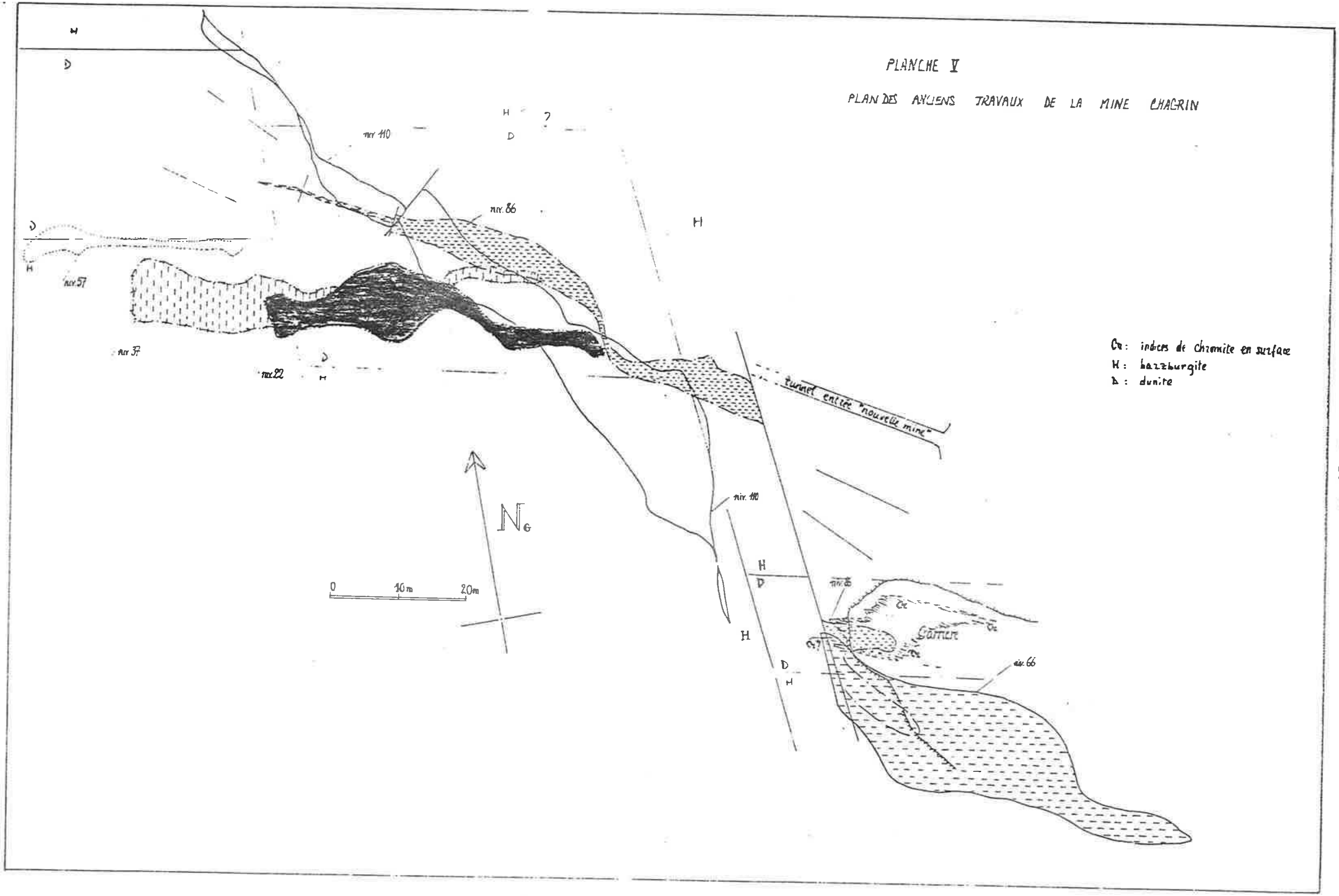
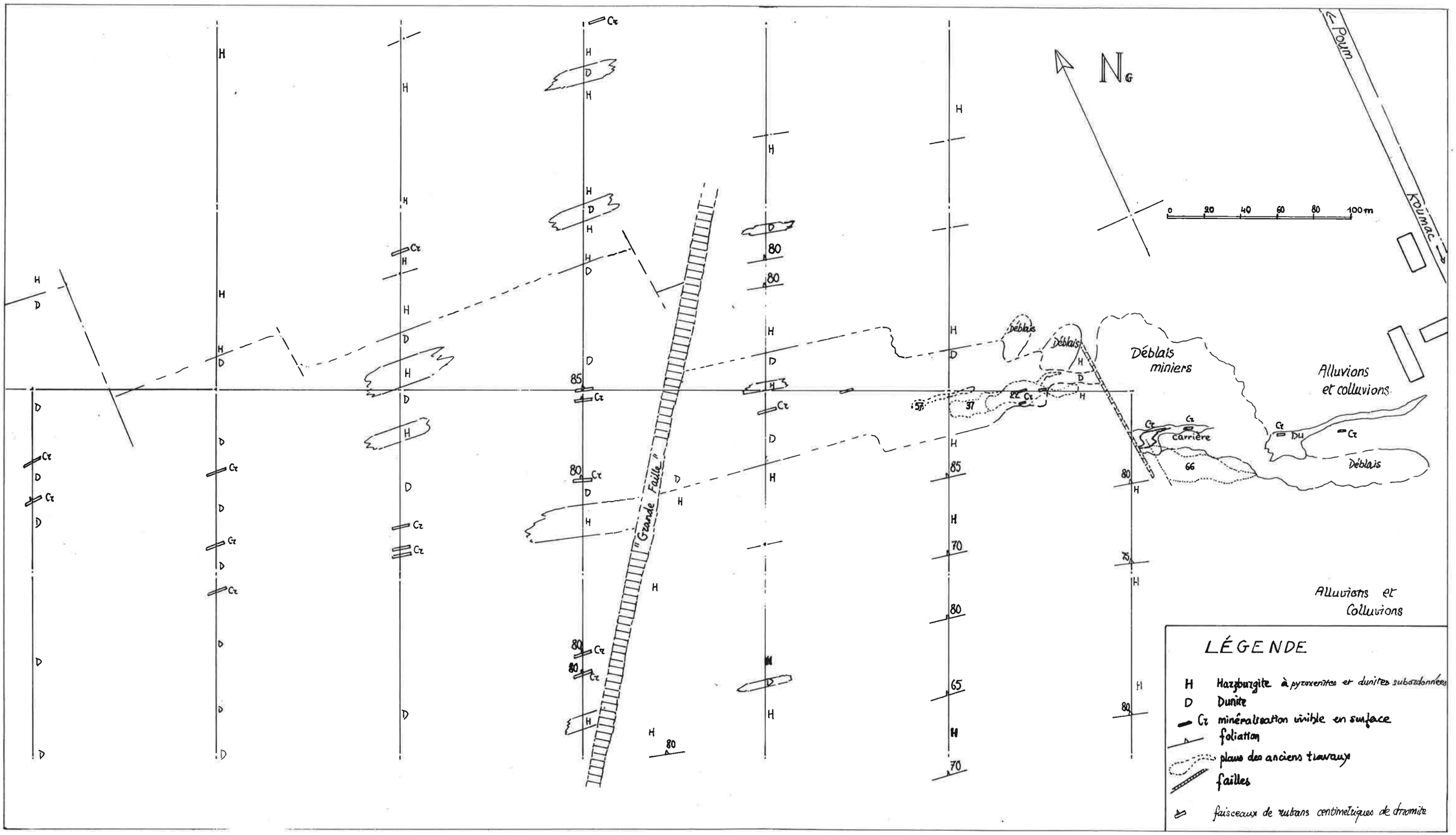


PLANCHE VI

Carte géologique des alentours de la MINE CHAGRIN
d'après les levers de layons implantés par la société SLN.



Un ancien document minier permet de dessiner (Fig. 30) le détail d'une partie d'une de ces colonnes, ce qui fait apparaître des ondulations, un peu déversées, d'axe parallèle à l'allongement de la colonne, et cela évoque des plis déversés en S.

En surface, la minéralisation affleure au fond de la grande carrière de l'exploitation TALON (Pl. V et VI), où elle a pu constituer, dans le prolongement de la colonne E, une masse assez importante, mais on ne trouve à l'Ouest, dans le prolongement des autres colonnes, que quelques faisceaux de rubans centimétriques de chromitites, au sein d'un niveau dunitique décamétrique.

B - Structures du minerai

Le minerai de Chagrin est rubanné, constitué de l'alternance de niveaux centimétriques de dunite (serpentinisée) et de chromite piquée plus ou moins riche. Les rubans dunitiques dessinent dans le minerai des replis isoclinaux serrés, avec "injection" de dunite dans le plan axial (Fig. 31). Les contacts de la minéralisation avec l'encaissant dessinent des digitations dont le plan axial est parallèle à la foliation. Foliations et rubannements dans le minerai sont régulièrement orientés à 80 N 80-90°. Les linéations relevées dans le minerai ou dans les dunites d'épontes (épaisses de 10 cm à 1 m) plongent de 30° environ vers l'Ouest.

C - Contexte géologique (Pl. VI)

Du fait de la serpentinisation intense, seules les distinctions lithologiques élémentaires, relatives à la présence de pyroxène, ont pu être faites: la présence de diopside n'a pu être mise en évidence.

De part et d'autre du niveau dunitique mentionné plus haut, la harzburgite domine, à rubannements dunitiques et pyroxénitiques centimétriques. Ceux-ci sont parallèles, ainsi que les foliations, aux directions 80 N 80 relevées dans la minéralisation.

La "grande faille" qui en profondeur limite le gisement à l'Ouest, apparaît sur le terrain (Pl. VI) comme une zone bréchique, où sur une quinzaine de mètres d'épaisseur, des blocs métriques de harzburgites et dunites sont pris dans une matrice de serpentinite écrasée (et silicifiée). A l'Ouest de cette zone un grand massif dunitique a pu être mis en évidence, bordé au Nord par des harzburgites à rubannement dunitique où apparaissent parfois quelques niveaux chromifères d'épaisseur réduite (inférieure à 1 m). Des faisceaux de rubans centimétriques de chromitite apparaissent également au sein du massif dunitique. Certains ont donné lieu a de petits grattages superficiels. La planche VI montre également la grande régularité des structures de cet ensemble dunitique au sein duquel apparaissent des niveaux harzburgitiques décamétriques. Les quelques irrégularités de la limite N de ce massif pourraient provenir de petits décrochements analogues à ceux observés dans la mine Chagrin.

D - Damoclès

Située à moins d'1 km au NW de Chagrin, la mine Damoclès, où MICHEL et BRESSLER auraient exploité en 1926 250 t de chromite à 56 % Cr_2O_3, présente de nombreuses analogies avec Chagrin.

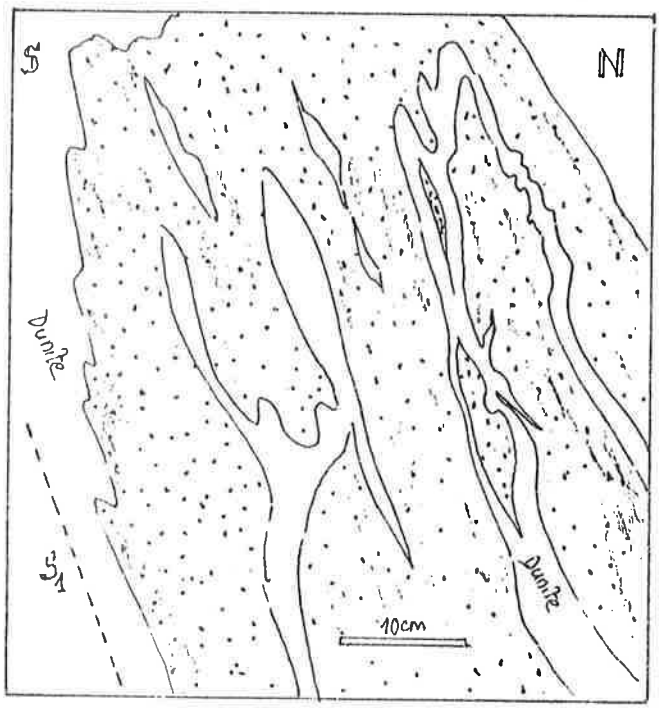


FIG. 31 . le minerai de chayzin - vue en coupe.
au fond de la carrière de 'l'exploitation talon' (carriere Est)

Rubans centimetriques de dunite, affectés de plis isoclinaux, dans un "minerai piqué".

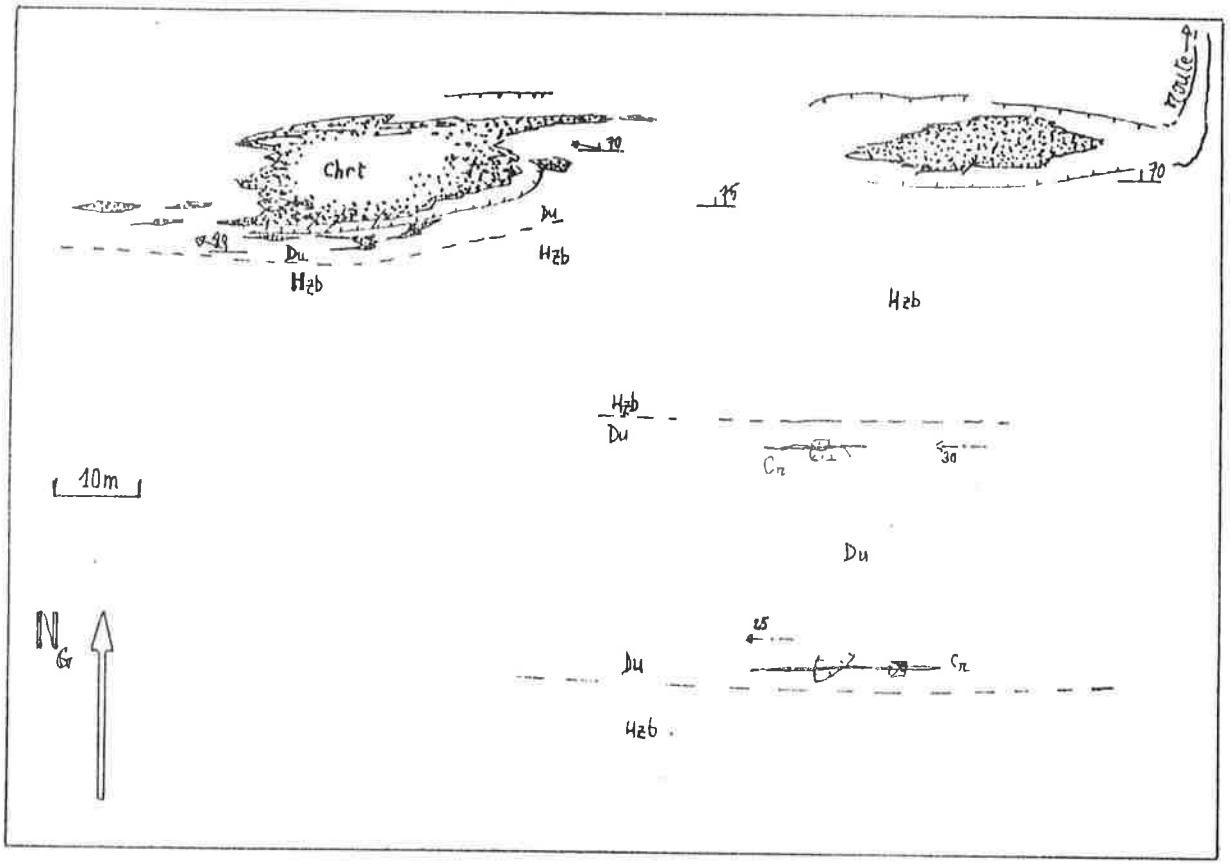


FIG. 32 . PLAN SCHÉMATIQUE DE LA MINE DAMOCLÈS

Les chromitites affleurent principalement dans deux petites carrières (Fig. 32) alignées suivant une direction E - W. La minéralisation y dessine, dans chacune, une poche allongée aux extrémités digitées.

Le minerai de Damoclès est analogue à celui de Chagrin : il s'agit d'une chromite piquée à grain millimétrique, organisée en schlieren allongés et digités dans une dunite serpentinisée. Le contexte géologique est essentiellement harzburgitique, du moins dans les environs immédiats.

Les structures (rubannements et foliations) du minerai et du contexte sont régulièrement E - W et verticales. Les linéations mesurées dans le minerai plongent de 30° vers l'W.

Au SW de ces deux carrières, deux rubans centi- à décimétriques de chromite piquée apparaissent en quelques endroits, et ont donné lieu à de petits travaux superficiels. Les dunites sont à leurs alentours assez développées. On relève dans ces lits de chromitites, orientés E - W et verticaux, des linéations d'étirement plongeant de 30 à 40 ° vers l'Ouest.

5 . La mine Alpha

Située sur le versant SW du massif, en contrebas des falaises qui limitent le Dôme de Tiebaghi au Sud, la mine Alpha a été exploitée de 1924 à 1932, puis de 1942 à 1945, par E. PERKINS, puis par la Société Chimique du Chrome. Il en a été extrait 54 628 t à 52 % Cr_2O_3 en moyenne.

D'après E. GLASSER (1932), cette mine était réputée d'une exploitation difficile du fait de la dureté de son minerai, qui nécessitait de plus un triage coûteux, et un lavage effectué au "wharf des Américains".

A - Morphologie du gisement

La figure 33, inspirée d'un plan incomplet des anciens travaux, donne une idée de la forme générale du gisement : les galeries d'exploitation dessinent une grande structure arquée, avec un flanc NE subvertical, un peu ondulé, et un flanc W à pendage NW.

Au jour (Pl. VII), les minéralisations affleurent au fond d'une grande carrière de forme analogue à celle dessinée par les anciens travaux (il n'a pas été possible d'établir la correspondance topographique exacte entre le fond et le jour). Souvent recouverte par les éboulis dans la partie E, la minéralisation affleure de place en place sous la forme de niveaux de chromite rubanés dont les orientations variables dessinent des plis de style parallèle d'amplitude métrique. A l'Ouest, la minéralisation apparait aux entrées d'un plan incliné et de deux puits. Les contacts, bien visibles, de la minéralisation avec l'encaissant permettent de dessiner plusieurs plis en genoux, assez serrés (Pl. VII), de style parallèle. D'après les petites inflexions que dessinent les galeries (Fig. 33), ces ondulations se prolongeraient en profondeur.

Plus à l'Ouest, au-dessus du creek situé à l'Ouest de la mine, le niveau chromifère s'effiloche et l'on ne voit plus dans un niveau dunitique métrique, que quelques traînées de chromite piquée dessinant des plis couchés centimétriques.

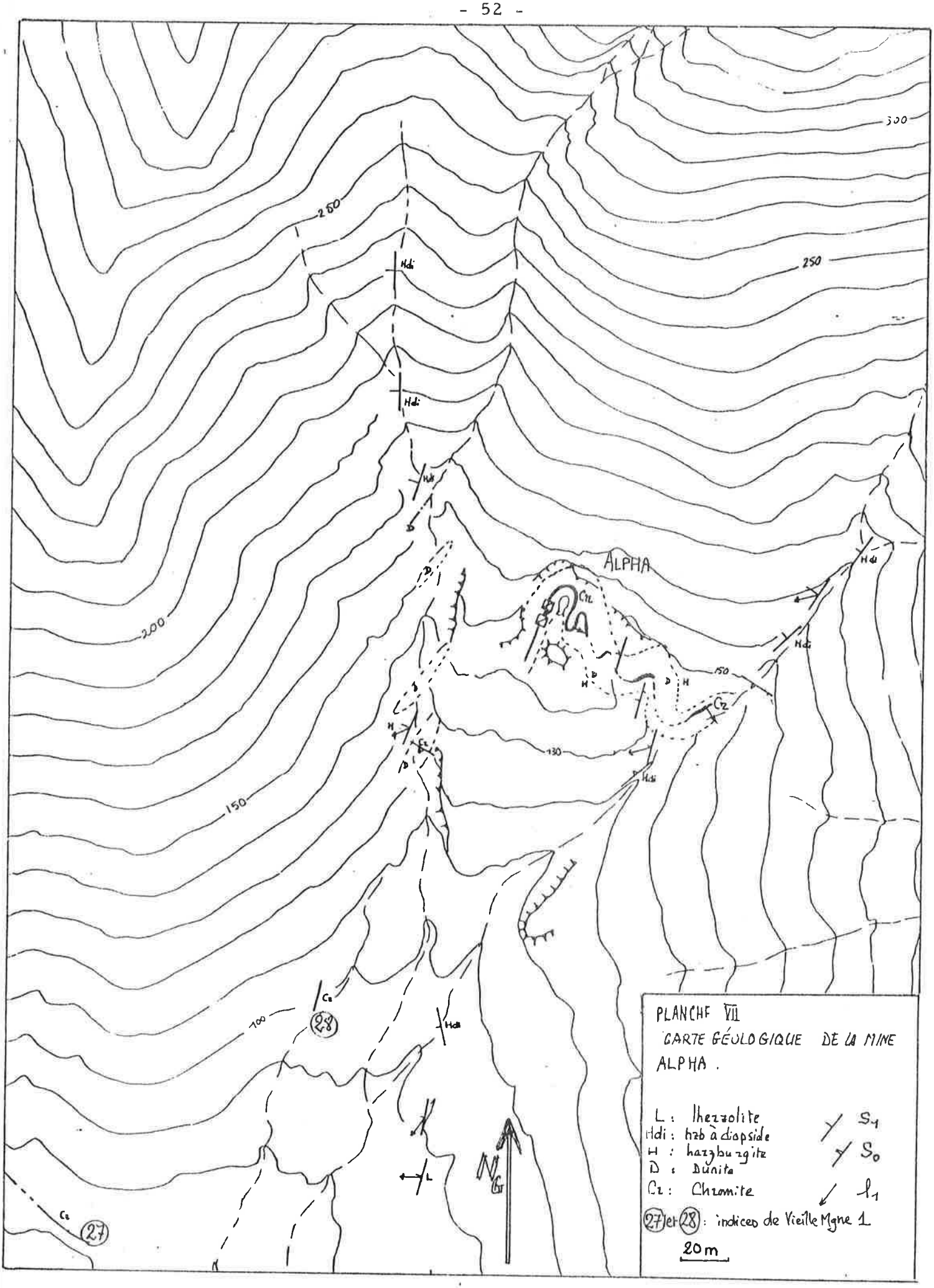


PLANCHE VII

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA MINE ALPHA.

L : lherzolite
Hdi : harz à diopside
H : harzburgite
D : Dunite
Cr : Chromite

S_1
S_0
l_1

(27) et (28) : indices de Vieille Mgne 1

20 m

B - Caractéristiques des minerais

Les minerais d'Alpha sont toujours des minerais finement rubanés, constitués d'alternances, avec un rytme inférieur au centimètre, de chromite et d'olivine. Les rubans sont en général ondulés ou plissotés, toujours un peu festonnés; des plissements isoclinaux centimétriques apparaissent parfois.

Le détail des relations olivine - chromite a été évoqué plus haut (§III. 1). Dans certains cas, les "cusp textures", c'est-à-dire les formes festonnées des contacts chromite - olivine, ou bien des passages progressifs chromitite massive -> chromite antiorbiculaire -> textures à réticule de chromite permettent de déterminer des polarités. Les rares polarités observées (à l'Est de la carrière, et à l'entrée du plan incliné) sont reportées sur la planche VII (flèche vers le haut du niveau chromifère).

Notons qu'à la différence de Fantoche ou de la mine Tiébaghi, les "chromites léopard" n'ont pas été observées à Alpha.

C - Relations avec l'encaissant

Les épontes dunitiques de la minéralisation semblent un peu plus développées à Alpha que dans les gisements déjà décrits, mais des épontes centimétriques ont parfois été observées, qui, d'après nos critères de polarités, correspondraient à la "base" de la minéralisation (si l'on suppose que les textures des minerais d'Alpha proviennent d'accumulations de cristaux de chromite et d'olivine). Le contact de la dunite d'éponte avec l'encaissant harzburgitique ou lherzolitique (Pl. VII) dessine des indentations qui correspondent aux ondulations relevées dans le niveau minéralisé.

D - Contexte géologique

Les affleurements de péridotite dans les alentours de la mine sont limités au Sud par la plaine alluviale de Djelaghenne; au Nord, on trouve des pentes fortes couvertes d'éboulis. Des observations ponctuelles sont cependant possibles, et l'on peut distinguer :

- au Sud, des lherzolites, peu rubanées (quelques niveaux de webstérite), mais bien foliées. Les rubanements ont des directions assez variables, mais les foliations, souvent discordantes sur ceux-ci, sont de direction régulière 10 W 80°. Les linéations plongent de 10 à 40° vers le SW; d'autre part des filons décimétriques de gabbros à hornblendes pluricentimétriques apparaissent dans les lherzolites, avec une direction 140 NE 60°.
- au Nord, les péridotites également peu rubannées sont des harzburgites à diopside ou des harzburgites, à foliation toujours 10 W 80°;

- les dunites sont dans l'ensemble peu abondantes, quelques bancs métriques affleurent dans le creek à l'Ouest de la mine, dont l'un, avec quelques schlieren centimétriques de chromite piquée plissotée, pourrait se trouver dans le prolongement de la minéralisation d'Alpha.

6. Indices de chromite de Vieille Montagne 1

Du fait des conditions d'affleurement, peu favorables, cette région de Vieille Montagne 1 n'a pu faire l'objet d'une étude aussi détaillée que celle de l'ensemble Tiébaghi - Bellacoscia. Pourtant, à la vue des résultats dont on dispose, on serait tenté (cf. Pl. VIII) de voir dans les différents indices de cette région les affleurements d'un même niveau, ou d'un groupe de niveaux

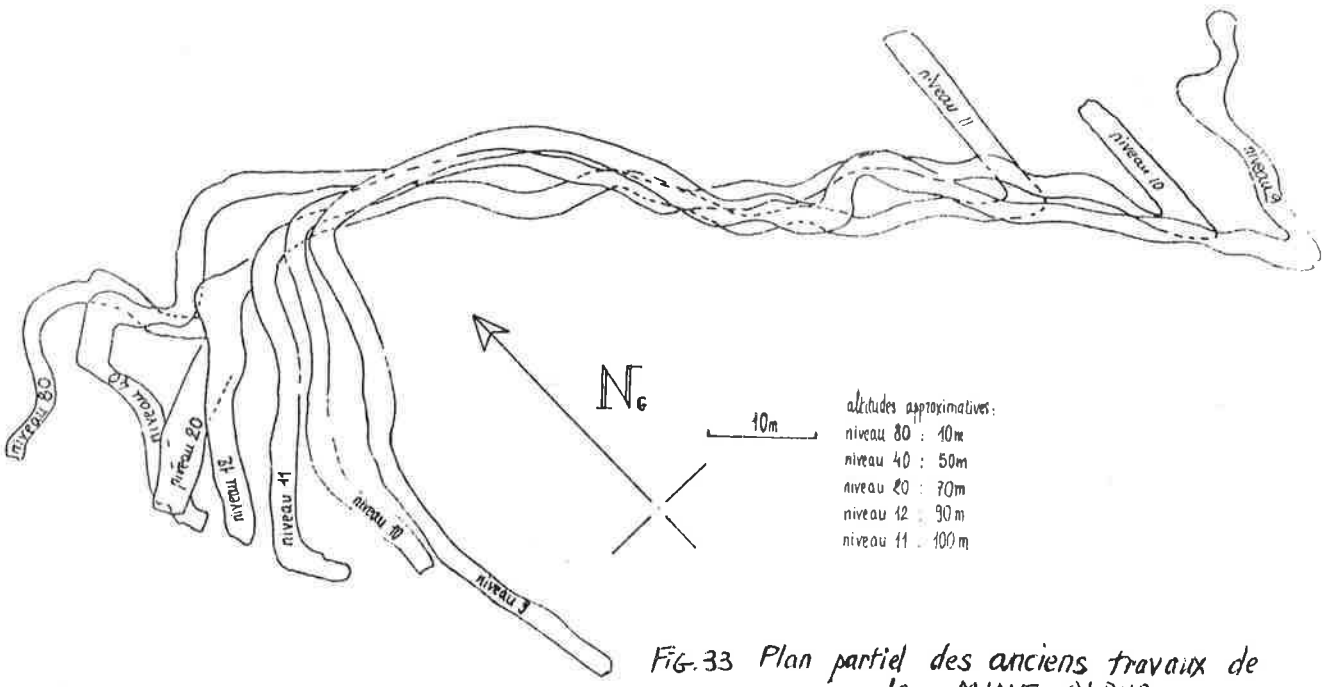
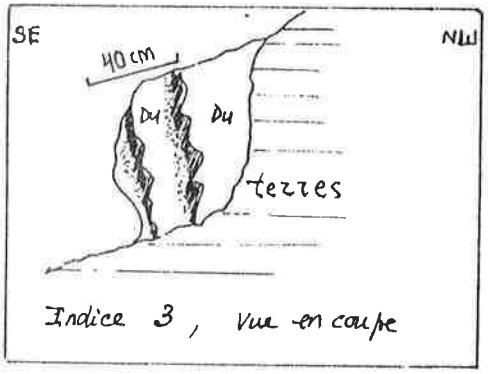
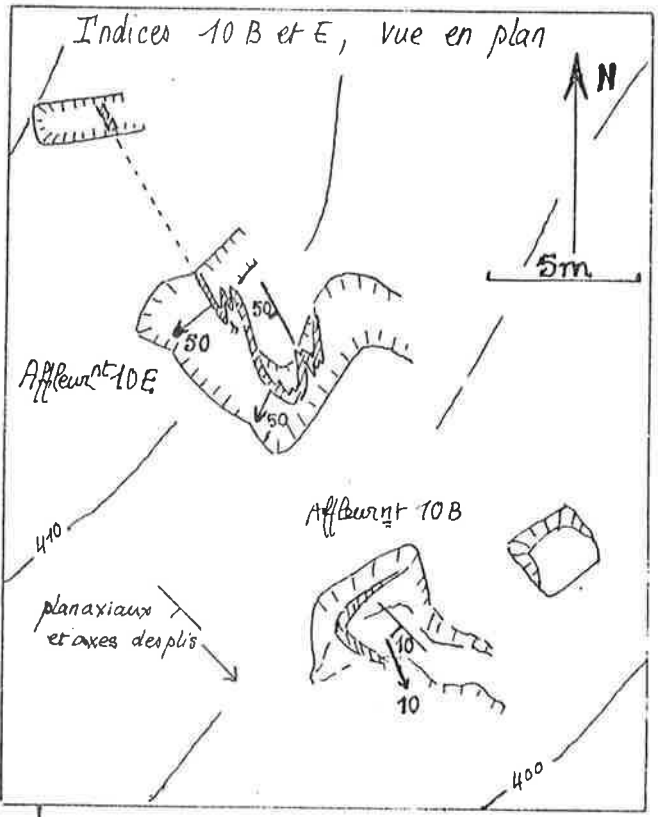
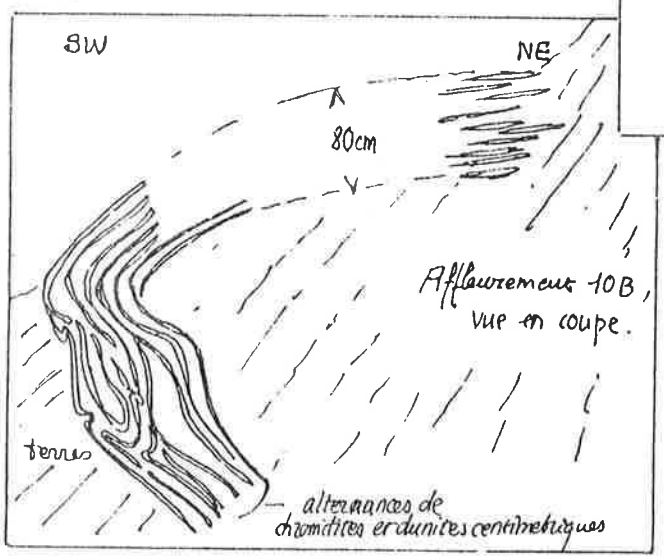


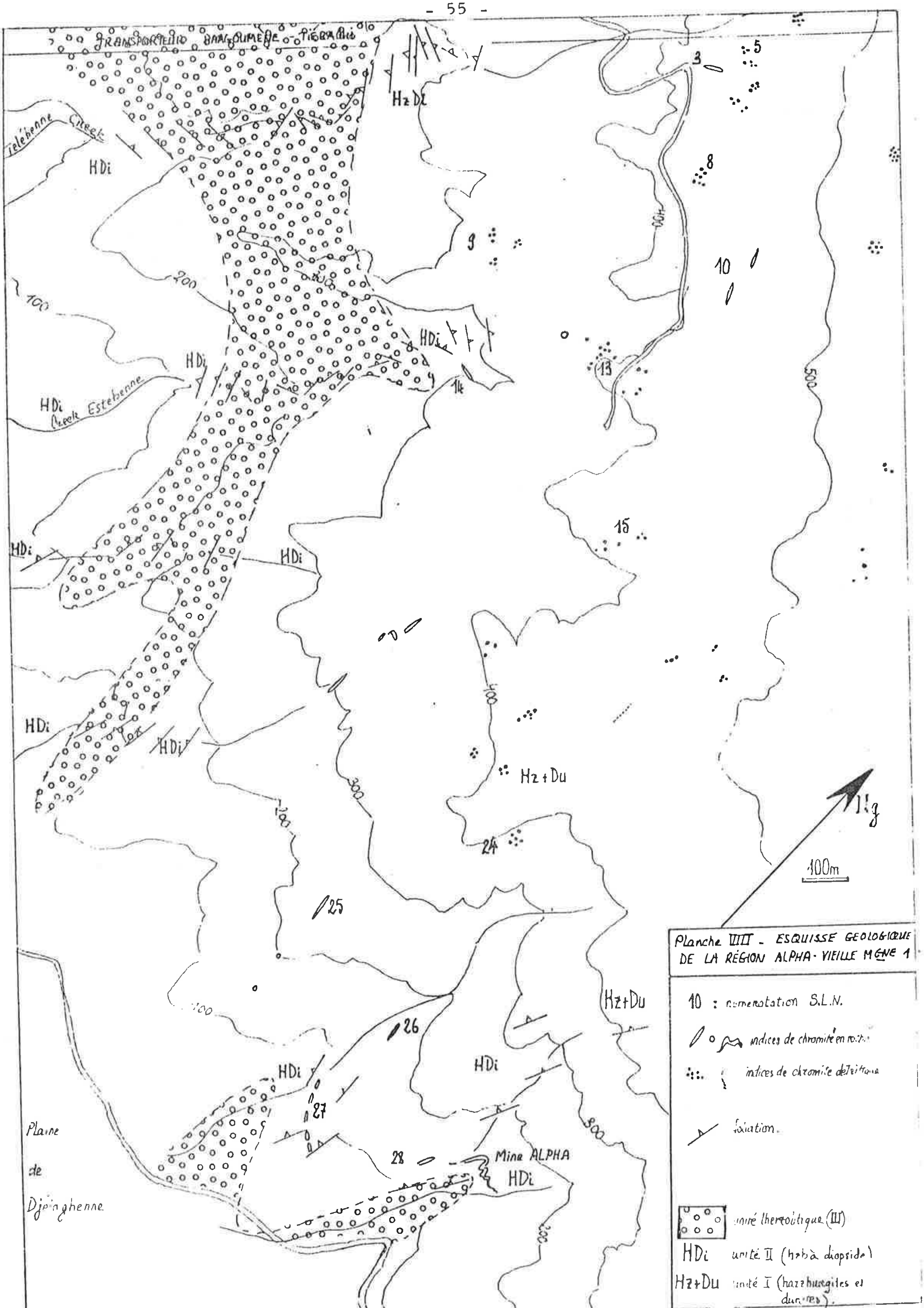
Fig. 33 Plan partiel des anciens travaux de la MINE ALPHA

Fig. 34 Indices de chromite de Vieille Montagne 1. (localisations pl. VIII).









Télébenne Creek
HDi
Hz Du
Creek Estebenne
Hz + Du
100m
Planche VIII - ESQUISSE GEOLOGIQUE DE LA RÉGION ALPHA - VIEILLE MINE 1
10 : numérotation S.L.N.
indices de chromite en roche
indices de chromite détritique
foliation.
unité lherzolitique (III)
HDi unité II (hz à diopside)
Hz+Du unité I (harzburgites et dunites).
Mine ALPHA
Plaine de Djeunghenne

minéralisés situés dans un contexte bien défini. Sur la planche VIII figurent les indices de chromite relevés lors des prospections effectuées par la SLN en 1954-55 (documents communiqués par M. RABINOVITCH). Ces indices sont d'une part des indices de chromite en roche, d'autre part des indices de chromite détritique, en poches de terres chromifères dans les latérites qui couvrent le rebord du Dôme. Les indices de chromite en roche sont généralement des niveaux peu épais (décimétriques, rarement métriques) constitués de chromite piquée (indices 3 & 26) ou rubanée (indice 10 E & B). L'indice le plus démonstratif est l'indice 10 (Pl. VIII) où le niveau minéralisé (alternance de niveaux centimétriques de chromitites et de dunites) dessine, dans les deux cas (Fig. 34), des plis de style parallèle (avec dans le détail de petits plis couchés centimétriques), d'amplitude métrique. Les plans axiaux de ces plis sont orientés 150 horizontal (indice 10 B) et 140 W 50 (indice 10 E situé une dizaine de mètres au Nord de 10 B); les foliations n'ont pu être mesurées dans le contexte harzburgitique immédiat, mais ces directions correspondent aux structures régionales.

Les indices situés entre les indices 10 et la mine Alpha (Pl. VIII) offrent en général peu d'intérêt : ce sont des niveaux décimétriques de chromite piquée, ou parfois de chromite léopard, ou, rarement, orbiculaire, situés dans un contexte de harzburgites à diopside, non loin du passage aux lherzolites (Pl. VIII). Les structures régionales permettent de supposer qu'il existe une certaine continuité entre ces différents indices et la mine Alpha.

7. P.B. et Child Harold

Ces deux mines sont situées à l'extrême S du massif. Elles ont été exploitées entre 1946 et 1949, et 1951-54 pour P.B. Les minerais étaient en général traités. Les productions s'élèvent au total à 5 800 t à 48-54 % de Cr_2O_3 et un ratio 3, 15 pour Child Harold, 8 900 t à 52 % et un ratio 3, 15 pour P.B. Les deux mines se situent dans une zone qui, du fait de la proximité de la "semelle" du massif, est très serpentinisée, fracturée, et mylonitisée. Aussi, dans les deux cas, la géométrie initiale du corps chromifère ne peut pas être reconstituée.

P.B.

Le plan des anciens travaux (Fig. 35, tirée de KOCH, 1956) montre la géométrie générale de la minéralisation. Il s'agit peut-être là d'un "doigt de gant" mais les conditions d'observation ne permettent pas de le vérifier.

L'originalité de la P.B. réside dans les gabbros à hornblende, très abondants, qui dessinent dans la minéralisation elle-même un stockwerk de filons centimétriques. La chromitite, de type chrome piqué, est découpée en blocs décimétriques par ce réseau filonien (cf. ROUTHIER, 1963). Au contact du gabbros et de la chromite on observe une bordure serpentineuse centimétrique, et les hornblendes sont en grands cristaux allongés perpendiculairement au contact.

Le contexte géologique de P.B. est constitué en grande majorité de harzburgites complètement serpentinisées et fracturées.

Child Harold

Dans un contexte analogue à celui de P.B. (harzburgites très fracturées) des filons décimétriques à métriques de chromite piquée, hachés par des fail-

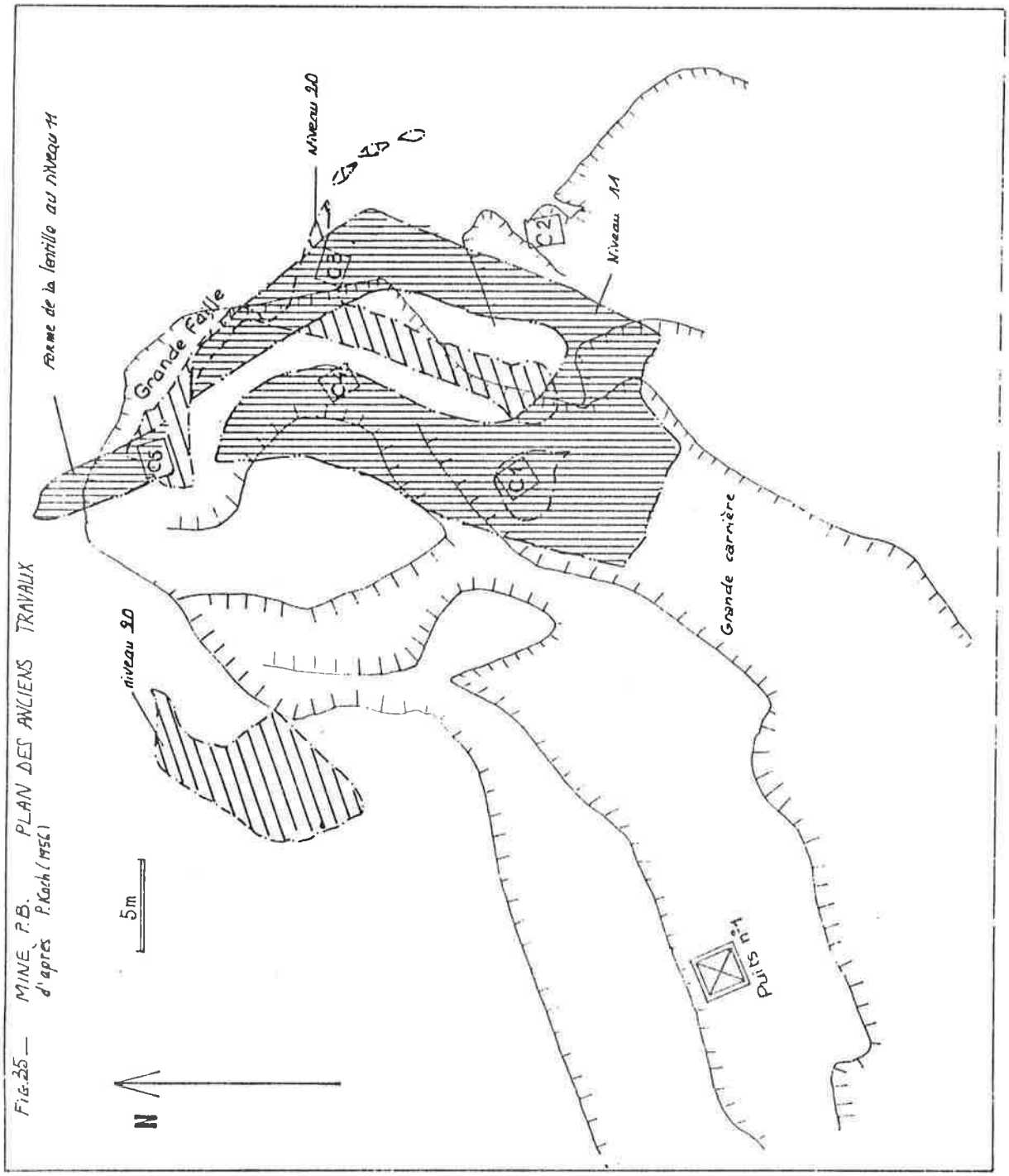


Fig.25 — MINE P.B. PLAN DES ANCIENS TRAVAUX
d'après P.Koch (MSC)
Forme de la lentille au niveau 11
Grande Faille
Niveau 20
Niveau 11
Grande carrière
niveau 20
Puits n°1
C1
C2
C3
C4
C5
C6
5m
N

TABLEAU III – des indices de chromite du Massif de Tiébaghi

Indice	Numéro cf. II	localisation	Accès	Principaux travaux	Description sommaire de la Minéralisation	Types de minerais	
URNONA	1	Babouillat	à partir de la route de Babouillat	tranchée 15m long^{re}, petits puits et tranchées cf. FIG. 38	lentille 1 - 1m50 ép^{r} dans Hzb serpentin^{sée} direction 160 subvert.	chromite piquée	Cr_2O_3 48.9% Cr/Fe 2.43
NANETTE	2	Babouillat	ancienne route : à partir de la route de Babouillat	2 puits . et une galerie à 15m droi^{te} cf FIG. 37	. entille ép^{r} inf^{re} à 1m 060 SE 70 ds Hzb serp^{sée}	chromite piquée ± leopard ± massive .	
	3	Versant Nord, à l'Ouest de Fantoche	par un creek, à partir de la route de Babouillat	grattages superficiels	schlieren décimétriques dans un niveau dunitique ép^{r} 10m 020 NE 70 .	chromite piquée	
PLISSON	4	A L'Est de Fantoche	à partir de la plantation E&F, ancienne route de Poum	un puits d'env^{o} 20m	1 filon ép^{r} 1m, 170 subvert dans hzb serpentinisée	± massif	
BORNÉE (ou NEHOUÉ)	5	Versant Est, près du contact	sentier à partir de la route de Poum.	galerie 10-15m long	plusieurs lentilles (→ 50 cm ép^{r}), 160 SW 75, dans dunite serpentinisée	chromite piquée "riche"	
	6	au Nord du village de Tiébaghi	Sentier descendant du plateau	grattages superficiels	schlieren centi - décimétiques dans dunite serpent^{isée} 020 NE 65	surtout chromite piquée qq blocs plus massifs	
	7	Versant Nord-Est dans le creek sous la route du tunnel	par le creek	?	qq blocs décimétrique dans dunite N-S subvert	chromite piquée riche	
ESPERANCE III	8	Au Nord du creek Espérance	par le creek, à partir de la route de Poum .	à l'Est du Creek tranchées 20m long x 2-3 m, galerie 30m env^{o} à L'Ouest, 3 tranchées 10m x 5m.	lentilles décimetriques dans dunite serpentinisée N-S subvert.	chromite piquée	

TABLEAU III — Suite —

	9	Creek Tamatave versant Est	par le creek à partir de la route COFREMMI	"grattages"	qq schlieren décimétriques dans dunite 10m ep^{r}, 135 subvert.	chromite piquée	
	10	Versant Sud, au bord de la "route de l'usine"	par la "route de l'usine"	une tranchée 3mx3m, 1m de prof^{r}	lentille < 1m puissance dans serpentinite de Hzb (?)	chromite piquée	
Indice des Cascades d'ØHLAND	11	Versant Ouest rive Nord du Creek de L'Echancrure	à pied par le bord de la plage	galerie, 20m env^{t} orientée N-S	lentille environ 50m long sur 1m large - Contexte hzb à di subhorizontale.	chromite piquée riche	Spinelle alumineux
Indices de la CRÊTE BARRABÉ	12	Versant Ouest, Crête Barrabé	par la crête (route du Plateau)	Sud Est: début de galerie (?). Nord Ouest: puits 1m prof	Lentilles 1m ep^{r}, 060 NW 60, dans hzb à diop - lherzolite	chromite piquée gangue à diopside	Spinelle alumineux
	13	Versant Ouest	à partir de routes de prospection Ni	Tranchée 4m long x 1m prof^{r}	lentille 1m ep^{r}, dans Dunite déformétique	chromite piquée rubannée —	

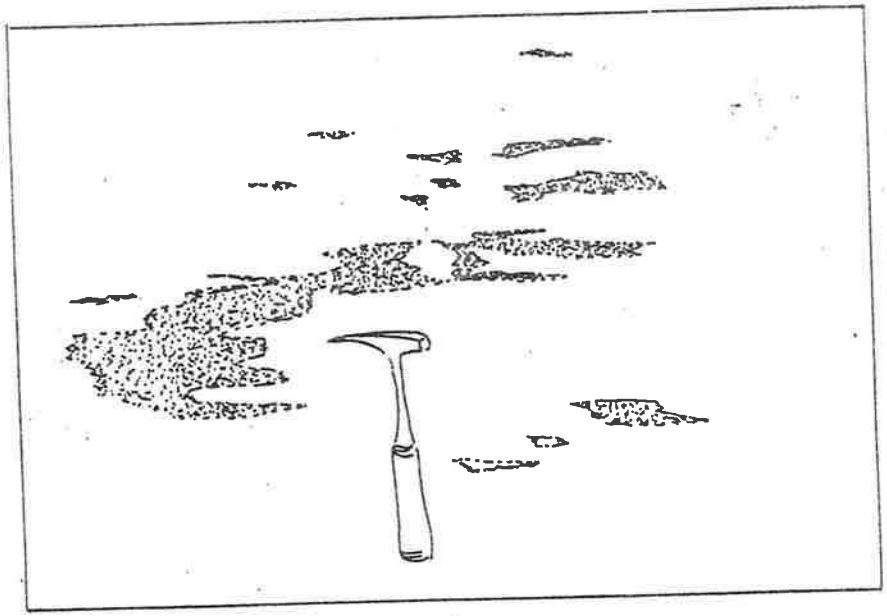


Fig. 36.
Indice de chromite du creek Tamatave.
Schlieren de chromite piquée dans un niveau dunitique.

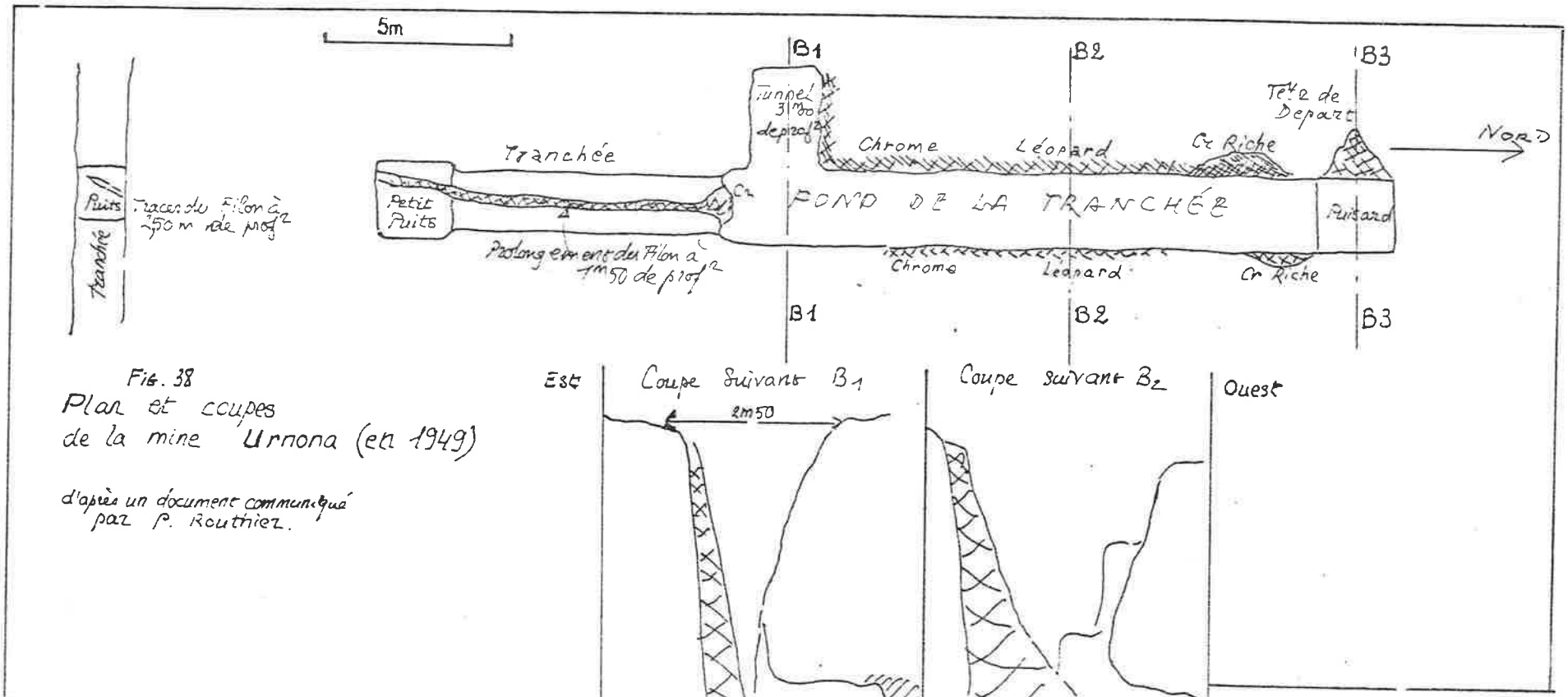


Fig. 38

Plan et coupes de la mine Urnona (en 1949)

d'après un document communiqué par P. Routhier.

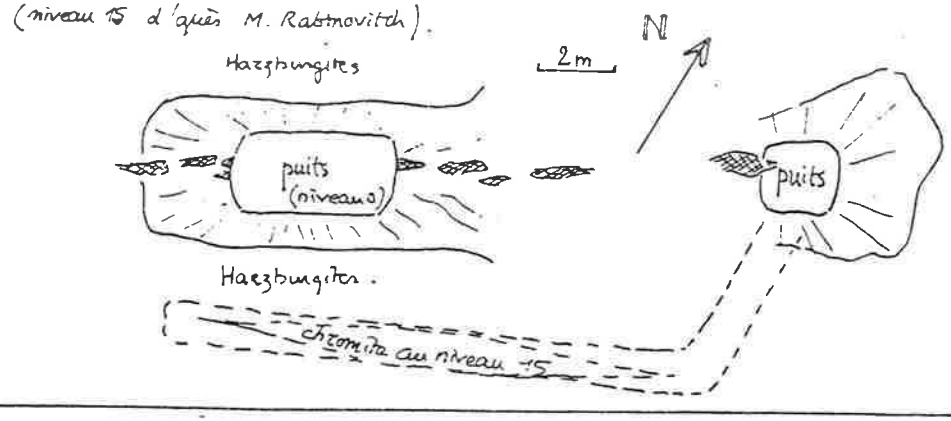


Fig. 37

Plan schematique de l'indice Nanette.

(niveau -15 d'après M. Rabinovitch).

tant de Nanette est une lentille qui, comme le montre le croquis (Fig. 37), est d'un volume assez conséquent. Le minerai est une chromite piquée assez riche, avec des passées massives. La direction de cette lentille est parallèle aux rares rubannements mesurés dans les péridotites des alentours.

Les plans des anciens travaux d'Urnona (Fig. 38, d'après un plan communiqué par P. ROUTHIER) montrent qu'il s'agit là aussi d'une lentille minéralisée très filiforme; elle est orientée à 160-170° et verticale et donc concordante avec les structures régionales. Les minerais sont de chrome piqué et de chrome léopard.

9. Conclusions de l'étude structurale et pétrographique de Tiébaghi

A - La série

Les principaux résultats de cette étude pétrographique sont résumés sous la forme d'une colonne lithologique synthétique, où sont regroupées les diverses formations rencontrées (Fig. 39). Du fait du pendage général des structures du massif, et du plongement de leurs axes, les harzburgites et dunites, qui apparaissent principalement à l'Est, ont été placées en bas de la colonne, les lherzolites en haut.

Pour chacune des formations distinguées au cours de cette étude, le tableau lithologique fait ressortir d'une part la lithologie qui domine dans chacune des formations (harzburgites et dunites, harzburgite à diopside, lherzolite), d'autre part la nature des rubannements qui apparaissent au sein de ces masses relativement homogènes. Les indications concernant les modes moyens (pourcentages de spinelle, orthopyroxène et clinopyroxène) des roches qui constituent l'essentiel de chaque formation ne prétendent pas être très précises, mais indiquent certaines évolutions.

Une telle présentation des résultats a pour objet de faire ressortir l'organisation "séquentielle" des différents faciès : ainsi dunites et harzburgites apparaissent dans toutes les unités, jusqu'aux lherzolites "à plagioclase", mais les proportions des différents faciès associés permettent de définir un ordre d'apparition des minéraux dans cette succession d'unités que nous avons appelée la "série de Tiebaghi". Du NE au SW apparaissent ainsi successivement l'olivine et le spinelle, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, et l'on distinguera les unités suivantes :

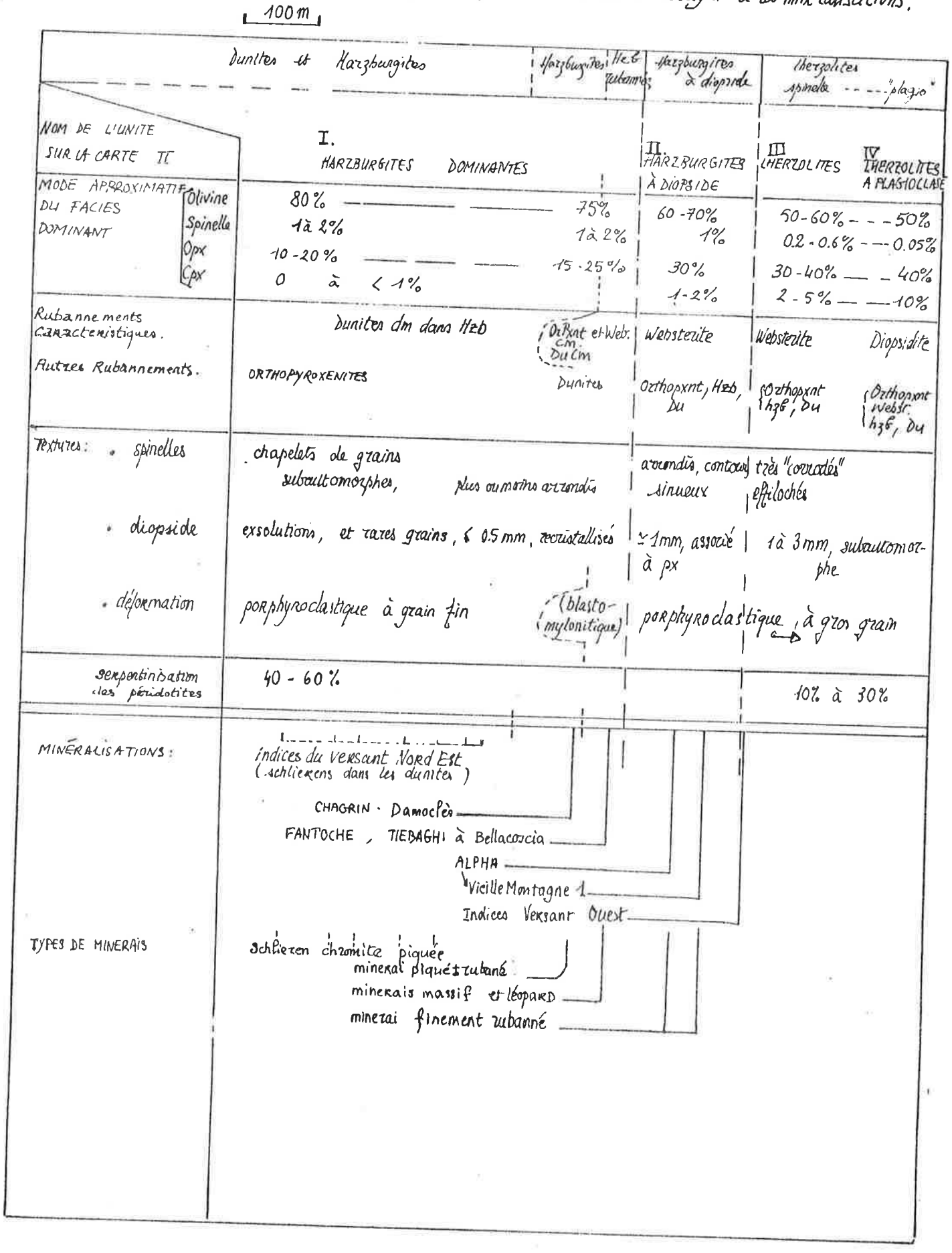
- unité harzburgitique, ou unité I : harzburgites et dunites;
- unité II : harzburgites à diopside;
- unité III : lherzolites à spinelle, dans laquelle le plagioclase a pu apparaître localement (dans les faciès les plus riches en orthopyroxènes et clinopyroxènes) par rééquilibrage métamorphique. On pourra donc distinguer une unité de lherzolite "à plagioclase" : unité IV.

En regard de l'évolution lithologique macroscopique, certaines caractéristiques des textures des roches sont rappelées :

- l'évolution des textures du spinelle depuis les dunites et harzburgites où il est en général subautomorphe, jusqu'aux lherzolites où ses contours sont très sinueux, et même éffilochés;

- l'évolution des textures du diopside : en grains fins associés aux orthopyroxènes, ou en grains à allure interstitielle dans les harzburgites; en grains plus gros, souvent automorphes, dans les lherzolites.

fig 39. – Colonne lithologique synthétique : la série de Tiébaghi et les minéralisations.



Pour ce qui est des relations entre l'olivine et l'orthopyroxène, nous n'avons pu mettre en évidence d'évolution très nette dans la série. En particulier, certaines relations olivine - pyroxène (Fig. 2) qui évoquent les "structures réactionnelles" décrites dans les grands ensembles de cumulats tholéitiques (par exemple au Stillwater, par H.H. HESS, 1960) ont pu être observées aussi bien dans les harzburgites que dans les lherzolites. Ces relations ont été observées plus rarement dans les harzburgites, mais cela provient probablement des déformations, plus importantes, qui ont oblitéré les relations texturales originelles.

En effet, parallèlement à l'évolution des compositions minéralogiques, se produit une évolution de la déformation plastique : on peut dire qu'en règle générale, les péridotites du NE, à dominante harzburgitique, sont plus déformées que celles du SW, où dominent les lherzolites : foliations et linéations, et textures porphyroclastiques plus marquées au NE; textures à grain plus gros, foliations et linéations mal définies, discordances locales de S_0 sur S_1 au SW. L'évolution de la déformation n'est cependant pas continue, comme le montrent les faciès très déformés que l'on rencontre aux alentours de la mine Tiebaghi, c'est-à-dire vers le passage de l'unité I à l'unité II.

B - Les minéralisations

On peut tenter de replacer les minéralisations en chromite du massif de Tiebaghi, ou du moins les différents contextes dans lesquels on les trouve, par rapport à cette colonne :

Les minéralisations de l'ensemble Tiébaghi - Bellacoscia se placent aux environs de la limite harzburgites - harzburgites à diopside.

Pour Fantoche, les données sont peu abondantes, mais les harzburgites à rubannement surtout dunitique qu'on rencontre à l'Ouest, le contexte harzburgitique de la mine elle-même, et les harzburgites à diopside à l'Est, permettent de situer la minéralisation dans un contexte analogue à celui de Tiebaghi-Bellacoscia. Cependant, les faciès à rubannement très serré associés aux minéralisations de cet ensemble n'ont pas été vus à Fantoche.

Par rapport à Tiébaghi et Fantoche, la mine Alpha se trouve dans un contexte plus riche en diopside : harzburgite à diopside au Nord, harzburgite à diopside et lherzolite au Sud. De même, le style tectonique diffère et se rapproche de celui des lherzolites (plis ouverts, S_1 et S_0 sécants,...). Alpha serait alors située un peu plus "haut" dans la "série de Tiébaghi", dans les harzburgites à diopside, vers le passage au lherzolites.

Les indices de Vieille Montagne 1 présentent de nombreuses analogies (style tectonique, type de minerai,...) avec Alpha et il est possible, d'après la cartographie régionale d'établir une certaine continuité structurale entre ces minéralisations. Bien que leur contexte géologique affleure peu, il est possible de situer les indices de Vieille Montagne 1 au même niveau qu'Alpha dans la série.

Les données disponibles sur Chagrin sont trop pauvres (serpentinisation, affleurements limités) pour permettre de la situer avec certitude. On peut cependant noter les faits suivants :

- Damoclès et Chagrin, analogues en de nombreux points (contexte, morphologie, minerais), pourraient se situer au même niveau dans la série.

- Par rapport à Tiébaghi ou à Fantoche, le contexte de Damoclès et de Chagrin est plus riche en dunites, les minerais sont aussi plus dunitiques. La morphologie podiforme semble également plus accentuée. Autant d'éléments qui tendent à situer Chagrin et Damoclès à un niveau plus "profond" (c'est-à-dire plus loin de l'apparition du diopside dans la série); mais il n'est pas exclu que l'ont soit là dans un contexte comparable à celui de la Tiébaghi.

Pour P.B. et Child Harold, on notera, malgré la pauvreté des données, que l'on se situe dans un contexte harzburgitique à quelque distance d'un massif de harzburgite à diopside (cf. Pl. II).

Les indices du versant SW, à contexte riche en diopside et où ce minéral apparaît dans la gangue du minerai, ont été placés, en regard de la colonne stratigraphique, en contexte lherzolitique, les indices du NE sont au contraire associés aux niveaux dunitiques de la "base" de la série.

C - Les structures

La cartographie du massif permet de proposer une interprétation structurale qui est résumée par les coupes de la figure 40.

Les levers effectués au Sud du plateau (à l'E de la mine Alpha) ont mis en évidence des structures anticlinales à cœur de harzburgites et dunites, sur les flancs desquelles affleurent, en synclinal, des harzburgites à diopside. Les axes de ces structures plongent vers le NW. Une structure analogue peut alors être proposée pour une coupe Paagoumène - Tiébaghi et, malgré l'absence d'affleurements (sinon au fond de quelques sondages effectués par SLN ou par COFREMI sur le plateau), le dôme de Tiébaghi peut être interprété comme un dôme anticlinal à cœur de harzburgites et dunites sur les flancs duquel on trouve des synclinaux de harzburgites à diopside et lherzolite.

Le plongement général des axes de ces structures vers le NW explique l'affleurement prédominant de lherzolites sur la partie NW du massif et l'apparition de lherzolites à plagioclases à son extrémité NW, il explique aussi le développement des harzburgites et dunites à l'Est et, plus particulièrement le massif dunitique de Chagrin, au SE: le développement important des dunites s'expliquerait en effet, de même que la présence d'flots harzburgitiques au sein de ce massif (Pl. VI), par des replis isoclinaux affectant les épais niveau niveaux dunitiques de la base de la série (Fig. 40). On aurait là l'affleurement des zones profondes du dôme anticlinal décrit précédemment.

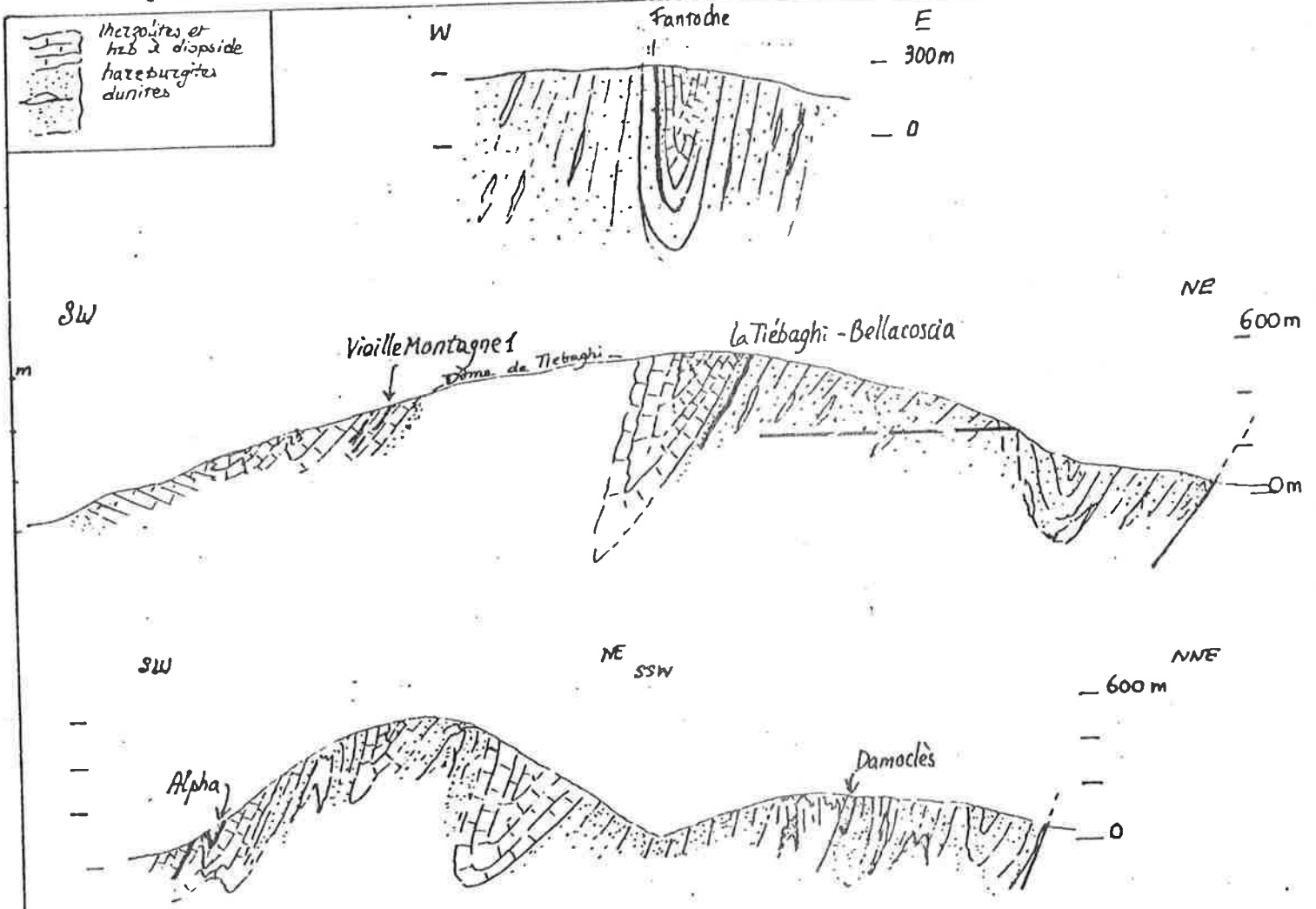
Les études de détail des principales mines sont résumées par les diagrammes stéréographiques de la figure 41 : ces diagrammes ainsi que les descriptions des différentes mines permettent les conclusions suivantes :

- à Fantoche et à Tiébaghi-Bellacoscia, à Chagrin - Damoclès, foliations et rubannements de l'encaissant concordent avec la direction générale des minéralisations;

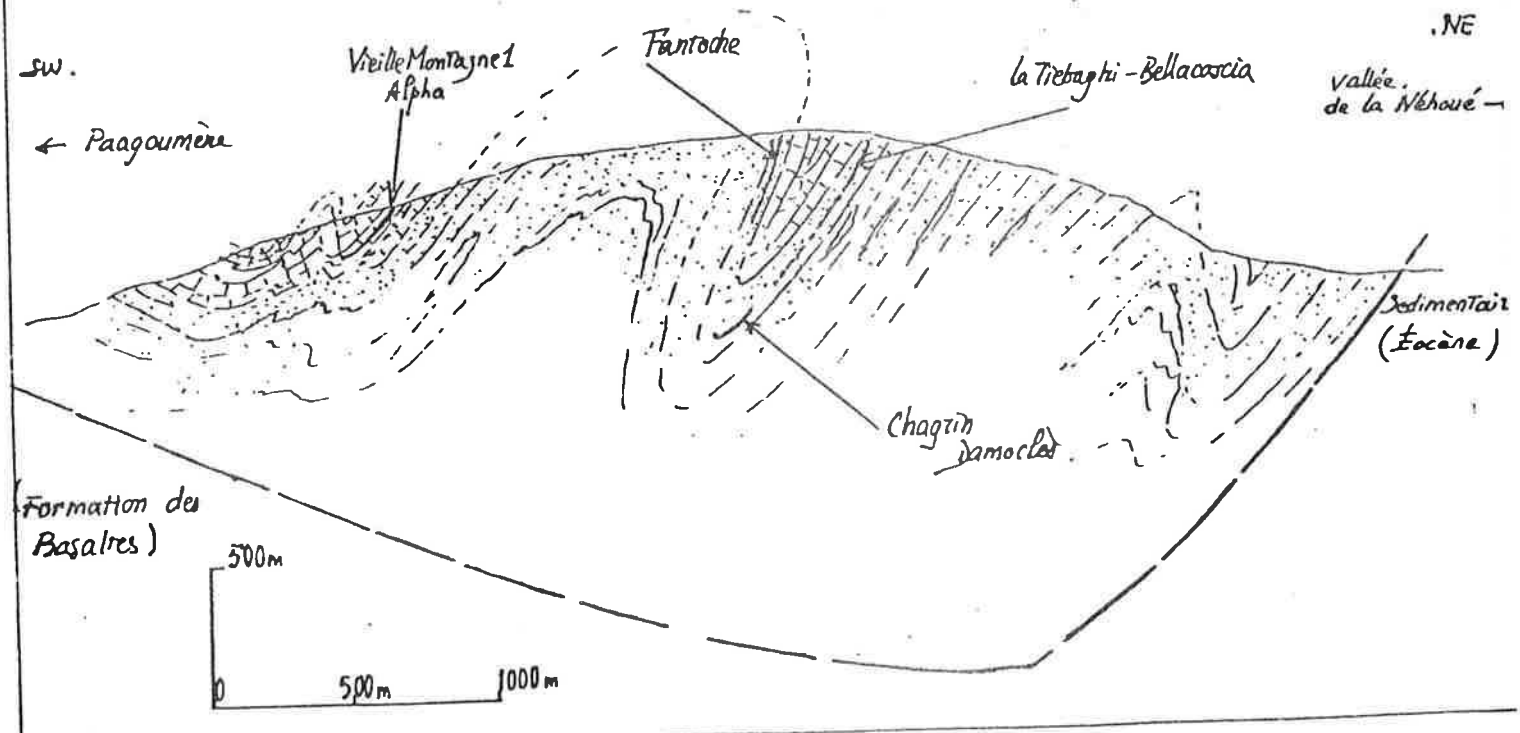
- les morphologies des minéralisations présentent dans ces trois ensembles certaines analogies et pourraient relever d'une même mécanisme (particulièrement apparent à Fantoche): le plissement, avec boudinage et bourrage dans les charnières, d'un ou de quelques niveaux constitués de chromites et de dunites pourraient expliquer (au moins en partie, car la morphologie initiale de la minéralisation n'apparaît plus) les importants épaississements observés.

Ce contrôle de la morphologie de la minéralisation par une tectonique régionale puissante apparaît en particulier dans la concordance, observée dans

fig. 40 Coupes structurales du Massif de Tiébaghi



Coupe synthétique interprétative du Massif de Tiébaghi



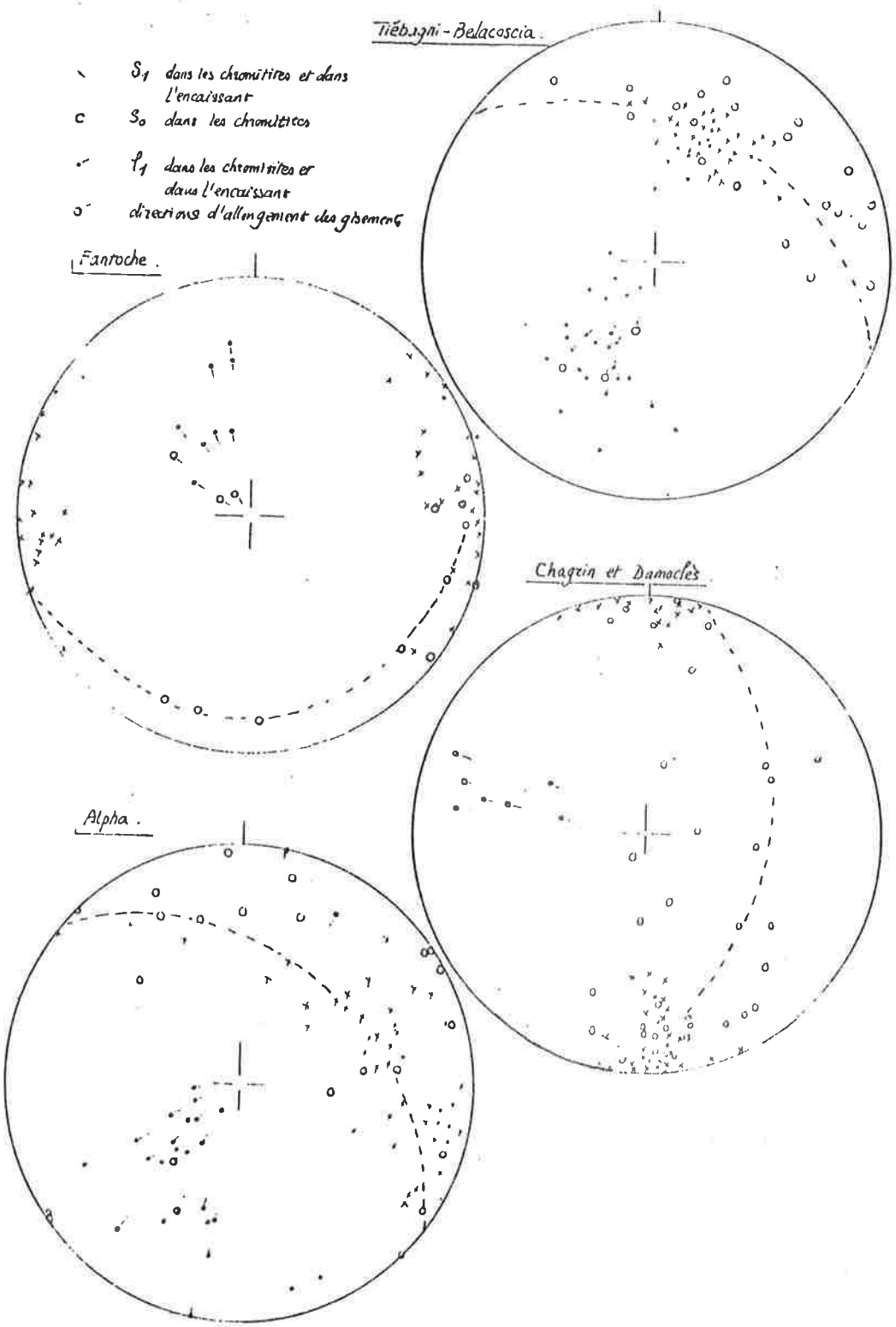


FIG. 41 _ LES PRINCIPAUX ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DES GISEMENTS _

ces trois cas, entre les linéations de spinelle relevées dans l'encaissant, les linéations relevées au sein des minéralisations, les axes des structures (charnières de plis, morphologies digitées, ou contournées) observées sur le terrain et les directions d'allongement des colonnes minéralisées (reconstituées d'après les plans des anciens travaux).

- le comportement des structures de la série encaissante aux abords de ces épaississements du niveau minéralisé (ailleurs concordant) ont rarement été vues. Un exemple d'accordance des structures de l'encaissant et de celles des chromitites (Fig. 25) a été signalé, un exemple de discordance au niveau de ce qui peut apparaître comme une charnière a également été décrit (Fig. 27). On peut interpréter ces discordances par la transposition, aux abords d'un pli affectant le niveau chromifère, des rubannements de la péridotite, mais il pourrait aussi bien s'agir d'une figure plus ancienne;

- les sens de déversement des structures observées dans ces trois ensembles permettent également de préciser la structure du massif : si, comme on l'a vu, Fantoche et l'ensemble Tiébaghi-Bellacoscia se situent dans des contextes analogues, les sens de déversement opposés qu'on y observe (en S à Tiebaghi, en Z à Fantoche) viennent confirmer les positions de ces deux gisements sur les deux flancs d'une structure synclinale à cœur de harzburgite à diopside. A Chagrin et Damoclès, les sens de déversement, moins évidents, seraient aussi en S (Fig. 30 et 32), et la répartition des faciès (développement de dunites au Sud de Damoclès) s'expliquerait (Fig. 40) en partie par la tectonique cassante importante qui affecte cette région et aussi peut-être par une position différente par rapport à ce synclinal de harzburgite à diopside.

- comparé à ces trois ensembles, le cas de la mine Alpha, et des indices environnants paraît un peu différent. Le mécanisme de formation des podes ne semble pas avoir joué un rôle important. Les niveaux minéralisés dessinent des plis, mais l'épaississement du niveau chromifère à leurs charnières est modéré. De même si le contrôle de la morphologie de la minéralisation par les structures locales est moins strict, les foliations dans l'encaissant sont cependant parallèles aux plans axiaux de ces plis. Tous ces caractères particuliers de l'ensemble Alpha - Vieille Montagne 1 serait le reflet de déformations moins importantes (à l'échelle de la minéralisation et à l'échelle régionale) et confirment le niveau structural plus élevé proposé pour cet ensemble.

IV - ETUDE GEOCHIMIQUE

L'étude géochimique effectuée sur le massif de Tiébaghi a pour but d'évaluer les conditions dans lesquelles se sont individualisées les principales concentrations chromifères du massif. Cette étude revêt plusieurs aspects complémentaires. Il s'agit d'étudier d'une part le chimisme des minéralisations, d'autre part celui des minéraux et des roches qui constituent l'essentiel du massif, et enfin d'étudier en détail quelques échantillons des épontes des minéralisations. Des analyses ont ainsi été effectuées en roche totale, et à la microsonde (quelques spinelles de minerais ont été dosés, de manière semi-quantitative, aux rayons X). Ces analyses s'ajoutent à celles déjà effectuées sur des échantillons provenant du massif (LACROIX, 1942; KOCH, 1958; CAILLERE et al. 1956).

I. Le chimisme des roches de Tiébaghi

Trente cinq échantillons de roches du massif ont été analysés au CRPG-Nancy. Leur localisation est donnée par la planche II, et, sous une forme schématique en figure 42. Les résultats des analyses sont donnés dans les tableaux IV-1 à IV-4.

Les 26 échantillons de roches de la série se répartissent de la manière suivante :
- lherzolites "à plagioclase" : JM800 et 679; à spinelle JM415 et 206
- harzburgites à diopside : JM201, JM305
- harzburgites : TU2
- dunites : JM261.2, 408, 306, TU22, TU13, JM529.1, 529.2, 595
- dunites à sulfures : JM779 et 780
- pyroxènites "du litage": JM652, 332, 266, 396
- pyroxénites "sécantes" : JM421, 420, 355, 316, 431.

FeO, CO_2, H_2Ototale et S ont été dosés par voie humide, les autres éléments (tabl. IV) par quantométrie.

J'ai disposé également des résultats d'analyses réalisées au CGGM (Montpellier), par C. DUPUY, sur des échantillons prélevés par M. LEBLANC à Tiébaghi (ces échantillons sont indexés C).

Les teneurs en eau, en CO_2 et en Fe_2O_3/FeO, et les mesures de perte au feu reflètent la serpentinisation assez importante des roches du massif, en particulier des dunites et des gangues des minerais. Cependant, les dosages effectués sur les minéraux de certains de ces échantillons montrent que pour les pyroxénites, les lherzolites et harzburgites, et pour la plupart des dunites, il est possible d'obtenir une analyse fiable recalculée sur sec après soustraction de H_2O et CO_2. On a pu observer dans certains échantillons de dunites (JM 408 et 305) une modification importante du rapport MgO/SiO_2 (du pyroxène apparaît alors dans la norme). Il s'agit alors d'échantillons non seulement serpentinisés, mais aussi silicifiés.

A - Les roches de la série

Les roches représentatives de la série de Tiébaghi présentent un chimisme assez monotone, en particulier très magnésien, mais des évolutions significatives apparaissent (Fig. 43).

a) des harzburgites au lherzolites : les teneurs en Al_2O_3, CaO et Na_2O+K_2O augmentent, les teneurs en NiO et les rapports $MgO/(Mg+Fe_2O_3$ tot) diminuent, les teneurs en Cr_2O_3 et MnO restent constantes, TiO_2 ne montre pas de variation régulière et reste assez faible.

Les dunites de la série sont un peu plus riches en $MgO/(MgO+Fe_2O_3$ tot) et en NiO que les harzburgites ou les lherzolites auxquelles elles sont associées. Elles s'intègrent bien dans les corrélations $NiO:MgO/(MgO+Fe_2O_3$ tot) et $Cr_2O_3:MgO/(MgO+Fe_2O_3$ tot) établies pour les autres roches de la série, si l'on excepte les dunites à sulfures, caractérisées par des teneurs importantes en nickel, relativement basses en Cr. Les dunites à sulfures ont de plus un rapport $MgO/(MgO+Fe_2O_3$tot) faible par rapport aux autres dunites.

b) Les pyroxénites : les chimismes des pyroxénites reflètent d'une part différentes teneurs modales en olivine, plus hautes dans les pyroxénites du litage que dans les pyroxénites sécantes. Aucune différence significative n'apparaît par ailleurs entre ces deux types de pyroxénites: les chimismes sont

Fig. 42. Schéma de localisation des échantillons analysés en roche totale (C.R.P.G. Nancy)

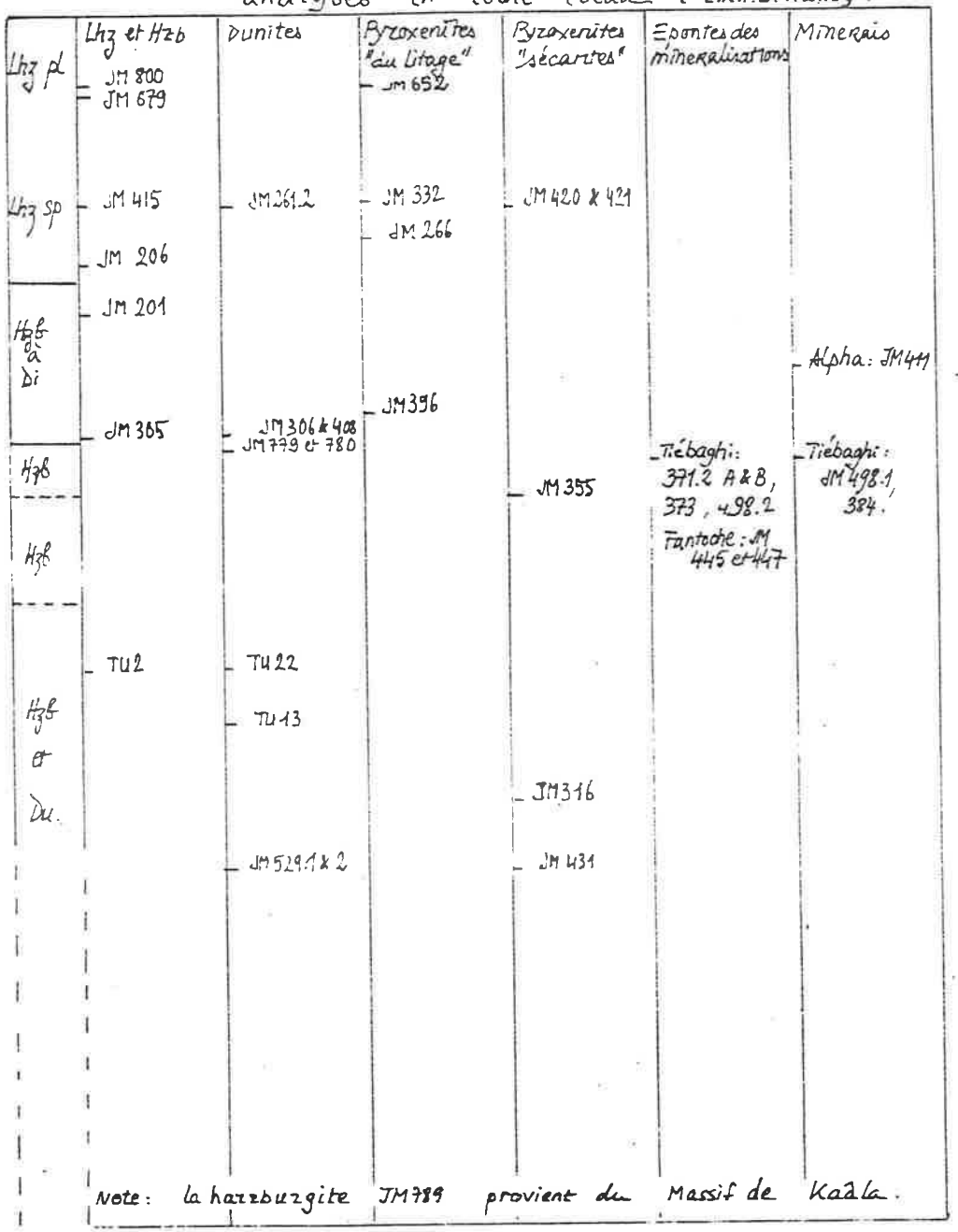


TABLEAU IV . 1

ANALYSES DES LHERZOLITES ET DES HARZBURGITES

	JM 800	JM 679	JM 415	JM 206	JM 201	JM 305	JM 789	TU 2
SiO_2	42.56	41.68	41.27	40.64	39.17	40.52	40.29	39.83
Al_2O_3	2.56	2.36	2.03	1.62	1.27	.95	.60	.93
Fe_2O_3	8.27	8.13	7.84	7.69	7.67	8.13	7.59	7.52
MnO	.12	.13	.12	.10	.11	.10	.11	.09
MgO	36.6	36.33	38.28	38.98	39.56	39.40	42.29	40.79
CaO	2.32	2.63	1.71	1.67	.41	.72	.26	.54
Na_2O	.06	.08	.02	.01	tr.	tr	tr	tr
K_2O	tr.	tr.	.03	.01	.02	.02	tr.	.01
TiO_2	.07	.06	.12	.04	.10	.13	.03	.01
P_2O_5	tr.	.03	.06	.30	.13	tr.	.12	.07
P. Feu	7.11	7.70	7.38	8.57	10.76	9.40	7.95	9.83
Cr_2O_3	.56	.33	.36	.36	.36	.35	.36	.39
NiO	.25	.28	.34	.27	.32	.34	.35	.29
total	100.28	99.74	99.56	100.26	99.68	100.06	100.25	100.35
FeO	4.52	4.98	4.14	3.73	2.72	3.38	3.44	3.26
CO_2	.43	.24	.55	.58	.53	.44	.39	.24
H_2O	6.90	6.94	7.51	8.40	10.64	9.49	8.15	10.05
S	.04	.05					.02	
traces	ppm							
Ba	10	<10	18	<10	23	30	10	<10
Co	109	103	99	98	102	112	115	109
Cu	32	16	<10	<10	16	13	<10	<10
Sr	19	17	27	<10	21	30	22	<10
V	101	86	120	47	107	132	61	29
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zn	46	46					47	

TABLEAU IV.2 ANALYSES CHIMIQUES DES DUNITES

	JM261.2	JM780	JM779	JM408	JM306	TU22	TU13	JM529.1	JM529.2
SiO_2	34.48	35.92	35.18	38.50	38.59	34.30	38.82	34.86	.34 .55
Al_2O_3	.30	.09	tr.	.39	.60	.31	.74	.04	tr
Fe_2O_3	8.23	8.54	8.86	9.00	8.63	7.25	7.47	7.64	7.68
MnO	.10	.11	.11	.12	.06	.09	.11	.10	.11
MgO	41.59	42.90	42.48	36.16	35.00	39.46	41.14	41.07	42.08
CaO	.12	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	.22	tr.	tr.
Na_2O	tr	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
K_2O	.01	tr.	tr.	.02	.01	.01	.01	tr.	tr.
TiO_2	.08	.04	.04	.09	.04	.09	.12	.04	.04
P_2O_5	.07	.09	.10	.09	.07	.02	tr.	.05	.04
P.F.	13.94	11.99	12.48	15.09	15.54	17.98	10.21	16.07	16.06
Cr_2O_3	.11	.09	.07	.30	.43	.30	.33	.32	.29
NiO	.32	.62	.78	.38	.32	.32	.33	.28	.28
total	99.35	100,39	100.10	100.14	99.32	100.13	99.50	100.47	100.13
FeO	3.28	3.18	3.28	.29	.36	1.14	3.08	2.44	2.32
CO_2	.83	.43	.70	.32	.24	1.19	.26	1.22	.93
H_2O	13.51	12.32	12.31	15.00	14.82	17.19	10.43	15.49	15.41
S		.37	.67					.02	.02
Ba	15	13	13	19	15	20	28	<10	10
Co	95	142	174	104	94	95	110	125	124
Cu	<10	575	995	<10	<10	<10	10	<10	<10
Sz	24	32	36	14	17	18	26	20	22
V	57	55	57	72	80	73	105	43	43
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zn		52	52					56	56

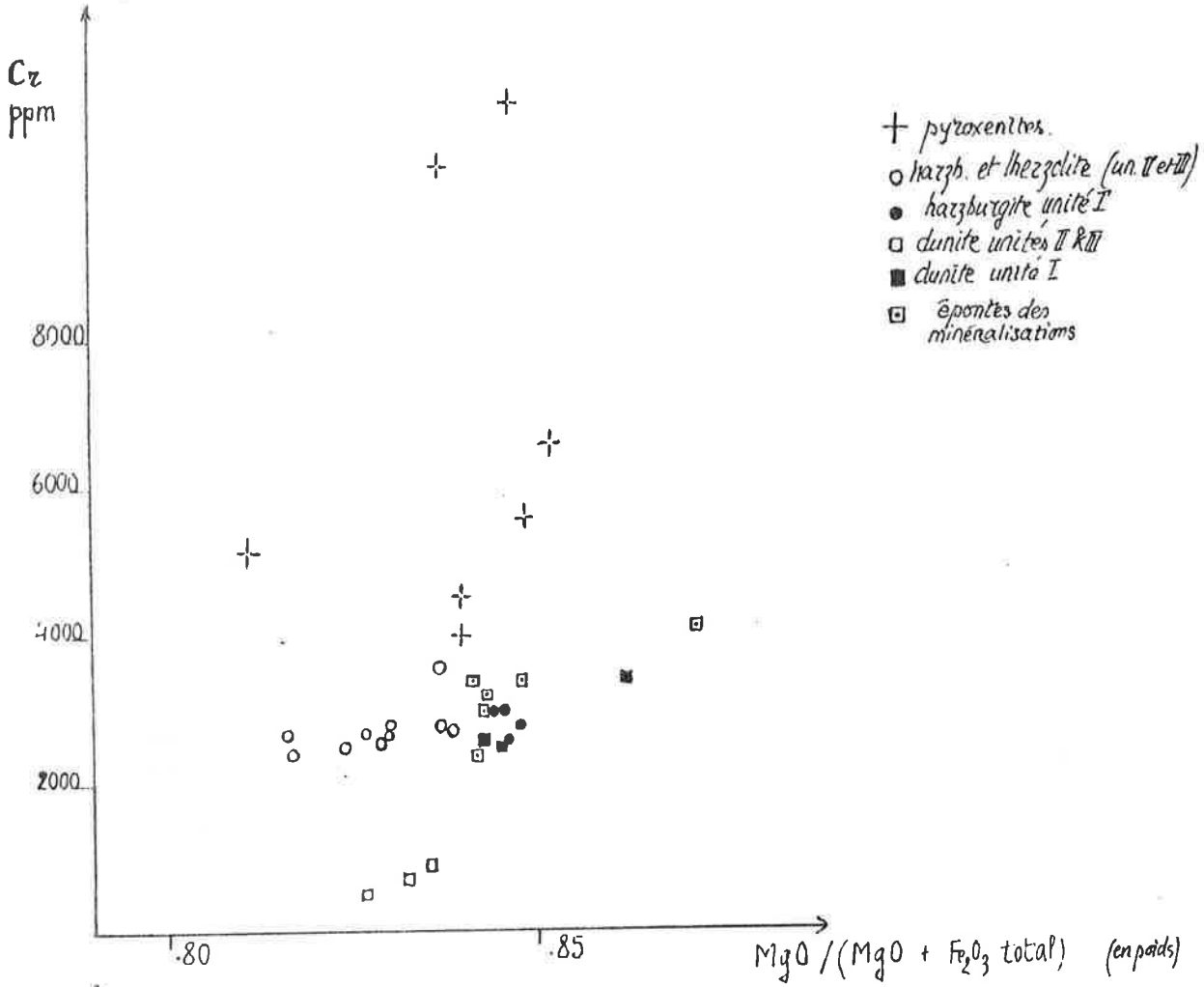
TABLEAU IV.3 – ANALYSES CHIMIQUES DES PYROXENITES.

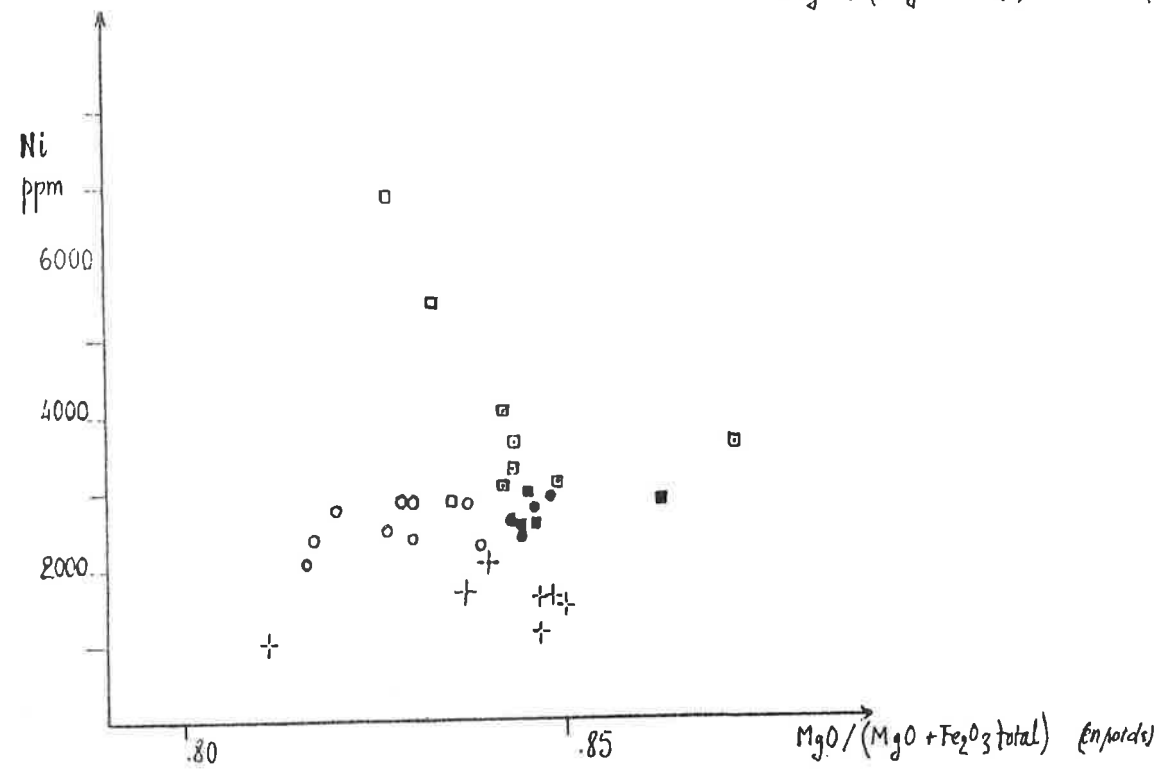
	JM 652	JM 332	JM 266	JM421	JM 420	JM 355	JM 396	JM 316	JM 431
SiO_2	50.53	42.57	45.34	47.03	54.36	47.86	45.57	50.94	52.80
Al_2O_3	5.18	2.25	1.94	1.72	1.77	1.76	1.64	1.02	.63
Fe_2O_3	5.37	6.90	6.05	6.80	5.79	7.02	7.22	6.67	6.34
MnO	.12	.12	.13	.11	.11	.13	.13	.13	.10
MgO	23.07	36.34	34.91	35.37	34.21	35.96	37.92	37.42	35.15
CaO	11.87	1.74	.55	.73	1.27	1.25	.95	.76	.45
Na_2O	.31	tr.	tr.	.01	.03	tr.	.01	.03	tr
K_2O	.01	.01	.01	tr.	tr.	.02	.02	.02	tr
TiO_2	.18	.13	.14	.04	.03	.12	.04	.18	03
P_2O_5	tr.	.02	.04	.29	.29	.05	tr	.08	.06
P.F.	2.70	8.94	9.94	4.44	1.26	3.46	5.94	2.16	3.62
Cr_2O_3	.73	.55	.52	2.48	.70	1.46	.75	.80	.73
NiO	.13	.25	.17	.18	.13	.21	.25	.21	.21
total	100.30	91.82	99.74	99.10	99.95	99.20	100.44	100.42	100.12
FeO	3.56	3.19	2.13	3.56	4.59	4.08	3.80	4.57	3.86
CO_2	.08	.46	.23	.20	.09	.14	.20	.13	.12
H_2O	2.75	8.79	9.92	4.74	1.79	3.77	6.18	2.47	3.88
S	.04								
Ba	10	18	16	<10	<10	30	<10	36	<10
Co	73	95	82	98	92	93	96	84	91
Cu	98	12	<10	<10	<10	13	<10	13	<10
Sr	79	12	12	<10	<10	20	<10	<10	<10
V	180	130	132	93	67	140	87	88	43
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zn	30								

TABLEAU IV.4 — ANALYSES CHIMIQUES DES ÉPONTES ET DES GUANGUES DES MINÉRALISATIONS —

	JM371.2A	JM371.2B	JM378	JM498.1	JM498.2	JM445	JM 447	JM411	JM 384
SiO_2	36.94	37.15	38.87	32.64	37.51	38.74	40.25	20.34	33.74
Al_2O_3	.07	.28	.30	1.87	.24	.18	.15	3.62	2.06
Fe_2O_3	7.11	6.42	6.91	6.48	6.31	6.91	6.66	10.82	7.28
MnO	.04	.07	.07	.05	.06	.06	.01	.10	.08
MgO	38.32	39.98	37.02	36.50	42.86	36.79	35.41	31.48	29.01
CaO	tr.	tr.	tr.	.42	tr.	.09	tr.	tr.	tr.
Na_2O	tr.	tr.	tr.	.14	.05	tr.	tr.	tr.	tr.
K_2O	.02	tr.	.01	tr	.01	.01	.05	tr.	.01
TiO_2	.02	.02	.03	.04	.01	.05	.01	.07	.12
P_2O_5	.05	.02	.04	.01	.08	.12	.05	tr	.18
P.F.	16.62	15.93	16.21	11.71	13.29	16.05	16.61	11.34	11.46
Cr_2O_3	.42	.50	.44	8.23	52	.30	.41	21.97	11.10
NiO	.35	.33	.40	.40	41	.33	.43	.25	.33
total	99.96	100.20	100.30	99.71	101.35	99.63	100.04	99.99	95.57
FeO	.24	.96	97		1.93	.13	32		> .40
CO_2	.59	1.47	36		1.66	.23	21		.14
H_2O	16.16	15.47	15.70		11.87	15.74	16.43		11.74
S									
Ba	<10	<10	<10		<10	11	<10		21
Co	114	109	112		.95	100	85		99
Cu	<10	<10	<10		<10	<10	<10		20
Sr	<10	<10	<10		<10	15	<10		15
V	<10	20	30		<10	39	20		168
Rb	<10	<10	<10		<10	<10	<10		<10
Zn									

Fig. 43 - a -


Cr
ppm
8000
6000
4000
2000
.80
.85
MgO / (MgO + Fe2O3 total) (en poids)
+ pyroxénites
o harzb. et lherzolite (un. II et III)
● harzburgite unité I
□ dunite unités II & III
■ dunite unité I
⊡ épontes des minéralisations


Ni
ppm
6000
4000
2000
.80
.85
MgO / (MgO + Fe2O3 total) (en poids)

assez homogènes, toutes les pyroxénites analysées étant constituées en majorité de pyroxènes pauvres en chaux, à l'exception de JM652, qui est une diopsidite associée aux lherzolites à plagioclase. Les pyroxénites sont, du fait de leur composition modale, plus riches en Cr, Al et Ca, plus pauvres en Ni que les péridotites associées, mais elles s'intègrent bien dans la "série de Tiébaghi", comme le montrent les diagrammes Al_2O_3-CaO et MgO-FeO-Al_2O_3 (Fig. 43).

B - Gangues et épontes des minéralisations

Les analyses de minerais de chromite ont été effectuées en vue de préciser le chimisme des gangues : leur altération importante ne permettait pas d'en avoir une idée globale par d'autres moyens analytiques. Connaissant par l'analyse microsonde le chimisme du spinelle, nous avons recalculé le chimisme de la gangue. Cette opération ne fait jamais apparaître d'autres éléments que MgO, FeO et SiO_2; CaO, Al_2O_3 n'apparaissent jamais, et l'on obtient une analyse de dunite très magnésienne : Mg/(Mg+Σ Fe), en moles, vaut 0,92 à 0,93.

D'autre part, des échantillons de "serpentines congénères" provenant de Tiébaghi (JM371.2A et 2B, 373) et de Fantoche (JM445 et 447) ont été analysés. Les échantillons sont là aussi serpentinisés, mais on obtient des chimismes de dunites ou de dunites à orthopyroxène qui s'intègrent dans les corrélations définies pour la série (Fig. 43), mais avec des rapports MgO/(MgO+Fe_2O_3tot) plus élevés et des teneurs plus fortes en Cr et Ni.

La première conclusion de cette étude du chimisme des roches est qu'à la série définie précédemment par l'étude lithologique et structurale correspond une évolution géochimique régulière, dans laquelle s'intègrent les péridotites, les pyroxénites, les épontes des minéralisations et leurs gangues.

2. Analyses à la microsonde

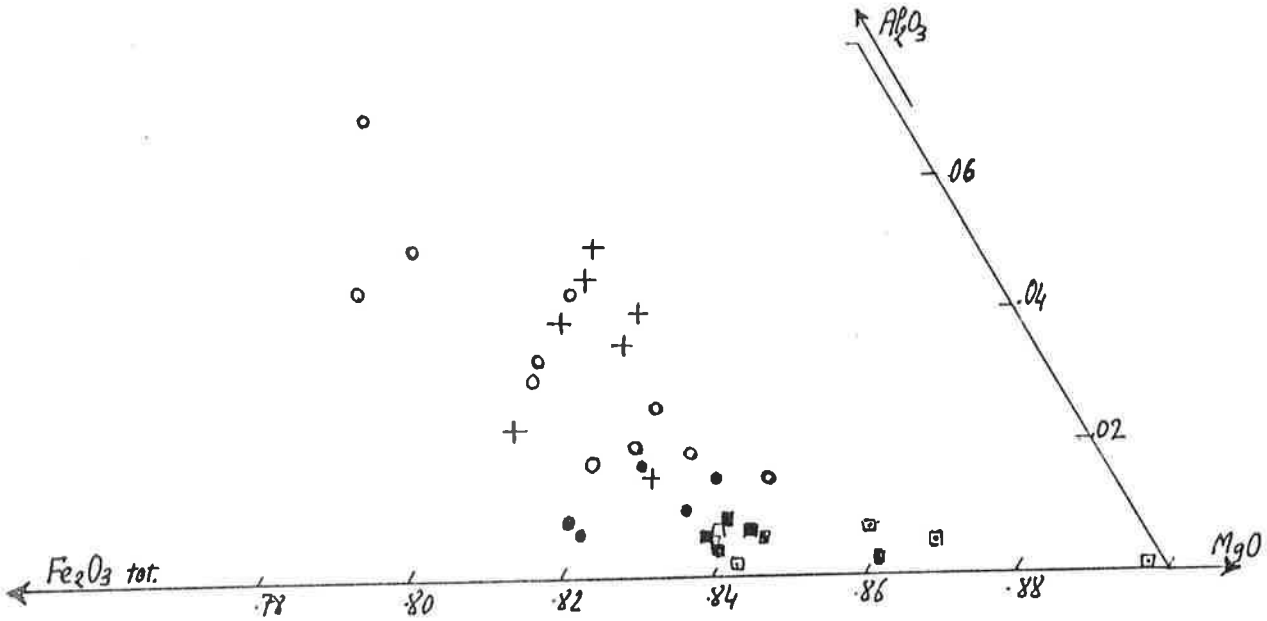
Les analyses de minéraux à la microsonde seront utilisées ici de manière différente suivant les conditions dans lesquelles elles ont été effectuées :

- 80 analyses de minéraux ont été réalisées à la microsonde Cameca MS46 de l'Ecole des Mines (analystes M.-C. FORETTE, G. FROT).
- 300 analyses, réalisées sur mes échantillons à la microsonde Camebax d'Orléans (laboratoire BRGM-CNRS), m'ont été communiquées par Z. JOHAN.
- Je prendrai également en compte des analyses de spinelle effectuées par M. LEBLANC au même laboratoire.

Les conditions d'analyses sur la Cameca MS46 étaient les suivantes :
- sur une plage d'un minéral, dont l'homogénéité a été vérifiée par des traversées, six à dix pointés (suivant les éléments) sont réalisés, avec des temps de comptage de dix secondes;
- la plupart des éléments sont dosés à une tension de 10 kV, certains (Ca, Ni) à 15 kV.

A la microsonde Camebax d'Orléans (analyses communiquées par Z. JOHAN ou M. LEBLANC) les méthodes d'analyses sont telles que l'on peut disposer d'un très grand nombre d'analyses (trois pointés sont effectués sur les olivines et les spinelles, trois à cinq pointés sur les pyroxènes). En revanche, les teneurs des éléments mineurs (par ex. NiO dans les silicates) montrent parfois des fluctuations importantes.

Fig. 43 b.


Al2O3
.06
.04
.02
MgO
Fe2O3 tot.
.78
.80
.82
.84
.86
.88

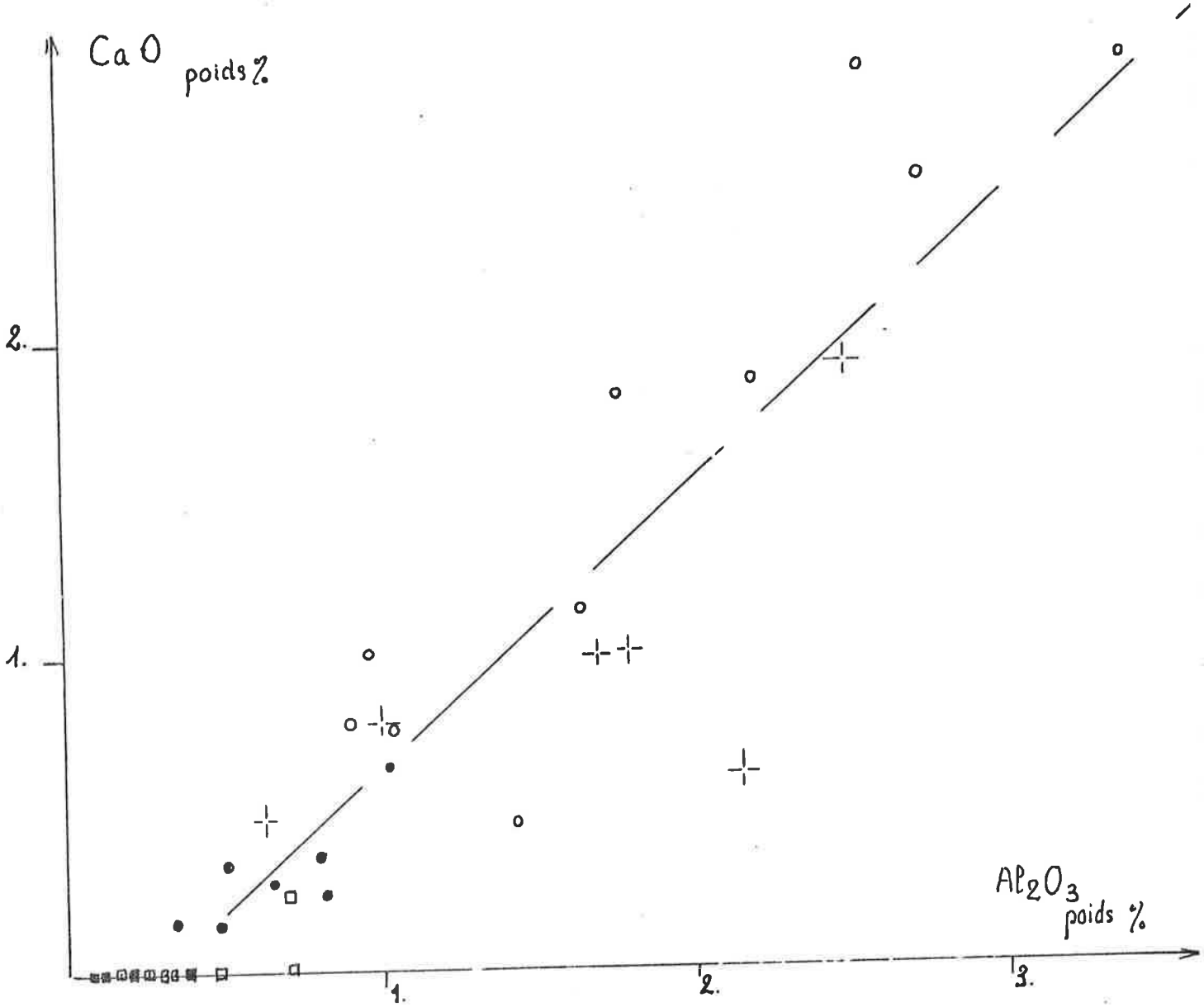

CaO poids %
2.
1.
1.
2.
3.
Al2O3 poids %

Fig. 44 – SCHÉMA DE LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS

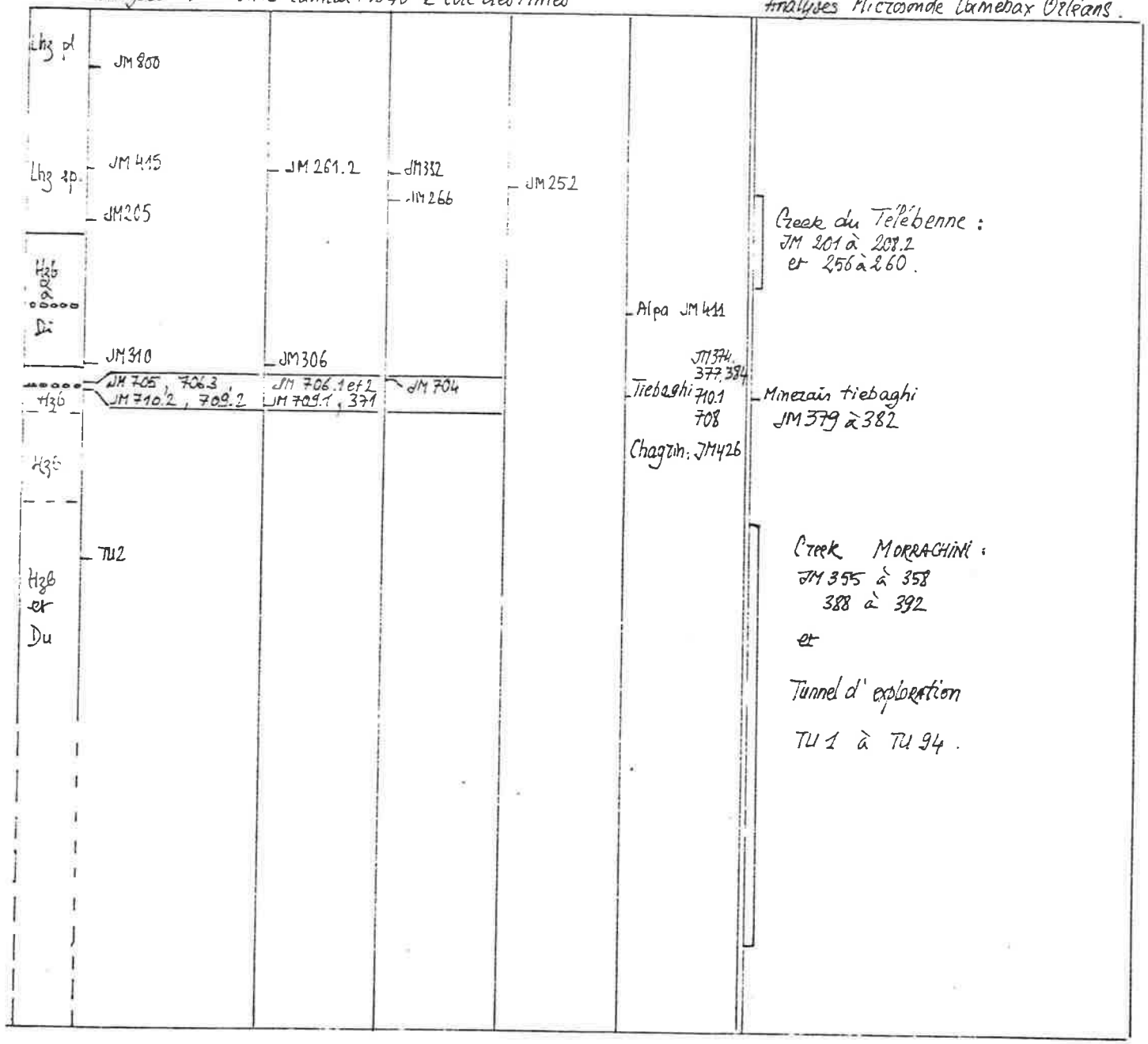


TABLEAU II.1 ANALYSES MICROSONDE

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	V_2O_3	Cr_2O_3	MgO	CaO	MnO	FeO_t	NiO	Na_2O	K_2O	total	Fe_2O_3 calc
JM 800	Ol	40.04		.04			48 22	.05	.10	9.91	.328			98.69	
	sp1	.15	.35	25.11	.38	39.57	13 32		.41	19 93	.017			99.32	4.62
	sp2	.12	.35	25.85	.35	38.97	13.14		.35	20.19	.092			99 40	8.51
	opx	55.37		2.69	.02	.68	32.50	1.63	.16	6.58	.089	.03		99.75	
	cpx	53.06	.21	4.49	.03	1.12	16.48	22.50	.09	3.08	.05	.21		101 30	
JM 419	Ol	40.71	.01	04			49.38	.04	.04	9.10	.319			99.64	
	sp1	.16	.09	32.91	.12	34.13	16.64	.02	.23	13.78	.165			98.24	2.92
	sp2	.19	.06	36 36	.08	29.60	16 57	.03	.14	13.57	.149			97.75	2.37
	opx	54.86	.02	2.84		.50	33.27	1.40	.08	5.80	.075	.03	.04	98.91	
	cpx	53.17	.10	3.63		1.02	17.12	21.04	.09	2.40	.051	.39	.05	99.06	
JM 205	ol	41.11					50.27	.04	.14	8.82	.337			100.72	
	sp	.21	.03	45.34		21.29	18.87		.21	12.69	.25			98.89	3.11
	op	54.82	.03	4.13		.70	32.85	.94	.18	6.04	.080	.02		99.82	
	cp	52.78	.16	4.91		.82	15.85	22.13	.08	2.46	.05	.32		99.56	
JM 310	ol	41.43		.07			50.01	.07	.12	8.70	.345			100.74	
	sp	.34	.04	41.14	.11	27.43	17.03	.02	.19	13.95	.18			100.43	1.34
	op	55.03		3.52	.02	85	33.72	.53	.08	5.79	.087	02		99.65	
	cp	54.32	.02	1.99	.04	.44	17.92	23.44	.06	2.04	.052	.11		100.35	
TU 2	ol	40.92		.02		02	49 92	.03	.10	8.69	.356			100.06	
	sp	.12	.06	31.04		38.61	15.15		.31	15.46	.09			100.84	1.74
	op	55.16	.03	2 64		.77	34.36	.55	.14	5.36	.086	.03		99.16	
	cp	52.67	.15	2.12		.88	17.13	23.04	.07	1.18	.030	.13		98.00	
JM261.2	ol	40.59		.01			49.98	.10	.15	9.33	.297			100.46	
	sp	.15	.13	35.26	.27	28.50	15.02	.02	.29	19.50	.16			99.30	5.69
	op	54 31	.07	3.39	.16	.95	33.17	.99	.14	5.98	.080	.04		99.28	
JM 306	sp	.12	.07	32.52	.17	33.95	15.60	.02	.18	15.31	.18			98.12	2.98
JM 332	ol	40.75		.04			49 32	.09	.12	8.12	.355			98.99	
	sp1	.25	.08	43.07	.17	24.36	20 31	.03	.19	11.36	.170			99.99	2.79
	sp2	-		87.38	-	30.21	18.99	-	-	13.10	-			99.67	4.47
	op	54.77	.07	3.56	.03	.95	33.26	1.10	.14	5.61	.080	.02		99.59	
	cp	52.24	.12	3.78	.12	1.19	16.61	22.22	.07	2.14	.060	0.42		98.97	
JM 704	ol	41.07		.01			50.03	.03	.09	8.27	.370			99.89	
	sp	.17	.08	25.29	.13	43.21	15.00		.31	17.02	.106			101.31	3.91
	sp	.21	.12	23.26	.17	44.17	13.98	.01	.28	16.80	.117			99.12	2.99
	op	55.40	.02	2.14	.01	.88	34.59	.50	.16	5.94	.077	.01		99.73	
	cp	53.51	.10	1.88	.01	.76	17.55	22.68	.09	2.05	.050	.30	.03	99.01	
JM 252	ol	40.89		.04		03	50.02	07	.12	8.14	.395			100.50	
	sp	.15	.20	28.05		40.44	15.86		.15	14.42	.15			100.02	2.21
	op	55.92	.03	2.76		1.10	33.54	.82	.12	6.15	.097	.02		100.55	
	cp	52.73	.17	2.83		1.35	17.50	22.14	.10	2.54	.050	.48		99.89	
JM 266	sp	.11	.11	21.41	.20	48.75	14.51	.04	.37	16.27	.11			100.88	2.19
	op	56.59	.01	1.84		1.10	34 68	1.01	.11	5 39	.09	.02		100.84	
	cp	59.30	.04	2.17		1.47	18.43	21.59	.08	2.24	.04	.40		99.80	

TABLEAU II.1 _ suite _

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	V_2O_3	Cr_2O_3	MgO	CaO	MnO	FeO_{tot}	NiO	Na_2O	K_2O	total	Fe_2O_3
JM705	Olivine	40.72	.03	.03	.01	.01	49.48	.06	.13	8.46	.37			99.30	
	Olivine incluse sp1	40.32	0	.09	.01	.23	49.51	.05	.13	8.23	.39			98.96	
	spinelle 1	.22	.18	43.15	.10	22.98	15.93		.21	15.89	.206			98.87	2.12
	spinelle 2	-	-	38.41	-	29.05	16.06	.5	-	15.40	-			99.74	2.57
	Orthopyroxène	55.09	.01	3.44	.02	.50	34.35	.51	.14	5.75	.090		.01	99.77	
	Clinopyroxène	50.94	.03	3.63	.03	.57	15.99	23.86	.10	2.43	.020	.15	-	99.75	
JM706.3	ol	41.00	0	.10		02	49.95	.02	.15	7.70	358			99.30	
	sp	17	.03	28.21	.16	40.15	15.43		.28	15.80	.10			100.33	3.16
	opx	55.67	.01	2.38		.71	34.32	.79	.08	4.84	$.07_8$			98.88	
	cpx	53.20	.07	2.79	01	1.17	16.90	24.60	.07	2.09	$.02_3$	.18		101.10	
JM 706.2	ol	41.05	.01	.02			51.10	.03	.09	7.08	$.34_0$	-		99.63	
	sp	10	.09	17.00	.11	49.35	13.02		.50	19.44	.07			99.68	5.54
JM 706.1	ol	41.04	0	.02			51.45	.02	.07	6.76	.349			99.71	
	sp	.10	.10	13.92	.11	53.79	12.24		.41	17.75	$.06_0$			98.47	3.20
JM 709.2	ol	40.95					50.89	.04	.17	7.27	.357			99.68	
	sp	.15	.14	16.78	.17	49.18	12.64		.33	18.82	$.07_5$			98.28	4.45
	opx	56.46	.03	1.14		.29	35.56	.50	.12	4.88	.077	.01	.01	99.08	
	cpx	54.88	.08	1.40	.01	.68	17.90	23.83	.10	1.60	$.05_1$	.20	.02	100.75	
JM 709.1	ol	41.03				.01	51.14	01	.12	7.22	$.39_4$			99.92	
	sp	.17	.12	16.69	.15	49.55	12.69	01	.33	18.55	$.07_5$			98.34	4.25
JM 710.1	ol	41.05	0	.08			52.05	.05	.05	4.76	$.44_0$	-		98.48	
	sp	.13	.16	11.46	.08	60.53	14.11	03	.54	15.11	.18			101.98	2.72
JM 710.2	ol	40.79	.02	.08			50.72	05	.04	6.06	$.37_1$			98.13	
	sp	.15	.13	13.58	.10	52.98	13.76	.03	46	17.07	.11			98.37	5.13
	opx	57.53	.01	1.51		53	35.00	.67	.20	4.58	$.04_1$	.02		100.09	
	cpx	53.19	.03	1.36	.03	1.08	17.34	23.86	.27	1.63	$.03_0$	.24		99.06	
JM371	ol	40.75		.06		02	51.11	.06	.11	8.05	.41			100.57	
	sp	.17	.11	18.63	.06	48.41	11.37	.01	.40	19.96	.14			99.26	5.06
JM 708.1	ol	41.14	0	05	0	01	50.57	.04	.08	6.06	$.40_0$			98.35	
	sp	-	.14	10.71	-	56.92	12.24	-	-	17.74	-			98.02	2.79
JM 708.2	ol	41.15	.01	06	0	0	50.85	.03	.07	5.77	$.39_1$			98.34	
	sp	.08	.14	10.95	.10	57.65	12.95	01	.34	16.72	$.06_2$			99.00	3.52
JM 708.3	ol	41.43	0	.07	.01	0	50.80	.03	.07	5.79	$.38_2$			98.58	
	sp	.08	.13	10.90	.10	57.51	11.89	.01	.33	18.43	$.04_3$			99.42	3.04
JM384	ol c sp	42.36	.11	.06		.34	53.13	.11	.07	4.90	.37			101.45	
	sp	.10	.18	10.78	.03	57.66	11.02		.32	19.47	.05			99.60	3.00
JM 374	ol c sp	41.71		.04		.47	54.33	.07	.10	4.23	.46			101.41	
	sp	.08	.15	10.37	.02	60.97	12.22		.43	17.66	.07			101.97	2.46
JM 377	ol c sp	41.91	.20	.08		39	53.96		.06	3.32	.51			100.43	
	sp	.10	.15	11.52	.10	57.07	13.94		.22	15.32	.09			98.51	3.58
JM 411	ol	41.39		.02		.02	52.06	.07	07	6.00	.39			100.02	
	ol c sp	42.26		.06		.27	53.48	.07	.07	4.70	.51			101.42	
	sp	.19	.11	10.18	.10	59.38	12.49	.04	37	15.82	.07			99.35	2.62
JM 426	sp	.15	.12	7.10	.08	61.44	12.00	.03	.37	17.71	.05			99.05	3.64

TAB. II.2 OLIVINES . FORMULES STRUCTURALES POUR 2 OXYGENES

	Si	Fe	Mg	Ca	Al	Fe^3	Ti	Cr	Mn	Ni
JM 800	.4968	.0996	.8908	.0007	.0006	.0031			.0010	.0033
JM 419	.4990	.0904	.9012	.0005	.0006	.0028			.0004	.0031
JM 205	.4963	.0864	.9044	.0005		.0027			.0014	.0033
JM 310	.5040	.0857	.9049	.0009	.0010	.0026			.0012	.0034
TU 2	.4980	.0857	.9051	.0004	.0003	.0027		.0002	.0010	.0035
JM 261.2	.4899	.0913	.8988	.0013	.0001	.0028			.0015	.0029
JM 332	.5043	.0814	.9088	.0012	.0006	.0025			.0013	.0035
JM 704	.5015	.0809	.9101	.0004	.0001	.0025			.0010	.0038
JM 252	.4953	.0877	.9018	.0009	.0006	.0027		.0003	.0012	.0038
JM 705 olivine incluse ds sp	.4958	.0842	.9051	.0008	.0004	.0026	.0003		.0015	.0037
JM 705	.5002	.0819	.9050	.0007	.0013	.0025		.0022	.0014	.0038
JM 706.3	.5048	.0767	.9141	.0003	.0014	.0024		.0002	.0016	.0035
2	.4975	.0696	.9224	.0004	.0003	.0022			.0009	.0033
1	.4960	.0662	.9263	.0003	.0003	.0020			.0007	.0034
JM 709.2	.4962	.0715	.9194	.0005		.0022			.0018	.0035
.1	.4955	.0707	.9207	.0001		.0022			.0012	.0038
JM 710.1	.5012	.0470	.9453	.0007	.0011	.0015		.0005	.0005	.0043
.2	.5012	.0652	.9267	.0007	.0012	.0020	.0002		.0004	.0037
JM 371	.4888	.0782	.9421	.0008	.0008	.0024		.0002	.0011	.0039
JM 708.1	.5089	.061	.931	.0005	.0007	.0019			.0008	.004
2	.4992	.0578	.9344	.0004	.0009	.0018			.0006	.0039
3	.4995	.0578	.9346	.0004	.0009	.0018			.0007	.0038
JM 384 olivine incluse ds sp	.5028	.0471	.9384	.0014	.0008	.0015	.0010	.0032	.0007	.0035
JM 374 "	.4876	.0401	.9454	.0009	.0006	.0012		.0043	.0010	.0043
JM 377 "	.4972	.0319	.9521		.0009	.0020	.0018	.0037	.0006	.0049
JM 411 non incluse	.4980	.0585	.9331	.0009	.0003	.0018		.0002	.0007	.0038
JM 411 olivine incluse ds sp	.5005	.0451	.9426	.0009	.0008	.0014		.0025	.0007	.0049

TAB. V.3 — SPINELLES — FORMULES STRUCTURALES POUR 4 OXYGENES —

	Fe^{3+}	Cr	Al	Fe^{2+}	Mg	Si	Ti	V	Mn	Ni
JM800	.1070	.9354	.9250	.4056	.5947	0036	0080	.0093	.0090	0024
JM419	.2092	.7738	.9796	.3425	.6572	0050	0087	.0101	.0115	0026
JM205	.0639	.7877	1.1323	.2724	.7240	.0047	.0020	0028	0057	0039
JM310	.0522	.6824	1.2497	.2787	.7203	0055	.0013	0019	0035	0035
TU2	.0642	.4606	1.4624	.2263	.7698	.0057	.0006		.0049	.0055
JM261.2	.0279	.6023	1.3468	.2962	.7051	.0094	.0008	.0024	.0045	.0040
JM306	.0380	.8880	1.0643	.3381	.6570	.0035	.0013		.0076	.0021
JM332	.1243	.6522	1.2029	.3477	.6480	.0043	.0028	.0063	.0071	.0037
JM704	.0663	.7906	1.1289	.3108	.6849	.0035	.0016	.0040	.0045	.0043
JM252	.0677	.6720	1.2396	.2405	.7587	.0068	.0017	.0038	.0045	.0038
JM266	.0794	.5226	1.3775	.1784	.8221	.0068	.0016	.0037	.0044	.0037
JM705	.0873	1.0123	.8832	.3345	.6625	.0050	0020	0031	0075	0025
JM706.3	.0688	1.0689	.8391	.3612	.6378	.0067	0028	0042	0073	0029
JM706.2	.0486	.9405	.9993	.3062	.6954	.0044	.0044		0037	.0035
JM706.1	.0503	1.1683	.7649	.3368	.6556	.0033	.0025	0049	.0095	.0027
JM709.2	.0447	.5108	1.4299	.3289	.6676	0062		0023	0050	0047
JM709.1	.0564	.6342	1.2946	.3119	.6846	0063		0023	0051	0047
JM710.1	.0704	.9351	.9794	.3188	.6775	.0050	.0007	.0038	.0070	.0024
JM710.2	.1307	1.2262	.6297	.3803	.6100	.0031	.0021	.0028	.0133	.0018
JM371	.0782	1.3766	.5311	.4023	.5906	.0032	.0024	.0029	.0112	.0016
JM708.1	.1066	1.2413	.6314	.3958	.6015	.0048	.0034	.0044	.0089	.0019
JM708.2	.1016	1.2502	.6278	.3935	.6037	.0054	.0029	.0038	.0089	.0019
JM708.3	.0643	1.4958	.4222	.3306	.6574	.0041	.0038	.0020	.0143	.0045
JM384	.1243	1.3437	.5135	.3336	.6580	.0048	.0031	.0026	.0125	.0028
JM377	.0730	1.2133	.6961	.4561	.5373	.0054	.0026	.0015	.0107	.0036
JM374	.0673	1.5002	.4178	.4075	.5875	0026	0034	0026	0094	0013
JM411	.0860	1.4802	.4191	.3681	.6269	0026	0034	0026	0094	0013
JM426	.0741	1.4772	.4339	.4229	.5723	0026	0035	0026	0095	0011
	.0740	1.4935	.4163	.4594	.5382	0033	0044	0008	0089	0013
	.0869	1.4580	.4387	.3271	.6714	.0032	.0036	0026	0060	0023
	.0595	1.5378	.3899	.4117	.5811	0026	0036	0005	0116	0018
	.0638	1.5258	.3900	.3661	.6293	0062	0027	0026	0102	0018
	.0907	1.6132	.2779	.4011	.5941	.0050	0030	0021	0104	0013

TAB. IV.4 _ PYROXENES _ FORMULES STRUCTURALES POUR TROIS OXYGENES

		Si	Fe^{2+}	Mg	Ca	Al VI	Al IV	Fe^{3+}	Ti	Cr	Mn	Ni	Na	K
JM 800	opx	.9599	.0706	.8395	.0303	.0208	.0341	.0048		.0093	.0023	.0012	0010	
	cpx	.9647	.0445	.4465	.4382	.0395	.0567	.0023	.0029	.0161	.0014	.0007	0074	
JM419	opx	.9459	.0795	.8553	.0259	.0240	.0357	.0042	.0003	.0068	.0012	.0010	0010	0009
	cpx	.9869	.0354	.4734	.4182	.0375	.0419	.0019	.0014	.0150	.0014	.0008	0140	0012
JM 205	opx	.9469	.0829	.8459	.0174	.0350	.0491	.0044	.0004	.0096	.0026	0011	0007	
	cpx	.9853	.0365	.4408	.4424	.0505	.0574	.0019	.0022	.0121	.0013	.0008	0116	
JM 310	opx	.9458	.0791	.8641	.0098	.0280	.0433	.0042		.0116	.0012	.0012	.0007	
	cpx	.9832	.0293	.4833	.4544	.0187	.0238	.0015	.0003	.0063	.0009	.0008	0039	
JM 261.2	opx	.9342	.0817	.8508	.0183	.0244	.0443	.0043	.0009	.0129	.0020	.0011	.0013	
JM 332	opx	.9437	.0768	8539	0203	.0269	.0454	.0040	.0009	.0129	0020	0011	0007	
	cpx	.9612	.0313	4556	4381	.0372	.0448	.0016	.0017	.0173	0011	0009	0150	
JM 704	opx	.9442	.0803	.8772	.0094	.0135	.0276	.0042	.0003	0118	.0023	.0011	.0007	
	cpx	.9800	.0298	.4791	.4451	.0185	.0221	.0016	.0011	0110	.0016	.0007	.0107	.0007
JM 266	opx	.9606	.0727	.8775	.0184	.0093	.0275	.0038	.0001	.0148	.0016	.0012	.0007	
	cpx	.9592	.0320	.4945	.4164	.0182	.0279	.0017	.0005	.0209	.0012	.0006	.0140	
JM 252	opx	.9613	.0840	.8592	.0151	.0182	.0377	.0044	.0004	.0149	.0017	.0013	.0007	
	cpx	.9488	.0363	.4692	.4266	.0255	.0345	.0019	.0023	.0192	.0015	.0007	.0167	
JM 705	opx	.9356	.0776	8695	.0093	.0288	0400	.0041	0001	.0067	0020	0012		0002
	cpx	.9749	.0356	.4390	.4709	.0364	.0424	.0019	.0004	.0083	0016	0003	0054	
JM 706.3	opx	.9631	.0665	.8853	.0146	.0176	.0309	.0035	.0001	.0097	.0012	0000	0002	
	cpx	.9509	.0297	.4501	.4710	.0224	.0363	.0016	.0009	.0165	.0011	0062		
JM 709.2	opx	.9651	.0663	.9058	.0092	.0077	.0153	.0035	.0004	.0039	.0017	.0011	.0003	.0002
	cpx	.9903	.0229	.4814	.4607	.0131	.0188	.0012	.0011	.0097	.0015	.0007	.0070	.0005
JM 710.2	opx	.9948	.0629	.9016	.0124	.0083	.0184	.0033	.0001	.0072	.0029	0006	0007	
	cpx	.9717	.0236	.4720	.4668	.0098	.0194	.0012	.0004	.0156	.0011	0004	0085	
TU2	opx	.9457	.0730	.8783	.0101	.0197	.0337	.0038	0004	0104	0020	0012	0010	
	cpx	.9799	.0263	.4752	.4594	.0163	.0302	.0014	0021	0129	0011	0004	0047	

Les roches dont nous présentons les analyses des minéraux (tabl. V) ont été choisies de manière à représenter les différents termes de la série (avec les dunites et pyroxénites associées), des minéralisations, et des épontes de minéralisation.

La localisation de ces roches est représentée figure 44 et planche II. Le tableau V présente les compositions modales approximatives des différentes roches. Les analyses effectuées à Orléans ont porté sur trois groupe de roches représentatifs de trois unités lithologiques plus particulières :

- les échantillons TU1 à 94, provenant du tunnel d'exploration de la Société La Tiébaghi, et les échantillons JM355 à 358, 388, 389, 391, 392, provenant du creek situé au NE de la mine Morrachini, permettent d'étudier en détail l'unité harzburgitique;

- les échantillons JM201 à 208.2 et JM256 à 260 proviennent du "creek du télébenne" et représentent un échantillonnage détaillé de harzburgites à diopside et de lherzolites (localisation : cf. Fig. 7);

- les échantillons JM379 à 383 sont tous des échantillons de minerais prélevés le long d'une coupe d'un niveau minéralisé, sur le flanc SE de "l'Entonnoir" de la Tiébaghi (Fig. 22).

Choix des minéraux dosés

Dans une même lame mince, les différents minéraux dosés (généralement olivine, pyroxène, spinelle) sont autant que possible en contact les uns avec les autres. Dans certains cas où les chimismes des minéraux varient à l'intérieur d'une même lame mince, plusieurs assemblages ont été dosés (lames JM706, 708, 709, 710 en particulier).

La serpentinisation, qui affecte systématiquement, quoiqu'à des degrés divers, les roches de Tiébaghi, permet rarement d'étudier les relations entre deux minéraux par des traversées à leur contact. Le mode opératoire lui-même (analyse par 6 à 10 pointés sur une même plage d'un minéral) permet cependant de vérifier que les minéraux dosés, sont, exception faite des exsolutions, homogènes, ce que les traversées permettent aussi de vérifier. Seuls les spinelles, et les olivines incluses dans les spinelles, présentent parfois des zonations nettes.

En plus des analyses présentées en tableau V, nous présenterons en cours d'exposé les résultats d'analyses récentes (effectuées à la microsonde Camebax de l'Ecole des Mines) orientées vers certains problèmes de relations entre minéraux.

Calcul des formules structurales des minéraux dosés à la microsonde

Un premier problème, dans l'exploitation des résultats d'une analyse microsonde, réside dans l'estimation du partage du fer entre ses deux états de valence, alors que l'analyse ne donne que le fer total.

Pour les spinelles, de formule générale $R^{++}O . R^{+++}_2O_3$, ce problème est résolu, une fois tenu compte de la présence de Si et Ti en solution solide sous forme $2RO.SiO_2$ et $2RO.TiO_2$, en supposant que la stoechiométrie du minéral est réalisée.

Pour les pyroxènes, le partage du fer intervient dans l'estimation du partage de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques. Une estimation de ce partage directement à partir de la stoechiométrie du minéral ferait intervenir en premier lieu le dosage du silicium, dosage qui, du fait même de l'abondance de cet élément, est peu précis. Il est donc préférable de fixer a priori le partage du fer entre ses deux états de valence. Le coefficient de partage Fe^{3+}/Fe total a été choisi égal à 5 %.

De même dans les olivines, on posera que 3 % du fer est à l'état Fe^{3+}.

3. Chimisme des minéraux

En règle générale, le chimisme des minéraux de Tiébaghi est très monotone : les silicates (olivine et pyroxènes) sont tous trois magnésiens, les spinelles des minerais sont aussi de composition assez homogène, seuls les spinelles présents en quantité accessoire dans les péridotites de la série présentent d'importantes variations de chimisme.

A - L'olivine

Principal constituant de la plupart des roches du massif, l'olivine est toujours magnésienne : $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ varie de 89,7 à 96,7 % des lherzolites à plagioclase aux olivines incluses dans les minerais, en passant successivement par les olivines des lherzolites, des harzburgites, des dunites, des épontes des minerais, et des minerais (olivines non incluses). Ces variations sont représentées figure 45, parallèlement à l'évolution d'un autre élément important du chimisme des olivines : la teneur en NiO.

L'évolution des teneurs en nickel des olivines de la série est peu marquée mais, si l'on se réfère aux échantillons TU2, JM310, 205, 419, 800, représentant les termes successifs de la série, NiO diminue très légèrement, de .36 à .33 %, encore que cette évolution n'est peut-être pas monotone.

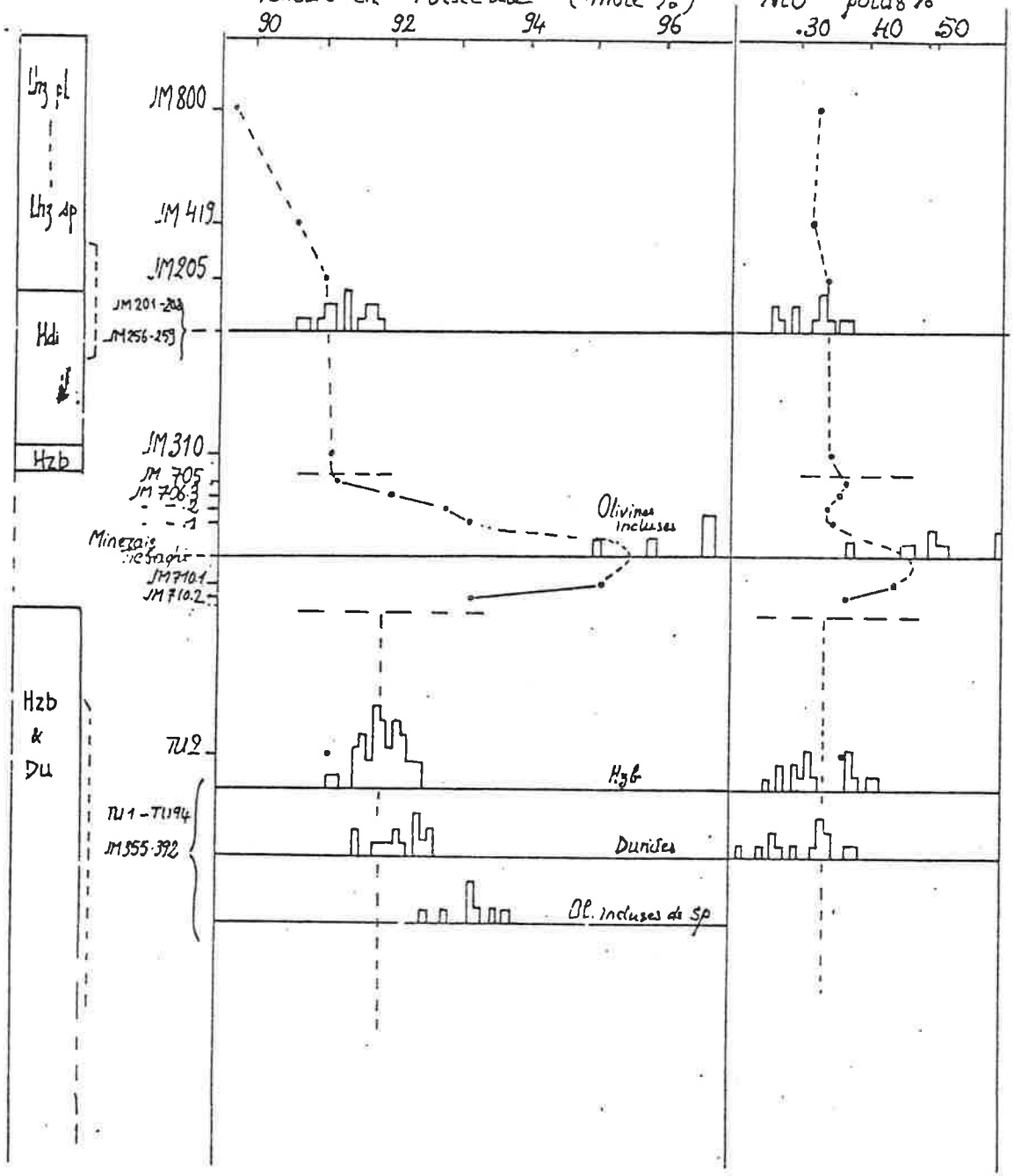
Plus magnésiennes que celles des harzburgites associées, les olivines des dunites ne semblent pas plus nickélifères (moyenne de .32 % sur 14 échantillons contre .34 % sur 19 échantillons de harzburgites), et s'écartent légèrement de la corrélation NiO - $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ établie (Fig. 45) pour les olivines de Tiebaghi.

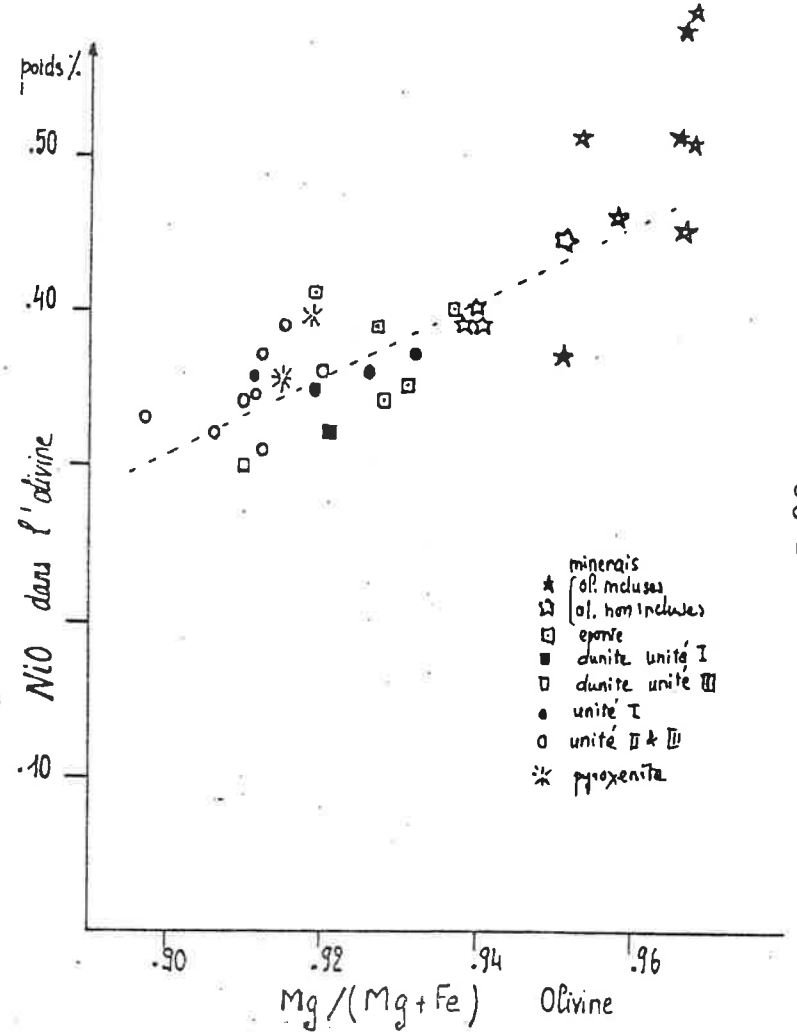
De même, pour la dunite à pyroxène JM261.2, NiO = .30 % contre NiO = .317 pour la moyenne des harzburgites et lherzolites associées.

Les pyroxènites (JM355, 252, 704) présentent par contre des olivines relativement nickelifères (.355 à .395 % NiO) et magnésiennes par rapport aux olivines des péridotites associées.

Enfin, les olivines des minerais (mais non incluses dans les spinelles) sont plus magnésiennes encore : $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ = 94 à 95 % (cf. JM411, JM 708.1, 2 et 3, JM710.1). Elles sont également plus nickélifères : 0.40 à 0.45 % NiO.

FIG. 45 — LES COMPOSITIONS DES OLIVINES DES ROCHES DE LA SÉRIE DE TIEBAGHI ET DES MINÉRALISATIONS.





Autres éléments

Le titane n'est généralement pas détecté, mais on observe parfois 0,01 à 0,02 % TiO_2.

Al_2O_3 est inférieur à 0,10 % poids, et en général de 0,02-0,03 %.

Les analyses révèlent parfois la présence de chrome dans les olivines : 0,01 à 0,03 % Cr_2O_3.

CaO est inférieur à 0,10 %. A l'examen des échantillons TU1 à TU94, il apparaît que les olivines des dunites sont plus riches en CaO (jusqu'à 0,06 %) que celles des harzburgites qui leur sont associées (0, à 0,02 %).

MnO varie de 0,07 à 0,15 %.

Olivines incluses

Ce sont principalement les olivines en inclusion dans les spinelles qui ont été étudiées. Il s'agit d'inclusions très fines ($\leq 100\mu$), de forme elliptique, ronde, ou parfois automorphes. Les traversées effectuées à la microsonde, montrent que ces olivines sont parfois zonées, avec un enrichissement en Mg et un appauvrissement en Fe, au contact du spinelle hôte (Fig. 46).

Par rapport aux olivines non incluses dosées dans la même lame mince, les olivines incluses dans les spinelles des péridotites de la série se caractérisent par :
- un rapport $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ supérieur de 1 à 2 % (cf. Fig. 45)
- des teneurs en nickel souvent plus élevées (0,35 à 0,40 % NiO contre 0,32 pour l'olivine de la "matrice")
- des teneurs en chrome toujours élevées : 0,40 à 0,60 % Cr_2O_3

La gangue des minerais étant souvent complètement serpentinisée, on ne peut doser que les olivines incluses dans les spinelles, mais, dans les cas favorables (JM411, JM710, JM708) on peut doser les olivines de la gangue et les comparer aux olivines incluses (JM411, 374, 377, 384, 379 à 382). Il apparaît alors que, là aussi, les deuxièmes sont un peu plus magnésiennes (Mg/(Mg+Σ Fe) jusqu'à 96,7 %) et plus nickelifères (jusqu'à 0,59 % NiO), elles sont également très chromifères (0,30 - 0,60 % Cr_2O_3). De plus elles sont titanifères (0,10 % TiO_2).

Sur le diagramme Mg/(Mg+Fe) - NiO (Fig. 45) ces olivines incluses s'écartent de la corrélation établie sur les autres olivines du massif (olivines des péridotites, et olivines des gangues de minerai).

B - Les pyroxènes

L'orthopyroxène est une enstatite : $Mg/Mg+\Sigma Fe$ = 89,8 à 93,2 %; le clinopyroxène est un diopside : $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ = 92,4 à 95,4 %, $Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+})$ = 44,2 à 49,8 %.

Les traversées effectuées à la microsonde n'ont jamais révélé dans les pyroxènes de zonation significative en Fe, Mg, Ca, si ce n'est, au bord de certaines enstatites, une légère diminution de Ca. Des hétérogénéités apparaissent par contre entre enstatites ou entre diopsides, à l'intérieur d'une même lame mince: ces hétérogénéités, qui se traduisent surtout par des teneurs différentes en Cr et Al, seront examinées plus loin.

Fig. 46 – Zonation d'un spinelle de chromitite et d'une olivine incluse (éch° JJ1377)

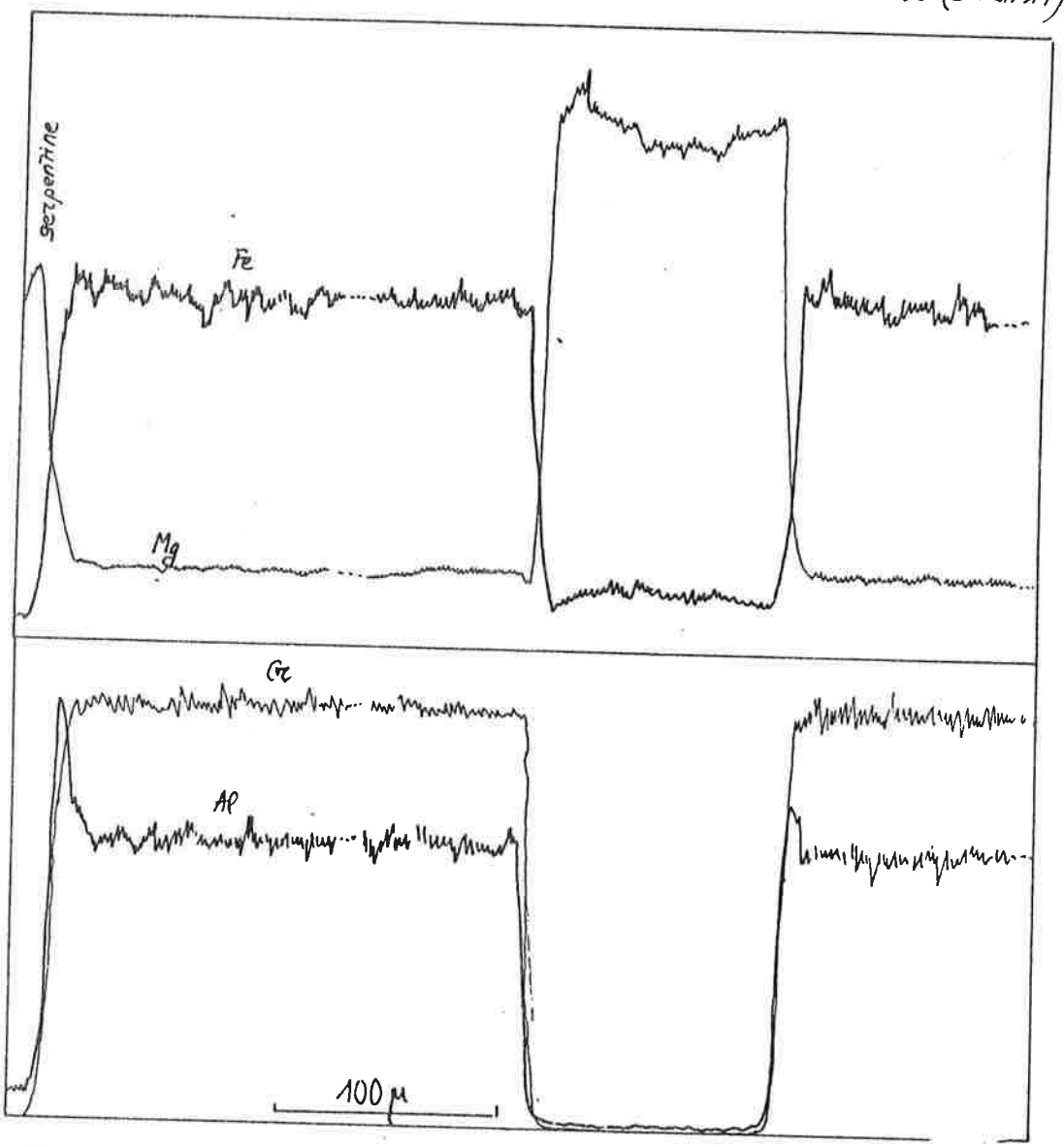


Fig. 49 – Zonation d'un spinelle de harzburgite (éch° 7U2)

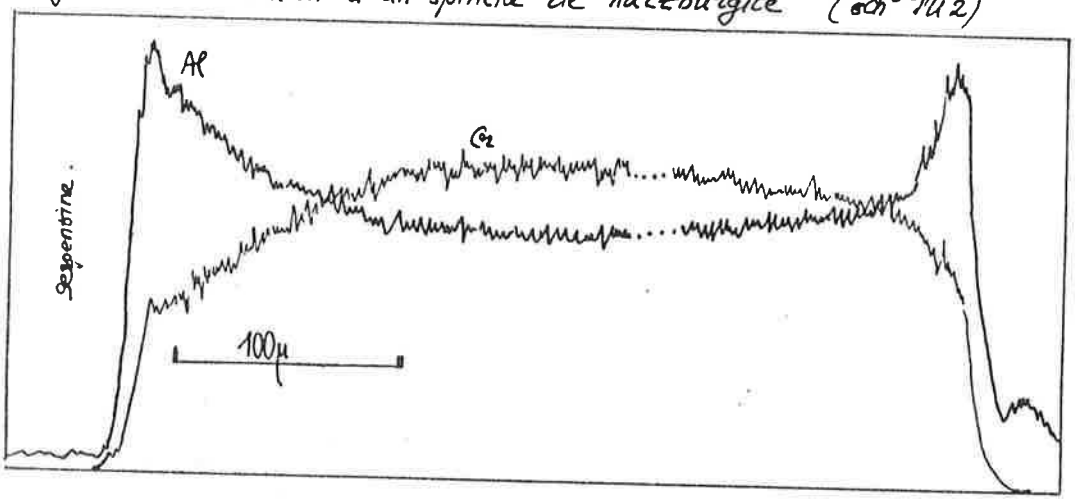
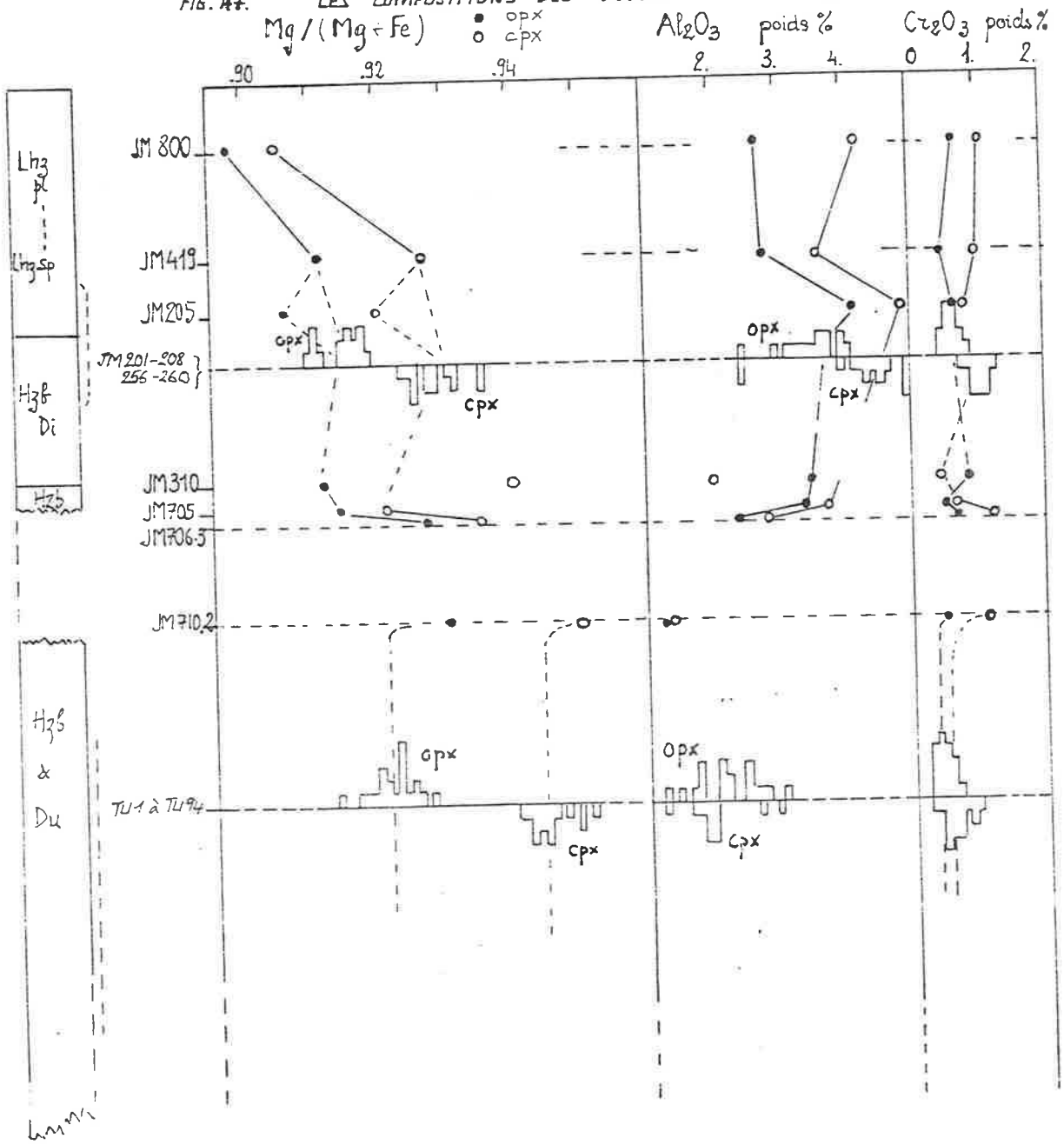


FIG. 47. LES COMPOSITIONS DES PYROXENES DES ROCHES DE LA SERIE DE TIÉBAGHI



TABL. VI - Teneurs moyennes dans les pyroxènes de l'unité I et des unités II et III (poids %)

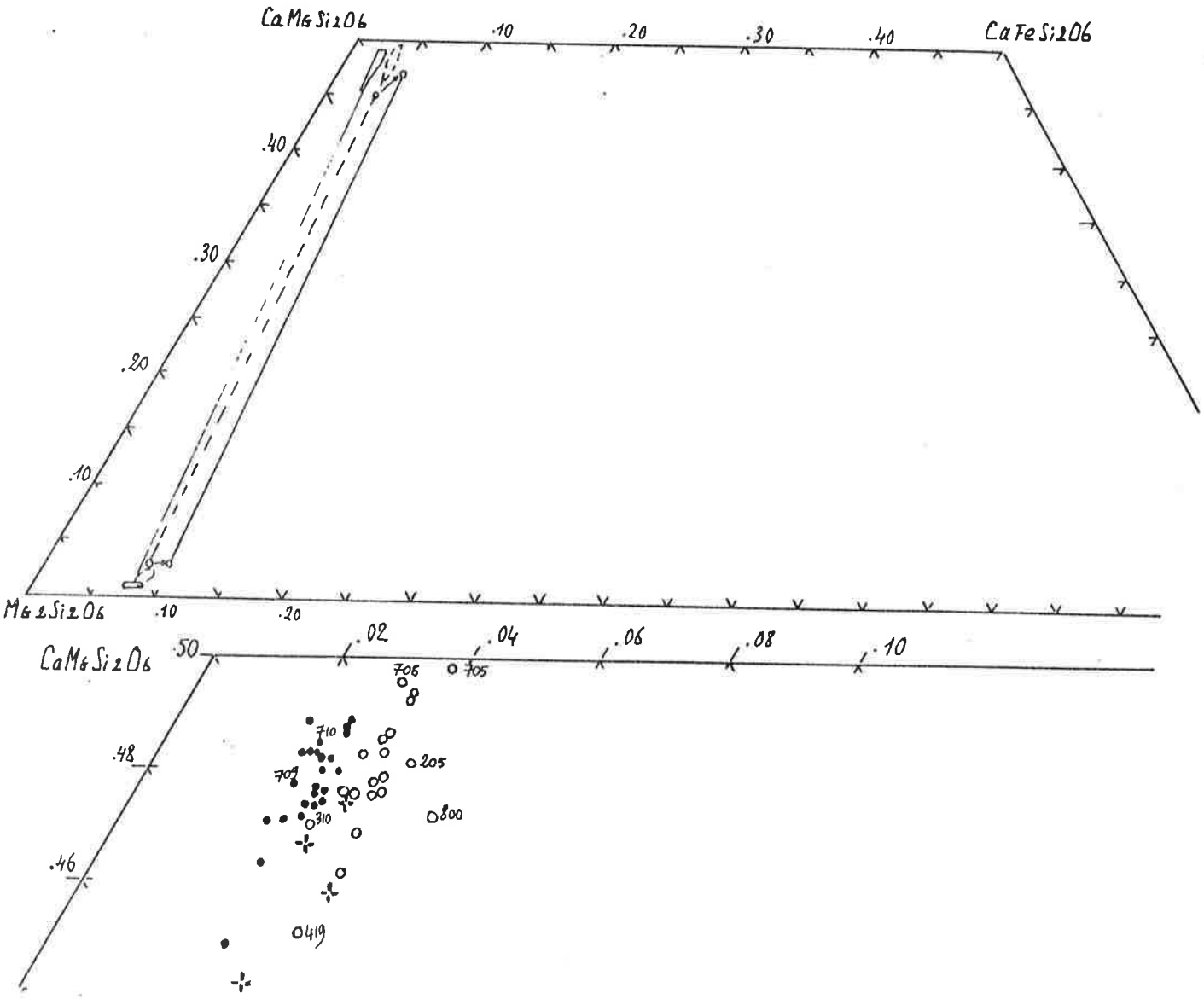
ORTHOPYROXENES

	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Na_2O
unités II & III	.03	3.84	.57	.01
unité I	.0-0.07	2.05	.45	<.01

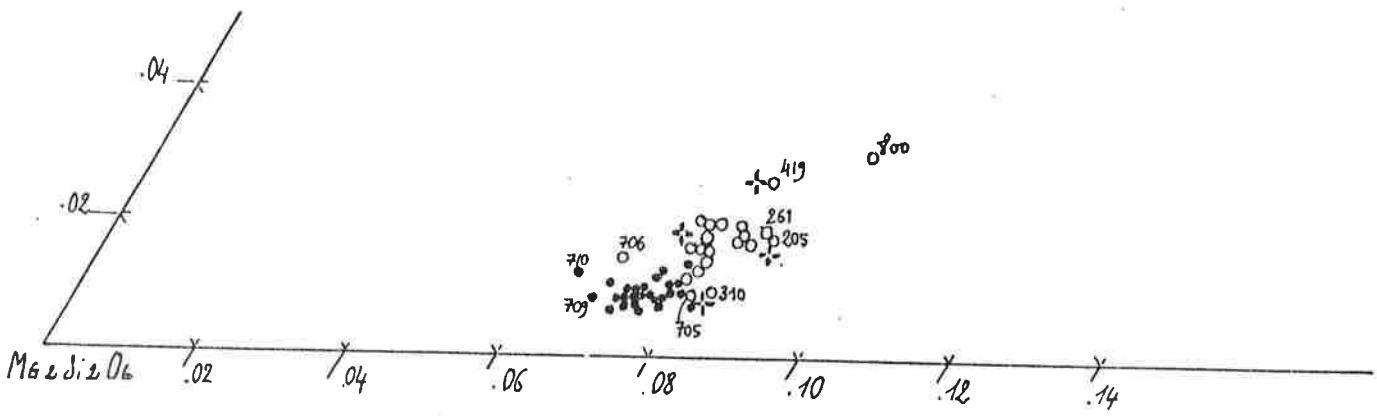
CLINOPYROXENES

	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Na_2O
unités II & III	.10₂	4.30	.97	.35
unité I	.026	1.73	.62	.10

FIGURE 48. COMPOSITIONS DES PYROXÈNES DANS LE TRIANGLE CA:MG:FE 2+



- unité I
- unités II et III
- pyroxénites



La figure 47 montre que les rapports Mg/(Mg+Σ Fe) évoluent dans les deux pyroxènes de la même façon que dans les olivines, les pyroxènes les plus magnésiens se trouvant à proximité des minéralisations (JM705, 706, 709, 710).

Les teneurs moyennes en Cr_2O_3 et Al_2O_3 des deux pyroxènes sont reportées sur le même diagramme.

Sur le diagramme Ca; Mg:Fe^{2+} des pyroxènes (Fig. 48), les orthopyroxènes des lherzolites montrent un net enrichissement en Ca par rapport à ceux des harzburgites, tandis que, pour les diopsides, ces deux groupes de roches se distinguent surtout par la teneur en Mg/(Mg+Σ Fe), les teneurs en Ca variant beaucoup à l'intérieur même de chaque groupe.

Le tableau VI résume l'évolution des teneurs moyennes en titane et en sodium, plus élevées dans les lherzolites que dans les harzburgites, tout en restant assez faibles.

C - Le spinelle

Contrairement au chimisme relativement monotone des silicates, celui des spinelles varie beaucoup suivant la lithologie de la roche (chromitite, dunite, harzburgite ou lherzolite) et suivant la position de la roche dans la série, il varie également à l'intérieur même d'une lame mince en relation avec la morphologie du grain dosé et avec les minéraux qui lui sont directement associés.

Les traversées effectuées à la microsonde ont souvent mis en évidence des zonations : les cœurs des grains sont homogènes, et les bordures sont souvent enrichies en Al et appauvries en Cr (Fig. 49); les variations correspondantes en Fe, Mg sont moins nettes; un appauvrissement, assez faible, en Mg apparait parfois en liaison avec l'enrichissement en Cr/Al.

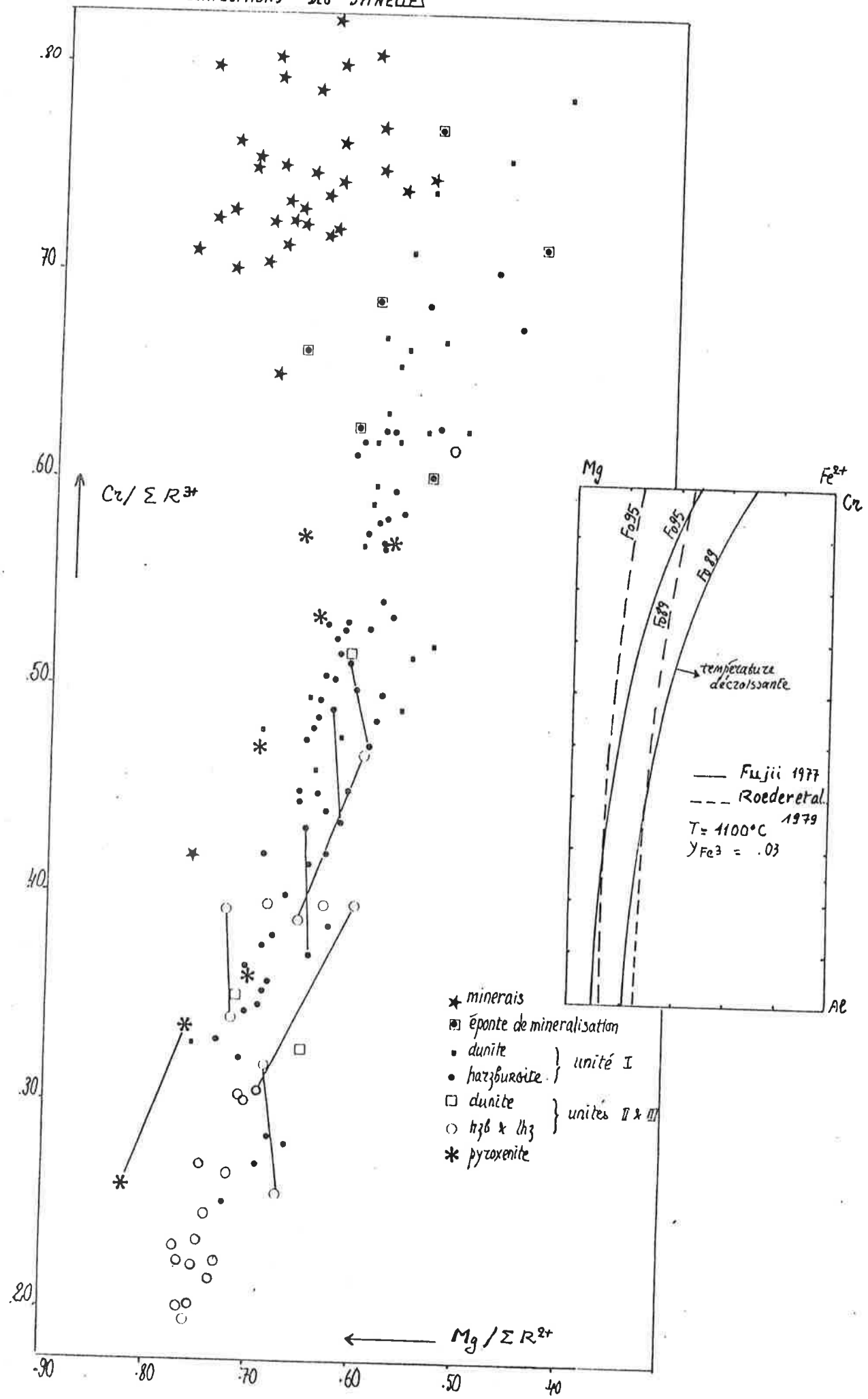
Ecrivant la formule structurale du spinelle sous la forme XY_2O_4, on remarque que X est occupé à plus de 99 % par Mg et Fe^{2+}, et très accessoirement par Mn, Ni, Zn, Ca; Y est occupé par Cr, Al, de faibles quantités de Fe^{3+}, et accessoirement par V. De faibles quantités de SiO_2 et TiO_2 sont également présentes en solutions dans le spinelle, et calculées sous forme de $(Mg, Fe)_2 (Si, Ti)O_4$.

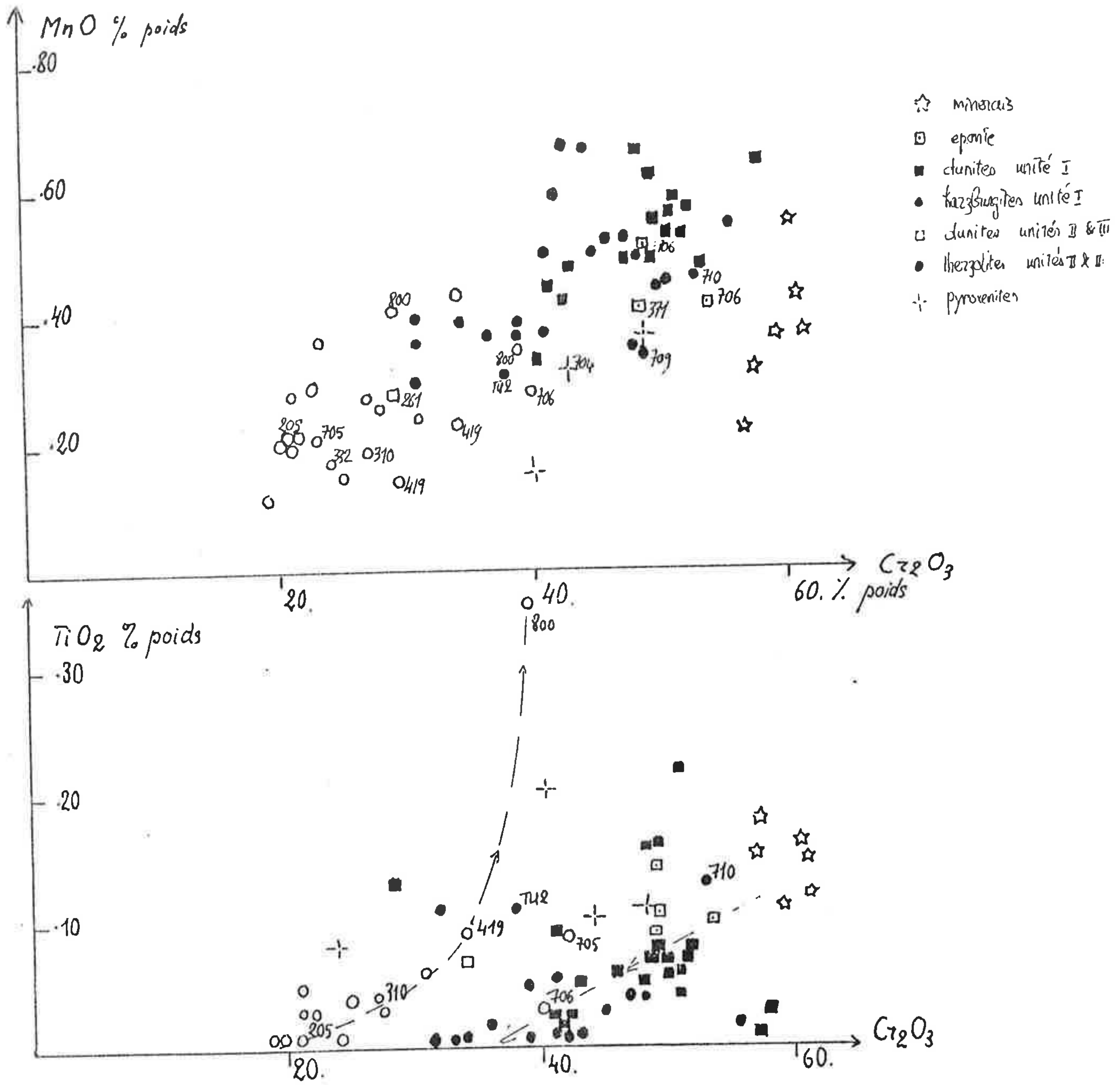
La teneur en fer ferrique, recalculée à partir de l'analyse microsonde pour satisfaire à cette formule structurale, étant toujours très faible ($Fe_2O_3 \leq 5$ % poids), les variations de chimisme du spinelle relèvent principalement des variations des rapports $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ et Cr/(Cr+Al).

Sur le diagramme 50, où sont reportées les proportions atomiques Mg^{2+}/X et Cr/Y, c'est-à-dire approximativement $Mg^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ et $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$, les spinelles se répartissent comme suit :
- de l'unité harzburgitique à l'unité lherzolitique, le spinelle évolue de compositions proches de Fe Cr_2O_4 en direction du pôle $MgAl_2O_4$;
- à l'intérieur d'une unité, les spinelles des dunites sont en moyenne plus chromifères que ceux des harzburgites ou des lherzolites;
- les spinelles des minerais sont, à l'exception de quelques minerais du versant SW, regroupés vers le pôle $MgCr_2O_4$.

Le spinelle peut présenter à l'intérieur d'une même lame mince des variations de chimisme assez importantes de grain à grain. Ces variations se traduisent avant tout dans le rapport Cr/Cr+Al, les quantités de Fe^{3+}, Mg et Fe^{2+} variant peu. Sur le diagramme 50, les spinelles d'une même lame sont

FIGURE 50 - COMPOSITIONS DES SPINELLES




MnO % poids
.80
.60
.40
.20
20.
40.
60. % poids
Cr_2O_3
minerais
eponte
dunites unité I
harzburgites unité I
dunites unités II & III
lherzolites unités II & III
pyroxénites
TiO2 % poids
.30
.20
.10
20.
40.
60.
Cr_2O_3

— FIG. 51 —

reliées par un trait : une augmentation de Cr se traduit dans la plupart des cas par une légère augmentation de Mg par rapport à Fe^{2+}. Ces variations du chimisme des grains de spinelle ont pu être mises en relation (LEBLANC, 1978) avec une évolution de leur morphologie : les spinelles plus chromifères correspondent en effet à des morphologies subautomorphes, les spinelles plus alumineux étant dans la même roche plus arrondis, aux contours sinueux ou aux formes corrodées déjà décrites (Fig. 3).

Les diagrammes TiO_2-Cr_2O_3 et MnO -Cr_2O_3 (Fig. 51) montrent que, à l'intérieur de l'unité harzburgitique, les spinelles des dunites, en général plus chromifères, sont aussi plus riches en MnO et TiO_2 ; les spinelles de l'unité lherzolitique s'ils suivent la même corrélation MnO - Cr_2O_3, sont plus riches en TiO_2 et Cr_2O_3 de JM205 à JM800 en passant par JM419, c'est-à-dire des lherzolites à spinelle aux lherzolites à plagioclase.

D - Le plagioclase

Les dosages effectués à la microsonde sur les minéraux finement cristallisés associés aux spinelles dans les lherzolites à plagioclase montrent des compositions assez variées, où dominent CaO, Al_2O_3, MgO, FeO, SiO_2. Les diverses compositions obtenues ne correspondent jamais à des compositions de plagioclase, mais à des mélanges, en proportions variables, de plagioclase et d'olivine. La très faible teneur en Na_2O montre que le plagioclase est très proche du pôle anorthite (la teneur en Na_2O peut également avoir été modifiée par altération).

E - Les amphiboles

Les analyses, effectuées à la microsonde Camebax de l'Ecole des Mines, d'amphiboles de roches de Tiébaghi sont présentées dans le tableau VII. Sur les diagrammes de la figure 52 , d'après W.A. DEER et al. (1966), sont reportés également les résultats d'analyses communiquées par Z. JOHAN. Mis à part les trémolites (ex. JM258) qui proviennent de l'altération (ouralitisation) de pyroxènes, les amphiboles sont toutes des hornblendes titanifères et très chromifères, à rapport Na/(Na+K) très élevé. En position interstitielle entre les pyroxènes de harzburgites (TU8) ou pyroxénites (JM704), on a des hornblendes à tendance édénitique, incluses dans les spinelles des Harzburgites (TU2) ou des minerais, ou en plages poecilitiques dans les minerais (JM644) ou encore en altération du diopside qui forme la gangue du minerai alumineux (JM633), les hornblendes sont plus riches en pargasite, mais l'on a entre les deux pôles une série de compositions intermédiaires.

A la suite de cette présentation du chimisme des minéraux de l'ensemble du massif, nous présenterons les principales variations géochimiques observées à l'intérieur de deux séries d'échantillons représentatifs de l'unité harzburgitique d'une part, et du passage harzburgites à diopside - lherzolites d'autre part. Puis nous examinerons les chimismes des minéraux des chromitites.

4. L'unité harzburgitique

Nous disposons des analyses des minéraux de 56 échantillons prélevés tout au long du tunnel d'exploration de la Société La Tiébaghi, situé sur le versant NE du massif, en contrebas du village de Tiébaghi, à 200 m d'altitude (cf. "travers banc" sur la planche II).

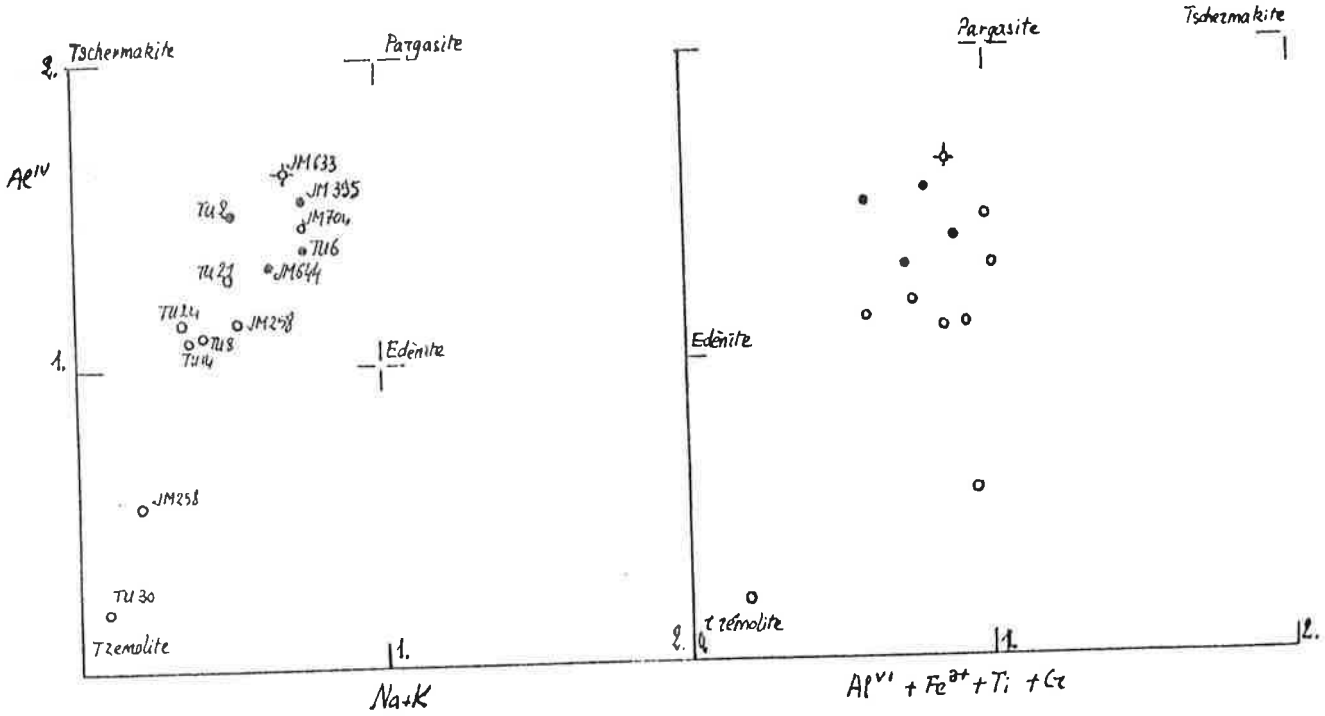
Tableau VII. Analyses à la microsonde d'amphiboles de Tiébaghi.

	TU8	JM704	JM644	JM633
SiO_2	50.08	47.25	47.42	45.17
TiO_2	.22	.83	.40	.65
Al_2O_3	9.81	11.67	10.41	12.21
Cr_2O_3	2.02	1.97	2.68	2.42
MgO	19.91	19.06	21.09	19.66
CaO	12.46	12.01	11.18	12.22
MnO	0	.04	.03	.04
FeO	2.46	3.06	2.11	2.51
NiO	.13	.12	.05	.10
Na_2O	1.47	2.56	2.36	2.52
K_2O	0.10	-	.05	.14
	2.12	2.12	2.15	2.15
total	100.79	100.49	99.93	99.99

Fig. 52. Les compositions des amphiboles.

• incluses dans les spinelles
o en position interstitielle entre des pyroxènes

{TU2, 6, 8, 14, 21, 24, 30, 1 hz et du JM258 ; JM355, 704 pyroxénites ; JM633 644 : minerais



La figure 53 représente une coupe schématique du tunnel, d'après des levers de détail communiqués par J. SCHEIBLER. Les conditions d'observation sont telles que seules ont pu être distinguées dunites et harzburgites. Les rubannements qui apparaissent parfois sont, vers le NE du tunnel, orientés 130-140 SW 40-60°; vers le fond, au SW, ils passent progressivement à 110-120 SW 40-60°. Les linéations de spinelle sont à l'entrée du tunnel orientées 60 SW 40°, puis 10-20 SW 40-60° vers le fond du tunnel.

Les péridotites sont abondamment fracturées et les levers de détail ont mis en évidence (J. SCHEIBLER, communication orale, 1978) trois directions principales de microfailles : 135 NE 70° (faille inverse), 10 E 85° (décrochement sénestre), 90 N 50° (faille inverse). Ces observations concordent avec celles que nous avons faites dans l'Entonnoir de la Tiébaghi.

L'unité harzburgitique est constituée ici (Fig. 53) de séquences à dominante harzburgitique (à rubannement décimétrique à métrique souvent abondant). Epaisses de plusieurs dizaines de mètres, ces séquences alternent avec d'épais niveaux dunitiques pouvant avoir jusqu'à 40 m d'épaisseur. Au sein des harzburgites apparaissent des zones plus ou moins riches en diopside. On distinguera ainsi parmi les échantillons étudiés les principaux faciès : dunites (Du), harzburgites sans diopside, pauvres en pyroxènes (Hz), harzburgites pauvres (Hdi) et riches (HDi) en diopside (Fig. 53).

Chimisme des minéraux

Sur la figure 54 ont été reportées, en regard de la position des échantillons (les cotes sont mesurées par rapport à l'entrée du tunnel), quelques caractéristiques des minéraux constitutifs :
- $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ dans les silicates
- Al_2O_3 dans les pyroxènes, en % poids
- Cr_2O_3 dans les spinelles, en % poids (Fe_2O_3 étant toujours très faible, Al_2O_3 varie en raison inverse de Cr_2O_3 dans le spinelle),

Il arrive que l'on dispose pour un même échantillon de l'analyse de plusieurs spinelles ou de plusieurs pyroxènes de chimisme différents. C'est alors, pour des raisons qui apparaîtront plus loin, le spinelle le plus chromifère, le pyroxène le plus alumineux (et alors le plus chromifère) qui est pris en compte.

Ces différents paramètres montrent chacun des fluctuations importantes, mais, examinant plus particulièrement les teneurs en Cr_2O_3 dans les spinelles des harzburgites, on observe une légère diminution globale du NE au SW; cette évolution globale peut être décomposée en plusieurs groupes d'échantillons, qui, sur 100 m de distance environ, montrent une évolution dans le même sens, mais plus accentuée.

A l'intérieur de chacune de ces "séquences géochimiques" l'appauvrissement en Cr_2O_3 dans le spinelle (ou l'enrichissement en Al_2O_3) correspond, à quelques exceptions près, à un enrichissement en Al_2O_3 dans les pyroxènes. Ces évolutions parallèles correspondent, dans la plupart des séquences à un appauvrissement en $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ dans les silicates. Dans deux séquences, cependant, situées au NE de l'épais niveau dunitique, cette corrélation entre les teneurs en Cr_2O_3 dans le spinelle et en $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ dans l'olivine n'apparaît pas.

Ces séquences sont définies à partir des minéraux des harzburgites (avec ou sans diopside): les spinelles des dunites ne sont pas tous plus chromifères que les spinelles des harzburgites, ils sont par contre plus chromifères que

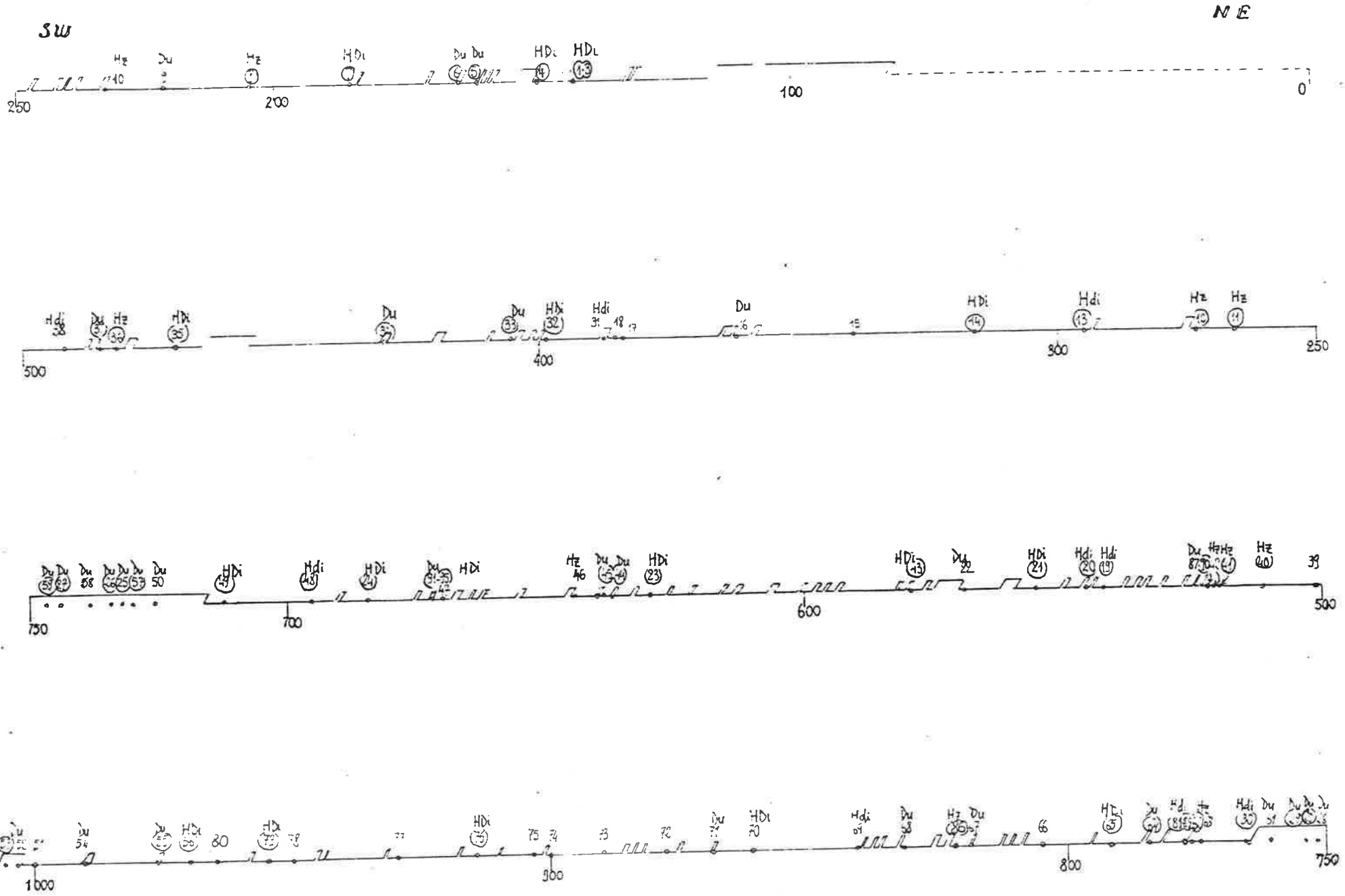


FIG. 53 _ Travers banc de la Tiébaghi échelle 1/1000

localisation des échantillons dont les minéraux ont été analysés : (76)

_____ : banc de dunite, pendage de 50° vers le Sud Ouest

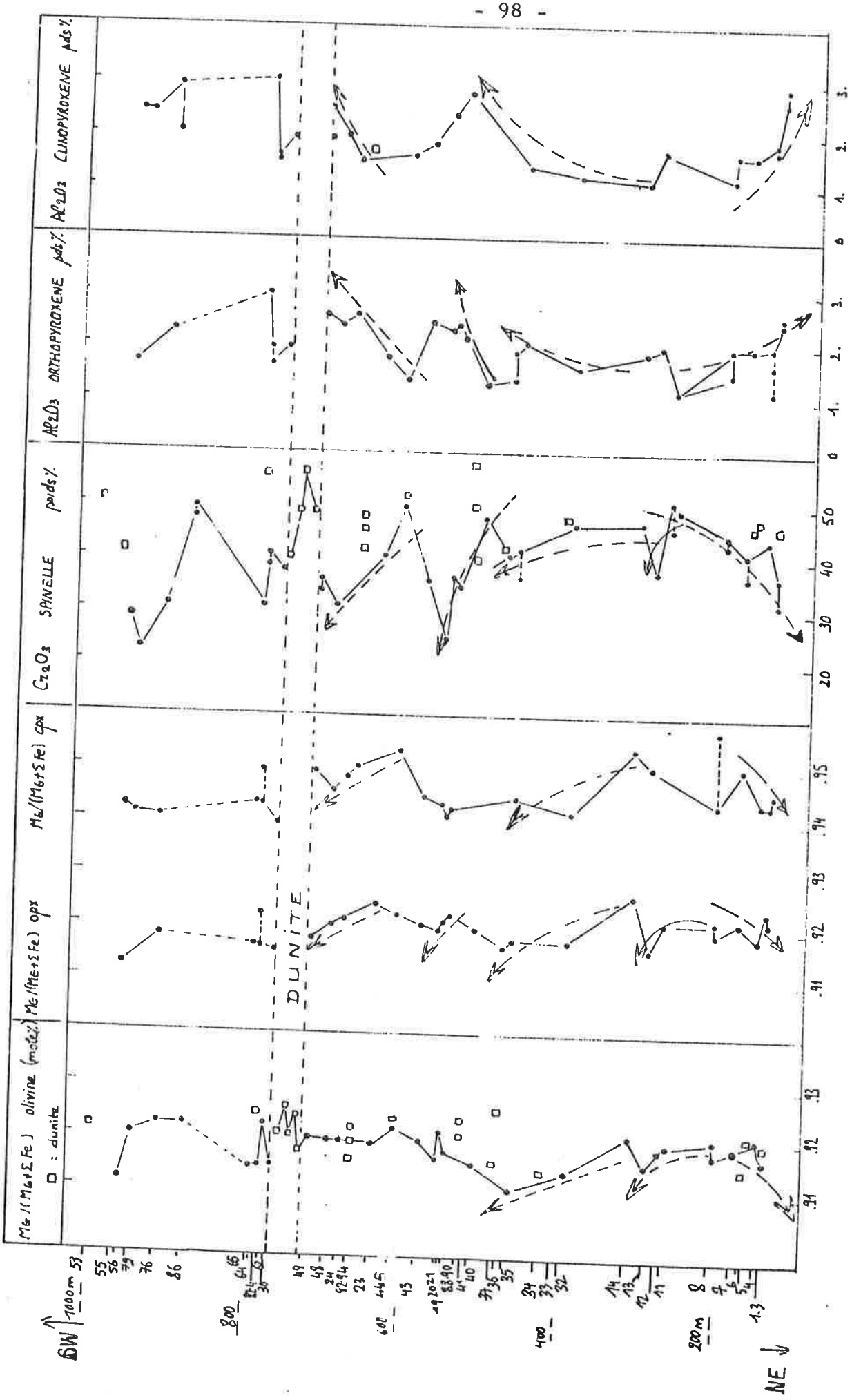


FIG. 54 — GÉOCHIMIE DE LA COUPE DU TUNNEL D'EXPLORATION DE LA SOCIÉTÉ LA TIÉBAGHI —

les spinelles des harzburgites avoisinnantes; de même les olivines des dunites sont plus magnésiennes que celles des harzburgites de la séquence dans laquelle elles sont situées.

Inversement, les minéraux les plus alumineux se trouvent en général, dans chaque séquence, dans des roches relativement riches en pyroxènes, mais il n'a pas été possible de lever en détail la lithologie d'une de ces "séquences géochimiques". Il est probable que dunites, harzburgites et pyroxénites s'organisent dans chaque séquence d'une manière analogue à celles observées dans les sondages (avec un rubannement peut-être moins fin): les séquences que nous venons de définir seraient constituées de l'empilement, sur plusieurs dizaines de mètres, de dunites, harzburgites et pyroxénites, elles-mêmes organisées à l'échelle du mètre ou de quelques mètres en "séquences élémentaires" (au sens de GUILLON, 1975). Dans le sondage que nous avons décrit précédemment (Fig. 6) l'évolution des proportions entre différents faciès à l'intérieur de chaque "séquence élémentaire" définit une séquence du second ordre, d'épaisseur analogue à celles des séquences définies par la géochimie.

5. L'unité lherzolitique

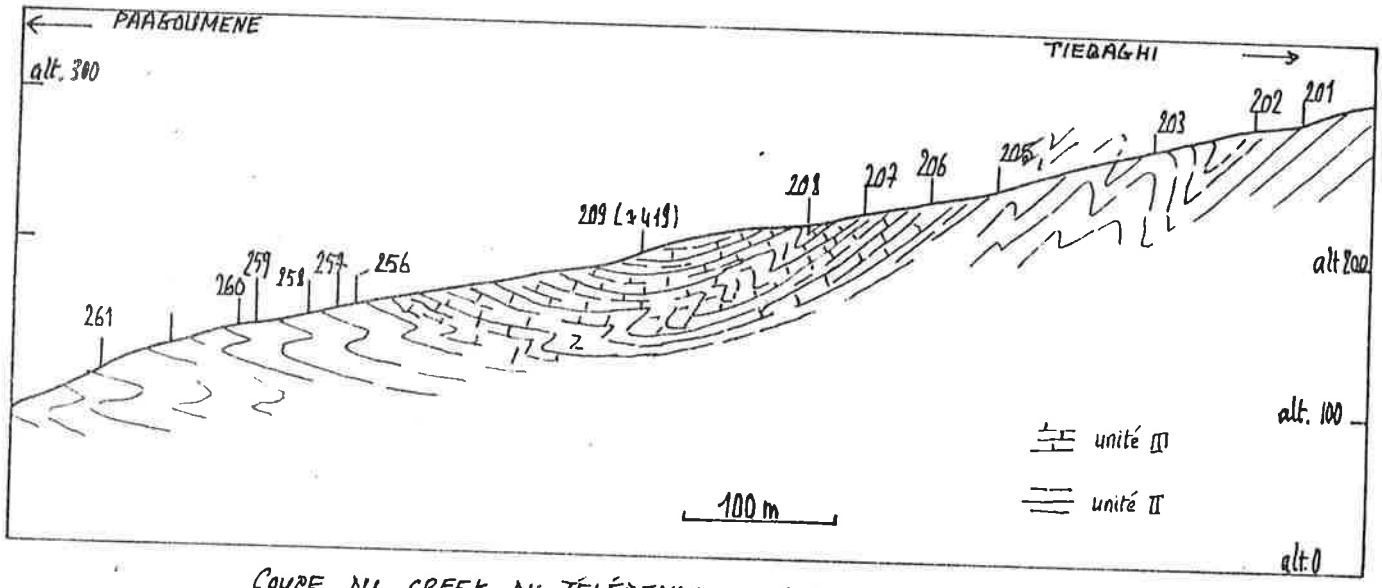
Les échantillons analysés proviennent du creek du Télébenne (Pl. II). La cartographie de détail (carte de S_0 et S_1, Fig. 7) a permis de proposer la coupe de la figure 55. Les échantillons proviennent des deux flancs d'un synclinal à cœur de lherzolites. Il s'agit donc de deux échantillonnages du passage lherzolite - harzburgite à diopside. Les échantillons situés au cœur du synclinal n'ont pas été analysés, mais leur relative richesse en pyroxènes et les figures de "corrosion" du spinelle les rapprochent de l'échantillon JM419, prélevé dans le creek voisin.

De la même manière que pour les échantillons du tunnel, les principales caractéristiques des minéraux sont reportées en fonction des positions des échantillons dans la coupe. De manière générale, les teneurs en Mg/(Mg+Σ Fe) des silicates varient de la même façon que les teneurs en Al_2O_3 des pyroxènes et en raison inverse de la teneur en Cr_2O_3 du spinelle. On observe donc au NE et au SW une même évolution des minéraux: des harzburgites à diopside aux lherzolites, les pyroxènes s'enrichissent en aluminium, les spinelles s'appauvrissent en Cr_2O_3 et s'enrichissent en Al_2O_3, les silicates s'appauvrissent en Mg/(Mg+Σ Fe). A l'intérieur de cette évolution générale, des échantillons tels que JM207 ou JM258 ont des spinelles relativement chromifères, des pyroxènes pauvres en Al_2O_3 : ces deux échantillons proviennent de niveaux harzburgitiques intercalés dans les lherzolites ou les harzburgites à diopside.

On notera d'autre part que les variations géochimiques des spinelles ou des pyroxènes sont moins marquées que dans les "séquences géochimiques" définies dans l'unité harzburgitique, pour des variations comparables des rapports Mg/(Mg+Σ Fe) dans les silicates.

6. Les minéralisations

Nous avons évoqué plus haut les principaux caractères des minéraux des chromitites (olivine., spinelle, amphibole). Nous examinerons ici comment varient les chimismes de ces minéraux, d'une part à l'intérieur d'un gisement, d'autre part de gisement à gisement.



COUPE DU CREEK DU TÉLÉBENNE . LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS .

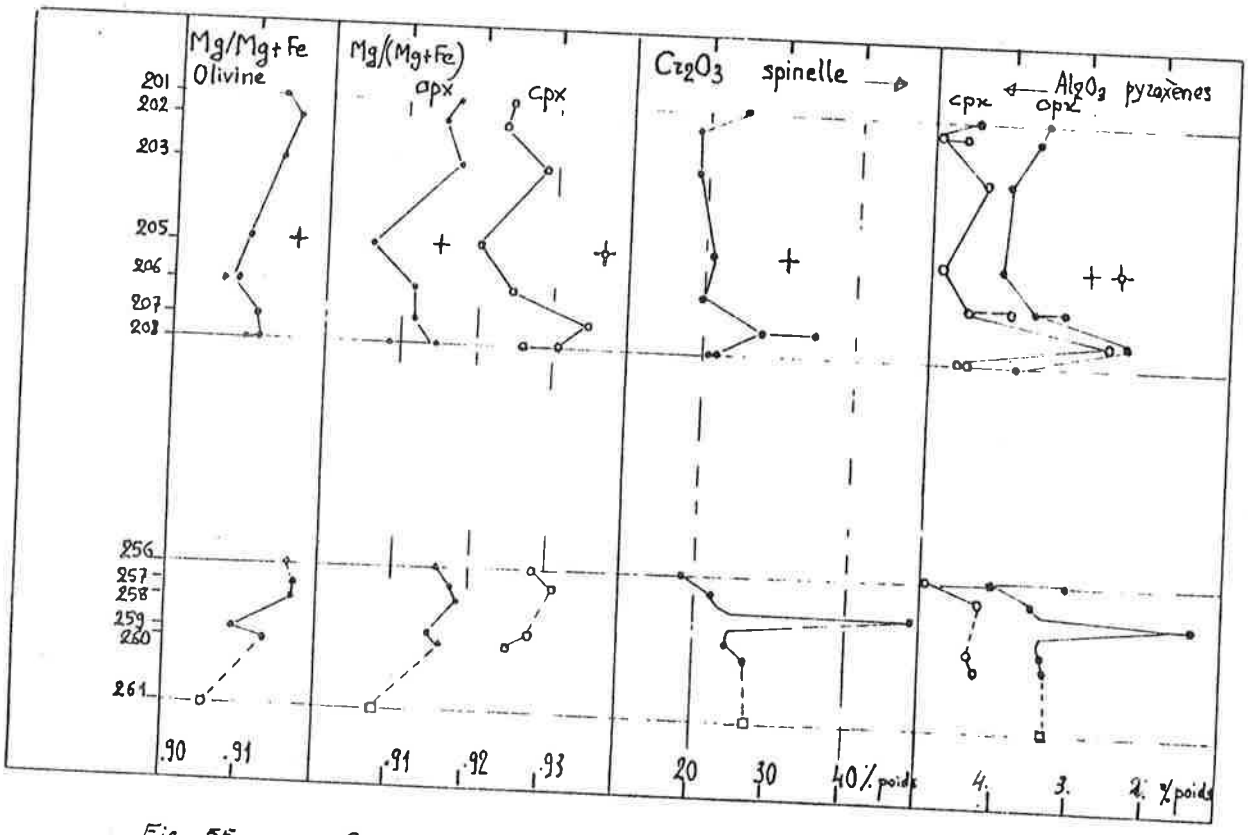


FIG. 55 — GEOCHIMIE DE LA COUPE DU CREEK DU TÉLÉBENNE

A - A l'intérieur d'un gisement

Nous avons plus particulièrement étudié les minéralisations de la mine Tiébaghi, où nous disposons des échantillons suivants :

- quatre analyses de spinelles de minerais de la mine Tiébaghi sont données par S. CAILLERE et al. (1956),

- JM379 à 382 proviennent d'un affleurement du versant SE de "l'Entonnoir" où sur plus d'un mètre d'épaisseur (Fig. 22) alternent des niveaux de chromitites plus ou moins riches. Les analyses de spinelle et d'olivines incluses dans les spinelles m'ont été communiquées par Z. JOHAN,

- les échantillons JM374, 377, 384 proviennent de différents affleurements du même versant (Fig. 21),

- des analyses de minerais de différents faciès de la Tiébaghi (Entonnoir) et de Vieille Montagne 2 m'ont été communiquées par M. LEBLANC.

Les résultats de ces analyses sont reportées sur le diagramme de la figure 56 Les chimismes sont assez homogènes, mais les points sont un peu dispersés, autant de point de vue du rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ que de $Cr/(Cr+Al)$. La seule tendance générale qui apparaisse est que $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ est plus élevé dans les spinelles de minerais massifs que dans ceux de minerais disséminés. Ainsi les échantillons JM377, 374, 384, qui contiennent respectivement 75, 35 et 20 % de chromite/(chromite + olivine) (en poids) sont, dans cet ordre, des spinelles de plus en plus pauvres en $Mg/(Mg+Fe^{2+})$. De même les spinelles des minerais massifs CK_1, CK_2, CK_3, C78, C81 (analyses M. LEBLANC) sont relativement magnésiens. Les spinelles JM379 à 382, qui proviennent de chromitites dont les pourcentages modaux chromite/(olivine+chromite) sont assez comparables (50 à 60 %), ne montrent pas de variations géochimiques significatives.

B - Relations entre la minéralisation et ses épontes

Ces relations ont été étudiées dans le détail grâce à l'échantillonnage du sondage 11009 (Fig. 28).

La figure 57 représente les lithologies rencontrées dans ces sondages aux alentours immédiats des niveaux minéralisés :

- sous les niveaux de chromitite, alternent des harzburgites et dunites centi- à décimétriques, avec quelques pyroxénites;

- au-dessus des chromitites on trouve principalement des harzburgites relativement riches en pyroxènes, avec de nombreux niveaux de pyroxénite centimétriques, et quelques dunites centimétriques.

Parmi les échantillons analysés qui représentent des faciès de passage de chromitites aux péridotites, on distinguera ainsi :

- JM706 et 709 qui comportent tous deux une partie dunitique de 10 cm d'épaisseur à spinelle millimétrique disséminé , et une partie harzburgitique, qui passe plus haut à une harzburgite à diopside riche en pyroxènes, représentée dans notre échantillonnage par JM705.

- JM710, qui ne comporte, entre la base du niveau chromifère (ici massif) et la harzburgite, qu'à peine 1 cm de dunite.

- Enfin JM708 ne comporte pas de harzburgite, c'est un niveau de dunite à filets millimétriques de chromite piquée.

Fig. 56 - COMPOSITIONS DES SPINELLES DES MINERAIS et de leurs épontes

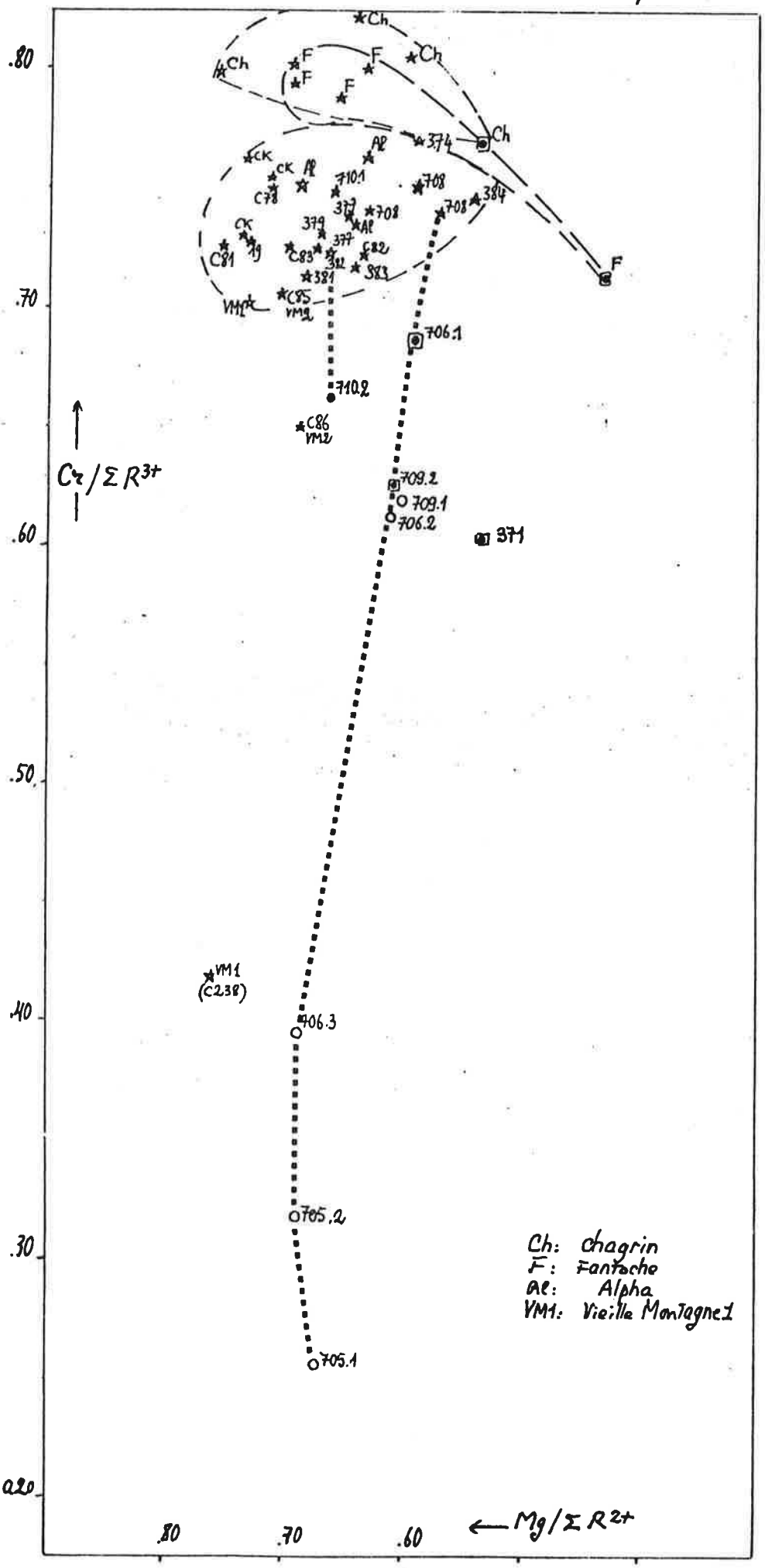


Fig 57 - COUPE DETAILLEE DU SONDAGE 11009 aux alentours des minéralisations

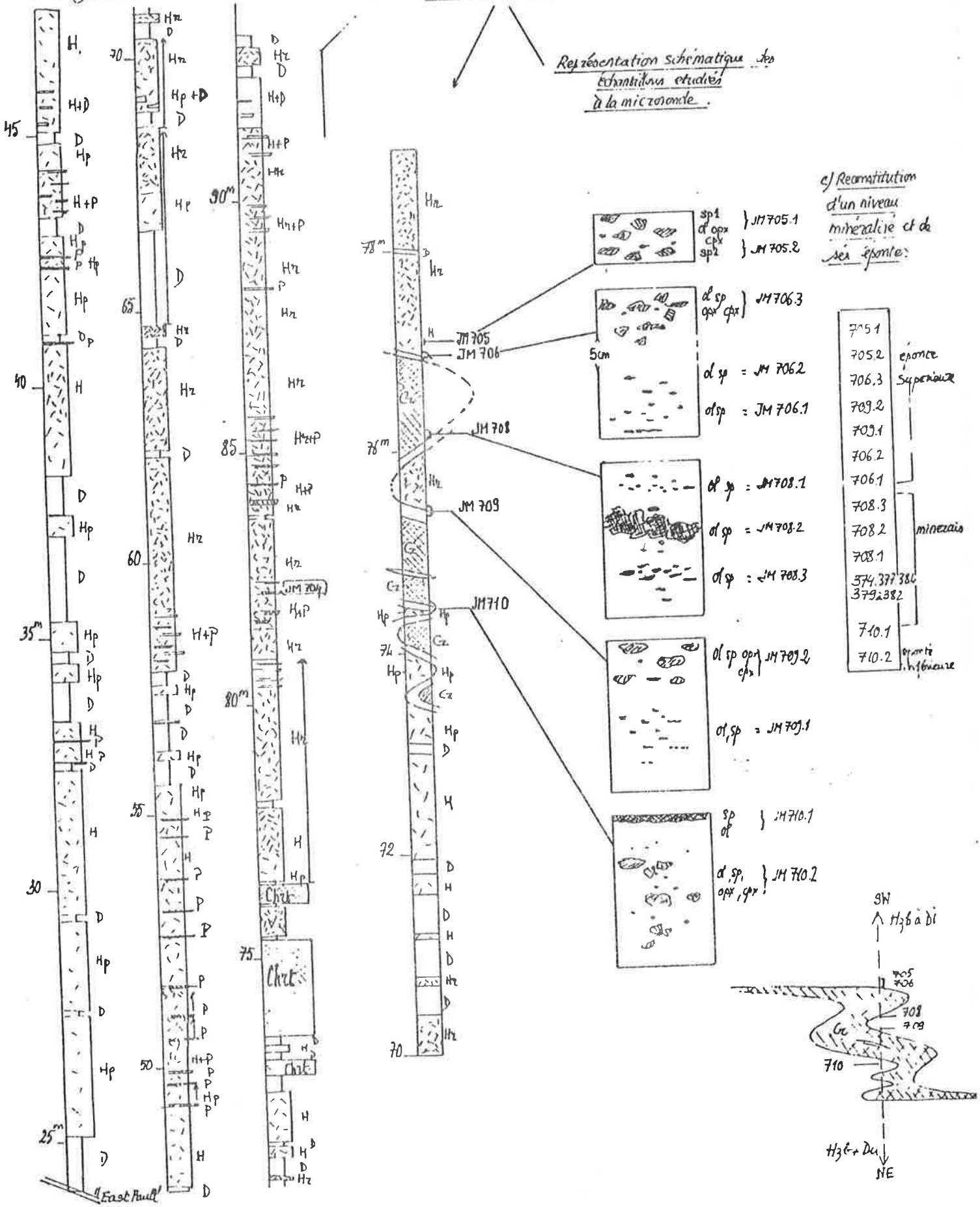
a) Lithologie du sondage 11009 à partir de la cote 24m :

D : Dunite
Hp : Harzbourgite pauvre en pyroxènes
Hr : Harzbourgite riche en pyroxènes
P : Pyroxenite

b) Lithologie détaillée près des minéralisation

Représentation schématique des échantillons étudiés à la microsonde.

c) Reconstitution d'un niveau minéralisé et de ses épontes :



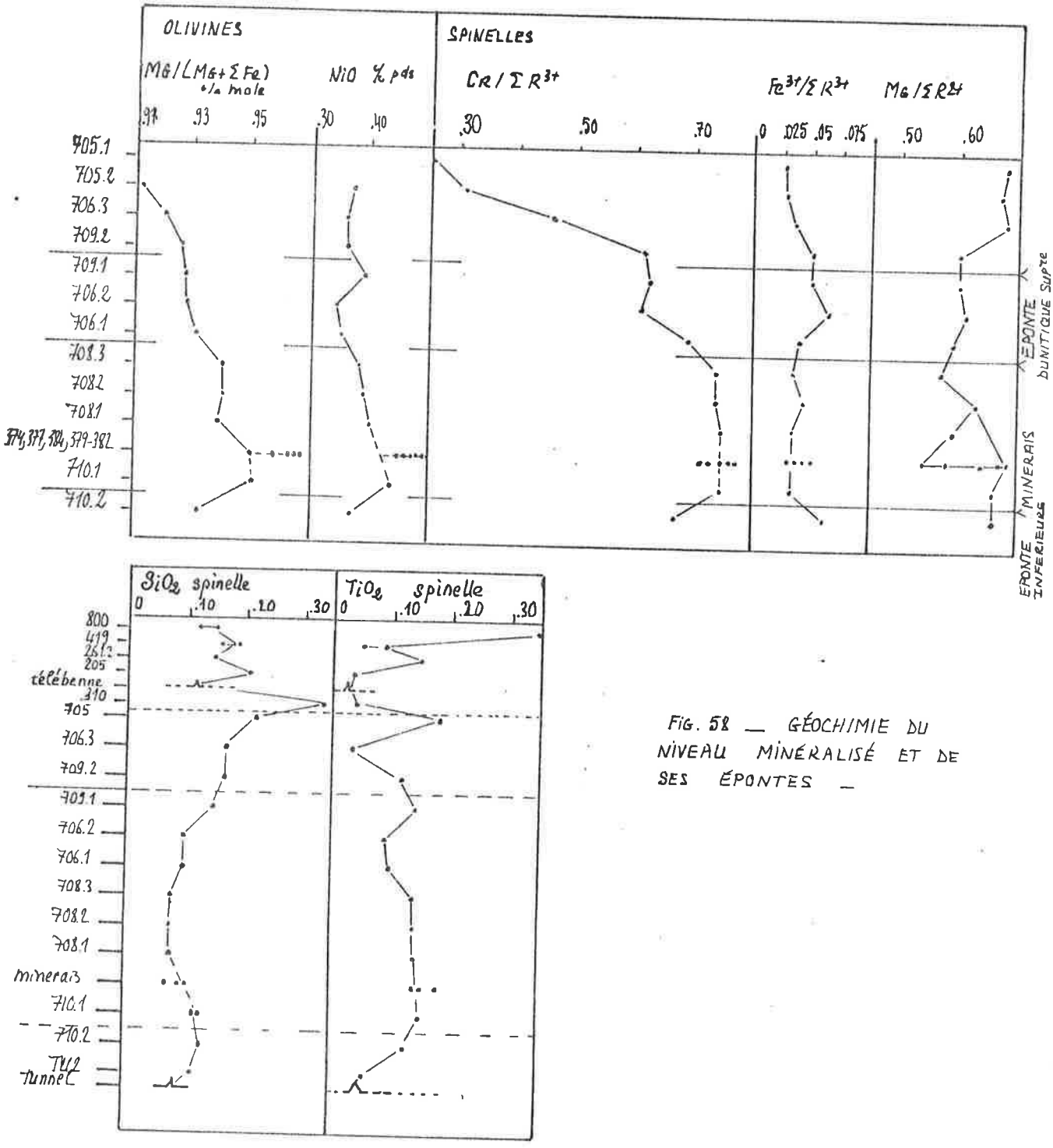


FIG. 58 — GÉOCHIMIE DU NIVEAU MINÉRALISÉ ET DE SES ÉPONTES —

JM710 peut alors être considéré comme représentant une éponte inférieure de la minéralisation, par opposition à JM706 et 709 qui, tous deux surmontés de harzburgites riche en pyroxène, représenteraient des épontes supérieures. JM708 représenterait alors la partie supérieure d'un niveau minéralisé.

Dans cette hypothèse, les échantillons ont été replacés les uns par rapport aux autres (Fig. 58) dans une coupe synthétique d'un niveau chromifère où l'on aurait du NE au SW :

- JM710.2 = harzburgite pauvre en pyroxènes
- JM710.1 = éponte dunitique inférieure de la minéralisation
- JM708.1 à 3 = trois paires olivine-spinelle correspondant à trois filets de chromitites alternant avec des niveaux dunitiques
- JM706.1 et 2, JM709.1 = épontes dunitiques supérieures, passant vers le SW à
- JM706.3, JM709.2 = harzburgites , puis JM705 = harzburgite riches en pyroxènes.

La figure 58 permet alors les observations suivantes :

. la teneur en fer ferrique dans le spinelle varie très peu entre les minerais et les épontes;

. dans les minerais, spinelles et olivines ont des compositions assez constantes. Les olivines (non incluses) sont très magnésiennes: jusqu'à 95 % de forstérite, et nickélifères : jusqu'à .44 % NiO;

. les épontes : spinelle et olivine présentent dans l'échantillon JM710.1 les caractères des spinelles et olivines des minerais, tandis que les minéraux des minerais disséminés (JM708) et des dunites d'éponte JM706.1 et 2 et JM709 dessinent des évolutions progressives, qui permettent de passer en continuité aux chimismes des harzburgites à diopside, JM709.2, JM706.3 et JM705 dont les caractéristiques géochimiques sont celles des lherzolites.

La conclusion importante de cette étude des épontes est qu'il y aurait 2 types d'épontes différant par leurs caractères lithologiques et géochimiques. Les conditions d'affleurement sont telles qu'il est en général difficile d'observer ces caractères. Rappelons cependant que nous avons signalé à la mine Alpha des épontes dunitiques réduites correspondant, d'après les polarités déduites des textures de cumulat associées, à la base du niveau minéralisé. La figure 22 présente un autre exemple de dissymétrie des épontes d'un niveau minéralisé.

C - Autres gisements

Nous retrouvons, à Chagrin et à Fantoche, la même opposition qu'à la mine Tiébaghi entre les spinelles des minerais : chromifères et magnésiens, et ceux des épontes dunitiques, légèrement chromifères, et beaucoup plus ~~riches~~ pauvres en $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Fig. 56). moins

Les données que nous possédons sur la mine Alpha ne permettent pas ces comparaisons. Par contre l'échantillon JM411 permet de comparer les chimismes de l'olivine de la matrice : 93,9 % de forstérite, 0,39 % NiO, et de l'olivine incluse dans le spinelle : 95,3 % et 0,51 % respectivement. D'autre part sur l'échantillon JM 662 , qui présente une texture à nodules centimétriques d'olivine et réticule de chromite, nous avons étudié la composition d'un de ces nodules d'olivine : les analyses (tabl.VIII) montrent que le cœur est assez homogène, et qu'un léger enrichissement en $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$, NiO et Cr_2O_3 apparait sur les bords du nodule, mais les analyses des spinelles associés ne montrent pas d'hétérogénéité. Par contre, sur l'échantillon JM633, qui contient de grandes plages poecilitiques de hornblende chromifère (tabl.VII)localement altérées en trémolite, le spinelle est, près du contact avec l'amphibole, plus riche en $Al/(Cr+Al)$.

Comparaison des minerais de différents gisements

Le diagramme 56 permet de définir les domaines de composition occupés par les spinelles des minerais de différentes mines : ces domaines se recouvrent, mais les spinelles des minerais de Fantoche et Chagrin sont en général plus riches en Cr/(Cr+Al) que ceux de Tiébaghi, Vieille Montagne 2 et Alpha. Le spinelle C86 qui provient d'un minerai de Vieille Montagne 2 est légèrement plus alumineux que C85 qui provient de la même mine, mais cela s'expliquerait (M. LEBLANC, 1978) par la présence de veines de hornblende. Le spinelle C238 (analyse M. LEBLANC) se distingue par son chimisme très alumineux : il provient du versant SW (indice "10" de Vieille Montagne 1). C'est le cas également du spinelle JM633qui provient d'un indice du versant SW (crête Barrabé), où la chromite est associée à une gangue de diopside. Pour un autre indice du versant W (rive N du creek l'Echancrure, Pl. II), la mesure aux rayons X de la maille élémentaire a permis de situer la composition du spinelle à environ 34 % Cr_2O_3 et 32 % Al_2O_3.

Ces mesures de maille élémentaire permettent en effet d'avoir une idée approximative du chimisme du spinelle, et, plus particulièrement, du rapport Cr/(Cr+Al) si, comme c'est le cas à Tiébaghi, les teneurs en Fe_2O_3 restent toujours faibles. Les mesures effectuées sur des échantillons des quatre gisements les plus importants confirment la relative homogénéité des compositions et les chimismes légèrement plus chromifères de Fantoche et Alpha par rapport à Tiebaghi. On obtient également une approximation du chimisme des spinelles de Child Harold. Les teneurs en Al_2O_3 et Cr_2O_3 sont déduites ici des mesures de maille grâce aux corrélations établies par D. GREENBAUM (1977) pour des minerais du massif de Troodos (Chypre), tout à fait comparables à ceux de Tiébaghi.

7. Relations entre les minéraux

L'objet de ce paragraphe est de présenter, pour l'ensemble des minéraux du massif, les relations générales entre les différents minéraux associés dans une roche.

Deux démarches complémentaires sont pour cela utilisées :

- d'un point de vue descriptif, on notera les corrélations qui apparaissent directement entre différents paramètres caractéristiques des minéraux étudiés;
- grâce à des programmes de calcul mis au point par M. VANNIER (1977, et inédit), une démarche plus théorique a pu être suivie dans les cas où l'on dispose de modélisations satisfaisantes des solutions solides étudiées.

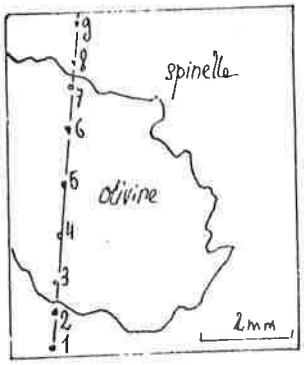
A - Olivine et orthopyroxène

Sur la figure 60 ont été reportés les rapports Mg/(Mg+ΣFe) des olivines et orthopyroxènes cœxistants. Une bonne corrélation apparaît entre ces deux paramètres : dans presque toutes les péridotites l'orthopyroxène est légèrement plus magnésien que l'olivine, mais dans les pyroxénites l'olivine est légèrement plus magnésienne que l'orthopyroxène.

Les études expérimentales du partage de Mg et Fe^{2+} entre orthopyroxène et olivine (NAFZIGER & MUAN, 1967; MATSUI et al., 1974) et l'étude de ces minéraux dans les péridotites naturelles (v. par ex. LONEY et al., 1971; BERGER & VANNIER, 1978) montre que ce partage dépend très peu des compo-

tab. IIII . RELATIONS SPINELLE . OLIVINE DANS UN MINERAI DE LA MINE ALAIA (cf. fig 13) (JM662)

	sp 1	sp 2	ol 3	ol 4	ol. 5	ol. 6	ol 7	sp 8	sp. 9
SiO_2	.08	.05	40.82	41.23	41.06	40.79	41.00	.10	.07
TiO_2	.10	.09	.01	.0	.02	0	0	.12	.13
Al_2O_3	11.13	10.85	.01	.02	0	01	.01	10.80	11.20
Cr_2O_3	57.35	56.18	0	0	01	.01	0	57.59	57.46
MgO	13.56	13.29	53.49	53.96	53.06	53.06	52.88	13.08	13.33
CaO	0	0	.05	.05	.05	.04	.02	.03	.01
MnO	0	0	.22	.16	0	.15	.05	0	0
FeO total	17.20	17.76	5.99	6.11	6.04	6.00	5.60	17.62	17.29
NiO	03	.10	.38	.37	.27	.29	.40	.07	.06
total	99.37	98.33	101.01	101.01	100.51	100.37	99.96	99.46	99.60
Fe_2O_3 ap	4.73	5.37						4.51	4.46
$Mg/Mg+Fe^{2+}$	.651	.647	.9408	.9402	.9392	.9404	.9440	.632	.642
$Cr/Cr+Al$	.775	.776						.781	.775



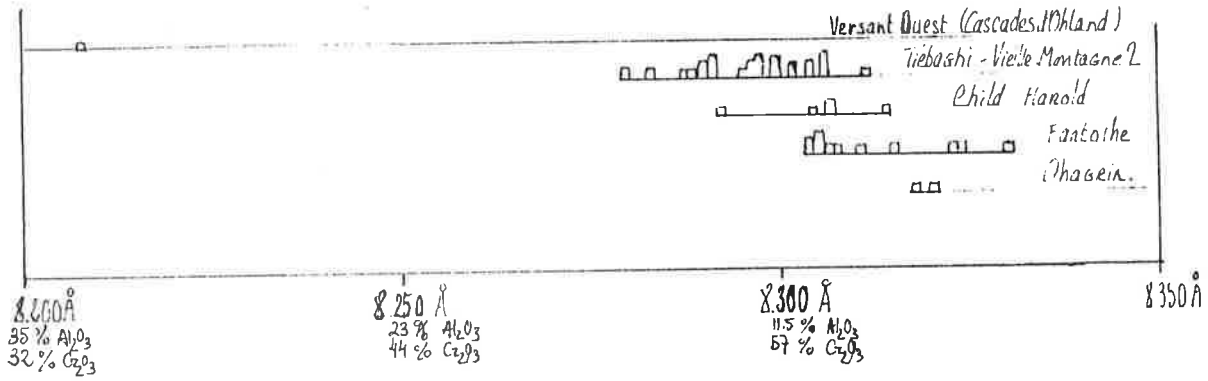


FIG. 59 - MESURES DES MAILLES ELEMENTAIRES DES SPINELLES

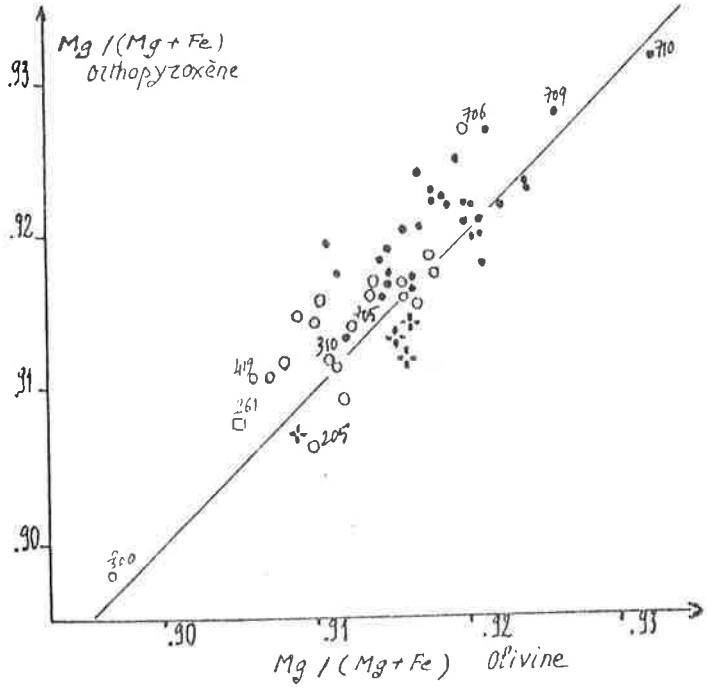


FIG. 60 - RELATIONS OLIVINE - ORTHO-PYROXENE

sitions ou des conditions d'équilibre et, que le cœfficient de partage (Mg/Fe^{2+}) (ol/opx) est proche de 1, ou légèrement inférieur à 1. Olivine et orthopyroxène seraient donc, dans toutes les roches de Tiébaghi, en équilibre.

Le partage du nickel et du magnésium entre ces deux silicates permet de préciser les relations entre ces minéraux. E. BERGER et M. VANNIER (1978) ont en effet proposé un thermomètre basé sur ce partage. L'équilibre olivine-orthopyroxène s'écrit :

$$\underset{ol}{Ni_2SiO_4} + \underset{opx}{2MgSiO_3} = \underset{ol}{Mg_2SiO_4} + \underset{opx}{2NiSiO_3}$$

et, en notant les activités par a et en supposant les solutions solides olivine et orthopyroxène idéales,

$$aNi_2SiO_4 \cdot (a\,MgSiO_3)2 \;/\left[aMg_2SiO_4 \cdot (aNiSiO_3)2\right] = K^2$$

ou $\quad (Ni/Mg)\ ol\ /opx = K = (NiO/MgO)_{ol}\ /(NiO/MgO)opx$

L'étalonnage de cette équation (par le calcul de K pour différentes roches dont les températures sont calculées par d'autres méthodes) conduit à l'équation thermométrique :

$$T^{oK}_{Ni} = 3820/\left[\log\ (Ni/Mg)ol/(Ni/Mg)opx + 1,822\right]$$

La variation de volume dans la réaction de partage étant d'autre part assez faible, le thermomètre serait relativement indépendant de la pression (BERGER & VANNIER, 1978).

Les températures "TNi" calculées sur les échantillons de Tiébaghi dosés à l'Ecole des Mines donnent des résultats assez uniformes, regroupés dans le tableau IX: aux alentours de 1000-1050°C pour les roches de l'unité harzburgitique, 1050-1100°C pour l'unité lherzolitique.

Une autre manière d'étudier l'équilibre entre olivine et pyroxène est utilisée ici, qui tient compte des écarts à l'idéalité des solutions solides olivine et orthopyroxène. Les activités de $FeSiO_3$ et $MgSiO_3$ dans l'orthopyroxène, notées aFer et aEns, et de Mg_2SiO_4 et Fe_2SiO_4 dans l'olivine, notées aFor et aFay peuvent être calculées de la manière suivante (VANNIER, 1977, modifié 1979):

$$aFor = (Mg)^2\ e^{(1-Mg)^2}\ e^{(914+3,66\ P)/T} \qquad (P\text{kbar},\ T\ ^\circ K)$$

$$aFay = (Fe_2)^2 e\ (1-Fe_2)^2\ e^{(914+3,66\ P)/T}$$

$$aFer = (Fe_2)\ e^{(1-Fe_2)^2}\ e^{-3,51\ P/T}$$

$$aEns = (Mg)\ e^{(1-Mg)^2}\ e^{-3,51\ P/T}$$

Mg et Fe_2 représentent les concentrations cationiques de Mg et Fe^{2+} dans chacun des silicates. L'équilibre entre olivine et orthopyroxène : $2FeSiO_3 + MgSiO_4 = 2MgSiO_3 + Mg_2SiO_4$ donne alors lieu au calcul du cœfficient d'équilibre "KFE olop"

$$KFE\ ol\text{-}op = \frac{aEns\ (aFay)^{1/2}}{aFer\ (aFor)^{1/2}}$$

ou

$$KFE\ ol\text{-}op = \left(\frac{Mg\ e^{(1-Mg)2}}{Fe_2\ e^{(1-Fe_2)^2}}\right)_{opx} \Big/ \left(\frac{Mg\ e^{1-Mg}}{Fe_2\ e^{1-Fe_2}}\right)_{ol}$$

TABLEAU IX

N° éch°	lithologie	LFE op-cp	T°C Wood Banno	KFE o/.op	KFE Sp.of KFE Al	KFE Cr	KFE Sp.op KFE Al	KFE Cr	$a_{Al_2O_3}^{(1)}$	$a_{Al_2O_3}^{(2)}$	a_{SiO_2}	a_{MgO}	a_{FeO}	$a_{Cr_2O_3}$	$-\log_{10} f_{O_2}$ (1)	(2)	T°C alu	T°C Ni
JM 800	Lhz "à plagio"	1.08	1091	1.38	3.22	7.47	4.45	10.34	.153	.113	.408	.081	.036	.056	7.65	8.46	1215	1145
JM 419	Lhz	1.24	1152	1.43	3.57	8.07	5.12	11.57	.162	.159	.396	.089	.040	.055	9.75	9.51	1145	1056
JM 285	Lhz	1.18	1071	1.32	3.49	8.28	4.61	10.93	.247	.207	.439	.080	.028	.021	9.05	9.42	1171	1075
JM 310	Hzb à Di	1.51	1074	1.40	4.13	9.76	5.78	13.67	.210	.173	.407	.079	.030	.038	11.09	11.05	1154	1089
TU2	Hzb	1.50	1048	1.55	3.95	9.50	6.13	14.76	.154	.109	.338	.095	.030	.081	10.84	11.62	1172	1058
JM 332	Opxroxenite	1.31	1088	1.35	2.98	6.98	4.02	9.42	.198	.194	.427	.082	.029	.030	8.79	9.01	1092	1036
JM 704	"	1.46	1073	1.33	3.99	9.43	5.31	12.55	.102	.071	.461	.078	.026	.125	8.87	10.20	1223	1085
JM 252	"	1.26	1111	1.33	3.53	8.18	4.71	10.92	.130	.099	.453	.083	.032	.104	9.95	10.30	1219	1079
JM 266	"	1.28	1168				5.55	12.88	.061						11.39			
JM 261.2	Dunite à opx			1.62	3.98	9.23	5.65	13.09	.142	.149	.404	.086	.037	.041	8.70	8.66	1166	1129
JM 705	hzb à di	1.10	962	1.42	4.24	10.46	6.02	14.82	.254	.136	.646	.060	.020	.029	10.89	11.62	1221	1056
JM 706.3	"	1.14	971	1.56	3.99	10.14	6.24	15.83	.157	.093	.521	.066	.021	.080	10.08	11.52	1191	1013
JM 706.2	Dunite (éponte)				4.41	10.22												
JM 706.1	"				4.70	10.88												
JM 708.1	Minerai disséminé				5.09	11.44												
JM 708.2	"				4.98	11.18												
JM 708.3	"				5.54	12.47												
JM 709.2	hzb	1.53	1030	1.47	4.28	10.39	6.29	15.28	.062	.043	.387	.072	.022	.162	9.81	10.32	1180	1001
JM 709.1	dunite (éponte)				4.46	10.35												
JM 710.1	minerai				5.56	12.82												
JM 710.2	hzb	1.39	991	1.42	3.90	9.70	5.53	13.74	.071	.029	.399	.069	.018	.190	8.40	10.60	1149	773
JM 371.2	dunite (éponte)				4.66	10.79												
JM 384	minerais				6.91	16.08												
JM 374	"				7.48	17.35												
JM 377	"				8.07	18.79												
JM 411	"				6.10	14.16												
					4.70	10.89												

TABLEAU IX - Suite -

N° éch°	Cote dans le tunnel	litholo	LFE px-cpx	T°C Wood & Banno	KFE ol-op	KFE sp-ol		KFE sp-op		$a_{Al_2O_3}$ (1)	$a_{Al_2O_3}$ (2)	a_{SiO_2}	a_{MgO}	a_{FeO}	$a_{Cr_2O_3}$	$-\log_{10} fO_2$ (1)	(2)	T°C alu
1	141 m	Du				4.53	10.57											
2	"	HDi	1.39	1051	1.549	4.14	9.91	6.41	15.34	0.160	.137	.345	.075	.028	.057	10.32	10.49	1115
3	"	Hdi	1.51	1046	1.452	4.35	10.5	6.32	15.25	.160	.105	.384	.075	.025	.083	10.30	10.87	1229
4	151	Hdi	1.18	1046	1.386	4.46	10.72	6.18	14.86	.122	.074	.427	.075	.024	.118	10.75	11.33	1265
4.2	"	HDi	1.63		1.446	4.17	9.61	6.02	13.9	.063	.076	.414	.080	.030	.128	11.67	10.60	1021
4.2	"	Hdi		1014	1.390	4.28	10.51	5.95	14.62	.100	.074	.418	.071	.022	.109	10.81	11.08	1143
5	161	Du				4.62	10.79											
6	163	Du				4.14	9.57											
7	185	HDi	(1.64)	999	1.474	4.36	10.86	6.42	16.02	.126	.089	.368	.069	.022	.090	11.36	11.89	1146
8	205	Hz	1.45	1038	-1.359	4.36	-10.50	5.92	14.27	.087	.077	.452	.073	.022	.114	11.24	10.90	1093
8.1	"	Hz	1.49	948	1.515	3.96	10.11	6.00	15.31	.135	.074	.341	.063	.019	.092	10.33	11.98	1201
11	267	Du				4.34	9.95											
12	292	Hz			1.462	4.8	10.06	7.02	16.16	.062	.064	.405	.080	.029	.138	11.79	10.81	1082
13	294	Hdi	1.75	1005	-1.421	4.46	-10.97	6.33	15.58	.129	.103	.398	.070	.023	.075	12.01	12.07	1103
14	316	HDi	1.64	1060	-1.509	4.54	-10.81	6.86	16.30	.104	.060	.366	.076	.026	.143	10.95	11.78	1301
32	379	HDi	1.45	1032	-1.475	4.22	-10.29	6.22	15.18	.083	.063	.379	.073	.026	.131	11.37	11.74	1150
33	405	Du																
34	430	Du																
35	470	HDi	1.53	1042	1.509	4.28	10.33	6.46	15.59	.124	.095	.360	.074	.028	.086	10.80	11.11	1152
36	481	Du			-1.496	4.68	10.8	7.00	16.16	.069	.091	.386	.080	.032	.098	11.91	10.42	994
37	485	Du				4.68	10.85											
40	507	Hz			1.462	4.41	10.20	6.45	14.91	.072	.058	.405	.080	.030	.151	10.72	10.59	1182
41	521	Du																
88		Du				4.91	11.33											
90		Du				4.30	9.95											
19	542	Hdi	1.32	1043	1.490	4.48	10.87	6.68	16.2	.140	.129	.371	.074	.026	.067	13.32	13.00	1079
20	547	Hdi			1.373	4.95	11.40	6.79	15.65	.147	.141	.442	.082	.027	.057	11.86	10.82	1110
21	555	HDi	1.49	1007	1.482	4.69	11.60	6.94	17.18	.163	.189	.368	.070	.023	.027	18.26	17.31	968
43	579	Lhz	1.48	1050	1.427	4.69	11.23	6.70	16.03	.153	.116	.400	.076	.025	.069	11.08	11.02	1166
44	610	Du				4.81	11.13											
45	"	Du	1.71	1003	1.405	4.45	11.02	6.25	15.49	.069	.046	.413	.069	.020	.155	11.45	11.94	1174
23	630	HDi			1.490	4.30	9.99	6.40	14.89	.105	.098	.388	.080	.030	.101	10.39	10.01	1122
92	672	Du				4.33	10.05											
93	"	Du				4.90	11.35											
94	"	Du				4.54	10.53											
24	684	HDi	1.58	1074	1.420					.159		.404	.079	.027				
48	695	Hdi	1.51	1153	1.366	4.38	9.87	5.98	-13.48	.124	.160	.458	.088	.031	.057	10.95	9.35	1040
49	717	HDi	1.70	1033	1.347	4.16	-10.11	5.61	13.62	.162	.116	.439	.074	.022	.070	10.20	10.49	1173
57	730	Du				4.5	10.39											
25	732	Du				3.05	7.03											
26	733	Du				4.81	-11.08											
27	744	Du																
59	744	Du																
60	754	Du																
29	761	Du				4.57	10.55											

TABLEAU IX — Suite —

N° éch.	cote (tunnel)	litho	LFE op-sp	T°C Wood Banno	KFE ol-op	KFE sp-ol: KFE Al	KFE Cr	KFE sp-op: KFE Al	KFE G	$a_{Al_2O_3}$ (1)	$a_{Al_2O_3}$ (2)	a_{SiO_2}	a_{MgO}	a_{FeO}	$a_{Cr_2O_3}$	$-\log_{10} f_{O_2}$ (1)	(2)	T°C alu
30	Hdi	766	1.44	1054	1.422	4.39	10.56	6.24	15.01	.122	.109	.406	.076	.027	.078	11.30	10.96	1099
62	Hz	776				4.68	10.86											
82	Hdi	777	1.51	1054	1.440	4.16	9.92	5.99	14.30	.130	.104	.397	.075	.027	.082	10.36	10.49	1146
84	Hd	"	1.54	1096	1.367	4.44	10.28	6.07	14.05	.096	.087	.453	.081	.026	.105	9.85	9.16	1118
64	Du	785	/			4.46	10.35											
65	HDi	772	1.54	1058	1.426	4.00	9.50	5.70	13.54	.188	.145	.397	.077	.027	.050	9.68	9.98	1167
86	Hz	819				4.35	10.06											
76	HDi	915				4.55	9.98											
79	HDi	930				3.96	9.18											
56	HDi	970	1.58	986	1.445	3.86	9.66	5.57	13.96	.122	.161	.388	.067	.023	.038	12.16	11.37	914
55	Du	974																
53	Du	1006				4.34	10.02											
Unité I : échantillons du creek "MORRACHINI"																		
	lithologie																	
356	Hzb		1586	1033	1.384	4.09	9.93	5.66	13.74	.158	.139	.417	.074	.024	.053	10.89	10.76	1088
357	"				1.347	4.39	10.19	5.91	13.73	.122	.095	.448	.083	.027	.100	10.51	10.28	1199
358	"		1.774	980	1.441	4.80	12.09	6.92	17.42	.215	.151	.369	.069	.020	.038	11.87	12.16	1130
388	"		1.586	994	1.458	4.02	10.01	5.87	14.62	.134	.083	.375	.068	.023	.095	10.57	11.64	1197
355	Opxnt					4.52	10.52											1066
389	Hzb		1.541	1003	1.389	4.33	10.71	6.01	14.87	.150	.131	.415	.070	.021	.054	10.80	10.64	1066
391	"		1.464	1010	1.455	4.22	10.40	6.14	15.12	.185	.140	.377	.071	.023	.048	10.32	10.68	1126
392	"		1.615	927	1.589	4.11	10.77	6.53	17.12	.186	.080	.307	.061	.019	.088	11.05	13.44	1294
Unités II et III : échantillons du "creek du TÉLÉBENNE"																		
201	HDi		1.10	1091	1.437	3.79	8.83	5.44	12.69	.201	.190	.382	.082	.031	.031	10.13	9.97	1109
202	HDi		1.18	1124	1.335	4.06	9.92	5.42	12.45	.223	.236	.453	.086	.030	.018	10.36	9.45	1090
202.2	HDi		1.11	1018	1.414	4.06	9.95	5.75	14.07	.255	.222	.384	.073	.024	.015	11.20	11.21	1080
203	HDi		1.22	1058	1.488	3.72	8.88	5.54	13.21	.269	.228	.351	.078	.030	.016	10.26	10.60	1126
205	Lhz		1.36	1025	1.374	4.07	9.96	5.60	13.69	.192	.141	.415	.074	.024	.050	10.46	10.81	1155
206	Lhz		1.19	1080	1.452	3.96	9.39	5.75	1.364	.204	.222	.378	.080	.032	.021	13.64	13.37	1048
206.2	Lhz		1.21	1062	1.457	3.62	8.67	5.27	12.64	.238	.221	.368	.078	.031	.021	11.95	11.83	1092
207	Hz		1.20	1124		4.54	10.32											
208	Lhz		1.28	1036	1.384	3.76	9.12	5.21	12.63	.271	.204	.400	.075	.027	.020	9.66	10.16	1156
208.2	Lhz		1.27	1054	1.460	4.04	9.69	5.90	14.14	.257	.214	.369	.077	.029	.020	11.34	11.48	1129
256	Lhz				1.389	4.02	9.38	5.58	13.02	.192	.238	.425	.082	.030	.016	10.38	9.25	1015
256.1	Lhz		1.16	1058	1.324	4.02	9.64	5.33	12.77	.281	.227	.436	.079	.026	.014	9.68	9.64	1146
257	HDi		1.16	1138	1.428	4.13	9.40	5.90	13.42	.196	.191	.327	.097	.037	.024	10.74	10.18	1134
258	Hz				1.404	4.63	10.75											
259.3	HDi		1.19	1074	1.488	3.87	9.18	5.76	13.66	.242	.194	.366	.078	.032	.028	10.09	10.09	1109
260	HDi		1.12	1107	1.428	4.05	9.39	5.79	13.41	.206	.174	.397	.083	.032	.038	9.63	9.54	1170
Échantillons de minerais de "l'Entonnoir"																		
379	(olivines incluses dans les spinelles)					7.96	18.47											
381						8.01	18.56											
382						7.85	18.16											
383						8.61	19.96											

Les cœfficients "KFE olop" obtenus sont en moyennes de 1,44 pour les harzburgites du Tunnel ou du Creek Morrachini, 1,40 pour les lherzolites et harzburgites à diopside du Télébenne, 1,33 pour les pyroxénites. L'équilibre apparaît là aussi réalisé entre olivine et orthopyroxène. Les légères variations du cœfficient d'équilibre pourraient provenir de légers déséquilibres ou de conditions d'équilibre un peu différentes, par exemple des températures d'équilibre légèrement inférieures dans les harzburgites par rapport aux lherzolites.

B - Orthopyroxène et clinopyroxène

On trouve souvent dans une même roche plusieurs diopsides ou plusieurs enstatites de compositions différentes. Nous étudierons plus loin ces hétérogénéités, et une première approche des relations enstatite-diopside sera faite en associant dans chaque échantillon les deux pyroxènes les plus riches en Cr et Al.

La figure 61 représente les rapports $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ des pyroxènes coexistants. Deux groupes de roches se distinguent nettement : les roches de l'unité I harzburgitique, et celles des unités II, III, IV, plus riches en diopside. Les cœfficients de partage LFE = $(Fe^{2+}/Mg)opx/(Fe^{2+}/Mg)cpx$ permettent de préciser ces relations : pour les échantillons de l'unité I, LFE est très variable: 1,32 à 1,77, et vaut 1,55 en moyenne, tandis que dans les unités II et III, LFE varie de 1,10 à 1,36 (moyenne 1,20), et LFE vaut 1,30 pour les pyroxénites (tabl. IX).

L'examen des répartitions du chrome et de l'aluminium entre les deux pyroxènes souligne encore l'opposition entre ces deux groupes de roches : dans l'unité I, on a souvent les inégalités Al_2O_3 opx $\geqslant Al_2O_3$ cpx et Cr_2O_3 opx $\geqslant Cr_2O_3$ cpx, tandis que dans les unités II et III, Cr_2O_3 opx $< Cr_2O_3$ cpx et Al_2O_3 opx $< Al_2O_3$ cpx.

a) Etude des exsolutions et recristallisations

En vue de préciser les relations entre les deux pyroxènes, en particulier le partage de Ca, Mg, Fe, Cr et Al, une étude détaillée du chimisme des exsolutions et des néoblastes a été effectuée. On a vu en effet que les pyroxènes de Tiébaghi, et plus particulièrement les faciès porphyroclastiques, étaient très riches en exsolutions (exsolutions de diopside dans l'enstatite, et inversement). Les mesures au microscope optique donnent jusqu'à 15 % d'exsolutions de diopside dans certaines enstatites, les traversées à la microsonde permettent d'estimer ce pourcentage à 8-10 %. Sur deux échantillons plus particulièrement, l'étude à la microsonde de la répartition des exsolutions (images électroniques de Ca) permet d'estimer cette proportion à 8-10 %.

- les faciès d'exsolution

Les exsolutions d'enstatite s'organisent dans le diopside en bandes régulières, relativement larges (20 à 30 microns), parallèlement au plan (100) de l'hôte, ce qui correspond aux faciès décrits généralement (POLDERVAART & HESS, 1951).

Dans l'orthopyroxène les lamelles d'exsolution sont généralement beaucoup plus fines (2 microns en moyennes), mais des gouttelettes plus épaisses (20 microns) apparaissent parfois. Les déformations du cristal hôte se traduisent par les formes arquées et en fuseau des lamelles de diopside, qui peuvent

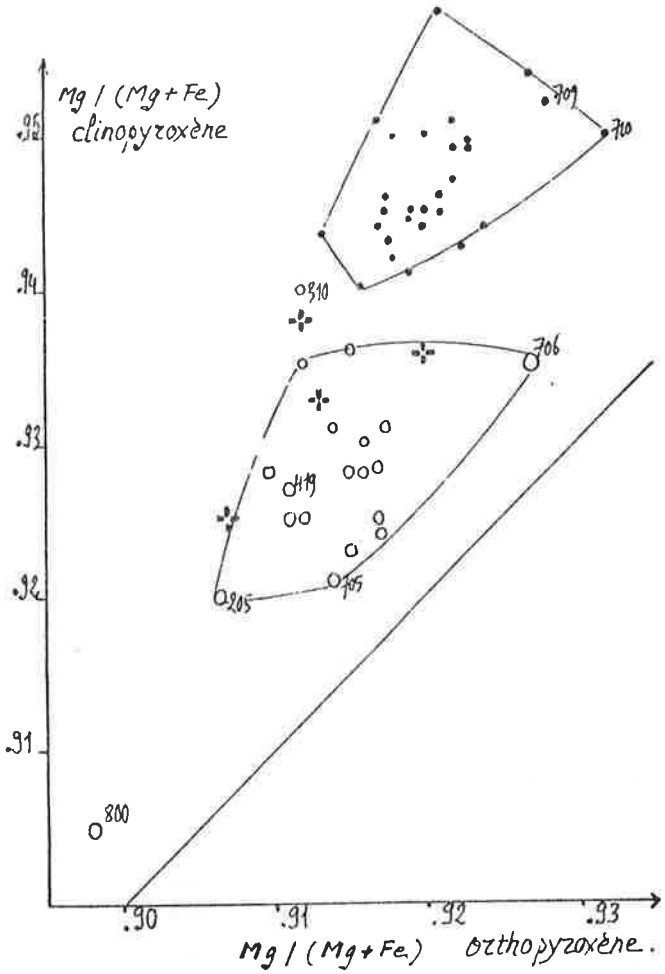


Fig. 61 – PARTAGE DU FER ET DU MAGNESIUM ENTRE ORTHO- ET CLINOPYROXENES COEXISTANTS

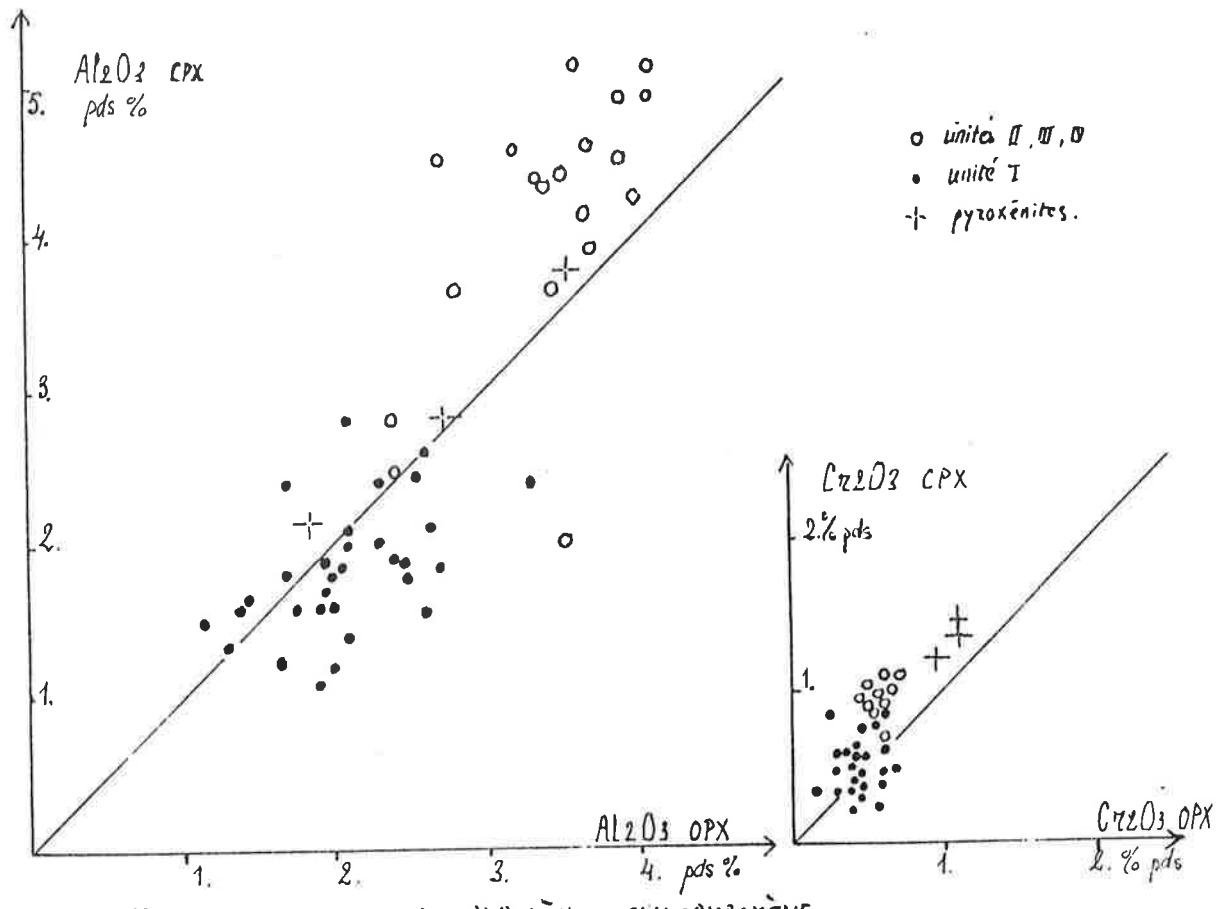


FIG. 62 – RELATIONS ORTHOPYROXÈNE - CLINOPYROXÈNE

également se concentrer dans les plans de pliages (001) de l'enstatite (Fig. 4). Ce faciès d'exsolution correspond à celui des "orthopyroxènes du type Bushveld" (POLDERVAART & HESS, 1951).

En outre, on observe dans de nombreux porphyroclastes d'enstatite, une disparition des lamelles d'exsolution à quelque distance du contour du cristal, dont les bords sont alors limpides. Dans les orthopyroxènes poecilitiques, à inclusions d'olivines, les lamelles disparaissent également à quelque distance de l'olivine incluse (Fig. 4).

- le chimisme des exsolutions

L'étude chimique des exsolutions a été effectuée sur deux échantillons : l'orthopyroxénite JM704 (sondage 1009, Fig. 57), et l'échantillon JM419 (Fig. 7) de lherzolite, avec un niveau webstéritique. Dans la lame JM704, le diopside apparaît seulement en exsolutions dans l'enstatite ou en petits grains homogènes dans la mosaïque recristallisée entre les porphyroclastes : les analyses ont donc porté sur une enstatite porphyroclastique, ses exsolutions de diopside, deux petits grains de diopside et un d'enstatite au contact du porphyroclaste. Sur JM419, deux paires enstatite-diopside ont été dosées dans la partie webstéritique : l'enstatite hôte et ses lamelles de diopside, un diopside hôte et ses lamelles d'enstatite; dans la partie lherzolitique une enstatite a été dosée ainsi que les lamelles de diopside associées; le bord de ce cristal, dépourvu d'exsolutions, a été également dosé, ainsi que deux néoblastes à son contact. Les résultats sont rassemblés dans le tableau X.

Les analyses des deux porphyroclastes associés dans la webstérite 419 montrent que l'enstatite a des compositions tout à fait comparables, qu'elle apparaisse en hôte ou en lamelle, de même pour le diopside; les lamelles de diopside ont cependant une légère tendance à être enrichies en $Ca/Ca+Mg+Fe^{2+}$ par rapport aux diopsides hôtes, la tendance étant inverse pour les enstatites. D'autre part les néoblastes d'orthopyroxène sont plus pauvres en Cr_2O_3 et Al_2O_3 que les porphyroclastes auxquels ils sont associés. Cette variation n'apparaît pas à l'intérieur du porphyroclaste : les bordures, dépourvues d'exsolution, sont plus pauvres en $Ca/Ca+Mg+Fe^{2+}$ que le cœur, mais les teneurs en Cr et Al sont équivalentes.

Cette même tendance à l'appauvrissement en Cr_2O_3 et Al_2O_3 apparaît entre lamelles de diopside et néoblastes de diopside.

Ces analyses permettent de recalculer la composition chimique globale des porphyroclastes. Les résultats apparaissent sur le tableau X où l'on tient compte de 8 % d'exsolutions dans chaque porphyroclaste.

Les coefficients de partage de Fe^{2+} et Mg entre pyroxènes que l'on peut associer sont les suivants :

- entre pyroxènes recalculés, LFE = 1,10 } JM419
- entre deux hôtes, LFE = 1,15 }
- entre hôte et lamelle LFE = 1,17 et 1,19 pour JM419, 1,41 pour JM704
- entre néoblastes, LFE = 1,31 pour JM419, 1,45 pour JM704

Une estimation systématique des pourcentages d'exsolution dans les pyroxènes analysés est donc nécessaire. Une telle étude a été entreprise sur une dizaine d'échantillons représentatifs des différentes unités de la série, par des traversées à la microsonde et des estimations au microscope. Les estimations

TABLEAU X — EXSOLUTIONS ET RECRISTALLISATIONS DES PYROXENES ——

	JM 419				JM 419 *		JM 418					JM 704			
	opx 1 hôte	cpx 2 lam.	cpx 3 hôte	opx 4 lam	opx recalculé	cpx	opx 5 hôte	cpx 6 lamelle	opx 7 bordure	opx 8 néoblaste	cpx 9 néoblaste	opx 10 hôte	opx 11 lam.	cpx 12 néobl.	opx 13 néobl.
SiO_2	55.10	51.96	52.04	5515	54.84	51.22	55.54	51.71	55.28	55.64	51.98	56.88	52.89	54.13	56.32
TiO_2	.03	.12	.10	.03	.04	.09	.04	.12	.03	.04	.15	.02	.09	.06	.02
Al_2O_3	3.76	4.37	4.40	3.85	3.81	4.36	3.41	3.98	3.45	3.08	4.00	2.48	2.69	2.48	2.00
Cr_2O_3	.96	1.67	153	.91	.88	1.48	.91	1.36	.81	.69	1.20	.81	1.40	.95	.54
MgO	32.63	15.97	16.19	32.75	31.30	17.51	33.71	16.25	33.08	32.99	15.54	34.44	16.99	17.61	34.00
CaO	.87	22.10	21.55	.48	2.57	19.86	1.00	22.19	.77	.76	22.46	.56	23.27	22.68	.59
MnO	.12	.10	.10	.11	.12	.10	.17	.07	.15	.17	.08	.15	.04	.08	.16
FeO	5.55	2.21	2.40	5.79	5.28	2.67	5.34	2.21	5.44	5.37	2.05	5.28	1.85	2.08	5.41
NiO	.08	.03	.02	.07	.08	.02	.09	.06	.08	.07	.05	.07	.04	.04	.09
Na_2O	.03	.61	.54	0	.08	.50	.03	.52	.02	.01	.48	0	.31	.44	.04
total	100.00	99.13	98.87	99.17	99.38	99.39	100.24	98.47	99.10	98.82	98.99	100.69	99.57	100.55	99.17

JM 419 :

1 et 2 : Porphyroclaste d'orthopyroxène :
- 1 : hôte orthopyroxène
- 2 : lamelle de clinopyroxène

3 et 4 : Porphyroclaste de clinopyroxène
- 3 : hôte clinopyroxène
- 4 : lamelle orthopyroxène

5 et 6 et 7 : Porphyroclaste d'orthopyroxène
- 5 : hôte (opx) au centre
- 6 : lamelle (cpx)
- 7 : hôte opx, en bordure

8 : opx, néoblaste au contact de 7.

9 : cpx, néoblaste au contact de 7 et 8

* opx et cpx recalculés à partir de 1-2 et 3-4 en tenant compte de 8 % d'exsolution dans les deux porphyroclastes.

JM 704 :

10 et 11 : porphyroclaste d'opx
- 10 : opx hôte
- 11 : cpx lamelle

12 : opx néoblaste

13 : cpx néoblaste

sont peu précises, mais elles montrent que :

- les diopsides des harzburgites sont dépourvues d'exsolutions (exception faite de certains porphyroclastes dans les passées riches en diopside);

- les pourcentages d'exsolutions varient, entre les pyroxènes représentatifs des différentes unités, dans les limites de la précision des mesures.

Enstatites et éventuellement diopsides contiennent des pourcentages comparables d'exsolutions que l'on peut estimer compris entre 8 et 10 %. Le calcul des orthopyroxènes originels, en réintégrant les exsolutions, donne cependant des valeurs trop fortes (2 à 3 % CaO) si on les compare à celles que l'on peut calculer par les analyses chimiques en roche totale : dans les harzburgites, la teneur en CaO dans les orthopyroxènes ne dépasserait pas 1,8-2 %, ce qui correspond à 5 % d'exsolutions environ.

D'autre part, l'étude des exsolutions et recristallisations permet de distinguer, plus particulièrement dans les harzburgites, différents assemblages de minéraux. Un assemblage I, primaire, constitué de spinelles, olivines et de pyroxènes à faciès porphyroclastiques. Ces porphyroclastes de pyroxènes recristallisent, en liaison avec les déformations, en une mosaïque à grain fin constituée de pyroxènes dépourvus d'exsolution, associés à des olivines et des spinelles à grain très fin (v. chap. II.3.B). L'orthopyroxène recristallisé (orthopyroxène II) est plus pauvre en Cr, Al, et Ca et l'on peut écrire cette réaction de la manière suivante:

olivine I+ opx I (riche en Cr, Al, Ca) $\rightleftharpoons$ opx II + Cpx II + opxII + olivine II

On peut écrire une réaction analogue pour la recristallisation des diopsides porphyroclastiques en enstatite + diopside + spinelle. Ces recristallisations expliquent les variations, notées plus haut, des coefficients de partage de Fe^{2+} et Mg, de Cr et d'Al, entre ortho- et clinopyroxène : les diopsides que l'on observe dans les harzburgites appartiennent à ces épisodes de recristallisation, ou, du moins, ont cristallisé tardivement par rapport aux porphyroclastes d'orthopyroxène, comme le laissait pressentir les relations texturales entre les deux pyroxènes (cf. § II.3.B).

De nombreuses études ont porté sur le partage de Fe^{2+} et Mg entre ortho- et clinopyroxène. R. KRETZ (1961) a montré que le coefficient $LFE=(Fe^{2+}/Mg)_{opx} : (Fe^{2+}/Mg)_{cpx}$ vaut en moyenne 1,4 pour les pyroxènes "magmatiques", 1,8 pour les pyroxènes "métamorphiques" (métamorphisés dans le faciès granulite). Des études plus récentes (MAXEY & VOGEL, 1974) ont montré que ce coefficient dépend non seulement des conditions d'équilibre, mais aussi des compositions. Dans le cas de Tiébaghi, les compositions des harzburgites ne semblent pas différer assez de celles des lherzolites pour expliquer de telles différences dans les coefficients de partage. Aussi les conclusions de R. KRETZ peuvent-elles être suivies ici : en première approximation les coefficients de partage témoigneraient d'un équilibre "magmatique" entre les pyroxènes des lherzolites par opposition à un équilibre "métamorphique" dans les harzburgites. Cependant il est possible de montrer, en nuançant les résultats de l'étude de R. KRETZ, que les coefficients de partage entre pyroxènes "magmatiques" dépendent, en partie au moins, du contexte géologique :

- dans les lherzolites des massifs de Lanzo (BOUDIER, 1976) ou de Béni Bouchera (KORNPROBST, 1969), de même que dans les nodules de lherzolites en enclaves dans les basaltes (ITO & KENNEDY, 1968), LFE varie de 1 à 1,2 ;

- dans les harzburgites de massifs de "péridotites de type alpin" telles que Burro Mountain (LONEY et al., 1971) ou Red Mountain, Nouvelle Zélande (SINTON, 1977) LFE varie de 1,4 à 1,5;

- dans les grands lopolites stratiformes, tels que les ensembles du Bushveld (ATKINS, 1969) ou du Stillwater (HESS, 1960) ou même du Skaergaard (BROWN, 1957), LFE vaut respectivement, en moyennes, 1,49 - 1,38 - 1,37.

Il semble donc que LFE est plus faible pour les roches équilibrées à haute pression et haute température. Notons cependant que T. MORI (1978) n'observe pas de différence significative entre les cœfficients de partage entre pyroxènes équilibrés expérimentalement à 30 kbar (LFE varie entre 1,11 et 0,98) et à 15 kbar (1,02 à 0,92).

Les variations du cœfficient LFE dans les roches de Tiébaghi doivent donc être interprétées avec précaution, mais les conclusions sur le caractère tardif des clinopyroxènes des harzburgites par rapport à ceux des lherzolites restent valables.

b) Thermométrie de l'équilibre orthopyroxène - clinopyroxène

De nombreuses études ont été développées ces dernières années en vue d'estimer les conditions dans lesquelles deux pyroxènes coexistants de compositions données pouvaient être en équilibre. Ces "thermomètres" diffèrent principalement par les compositions des matériaux de départ (expériences sur systèmes chimiques simples ou sur échantillons naturels) et par les modélisations utilisées pour les solutions solides ortho- et clinopyroxène. Nous avons choisi de n'utiliser ici de manière systématique que le thermomètre de WOOD et BANNO (1973) qui est l'un des moins controversés et des plus utilisés. On notera que ce thermomètre, s'il tient compte, grâce aux deux derniers termes correctifs des teneursen fer, ne tient pas compte d'un autre facteur qui influe également sur cet équilibre : la pression (MORI & GREEN, 1975).

L'application de ce "thermomètre" aux pyroxènes associés dans les roches de Tiébaghi conduit aux résultats généraux suivants (tabl. IX) :

- les températures calculées (cf. tabl. IX) sont assez groupées autour de moyennes de 1030°C pour la série harzburgitique, de 1075° C pour les harzburgites à diopside et les lherzolites, et de 1110° C pour les pyroxénites;

- ces températures concordent avec celles calculées par le "thermomètre" nickel" et avec les températures calculées, pour quelques roches, par d'autres "thermomètres" (MERCIER, 1976 ; MYSEN & BOETTCHER, 1975);

- la prise en compte de 10 % d'exsolution de diopside dans l'enstatite, et réciproquement, donne des températures d'environ 1200-1220° C, c'est-à-dire 100 à 150° plus haut que celles obtenues sans tenir compte des exsolutions.

c) Enfin, l'étude des phénomènes d'exsolution et de recristallisation des pyroxènes permet de proposer une reconstitution des compositions "originelles" des pyroxènes, avec toutes les réserves que l'on peut faire sur la précision des calculs. Les compositions des pyroxènes recalculés ont été reportées sur le triangle des cations Ca : Mg : Fe^{2+}, qui permet de comparer les pyroxènes de Tiébaghi avec les pyroxènes précoces des ensembles de cumulats tholéitiques: pyroxènes du Stillwater (HESS, 1960), du Muskox (IRVINE, 1967) et du Bushveld (ATKINS, 1969). Les compositions des clinopyroxènes des lherzolites de Tiébaghi (où ils coexistent avec l'orthopyroxène), en particulier les faibles teneurs en TiO_2 et en Na_2O et les teneurs modérées en Al_2O_3, permettent de les rapprocher des pyroxènes des séries subalcalines, comme le montrent les diagrammes Si-Al et Ti-Al de la figure 63 , où les domaines occupés par les pyroxènes riches en chaux des différentes séries ont été définis par I. KUSHIRO(1960).

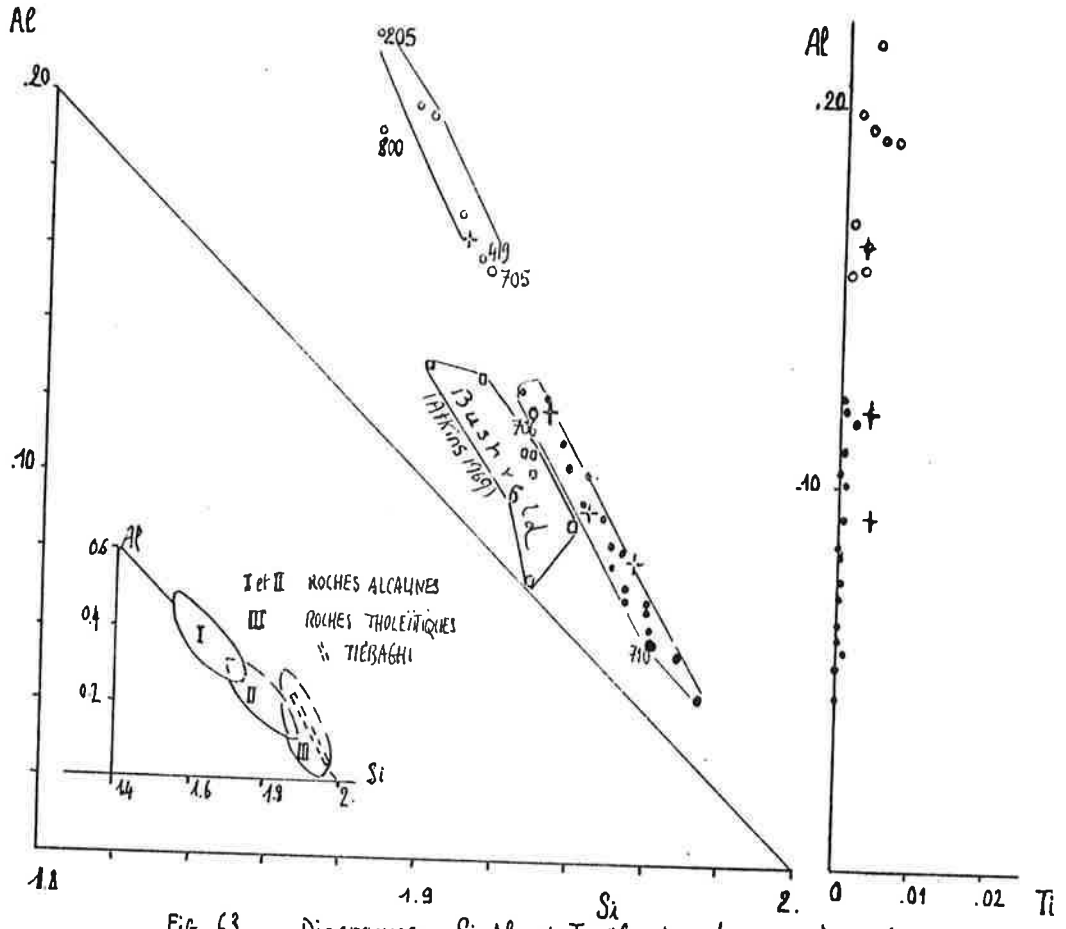


FIG. 63 — Diagrammes Si-Al et Ti-Al des clinopyroxènes (nombres d'atomes pour 6 Ox.) et diagramme de I. Kushiro (1960)

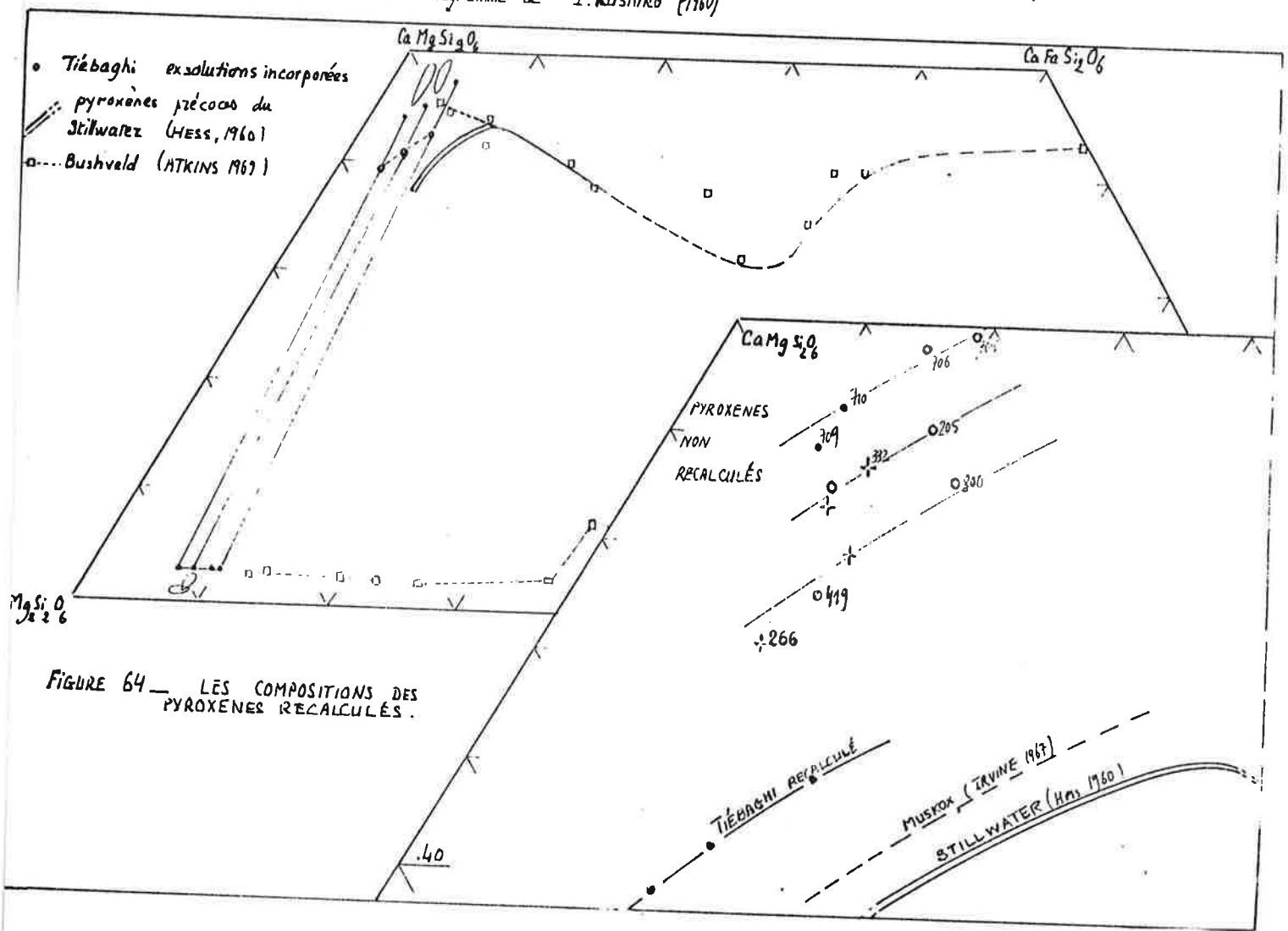


FIGURE 64 — LES COMPOSITIONS DES PYROXENES RECALCULÉS.

Sur le diagramme Ca : Mg : Fe^{2+} (Fig. 64), les clinopyroxènes recalculés suivent une voie analogue à celle des pyroxènes du Stillwater ou du Muskox: enrichissements conjugués en $Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+})$ et en $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$, mais pour des rapports $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ légèrement plus forts. Ce léger décalage entre la voie du Stillwater et celle tracée par JM266 - JM419 - JM800 peut provenir d'une mauvaise appréciation des pourcentages d'exsolutions, mais peut être également l'indice que les conditions de différenciation des pyroxènes ne sont pas exactement les mêmes dans le cas du Stillwater et dans celui de Tiébaghi. Nous n'avons pas trouvé de données sur les compositions des pyroxènes précoces des ensembles de cumulats d'affinité calco-alcaline, mais ceux de Giant Mascot suivraient, d'après M. BESSON (communication orale), une évolution parallèle, à des teneurs plus faibles en $Fe^{2+}/(Ca+Mg+Fe^{2+})$ (ce déplacement des compositions des clinopyroxènes des séries calco-alcalines par rapport à l'évolution du Stillwater traduirait l'abaissement des températures de cristallisation par la pression d'eau). Les clinopyroxènes de Tiébaghi suivraient alors une voie intermédiaire entre ceux de Giant Mascot et ceux du Stillwater. Cependant les rapports $Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+})$ des orthopyroxènes coexistants seraient plutôt en faveur d'une affinité avec les pyroxènes des complexes tholéitiques, de même que l'évolution des teneurs en Al des clinopyroxènes (Fig. 63). Le déplacement de la ligne d'évolution des clinopyroxènes de Tiébaghi par rapport à celle du Stillwater traduirait alors une cristallisation (ou une recristallisation) sous pression, si l'on se réfère aux travaux de T. MORI (1978).

C - Relations olivine - spinelle

Plusieurs spinelles de chimismes différents apparaissent parfois dans la même roche. Nous étudierons en premier lieu les relations de l'olivine avec le spinelle le plus chromifère.

Les relations entre l'olivine et le spinelle se traduisent avant tout par le partage de Fe^{2+} et Mg entre ces deux phases. Comme on l'a vu précédemment les spinelles de Tiébaghi s'éloignent peu d'une formule générale $A.O.B_2O_3$, où A est constitué de Mg et Fe^{2+}, B de Cr, Al, Fe^{3+}. En désignant par Y_{sp}^{Cr}, Y_{sp}^{Al} $Y_{sp}^{Fe^{3}}$ les proportions atomiques de Cr, Al, Fe^{3+} respectivement en B, on pourra poser si nécessaire $\sum Y = 1$. D'autre part, les teneurs en fer ferrique étant toujours très faibles, on pourra poser $Y_{sp}^{Fe^{3+}} = .03$, valeur la plus souvent rencontrée.

L'équilibre olivine - spinelle peut s'écrire :

$$\frac{1}{2}\underset{ol}{Fe_2SiO_4} + a\underset{sp}{MgCr_2O_4} + b\underset{sp}{MgAl_2O_3} + c\underset{sp}{MgFe_2O_4} \rightleftharpoons$$

$$\frac{1}{2}\underset{ol}{Mg_2SiO_4} + a\underset{sp}{FeCr_2O_4} + b\underset{sp}{FeAl_2O_4} + c\underset{sp}{Fe_3O_4} \qquad (1)$$

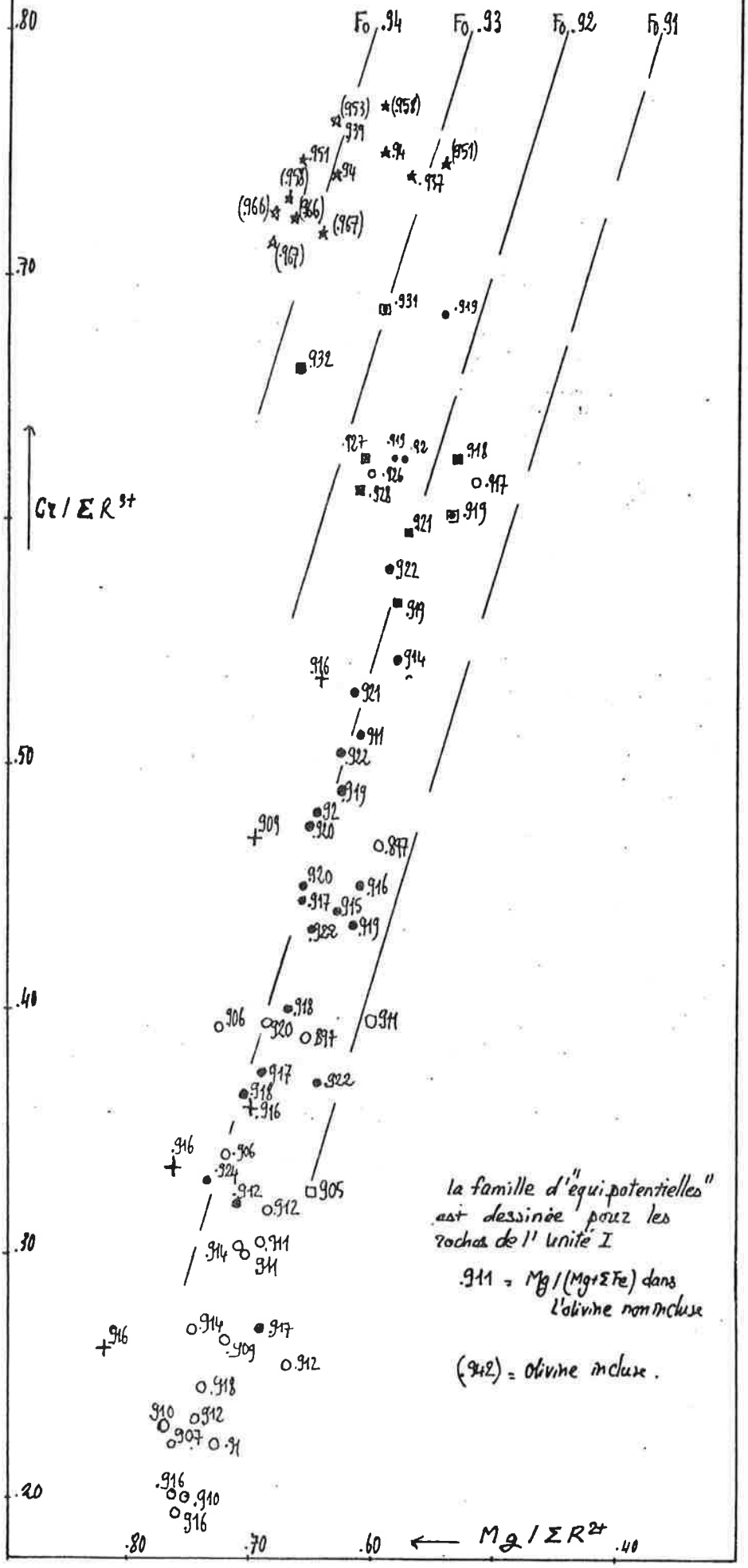
Cette équation est la combinaison des équations suivantes :

$$\frac{1}{2}Fe_2SiO_4 + MgAl_2O_4 \rightleftharpoons \frac{1}{2}Mg_2SiO_4 + FeAl_2O_4 \qquad (2)$$

$$\frac{1}{2}Fe_2SiO_4 + MgCr_2O_4 \rightleftharpoons \frac{1}{2}Mg_2SiO_4 + FeCr_2O_4 \qquad (3)$$

$$\frac{1}{2}Fe_2SiO_4 + MgFe_2O_4 \rightleftharpoons \frac{1}{2}Mg_2SiO_4 + Fe_3O_4 \qquad (4)$$

FIG. 65 – RELATIONS SPINELLE - OLIVINE



Si l'on suppose que les solutions solides olivine et spinelle sont idéales, le cœfficient d'équilibre de la réaction (1) s'écrit (IRVINE, 1965) :

$$K_D = \left(\frac{Mg}{Fe^{2+}}\right)_{ol} / \left(\frac{Mg}{Fe^{2+}}\right)_{sp}$$

Or d'après la combinaison des équations, $\Delta G_{(1)} = a\,\Delta G_2 + b\,\Delta G_3 + c\,\Delta G_4$

et l'équation $K_D = \exp(-\Delta G(1)/RT)$ montre que K_D pourra s'écrire sous la forme

$$\ln\left(\frac{Mg}{Fe^{2+}}\right)_{ol} / \left(\frac{Mg}{Fe^{2+}}\right)_{sp} = -(\Delta G_2/RT)\, Y_{sp}^{Cr} - (\Delta G_3/RT)\, Y_{sp}^{Al} - (\Delta G_4/RT)\, Y_{sp}^{Fe^3}$$

ou, avec $Y^{Cr} + Y^{Al} + Y^{Fe^3} = 1$

$$\ln\left(\frac{Mg}{Fe^{2+}}\right) ol/sp = A + Y_{sp}^{Cr} \times B + Y_{sp}^{Fe^3} \times C$$

Si l'on fixe la pression, la température et la teneur en Mg/Fe^{2+} dans l'olivine, une telle équation définit, dans l'espace $\left[(Mg/Fe^{2+})sp,\ Y_{sp}^{Cr},\ Y_{sp}^{Fe^{3+}}\right]$ représentatif des compositions des spinelles, une surface suivant laquelle les spinelles sont en équilibre avec l'olivine de composition fixée (IRVINE, 1965).

Depuis les travaux d'IRVINE, plusieurs calibrages de cette équation ont été proposés dans le but d'obtenir une estimation des conditions d'équilibre des paires "olivine - spinelle" (JACKSON, 1969; EVANS & FROST, 1975; FUJII, 1977; ROEDER et al., 1979). Ces auteurs considèrent, à la suite de T.N. IRVINE (1965), que les effets de la pression sur l'équilibre olivine-spinelle sont négligeables, et P.L. ROEDER et al. proposent, par exemple, le "thermomètre" suivant, nouvelle calibration du "thermomètre" de E.D. JACKSON :

$$RT\ \ln K_D = (3480 - 2,23\ T)\, Y_{sp}^{Cr} + (1018 - 2,56\ T)\, Y_{sp}^{Al} - (1720 - 3,08T)\, Y_{sp}^{Fe^{3+}} + 2400 + 1,47T$$

Les équations des lignes équipotentielles définies par les intersections des surfaces équipotentielles et du plan $Y_{sp}^{Fe^{3+}} = .03$ s'écrivent alors

$$\ln K_D = \frac{(2462 + .330T)}{RT}\, Y_{sp}^{Cr} + \frac{3336 - .921T}{RT}$$

La famille de lignes équipotentielles ainsi obtenue est comparée sur le diagramme de la figure 50 à celles calculées d'après les équations proposées par T. FUJII (1977). On notera les différences assez grandes entre les deux familles de courbes. Il est cependant établi que d'un point de vue qualitatif, la diminution de la température d'équilibre a pour effet de déplacer ces lignes vers la gauche du diagramme (par augmentation du cœfficient de partage olivine-spinelle) sans en modifier beaucoup la pente. Sur le diagramme 65 ont été reportés les points représentant les spinelles de Tiébaghi indexés de la teneur en $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ de l'olivine qui leur est associée. On note ainsi un alignement, assez vague, des spinelles associés à des olivines de compositions comparables. Dans le détail, les "équipotentielles" des minerais sont, surtout si l'on prend en compte le chimisme des olivines incluses, déplacées vers la droite par rapport à celles des péridotites. Les "équipotentielles" des lherzolites sont au contraire placés vers la gauche par rapport à celles des harzburgites.

Si une telle approche a donc pour effet de définir de grandes tendances, elle ne permet pas une discussion précise des relations entre les minéraux,

Une modélisation de la solution solide spinelle qui tient compte de divers écarts à l'idéalité a été mise au point par M. VANNIER (1977); cela permet d'étudier l'équilibre olivine - spinelle de façon plus précise.

Les coefficients d'équilibre des réactions (2) et (3) s'écrivent en effet

KFE Al spol = (Fal/Mal)(aFor/aFay)1/2

KFE Cr spol = (Fcr/Mcr)(aFor/aFay)1/2

où Fal, Mal, Fcr, Mcr représentent respectivement les activités de $FeAl_2O_4$, $MgAl_2O_4$, $FeCr_2O_4$, $MgCr_2O_4$, dans le spinelle, calculées par les méthodes de M. VANNIER (1977). aFor et aFay sont les activités de Mg_2SiO_4 et Fe_2SiO_4 dans l'olivine, calculées par les expressions présentées plus haut.

T. FUJII (1977) a étudié expérimentalement l'équilibre spinelle-olivine dans différentes conditions de pression et de température. Les résultats de ces expériences permettent de calculer ces deux séries de coefficients KFEspol qui (tabl. XI) apparaissent, dans des conditions données, rester assez stables malgré des compositions très différentes. Il semble, de plus, que la pression n'a pas un effet négligeable sur l'équilibre olivine-spinelle.

Les coefficients calculés de cette manière pour les échantillons du massif sont reportés dans le tableau IX, dont on peut tirer les enseignements suivants:

- malgré des fluctuations importantes à l'intérieur d'une même unité, les deux coefficients augmentent légèrement des lherzolites (moyennes 4,1 et 9,6) aux harzburgites (moyennes de 4,5 et 10,7);

- les coefficients calculés pour les minerais en tenant compte des olivines "libres" sont plus forts : 5,2 et 11,8 en moyenne. Si l'on tient compte d'olivines incluses on obtient des valeurs bien sûr supérieures : 7,6 et 17,7, et très variables (6,10 à 8,61, 14,16 à 19,96).

Depuis les travaux de T.N. IRVINE (1965) plusieurs auteurs ont fait appel à des rééquilibrages olivine-spinelle en condition de subsolidus pour expliquer les relations entre ces minéraux. Du fait de l'augmentation du coefficient de partage (Mg/Fe^{2+}) (ol/sp) avec la diminution de température, les olivines des roches riches en spinelles s'enrichiraient en $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ et inversement les spinelles des roches riches en olivine s'enrichiraient en $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$, les compositions, respectivement, des spinelles et des olivines étant peu modifiées par ce processus. Des expériences effectuées récemment par P.L. ROEDER et al. (1979) montrent que de tels rééquilibrages sont probables, aussi bien dans le cas de péridotites "de type alpin" que d'intrusions stratiformes in situ. Dans le cas de Tiébaghi, les arguments suivants sont en faveur de tels rééquilibrages :

- les olivines incluses dans les spinelles sont légèrement plus magnésiennes (de 1 à 2 % de forstérite en moles) que les olivines non incluses de la même roche, et ces relations valent aussi bien pour les roches de la série que pour les minerais;

- les olivines incluses présentent des zonations "inverses" : elles sont enrichies en Mg/(Mg+ Σ Fe) au contact du spinelle hôte;

- les coefficients d'équilibre olivine-spinelle sont très dispersés et souvent beaucoup plus élevés que ceux auxquels on s'attendrait d'après les expériences de FUJII (1977).

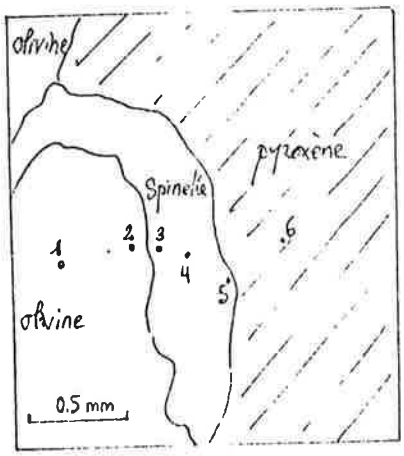
Les relations olivine -spinelle ont pu être précisées par l'étude, dans deux harzburgites (TU2 et TU8), des compositions de l'olivine au contact d'un grain

Tableau XI. Coefficients d'équilibre olivine-spinelle calculés pour les données expérimentales de T. Fujii (1977)

P	T	KFe Cr Sp ol	KFE Al Sp ol	Cr/Cr+Al Spinelle
15 kbar	1350°C	2.92	6.17	.177
		2.96	6.23	.231
		2.87	6.01	.598
15 kbar	1300°C	3.04	6.53	.278
		3.17	6.84	.381
1 atm	1300°C	3.56	7.24	.295
"	"	3.68	7.48	.861
"	"	3.61	7.32	.431
"	"	5.13 (?)	10.38 (?)	.824

tab. XII. RELATIONS SPINELLE - OLIVINE DANS UNE HARZBURGITE - (TU8)

	olivine (1)	olivine (2)	spinelle (3)	spinelle (4)	spinelle (5)	orthopx (6)
SiO_2	40.83	41.21	.04	.04	01	57.40
TiO_2	0	.01	.08	.06	06	.02
Al_2O_3	.01	.03	26.61	24.40	26.13	2.00
Cr_2O_3	0	.04	42.97	45.22	44.02	.54
MgO	50.30	50.95	14.02	14.09	14.38	34.42
CaO	02	.02	.01	.01	0	73
MnO	.12	.11	.07	.17	.10	.12
FeO total	7.22	6.75	14.93	15.93	14.39	4.85
NiO	.23	.35	.04	.08	.05	.06
total	98.53	99.49	98.82	100.03	99.17	100.18
Fe_2O_3 -sp			.71	2.02	.75	
$Mg/Mg+Fe^{2+}$	.927	.931	.636	.641	.651	.930
Cr/Cr+Al			.520	.554	.530	



de spinelle d'une part, et à une certaine distance du spinelle d'autre part. On observe alors une augmentation au contact du spinelle, de la teneur en $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ de l'olivine, accompagnée d'un enrichissement en NiO et en Cr_2O_3. (tabl. XII).

L'hypothèse du rééquilibrage olivine - spinelle trouverait là une confirmation, et l'enrichissement en NiO et Cr_2O_3 des olivines incluses dans les spinelles une explication, de même que les teneurs en TiO_2 (0,10 % TiO_2) des olivines incluses dans les spinelles des minerais. Les cœfficients d'équilibre olivine - spinelle, plus forts (en moyenne) dans les harzburgites que dans les lherzolites, indiqueraient que les rééquilibrages ont été plus importants dans les harzburgites.

D - Relations spinelle - pyroxène

L'étude du partage du fer et du magnésium entre orthopyroxènes et spinelle peut être abordé suivant les mêmes méthodes :

- en représentant sur le diagrammes des spinelles (Fig. 50) la teneur en $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ des pyroxènes associés;

- ou en calculant des cœfficients "KFE Cr spop" et "KFE Al spop", qui de même que les cœfficients KFE spol, sont les cœfficients d'équilibre des réactions

$$FeSiO_3 + MgCr_2O_4 \rightleftharpoons MgSiO_3 + FeCr_2O_4$$
$$FeSiO_3 + MgAl_2O_4 \rightleftharpoons MgSiO_3 + FeAl_2O_4$$

$$KFECrspop = (Fcr/MCr) \times (aEns/aFer)$$

$$KFE\ Al\ spop = (Fal/Mal) \times (aEns/aFer)$$

Les cœfficients ainsi calculés montrent des évolutions parallèles à celles des cœfficients "KFE spol"; on confirme ici un résultat déjà mis en évidence : les cœfficients d'équilibre olivine - orthopyroxène varient relativement peu tout au long de la série.

Les relations entre pyroxènes et spinelles se traduisent aussi dans le partage du chrome et de l'aluminium. Les diagrammes de la figure 66 montrent une bonne corrélation entre les teneurs en Al dans l'enstatite et le spinelle, tandis que, pour les diopsides, on retrouve l'opposition déjà soulignée entre diopsides des harzburgites et diopsides des lherzolites : les premiers sont appauvris en Al_2O_3 et Cr_2O_3 par rapport aux enstatites.

Nous avons montré précédemment comment les spinelles filiformes, à grain très fin, associés à la mosaïque recristallisée autour des porphyroclastes de pyroxène peuvent provenir de la recristallisation de ces derniers. Par contre, les variations locales de la composition des spinelles à grain plus gros ne trouvent pas d'explication dans ces processus de recristallisation. Ces variations géochimiques apparaissent à différentes échelles :

- dans un même grain, et cela dans la plupart des roches de la série, exception faite des lherzolites "à plagioclase" où les relations sont inverses, les bordures du grain sont enrichies en Al par rapport à Cr;

- dans une même roche, les spinelles subautomorphes sont plus riches en $Cr/(Cr+Al)$ et généralement en $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ que les spinelles dont les faciès éffilochés évoquent des corrosions;

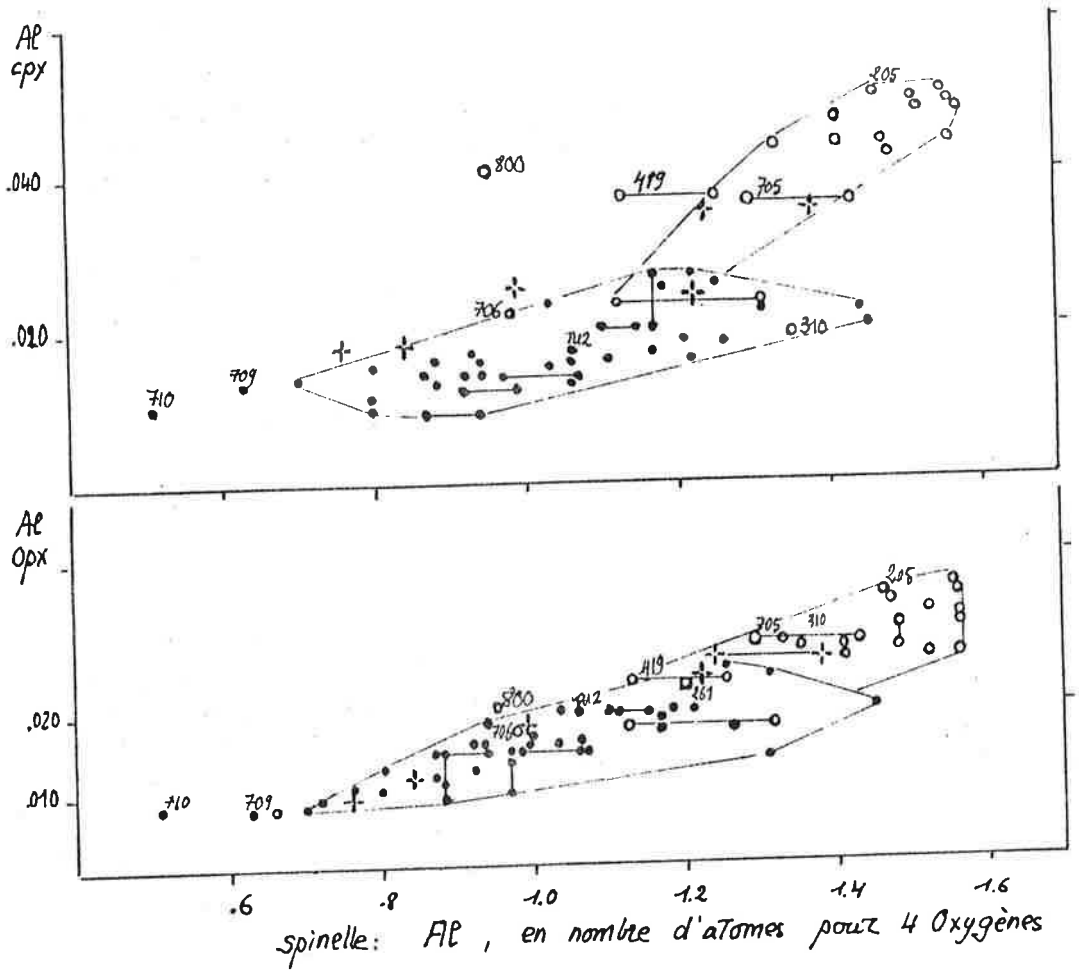


Fig. 66.a — Relations SPINELLE - PYROXENES (Cr et Al px en nombres d'atomes pour 3 oxygènes)

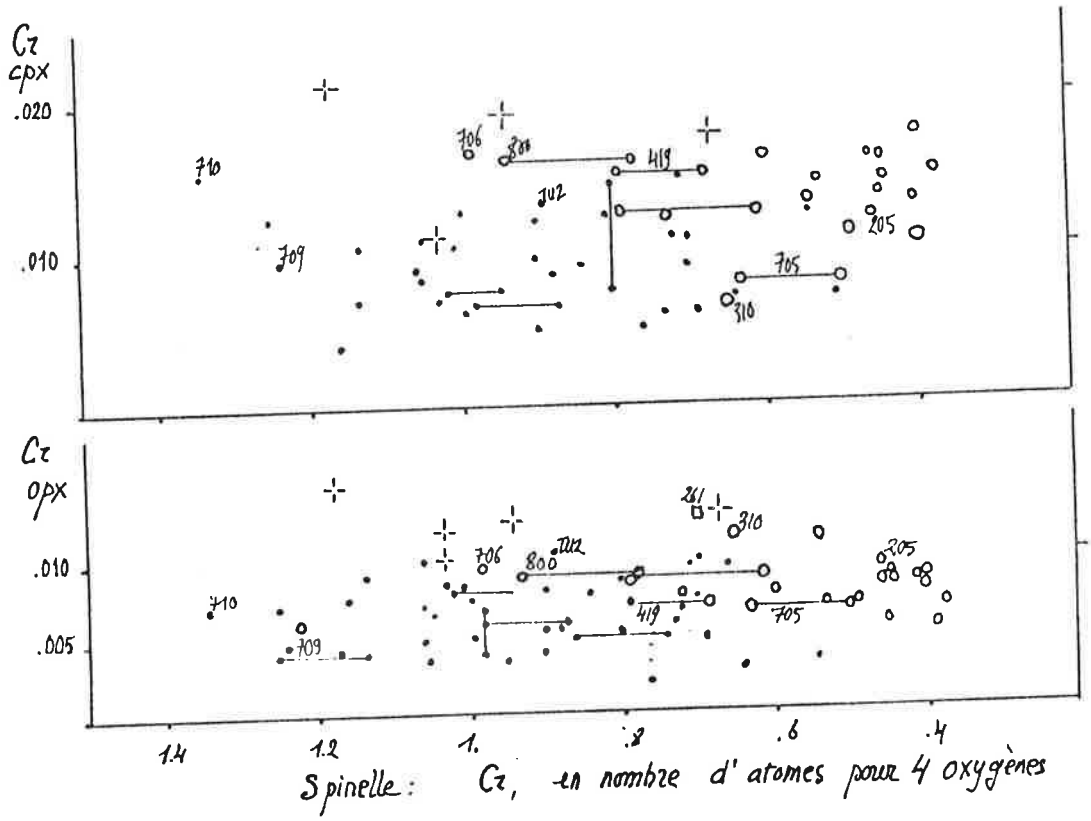


Fig. 66.b — Relations SPINELLE - PYROXENES.

- dans une même roche également, et en particulier dans les pyroxénites, les spinelles à gros grain, à faciès non plus corrodé, mais évoquant des recristallisations (des "nourrissages"), associés généralement aux pyroxènes, sont également plus riches en Al/(Cr+Al) que les spinelles subautomorphes; ils sont par contre plus riches en $Mg/(Mg+Fe^{2+})$;

- dans une même unité, les spinelles des roches pauvres en pyroxène (par ex. JM207 et 258 dans l'unité lherzolitique) sont plus riches en Cr/(Cr+Al) et en $Fe^{2+}/(Mg+Fe2+)$ que les spinelles des roches riches en pyroxènes (ortho- et clinopyroxènes).

On distingue ainsi des voies différentes d'enrichissement en Al/Cr des spinelles d'une même roche :

- l'une à enrichissement en Mg/Fe^{2+}, se produirait à peu près selon une "équipotentielle", c'est-à-dire avec un rapport Mg/Fe^{2+} constant dans le silicate coexistant;

- l'autre à enrichissement en Fe^{2+}/Mg plus ou moins marqué peut correspondre à des phénomènes déjà décrits dans d'autres complexes ultramafiques. Dans les lherzolites d'Othris, en Grèce (MENZIES & ALLEN, 1975), ou dans les harzburgites du complexe ophiolitique de la Baie des Iles, à Terre Neuve (IRVINE & FINDLAY, 1972), mais aussi dans les harzburgites de la "Critical Zone" du complexe du Bushveld (CAMERON, 1975), les auteurs décrivent des évolutions similaires, visibles, parfois, à l'intérieur d'un même échantillon : enrichissement en Al/(Cr+Al), accompagné d'une "corrosion", d'un spinelle subautomorphe. Dans tous les cas, un liquide interstitiel, enrichi en Al_2O_3/Cr_2O_3 et FeO/MgO par rapport aux cristaux déjà formés, interviendrait au cours d'un processus, suivant les cas, de cristallisation fractionnée (liquide "intercumulus" réagissant dans le stade "postcumulus" avec les cristaux "de cumulus") ou de "fusion partielle" (liquide basaltique, plus ou moins picritique, interstitiel, imprégnant des péridotites "résiduelles"). Une telle interprétation peut être proposée pour les phénomènes analogues observés à Tiébaghi, sans qu'on puisse se prononcer déjà sur l'origine possible des liquides interstitiels.

E - Relations olivine - orthopyroxène - spinelle

L'examen effectué jusqu'ici a permis de souligner, à plusieurs reprises, les caractères particuliers de certains diopsides de la série par rapport aux trois autres minéraux, qui pourraient former, en première approximation, un assemblage en équilibre. Aussi présentons-nous ci-dessous les méthodes de calcul, mises au point par M. VANNIER, de quelques paramètres qui ont été systématiquement évalués à partir des compositions des assemblages olivine - orthopyroxène - spinelle.

a) estimation des conditions d'équilibre

Il s'agit là d'une modélisation, récemment mise au point (VANNIER et al. en préparation), de la solubilité de l'alumine dans l'orthopyroxène dans le champ de stabilité des lherzolites à spinelle. Plusieurs études expérimentales ont été consacrées à ce problème (v. revue in BERGER & PRINZHOFER, 1977) mais l'incohérence entre les résultats obtenus par différents expérimentateurs a souvent été soulignée (OBATA, 1976; PRESNALL, 1976), du moins pour les expériences dans le champ des lherzolites à spinelle : les résultats obtenus par I. D. McGREGOR (1974) pour le champ des lherzolites à grenat dans le système $MgO-Al_2O_3 - SiO_2$ sont moins controversés.

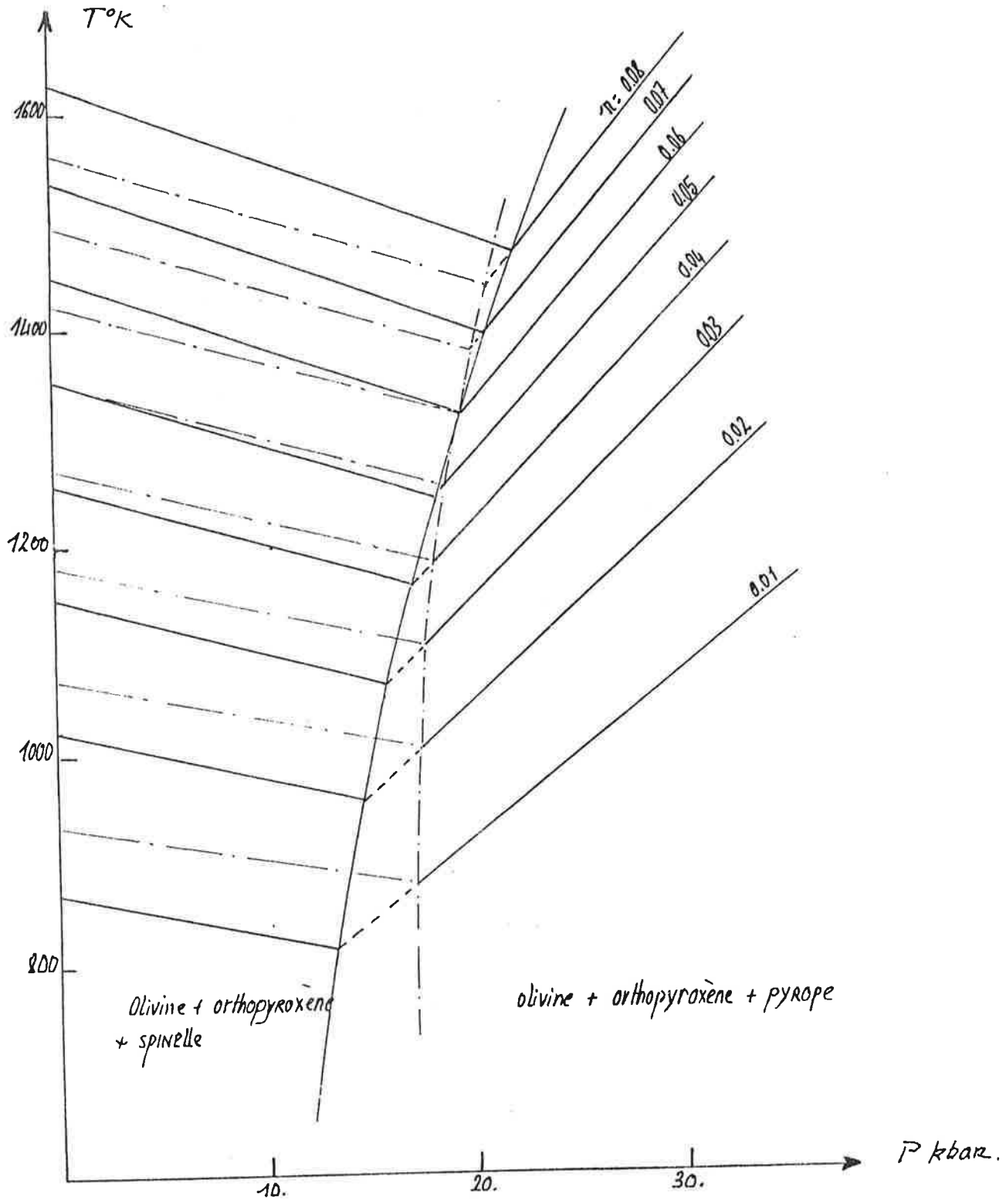


Fig. 67 – Courbes d'isoteneur en alumine dans le pyroxène, dans le système (MgO, Al_2O_3, SiO_2)

—— première méthode – —·—·— deuxième méthode (voir texte)

Nous ne décrirons pas ici le détail des calculs (v. VANNIER et al.). La démarche a consisté à modéliser la solubilité de l'alumine dans l'orthopyroxène dans le domaine de stabilité du pyrope à partir des résultats expérimentaux obtenus par I. D. McGREGOR, et avec un modèle simple de la solution solide de $MgSiO_3$ et Al_2O_3 dans l'orthopyroxène. Les courbes d'isoteneurs en alumine des pyroxènes dans ce domaine, ainsi obtenues, sont les droites d'équation $(1,295 - 1,987 \ln n(1-n)^3)\ T - 165,6\ P = 6328$, que l'on a tracées en figure 67, où n est le pourcentage molaire $(Al_2O_3)/(Al_2O_3)+(MgSiO_3)$. La modélisation de la solution de Al_2O_3 dans l'orthopyroxène permet de calculer quelques paramètres thermodynamiques (entropie du pyrope, volume molaire de l'alumine dans le pyroxène, ...) qui, parce qu'ils sont cohérents avec des données obtenues indépendamment, confirment la validité du modèle (détail in VANNIER et al.)

Le passage au champ de stabilité du spinelle dans ce système a été effectué par deux méthodes indépendantes, qui conduisent à des résultats cohérents : à partir d'une expérience réalisée par D. C. PRESNALL (1976) dans ce champ, et des paramètres thermodynamiques déduits de la modélisation précédente, on obtient les équations des droites d'isoteneur en alumine des orthopyroxènes dans ce domaine : $(1,987 \ln \frac{1-n}{n} - 0,04)\ T + 35,3\ P = 7878$, reportées sur la figure 67 pour diverses valeurs de n. Une autre méthode utilise les données de DANCKWERTH & NEWTON sur la position de la limite des champs de stabilité du spinelle et du pyrope et permet d'obtenir les équations des droites d'isoteneurs : $(1,987 \ln \frac{1-n}{n} + 1,429)\ T°K + 35,3\ Pkbar = 9831$, reportées sur la figure 67.

La figure 67 fait apparaitre une bonne correspondance entre les deux familles de droites calculées par les deux méthodes, et entre les deux frontières des domaines à spinelle et à pyrope.

Cette modélisation montre que la solubilité de l'alumine dans l'orthopyroxène dans le domaine de stabilité du spinelle dépend peu de la pression, mais surtout de la température, et l'on rejoint là en partie les conclusions auxquelles arrivait M. OBATA (1976) par d'autres considérations. Aussi , il apparaît impossible que l'on puisse estimer une pression d'équilibre à partir des compositions des olivines, spinelles et orthopyroxènes coexistants.

Cette modélisation nous servira ici à estimer la température de l'équilibre entre ces trois phases à une pression "nominale" choisie :

$$MgAl_2O_4 + 2MgSiO_3 \rightleftharpoons MgO.Al_2O_3.SiO_2 + Mg_2SiO_4$$

spinelle (sol. solide) — orthopx — orthopx — olivine

peut s'écrire encore

$$MgAl_2O_4 + MgSiO_3 \rightleftharpoons Al_2O_3 + Mg_2SiO_4$$

spinelle (sol. solide) — orthopx — orthopx — olivine

Cet équilibre permet de calculer, grâce à la modélisation de l'activité d'Al_2O_3 dans l'orthopyroxène,

$$T\ (°K) = (3965 - 17,77\ P\ (kbar)) / (\ln(aEns.Mal)/(aFor.Al^{VI}) - 0,02)$$

ou Al^{VI} est la proportion atomique de Al en site VI.

Le tableau XIII résume les différents équilibres que l'on peut écrire entre deux ou trois des minéraux : olivine, spinelle et orthopyroxène de manière à calculer les activités de SiO_2, MgO, FeO, Al_2O_3, Cr_2O_3 et les fugacités d'oxygène, par des équations mises au point par M. VANNIER (1978, inédit).

TABLEAU XIII

ORTHOPYROXENE

$a_r^{coryndm} Al_2O_3$ (1) = Al^{IV} opx . (5308 + .03 T°K + 7.33 P kbar) / RT

$a\,FeSiO_3$ = $a\,Fez$ = $Fe_2 \exp[-(1-Fe_2)^2 \times 3.51\ P/T]$

$a\,MgSiO_3$ = $a\,Ens$ = $MG \exp[-(1-MG)^2 \times 3.51\ P/T]$

OLIVINE

$a\,Fe_2SiO_4$ = $a\,Fay$ = $Fe_2^2 \exp[(1-Fe_2)^2\ (914 + 3.66\ P/T)]$

$a\,Mg_2SiO_4$ = $a\,Foz$ = $Mg^2 \exp[(1-MG)^2\ (914 + 3.66\ P/T)]$

SPINELLE : Mcr, Mal, Mfe, Fcr, Fal, Ffe : désignent les activités de $MgCr_2O_4$, $MgAl_2O_4$, $MgFe_2O_4$, $FeCr_2O_4$, $FeAl_2O_4$, Fe_3O_4 dans le spinelle, calculées par les méthodes de M. Vannier (1977)

SPINELLE + OLIVINE :

KFE Al = $(Fal / Mal) / (a\,Fay / a\,Foz)^{1/2}$

KFE Cr = $(Fcr / Mcr) / (a\,Fav / a\,Foz)^{1/2}$

SPINELLE + ORTHOPYROXENE : KFE Al = $(Fal / Mal) / (a\,Fez / a\,Ens)$

KFE Cr = $(Fcr / Mcr) / (a\,Fez / a\,Ens)$

$2\,Fe_3O_4$ (sp) + $6\,Al_2O_3$ (opx) ⇌ $6\,FeAl_2O_4$ (sp) + O_2 (a) ⟹ fO_2 (1) = $Ffe^{3} \times (a\,Al_2O_3(1) / Fal)^6 \times \exp^{-\Delta G_a/RT}$

ORTHOPYROXENE + OLIVINE : KFE = $(a\,Fav / a\,Foz)^{1/2} / (a\,Fez / a\,Ens)$

$2\,FeSiO_3$ (opx) ⇌ SiO_2 (tridymite) + Fe_2SiO_4 (ol) (b) ⟹ $a\,SiO_2$ (tridymite) = $[(a\,Fez)^2 / a\,Fay] \exp^{-\Delta G_b/RT}$

Mg_2SiO_4 (ol) ⇌ MgO (périclase) + $MgSiO_3$ (opx) (c) ⟹ $a\,MgO$ (péricl.) = $[a\,For / a\,Ens] \times \exp^{-\Delta G_c/RT}$

Fe_2SiO_4 (ol.) ⇌ FeO (liq.) + $FeSiO_3$ (opx) (d) ⟹ $a\,FeO$ liquide = $(a\,Fav / a\,Fez) \exp^{-\Delta G_d/RT}$

SPINELLE + ORTHOPYROXENE + OLIVINE :

$6\,Fe_3O_4$ + $6\,FeSiO_3$ ⇌ $6\,Fe_2SiO_4$ + O_2 (e) ⟹ fO_2 (2) = $Ffe^2 (a\,Fez / a\,Fay)^6 \exp^{-\Delta G_e/RT}$

$MgAl_2O_4$ + $MgSiO_3$ ⇌ Mg_2SiO_4 + Al_2O_3 (f) ⟹ $a\,Al_2O_3$ (2) = $(Mal \cdot a\,Ens / a\,Foz) \exp^{-\Delta G_f/RT}$

$MgCr_2O_4$ ⇌ MgO + Cr_2O_3 (g) ⟹ $a\,Cr_2O_3$ = $(Mcr / a\,MgO) \exp^{-\Delta G_g/RT}$

Ces différents paramètres : fugacités d'oxygène, activités des principaux constituants ont été calculés pour l'ensemble des assemblages à olivine - orthopyroxène - spinelle du massif (tabl. IX). La pression nominale à laquelle ont été effectués tous ces calculs a été fixée à 7 kbar. La température choisie est celle que donne le "thermomètre nickel", ou à défaut le thermomètre de WOOD & BANNO, ou encore 1100°C. Sur les diagrammes de la figure 68 sont reportées les valeurs de ces paramètres pour les ensembles de roches plus particulièrement étudiés.

a) échantillons du Tunnel: aux "séquences géochimiques" définies précédemment correspondent, quand on passe de la "base" de la séquence, à spinelles plus chromifères, au sommet, plus riche en alumine, les évolutions suivantes :

- les activités de Al_2O_3, SiO_2 et FeO augmentent;
- l'activité de Cr_2O_3, qui varie toujours en sens inverse des activités calculées pour Al_2O_3, diminue;
- les fugacités d'oxygène calculées par les chimismes de l'orthopyroxène et du spinelle sont souvent légèrement supérieures à celles calculées en tenant compte de l'assemblage olivine - pyroxène - spinelle. Les résultats sont assez fluctuants, mais il semble que la fugacité, au sein d'une séquence, augmente vers le sommet;

b) échantillons du creek du Télébenne : les divers paramètres calculés varient ici de manière moins systématique, mais on observe, en allant des harzburgites à diopside aux lherzolites (c'est-à-dire de JM201 vers JM208, ou de JM260 vers JM256) des augmentations "séquentielles" des activités en Al_2O_3, et des fugacités en oxygène (les fugacités calculées par les deux méthodes donnent ici les résultats souvent comparables). Aux augmentations de l'activité en Al_2O_3 correspondent des diminutions de l'activité en Cr_2O_3; pour les autres constituants; on n'observe pas de variation significative, car les températures auxquelles sont calculées les activités ne sont pas assez précises.

c) épontes des minéralisations : nous avons déjà décrit comment nous avons reconstitué à partir des données géochimiques disponibles, une coupe schématique d'un niveau minéralisé et de ses épontes. Cette coupe interprétative nous permet (Fig. 69) de comparer les activités calculées pour les échantillons des épontes avec ceux des autres échantillons du massif. Les épontes des minéralisations apparaissent ainsi marquées avant tout par des variations importantes des activités de Al_2O_3 et Cr_2O_3 (Fig. 69). Par rapport aux évolutions générales visibles entre harzburgites et lherzolites, les activités calculées pour MgO et FeO sont légèrement plus faibles pour les épontes des minéralisations, l'activité de SiO_2 montre des fluctuations importantes. Un autre moyen d'estimer l'activité de SiO_2 dans le liquide en équilibre avec des minéraux donnés, est peut-être la teneur du spinelle en SiO_2 : la figure 58 montre que dans le niveau minéralisé reconstitué, cette teneur augmente régulièrement depuis les minerais jusqu'aux épontes, atteignant en JM705 une teneur importante comparée à celle que l'on trouve dans le reste de la série.

Les fugacités d'oxygène ne peuvent être déterminées à partir des seuls chimismes de l'olivine et du spinelle coexistants; on peut cependant s'assurer de ce que les minerais ne montrent pas d'anomalies significatives dans les activités du pôle magnétite dans le spinelle. Celles-ci sont en effet de l'ordre de $10^{-2,769}$, contre $10^{-2,669}$ pour l'unité harzburgitique, et $10^{-2,458}$ pour les lherzolites. Ces variations de l'activité de la magnétite dans le spinelle sont reportées sur la figure 69 . Si les activités de la magnétite sont relativement basses dans les spinelles des minerais, une anomalie apparait pourtant dans

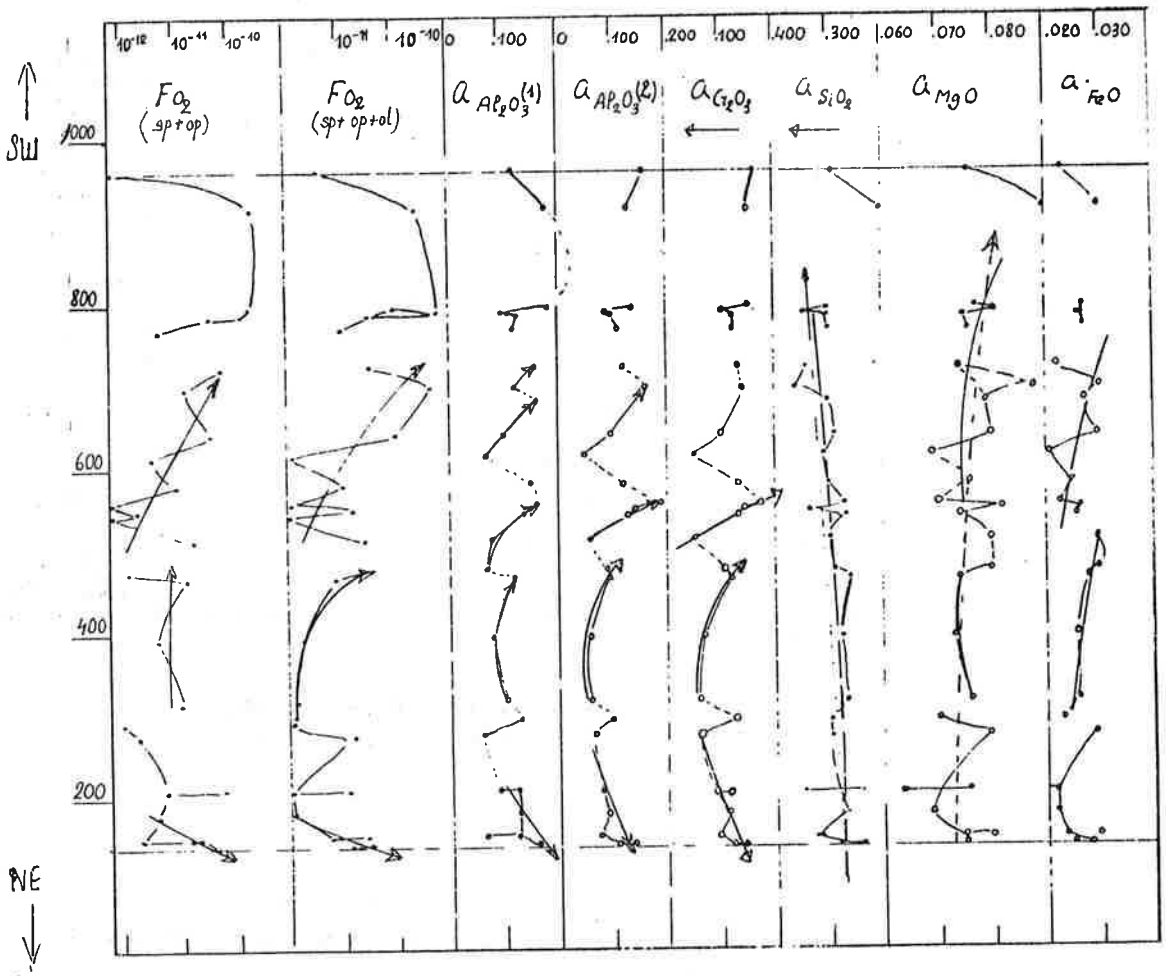


FIG. 68a - FUGACITES ET ACTIVITÉS CALCULÉES POUR LES ECHANTILLONS DU 'TUNNEL'

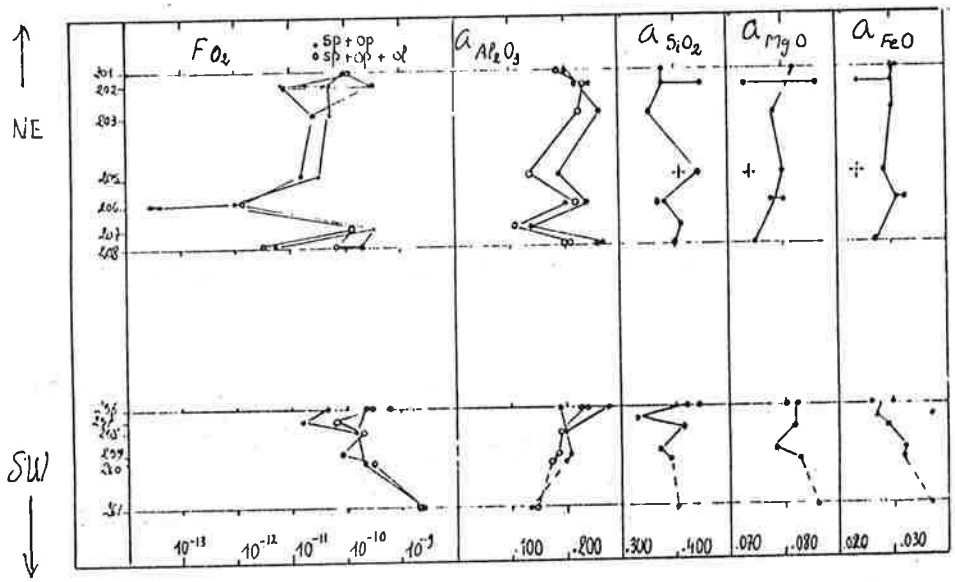


FIG. 68b - FUGACITÉS ET ACTIVITÉS CALCULÉES POUR LES ECHANTILLONS DU TELEBENIVE —

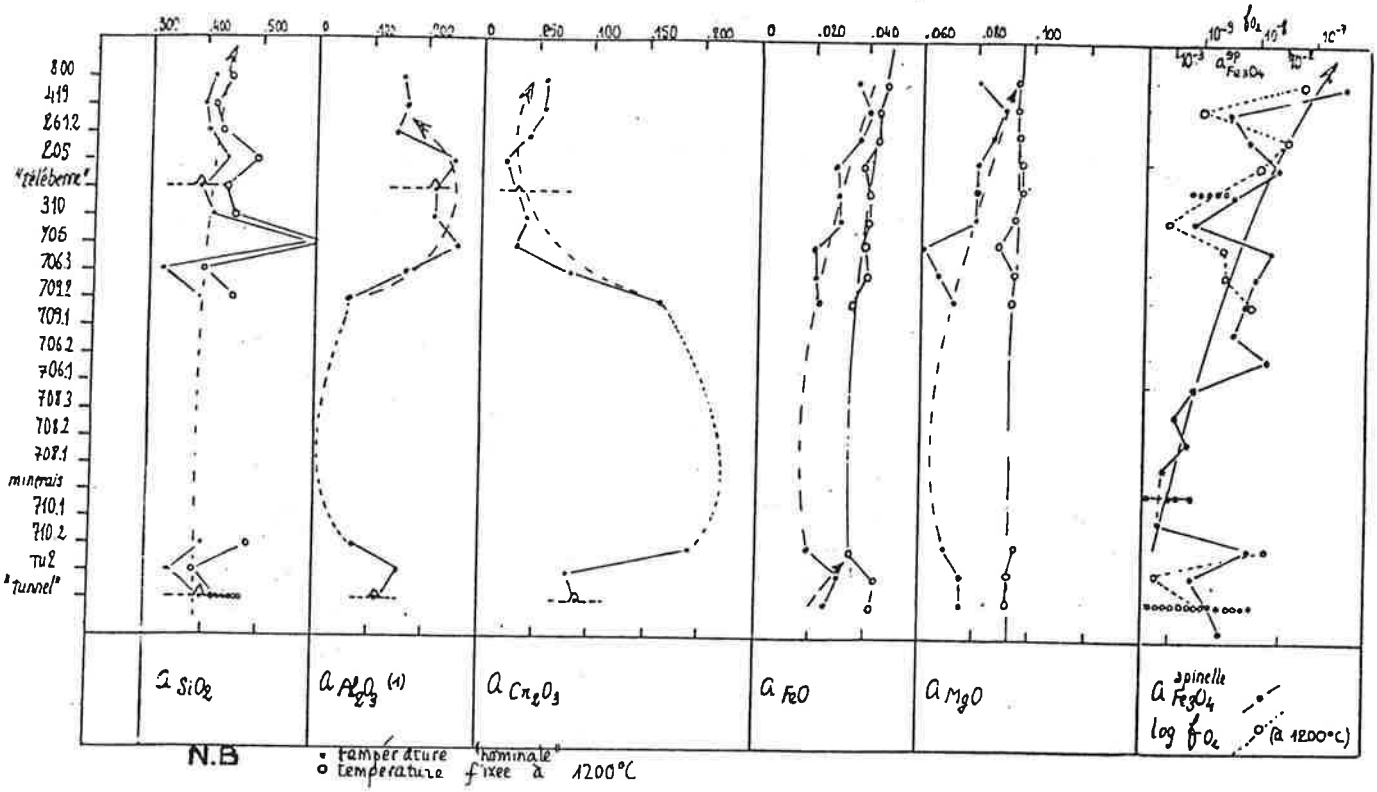


FIG. 69 — RELATIONS ENTRE LES MINÉRALISATIONS ET LA SÉRIE DU POINT DE VUE DES ACTIVITÉS ET FUGACITÉS

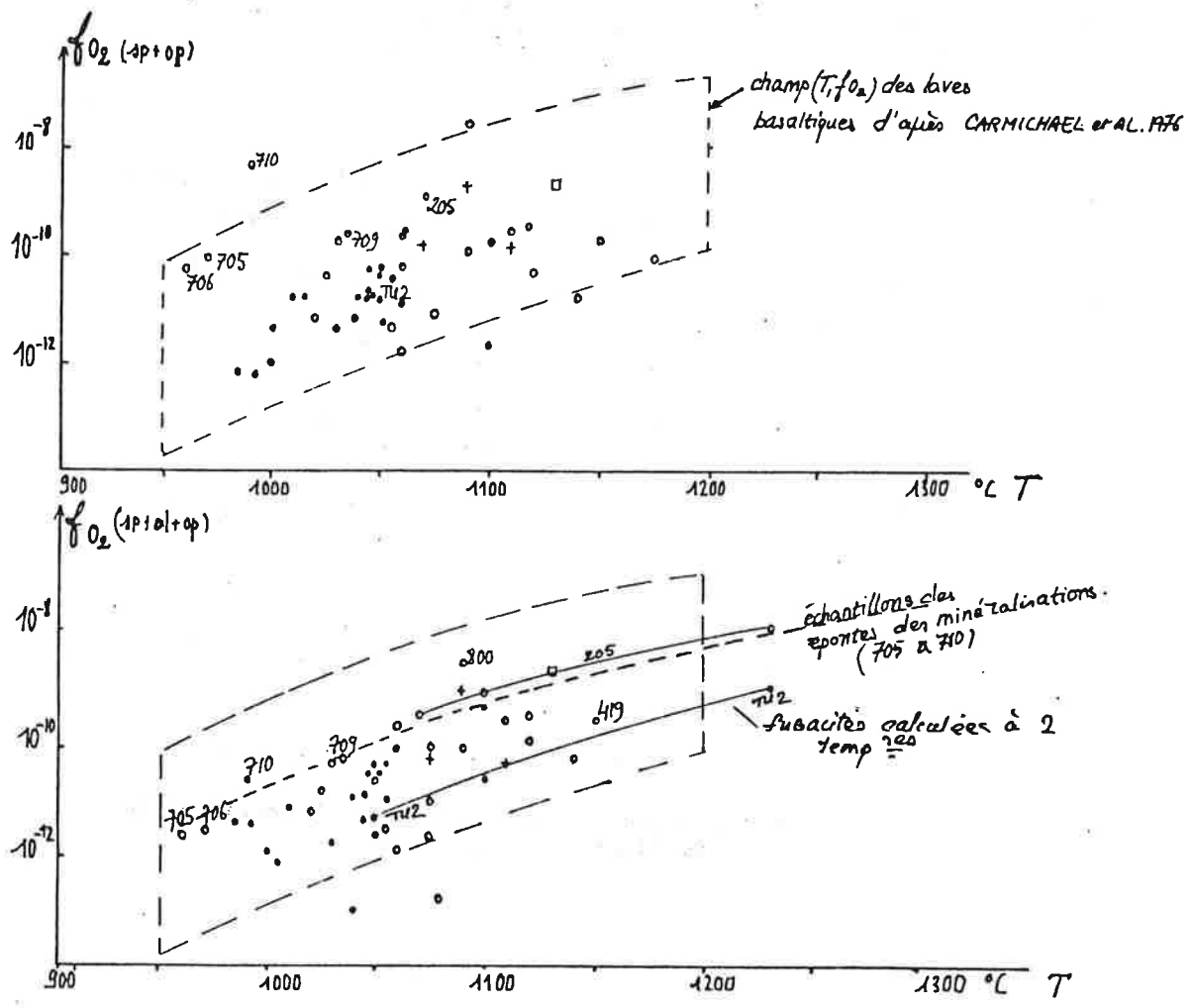


FIG. 70 — DIAGRAMMES (T, f_{O_2}) POUR LES ROCHES DE TIÉBAGHI

les spinelles des dunites et harzburgites d'éponte. Cela se traduit dans les fugacités d'oxygène calculées pour les échantillons JM705, 706, 709 et 710, qui sont représentées sur le diagramme (f_{O_2}, T) de la figure 70. Les fugacités d'oxygène y sont reportées en fonction de la température à laquelle le calcul a été fait. Les échantillons représentant des épontes de minéralisation donnent des fugacités d'oxygène relativement fortes pour la température à laquelle elles sont calculées.

8. Conclusions de l'étude géochimique

a) Chimisme des roches

Les différents faciès constituants la série (dunites, harzburgites, lherzolites ou pyroxénites) définissent une évolution continue, dans laquelle s'intègrent également les roches constituant les épontes des minéralisations.

b) Chimisme des minéraux

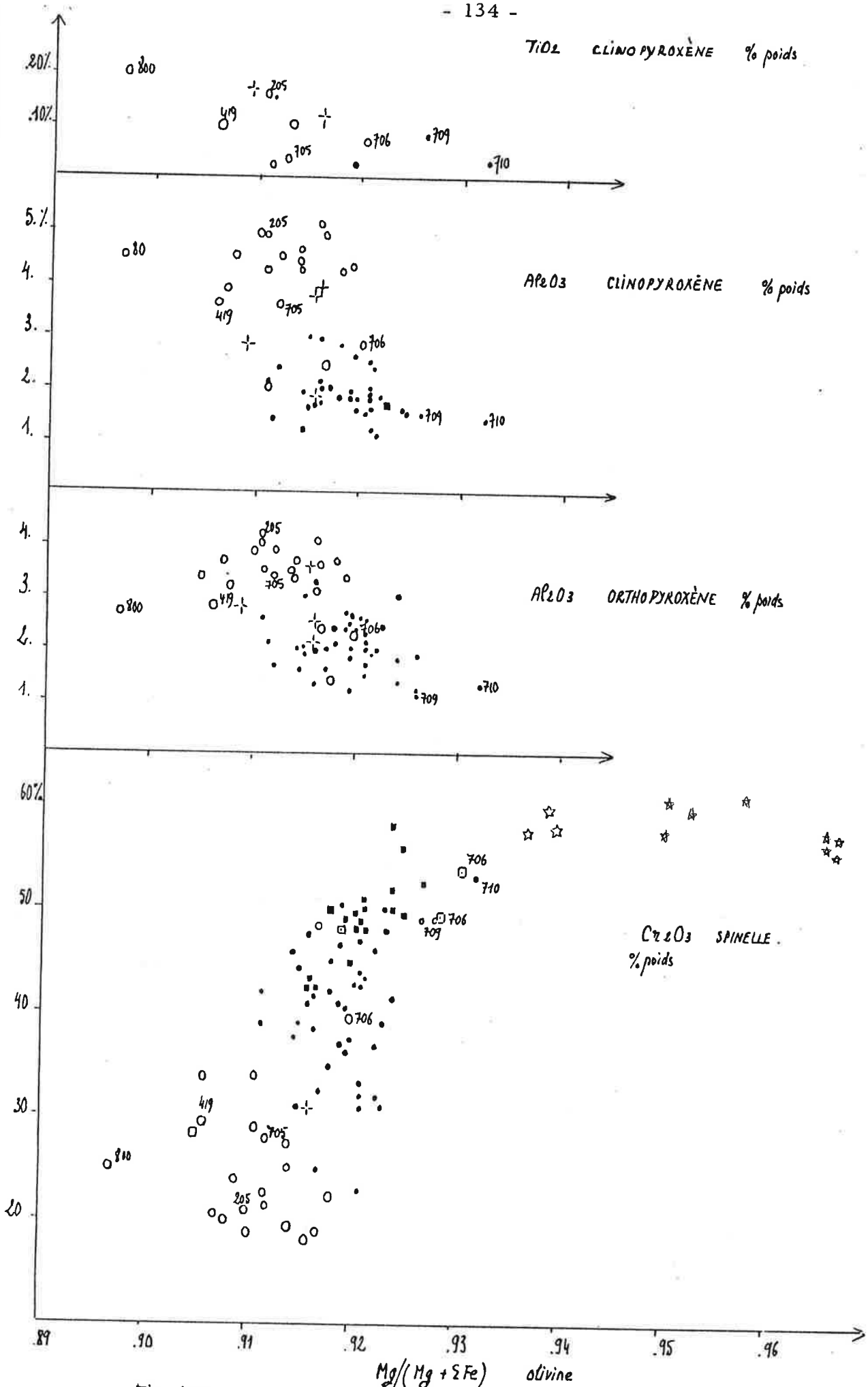
Les diagrammes de la figure 71 résument les principales évolutions des minéraux du massif. L'indice de différenciation qui permet de replacer les une par rapport aux autres les échantillons analysés et le rapport $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ de l'olivine : on a pu voir que cet indice diminuait de manière assez régulière depuis les dunites de l'unité harzburgitique jusqu'aux lherzolites à plagioclase. Ces diagrammes mettent en relief la continuité des évolutions géochimiques depuis les dunites de la base de l'unité I jusqu'aux lherzolites à plagioclase : de l'unité I à l'unité III les pyroxènes s'enrichissent en Al_2O_3, Na_2O, TiO_2; les rapports $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ diminuent dans les silicates, les spinelles s'appauvrissent en Cr_2O_3, s'enrichissent en Al_2O_3 (rappelons que leurs rapports $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ sont fonction à la fois des teneurs $Cr/(Cr+Al)$ et des rapports $Mg/(Mg+Fe)$ des silicates coexistants). Ces évolutions sont celles que nous avons observées dans les chimismes des roches, et l'on voit en outre que l'apparition du plagioclase se traduit par une légère augmentation de Cr_2O_3 dans le spinelle, une diminution de Al_2O_3 dans l'orthopyroxène.

Une certaine dispersion des points représentant les minéraux à différents niveaux dans la série (Fig.71) s'explique en partie par des recristallisations et des rééquilibrages en conditions de subsolidus, et, surtout dans le cas des spinelles, par les effets, à un stade peut-être précoce de la genèse de ces roches, d'un liquide interstitiel. L'étude des relations entre les minéraux montre que, dans l'ensemble, les effets des rééquilibrages et des recristallisations sont plus sensibles dans l'unité harzburgitique que dans l'unité lherzolitique.

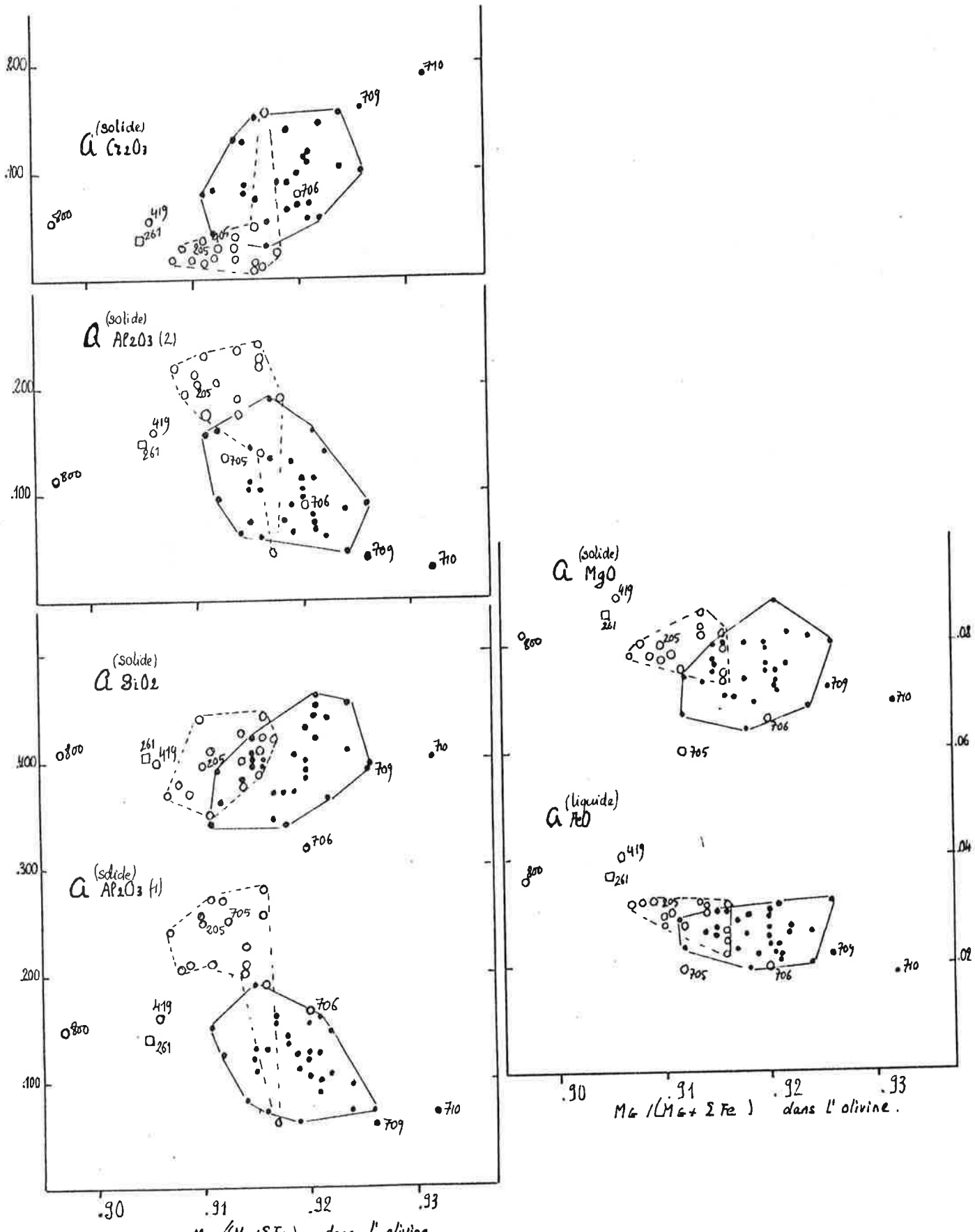
Les principales caractéristiques des assemblages primaires sont cependant reconnaissables, et l'on a montré que :
- aucune discontinuité géochimique n'apparaît entre les différents termes de la série;
- les évolutions se font, au moins dans l'unité harzburgitique, plus étudiée, de manière séquentielle : aux séquences lithologiques d'épaisseur hectométrique définies au chapitre précédent, correspondent des séquences géochimiques.

c) Conditions d'équilibre des roches de la série

Une modélisation de la solubilité de l'alumine dans l'orthopyroxène dans le domaine de stabilité des lherzolites à spinelle nous a permis de montrer (VANNIER et al., en préparation) que cette solubilité dépend avant tout de la température d'équilibre et ne dépend pas assez de la pression pour qu'on puisse


TiO2 CLINOPYROXÈNE % poids
.20%
.10%
800
805
419
706
709
705
710
Al2O3 CLINOPYROXÈNE % poids
5.%
4.
3.
2.
1.
805
800
419
705
706
709
710
Al2O3 ORTHOPYROXÈNE % poids
4.
3.
2.
1.
805
705
419
800
706
709
710
Cr2O3 SPINELLE.
% poids
60%
50
40
30
20
706
710
709
706
706
419
705
800
805
.89
.90
.91
.92
.93
.94
.95
.96
Mg/(Mg + Σ Fe) olivine

— FIG. 71 —


a (solide) Cr2O3
a (solide) Al2O3 (2)
a (solide) SiO2
a (solide) Al2O3 (1)
a (solide) MgO
a (liquide) FeO
.90
.91
.92
.93
Mg/(Mg+ΣFe) dans l'olivine
Mg/(Mg+ΣFe) dans l'olivine.

_ FIG. 72 _

estimer la pression à laquelle ont été équilibrés les assemblages olivine - orthopyroxène - spinelle. Cependant le fait que l'on obtienne par cette modélisation des températures d'équilibre vraisemblables (1150-1200°C) avec une pression nominale de 7 kbar peut être une indication. Si les estimations barométriques ne peuvent être fondées sur ces réactions d'équilibre entre silicates et spinelle, nous en sommes réduits à des estimations peu précises ; le plagioclase apparaît par rééquilibrage métamorphique dans certains faciès riches en ortho- et clinopyroxènes initialement équilibrés dans le faciès à spinelle: cela peut indiquer que l'ensemble du massif a cristallisé (ou recristallisé) dans le faciès "lherzolites à spinelle". Les estimations thermométriques fondées sur le chimisme des pyroxènes associés donnent des températures moyennes de 1050 - 1100°C si l'on ne tient pas compte des exsolutions, et de 1200°C environ si l'on tient compte des exsolutions. On obtient également des températures de 1150 - 1200°C d'après l'équilibre olivine-orthopyroxène-spinelle, ce qui correspondrait, d'après les données de M. J. O'HARA (1967), à des pressions de 6-7 kbar. Les recristallisations postérieures auraient pu se produire dans les conditions du faciès lherzolites à plagioclase : quelques kilobars (?), et 700 à 800°C (?).

d) Les minéralisations

L'étude des minéraux des chromitites a montré le caractère magnésien des olivines associées et, à l'intérieur d'un domaine de composition assez restreint, les variations géochimiques du spinelle en relation d'une part avec la richesse du minerai en spinelle, d'autre part de gisement à gisement. Les caractères alumineux des chromites directement associées aux hornblendes, et, d'autre part, provenant d'indices situés sur le versant W (en contexte relativement riche en diopside, cf. chap. III) ont été mis en évidence.

L'étude détaillée des épontes des minéralisations de la mine Tiébaghi a mis en évidence une polarité dans le "niveau" minéralisé.

Les diagrammes de la figure 71 replacent les minéraux des chromitites et de leurs épontes par rapport aux minéraux de la série. L'opposition entre les deux épontes apparaît là aussi : l'une des épontes est caractérisée par des chimismes analogues à ceux des minéraux des harzburgites, tandis qu'à l'autre éponte on passe rapidement à des minéraux de lherzolites.

V - CONCLUSIONS

1. Principaux résultats de l'étude du massif de Tiébaghi et de ses gisements de chromite

A - La série de Tiébaghi

a) lithologie et structure : le massif de Tiébaghi est presque entièrement constitué de roches ultramafiques à textures de tectonites. L'organisation de ces roches définit une série différenciée, dans laquelle, d'Est en Ouest, les faciès dominants sont successivement les dunites, les harzburgites et les lherzolites, ce qui correspond à un enrichissement progressif, et, dans le détail, séquentiel, en pyroxènes (ortho- puis clinopyroxènes) par rapport à l'olivine.

Plusieurs phases de déformation ont pu être distinguées :

- une (ou plusieurs) phases en plis couchés, avec déformations pénétratives importantes : textures porphyroclastiques, foliations, linéations de direction moyenne subméridienne, sont visibles dans l'ensemble du massif, mais sont

plus marquées dans la partie orientale, harzburgitique, où, localement, des textures blastomylonitiques peuvent apparaître;

- foliations et rubannements sont repris dans des plissements d'amplitude hectométrique, à axes plongeant vers l'W ou le NW;

- les axes de ces plis sont balancés au cours d'une phase tardive de bombement.

b) géochimie : Ces différents faciès ultramafiques s'intègrent dans une évolution géochimique continue, mais, elle aussi, séquentielle. Les principales évolutions du chimisme des roches sont, d'Est en Ouest, l'enrichissement en CaO, Al_2O_3, Na_2O, Fe_2O_{3tot}/MgO, l'appauvrissement en NiO et MgO.

Des évolutions, également sans discontinuité majeure entre les différentes unités, apparaissent dans les chimismes des minéraux : diminution du rapport $Mg/(Mg+\Sigma Fe)$ dans les silicates, augmentation des teneurs en alumine des pyroxènes et du spinelle, etc. Ces évolutions se font là aussi de manière séquentielle. Dans le détail, le chimisme des minéraux reflète des rééquilibrages et des recristallisations partielles, en liaison avec les déformations, dans les conditions, probablement, du faciès lherzolite à plagioclase. Les paragénèses primaires auraient cristallisé (éventuellement recristallisé) à des températures d'environ 1150-1200°C et des pressions de 6-7 kbars.

B - Les gîtes de chromite

Nous avons essayé de dresser un inventaire aussi exhaustif que possible des gisements et indices de chromite du massif. Les quatre gisements importants ont été étudiés plus en détail, et ont pu être situés par rapport aux évolutions structurales, pétrographiques et géochimiques de la série hôte : les principales concentrations chromifères se placent suivant un nombre réduit de "niveaux" dans la série, entre le sommet des harzburgites et la base des lherzolites.

Les morphologies des gisements, et leurs relations structurales avec l'encaissant ultramafique sont contrôlées principalement par les déformations plastiques subies par l'ensemble de la série. Ces contrôles sont plus ou moins marqués suivant la position structurale de chacun des gisements. Textures et structures des minerais reflètent principalement l'importance des déformations, mais des textures et des structures d'accumulation ont parfois été conservées.

Les variations géochimiques des minéraux ont pu être mises en relation avec la position des gîtes dans la série et, à l'intérieur d'un même gîte, avec les caractéristiques du minerai. Les minéralisations s'inscrivent, du point de vue géochimique, dans l'évolution de la série hôte.

A la suite de cette revue rapide des résultats de cette étude, nous présentons ci-dessous les traits essentiels des deux principaux types de gisements de chromite qui nous intéressent, de façon à introduire une discussion des conditions de formation des gisements de chromite de Tiébaghi.

2. Gisements "stratiformes" et gisements "podiformes"

On distingue classiquement deux grands types de gisements de chromite, que nous appellerons ici, à la suite de T.P. THAYER (1964), le type "stratiforme" et le type "podiforme". Sans entrer dans les détails nous décri-

rons d'abord les principales différences qui apparaissent entre ces deux types, sans mentionner les exemples éventuels de types intermédiaires.

A - Contextes, morphologies, structures

Les gisements dits stratiformes sont associés aux grands lopolites stratifiés de roches ultrabasiques et basiques Grand Dyke de Rhodésie, Bushveld, Stillwater,...) et forment, dans la partie ultramafique de ces ensembles, des couches relativement peu épaisses, mais de grande extension latérale.

Les gisements podiformes sont situés dans des ensembles de "péridotites de type alpin", constitués en majorité de harzburgites, à dunites, pyroxénites (parfois lherzolites) subordonnées. Ces roches ont toujours des textures de tectonites. La morphologie des gisements est parfois "stratiforme" (couches de chromite parallèles au litage des péridotites encaissantes), mais les formes plus irrégulières: lentilles, doigts de gants, sacs, etc., sont beaucoup plus courantes et caractéristiques (podiforme: en forme de gousse, THAYER, 1964). On a pu démontrer dans de nombreux cas (THAYER, 1964; ROSSELLO, 1962) que les morphologies des gisements sont avant tout contrôlées par les déformations de l'encaissant.

B - Les chimismes des minerais - les évolutions éventuelles à l'intérieur d'un massif

Le diagramme de la figure 73 (d'après THAYER, 1970) résume les principales différences entre les chimismes des chromites des gisements "stratiformes" et ceux des "podiformes": pour une même teneur en Cr_2O_3 les chromites des "stratiformes" sont plus riches en FeO et Fe_2O_3 que celles des types podiformes. Les compositions des chromites d'un même ensemble stratiforme varient de la façon suivante :

- dans l'exemple du Stillwater, E.D. JACKSON (1969) a pu mettre en relation, à l'intérieur d'une même couche de chromitite à olivine, l'appauvrissement du spinelle en Cr/(Cr+Al) et Mg/(Mg+Fe^{2+}) avec la diminution du rapport modal chromite/(chromite+olivine), de la base de la couche vers le sommet;

- pour E.N. CAMERON (1977) les compositions des différentes couches de chromitite de la "Critical zone" du Bushveld, varient suivant la nature des minéraux associés (olivine, bronzite ou plagioclase suivant les cas);

- dans certains cas, la composition des chromitites varie légèrement en fonction de la position de la couche dans la série : les teneurs en Cr_2O_3 des chromites du Grand Dyke ou du Bushveld diminuent légèrement quand on monte dans la série (IRVINE, 1967).

Dans le cas des gisements podiformes, la figure 73 montre la répartition des chimismes des minerais en deux groupes, l'un très riche en Cr_2O_3, l'autre riche en Al_2O_3, avec des teneurs comparables en Fe total et en Fe_2O_3. Du fait des déformations importantes subies par les péridotites "de type alpin", du manque de continuité des éventuels "niveaux chromifères" et de la monotonie des faciès ultramafiques, d'éventuelles zonalités sont difficiles à mettre en évidence. Une répartition des gisements alumineux dans certaines zones, et des gisements chromifères dans d'autres zones d'un même massif est parfois décrite : ainsi par ENGIN et HIRST (1970) pour un massif de péridotites de Turquie, par M. BROWN (1979) pour certains gisements d'Oman; de même les gisements du massif de Kempisaï se répartiraient de la manière suivante (PAVLOV et al., 1970; SMIRNOV, 1977) :

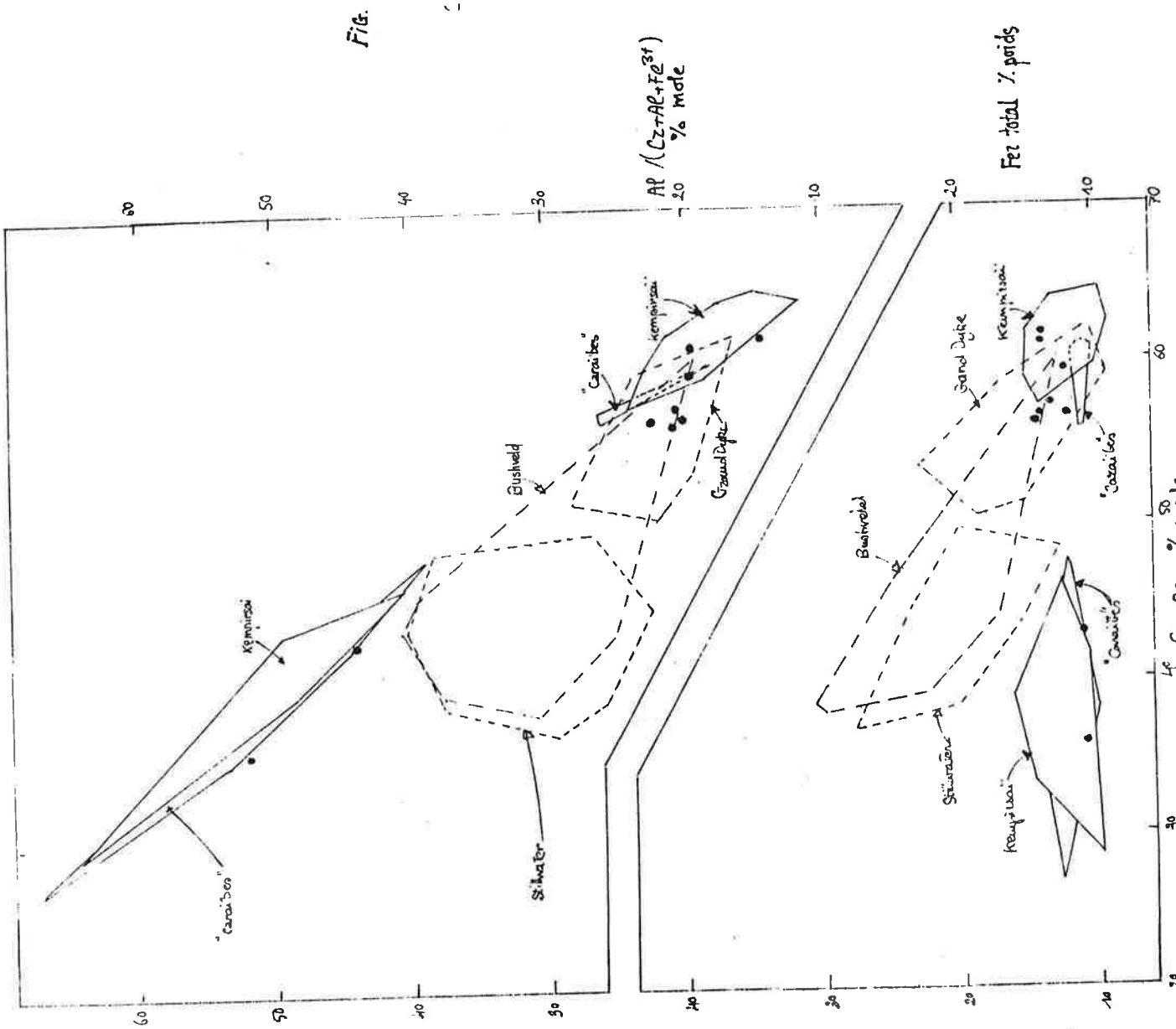


Fig. 78. Comparaison des compositions des minerais de Tiébaghi (•) avec ceux des types "stratiformes" (Grand Dyke, Stillwater, Bushveld) et "podiformes" (Kemirsai et Caraïbes). D'après les diagrammes de T.P. Thayer (1970).

- dans les zones profondes, à harzburgite riche en niveaux dunitiques, des gisements podiformes, très volumineux, de chromite riche en Cr_2O_3;

- dans les zones "intermédiaires", de harzburgites rubanées, des gisements plus petits de chromite plus alumineuse;

- dans les zones "hautes", à harzburgite massive, à filons de troctolites, on trouve des lentilles, d'extension très réduite, de chromite alumineuse.

On aurait là un exemple de la zonéographie des gisements de chromite mise au point par G. HIESSLEITNER par l'étude de massifs de péridotites de Grèce et de Turquie (in ROSSELLO, 1962).

La composition des "chromites podiformes" dépend donc, dans certains massifs au moins, de la position du niveau minéralisé dans une zonéographie, parfois hypothétique, toujours difficile à mettre en évidence.

La composition de la chromite dépend également de la nature des silicates associés (THAYER, 1946) : si, en effet, les gangues des minerais podiformes sont presque toujours constituées essentiellement d'olivine très magnésienne, il faut citer ici l'exemple classique (THAYER, 1964) de la mine Guillermina, à Cuba, où la chromite, alumineuse, possède une gangue de troctolite.

Notons à ce propos, que la "règle", souvent énoncée (ROSSELLO, 1962), suivant laquelle la plupart des gisements de chromite des ensembles ophiolitiques sont localisés à quelque distance sous les massifs de gabbros, vaut surtout pour des gisements de chromite alumineuse, du moins pour les plus importants de ces gisements : Coto Mine, à Zambalès (Philippines) ou Guillermina, à Cuba. Mais cela n'est pas toujours le cas : à Oman, les gisements situés à proximité des gabbros sont riches en chrome (in COLEMAN, 1977).

3. Discussion des conditions de formation de la série de Tiébaghi et de ses gîtes de chromite

A - Caractéristiques podiformes des gisements de Tiébaghi

Cette comparaison rapide des principales caractéristiques des gisements de types "podiformes" montre que les gisements de Tiébaghi sont, de toute évidence, des gisements "podiformes" :

- les morphologies typiquement "podiformes" de la plupart des gisements, les textures de "pull-apart", les foliations et linéations qu'on peut y observer, traduisent les déformations importantes subies par les minéralisations;

- les minerais à structure nodulaire ("léopard"), particulièrement développés à Tiebaghi-Bellacoscia et à Fantoche, sont également caractéristiques (THAYER, 1969);

- les roches de la série hôte sont les péridotites à structures de tectonites auxquelles sont associées les gisements podiformes;

- les compositions chimiques des spinelles des minerais de Tiébaghi, généralement riches en Cr_2O_3/Al_2O_3 et MgO/FeO, pauvres en Fe_2O_3, donc à ratio Cr/Fe élevé, sont ceux de minerais podiformes. Si l'on met à part les petits indices de chromite alumineuse du versant W, tous les minerais de Tiébaghi correspondent au domaine occupé, dans le diagramme de la figure 73, par les minerais riches en Cr_2O_3 du massif de Kempirsaï (qui correspond d'ailleurs à une partie du domaine des minerais du Grand Dyke).

Quelques différences apparaissent cependant entre les gîtes de Tiébaghi et certains gîtes podiformes :

- on ne trouve dans la région de Tiébaghi aucun ensemble dunito-gabbroïque à structures de cumulats ni aucun indice de leur proximité;

- inversement, les lherzolites à structures de tectonites sont plus développées à Tiébaghi que dans les massifs de "péridotites de type alpin" auxquels sont associés des gîtes de chromite podiformes, où les lherzolites sont souvent absentes, ou en quantités subordonnées.

Les interprétations couramment proposées pour la formation des gisements de chromite "podiformes" dépendent bien sûr des hypothèses génétiques des complexes ultramafiques hôtes. Nous ne retracerons pas ici de manière détaillée l'évolution des idées au sujet de ces complexes ultramafiques, qu'il s'agisse de complexes à dominante harzburgitique (à dunites et lherzolites subordonnées), ou de péridotites de type alpin associées à des massifs dunito-gabbroïques à structures de cumulats, ou encore des tectonites ultramafiques qui forment la base des complexes ophiolitiques complets. L'histoire de la "question ophiolitique" a été récemment retracée par T. JUTEAU (1975) et on pourra opposer ici, du point de vue de la genèse des tectonites ultramafiques, et de manière très schématique, deux "modèles" :

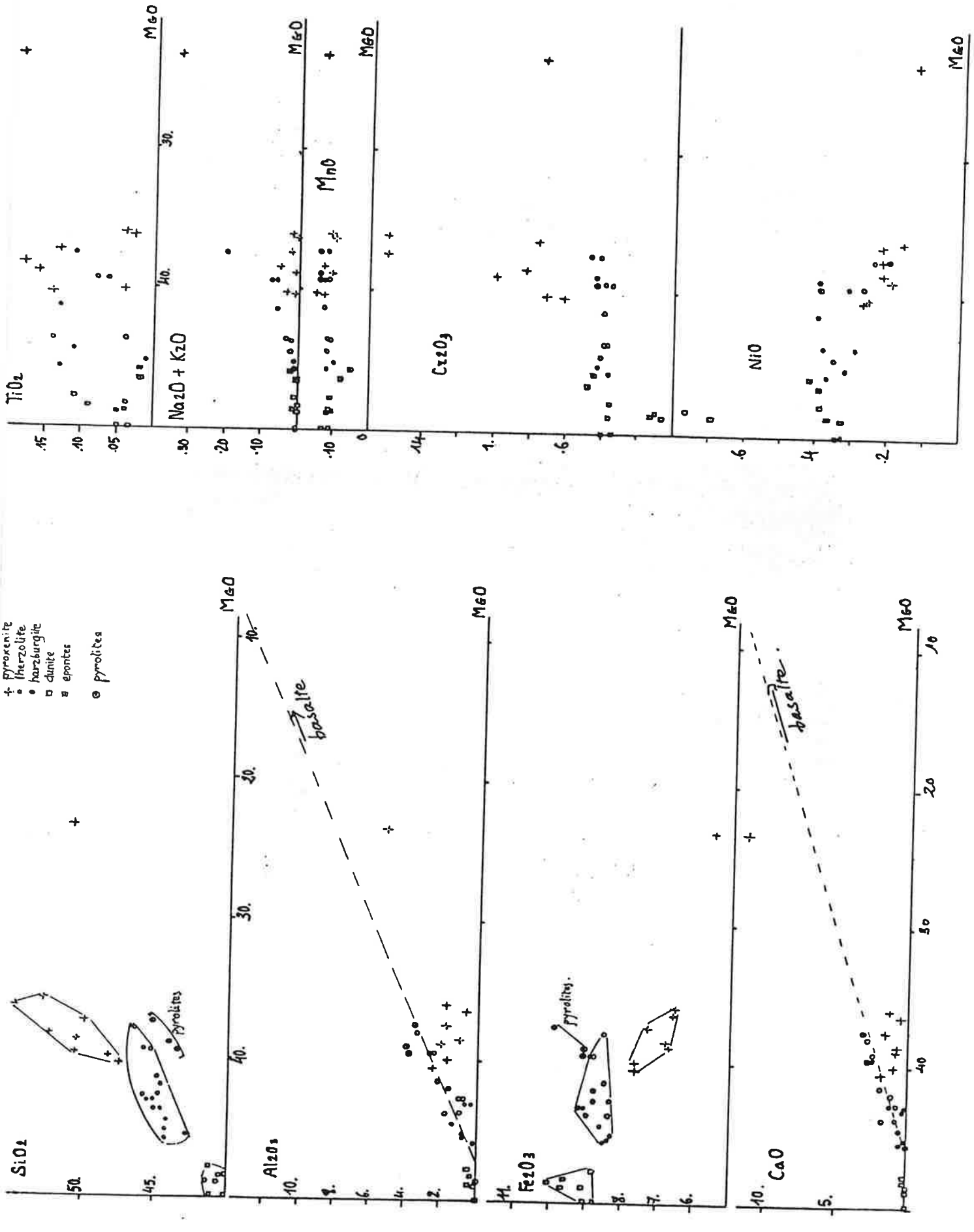
a) les harzburgites, et leurs rubannements dunitiques et pyroxénitiques, résultent de la différenciation, par cristallisation fractionnée, d'un magma basique ou ultrabasique. Ainsi, dans l'hypothèse des "grands épanchements ophiolitiques sous-marins" (revue in JUTEAU, 1975), péridotites, gabbros et laves résultent de la différenciation in situ du "magma ophiolitique"; pour G.A. CHALLIS (1965) les massifs ultramafiques de Dun Mountain, Red Hills et Red Mountain (Nouvelle Zélande) représentent les premiers produits de cristallisation fractionnée d'un magma tholéitique qui donne naissance, d'autre part, aux basaltes tholéitiques associés. De même, certains traits de la "masse péridotitique principale" (cf. chap. I) renvoient, pour J.H. GUILLON (1975), à des processus de différenciation magmatique (à haute pression).

b) l'étude détaillée des complexes ophiolitiques (et en particulier de ceux de Méditerranée orientale), la comparaison avec les structures actuelles des rides médio-océaniques, et les études expérimentales des phénomènes de fusion partielle, à haute pression, de matériaux de compositions intermédiaires entre lherzolites et basaltes ont permis de mettre au point un schéma cohérent de formation des complexes ophiolitiques, dans lequel les "tectonites" (principalement harzburgites à textures de tectonites) représentent les résidus de fusion partielle du matériau pyrolitique qui constitue le manteau supérieur (cf. MESORIAN, 1973).

Nous tenterons d'abord de répondre aux deux questions suivantes : les compositions des roches de la série de Tiébaghi, ainsi que leurs relations structurales, s'expliquent-elles de manière simple par des processus de fusion partielle affectant une roche initialement homogène ?
Comment s'inscrirait dans de tels processus la formation de gisements de chromite ?

Les diagrammes de la figure 74 permettent de comparer du point de vue chimique les différentes roches de Tiébaghi (dont les compositions ont d'abord été recalculées sur sec) entre elles, et avec les pyrolites (GREEN & RINGWOOD, 1970) pouvant représenter les compositions de matériaux originels : les compositions des pyrolites ont été définies de manière à pouvoir donner par fusion partielle un liquide basaltique et un résidu de composition péridotitique.

Fig. 74 —


+ pyroxenite
• lherzolite
• harzburgite
□ dunite
▪ epontes
⊙ pyrolites
SiO2
Al2O3
Fe2O3
CaO
TiO2
Na2O + K2O
MnO
Cr2O3
NiO
MgO
basalte
pyrolites

Les lherzolites à plagioclase (JM800 ou 679) ont des compositions semblables à celles des pyrolites pour la plupart des éléments, à l'exception de Na_2O, K_2O et TiO_2, beaucoup plus élevés dans les pyrolites. Aussi devrait-on faire appel à un premier stade de fusion partielle qui toucherait principalement la phase où seraient concentrés ces éléments (par exemple les hornblendes riches en Na_2O et TiO_2 que nous trouvons à Tiébaghi), stade au cours duquel serait produit un liquide riche en TiO_2, Na_2O, K_2O et un résidu tel que la lherzolite JM800.

Les diagrammes MgO-CaO et MgO-Al_2O_3 montrent une évolution continue des roches, des lherzolites aux harzburgites : on aurait là les résidus successifs d'une fusion partielle à l'équilibre des lherzolites JM800 ou 679.

Par contre les diagrammes MgO-Fe_2O_{3total} et SiO_2-MgO ne peuvent s'expliquer par un processus de fusion partielle à l'équilibre. Les variations de ces deux oxydes en fonction de MgO sont en effet inverses de celles qui se produiraient dans ce cas (cf. KUNO & AOKI, 1970).

Si les compositions des roches de Tiébaghi ne peuvent s'expliquer par un simple processus de fusion partielle à l'équilibre, rien ne permet de montrer que des processus plus complexes n'ont pas joué un rôle (par exemple, des fusions fractionnées intervenant dans différentes conditions de température et de pression, avec éventuellement des fractionnements, à partir des liquides précoces, d'olivine ou de pyroxènes, etc.), mais une discussion de tels processus demande qu'on connaisse non seulement les compositions des solides résiduels successifs, mais également celles des liquides ainsi produits (PRESNALL, 1969).

En outre, si elle n'est pas entièrement démontrable, l'hypothèse de différenciation de la série de Tiébaghi principalement par des processus de fusion partielle peut être considérée comme improbable : on s'attendrait en effet à ce que les résidus de fusion s'organisent sur le terrain en masses relativement homogènes reflétant une évolution régulière des pourcentages de fusion, alors que l'étude du massif de Tiébaghi a montré l'imbrication, à toutes les échelles, des différents faciès ultramafiques, évoquant plutôt des processus d'accumulation (KUNO & AOKI, 1970; PRESNALL, 1969).

D'autre part, dans le cadre de l'interprétation des "péridotites de type alpin" en termes de fusion partielle d'un matériau pyrolitique ou péridotitique homogène, les interprétations génétiques des gisements de chromite associés ont ceci de commun qu'elles n'expliquent pas les relations étroites, tant structurales que géochimiques, observées à Tiébaghi entre les chromitites et la série hôte.

Ainsi, pour J.S. DICKEY (1975) les chromitites se forment dans des poches magmatiques, par cristallisation fractionnée, et sont mises en place ultérieurement, à l'état solide, dans les harzburgites sous jacentes. Pour D. GREENBAUM (1977) les gisements podiformes du Troodos (Chypre) se forment par cristallisation fractionnée dans des poches situées dans les harzburgites (qui représentent les résidus d'une fusion partielle des lherzolites mantellaires) près du contact avec les cumulats de dunite - wehrlite - gabbros situés plus haut. Des interprétations analogues (cristallisation et/ou accumulation de chromite dans des poches ou des conduits magmatiques situés au sein de péridotites "déprimées") sont proposées par H. DICK (1978) pour les chromitites du massif "de type alpin" de Josephine (Oregon), ou par M. LEBLANC (1978) pour les chromitites de Nouvelle-Calédonie.

De même, les conditions de gisement des chromitites de Nouvelle-Calédonies évoquent, pour A. NICOLAS (communication orale) des processus d'accumulation et de ségrégation sous l'action de courants magmatiques (phénomènes d'élutriation conduisant aux structures léopard) dans des conduits intrapéridotitiques; les épontes dunitiques résulteraient d'une fusion partielle des harzburgites encaissantes.

Ces schémas génétiques s'appliquent mal au cas de Tiébaghi, où l'on a aucune évidence de la formation des chromitites par des processus différents de ceux qui gouvernent la différenciation de la série hôte. De plus, comme on l'a déjà souligné, les ensembles de cumulats de dunite - wehrlite - gabbros, qui jouent un rôle souvent important dans ces interprétations, n'ont pas été vus à Tiébaghi. Nous sommes ainsi amenés à considérer l'hypothèse que la formation des chromitites est comtemporaine de la différenciation de la série hôte (CAILLERE et al., 1956) et à rechercher une origine commune aux chromitites et aux roches ultramafiques encaissantes (THAYER, 1969).

B - Affinités du massif de Tiébaghi avec les complexes stratiformes

A l'hypothèse qu'un complexe de "péridotites de type alpin" résulte de processus de différenciation magmatique (essentiellement accumulation et cristallisation fractionnée), on oppose généralement l'argument qu'un tel complexe ne possède pas certaines caractéristiques importantes des grands lopolites de cumulats ultrabasiques et basiques : textures de cumulats, évolution de la composition des silicates ("litage cryptique"), structures d'accumulation ("litages rythmiques") d'épaisseur centimétrique à métrique, organisation des différents faciès en "séquences" d'amplitude hectométrique ("cyclic units", JACKSON 1970). Or, dans le massif de Tiébaghi,

- un litage cryptique apparaît dans l'évolution des compositions des phases (silicates et spinelles) depuis les dunites jusqu'aux lherzolites à plagioclase;

- les évolution géochimiques se font de manière séquentielle, et l'on a pu définir des séquences lithologiques et géochimiques, analogues aux "cyclic units" des grands lopolites;

- les textures des péridotites et des pyroxènites résultent, avant tout, de déformations et de recristallisations; aussi les éventuelles textures de cumulat n'ont pas été conservées, à l'exception peut-être de certaines relations réactionnelles entre olivines et orthopyroxène, et les lits de chromite des dunites. D'autre part, les structures rubanées que l'on a décrites évoquent les "litages rythmiques" des ensembles stratiformes;

- enfin les épaisseurs estimées pour les différentes unités du massif (environ 500 m pour l'ensemble des harzburgites à diopside et des lherzolites, et 700m à 1200 m pour les harzburgites et dunites) sont du même ordre de grandeur que celles que l'on trouve généralement dans les "zones" ultramafiques des grands lopolites.

Les gisements de chromite de Tiébaghi présentent également des analogies avec les gisements de type stratiforme :

- des textures de cumulat et des structures d'accumulation sont souvent conservées,
- les morphologies des gisements et leurs relations structurales avec l'encaissant résultent surtout des importantes déformations subies par l'ensemble du massif, mais les chromitites peuvent avoir formé, à l'origine, un nombre réduit de niveaux chromifères parallèles aux litages des péridotites encaissantes,
- les gisements importants sont localisés entre le sommet des harzburgites et la base des lherzolites, de même que, dans les ensembles stratiformes,

les couches de chromitite apparaissent à une certaine distance de la base des "zones" ultramafiques.

Certaines différences entre le massif de Tiébaghi et les zones ultramafiques des ensembles stratiformes peuvent donc provenir des phénomènes métamorphiques et tectoniques mis en évidence à Tiébaghi. Une différence importante cependant, qui est difficile à expliquer simplement en termes de métamorphisme, apparaît en comparant les compositions des roches ultramafiques de Tiébaghi avec celles d'ensembles stratiformes : les roches du Grand Dyke, pour lequel on dispose de données abondantes (BICHAN, 1969; WORST, 1960), ont des teneurs en CaO, Al_2O_3, TiO_2 et Na_2O tout à fait comparables à celles de Tiébaghi; les teneurs en MgO sont par contre presque toujours plus fortes dans les roches de Tiébaghi, les teneurs en Fe_2O_3 total plus faibles. C'est là un des arguments les plus forts parmi ceux qu'on oppose généralement à l'hypothèse d'une formation des complexes de péridotites de type alpin par des processus de cristallisation fractionnée : les olivines de ces complexes ont 90 à 92 %, en moles, de forstérite, tandis que les olivines les plus magnésiennes des complexes de cumulats tholéitiques ont des teneurs molaires de 87 à 88 % de forstérite (à l'exception des olivines Fo 94 signalées dans les niveaux profonds du Grand Dyke).

Ce caractère magnésien des roches des ensembles de type alpin peut s'expliquer, dans un schéma de cristallisation fractionnée, de différentes manières :

- par un rapport MgO/FeO élevé dans le liquide parent ; si l'on suppose que le coefficient de partage (FeO/MgO)olivine/(Fe/MgO)liquide est de 0,30 (ROEDER & EMSLIE, 1970), des olivines à 92 % de forstérite proviendraient d'un liquide de composition picritique : (MgO poids %/Fe poids %) = 1,94. Nous ne retiendrons pas en première analyse une telle hypothèse qui fait appel à des liquides de composition assez particulière dont nous n'avons par ailleurs aucune évidence;

- différenciation à partir d'une mousse cristalline contenant en suspension dans un liquide de composition basaltique (ou picritique) des xénocristaux (olivines, éventuellement spinelles et pyroxènes) de composition magnésienne ;

- cristallisation à partir d'un liquide basaltique dans des conditions différentes de celles qui gouvernent la différenciation des ensembles de cumulats tholéitiques.

Du fait que nombre des caractères texturaux, minéralogiques et géochimiques originels des roches du massif ont été oblitérés par des processus métamorphiques divers, nous ne possédons pas tous les éléments pour privilégier telle hypothèse plutôt qu'une autre. Cependant, l'interprétation la plus immédiate des compositions des roches de la série telles qu'elles apparaissent figure 74 est que l'on a affaire à un mélange, en proportions variées suivant les lithologies et la position dans la série, d'un liquide qui apporte essentiellement Al_2O_3 et CaO, et d'un matériel constitué principalement de MgO, FeO SiO_2. En effet Al_2O_3 et CaO augmentent régulièrement quand MgO diminue, et apparaissent dans la plupart des harzburgites et lherzolites dans des proportions analogues à celles qu'on trouve dans un basalte précoce (Fig. 43). De telles relations s'expliqueraient également (cf. supra) dans le cas d'une fusion partielle, mais les variations de Fe_2O_3 total et SiO_2 entre les dunites, les harzburgites et lherzolites et les pyroxènites, sont révélatrices : ces variations qui ne trouvaient pas d'explication simple en termes de fusion partielle, peuvent provenir de l'accumulation , en proportion croissante des harzburgites aux lherzolites, de pyroxènes (ortho- puis clinopyroxène d'après les positions des points représentant diverses pyroxénites) à un matériel dunitique.

On peut préciser les compositions des deux matériaux, le liquide et son complément solide. Les diagrammes de variation de Al_2O_3, CaO et Na_2O+K_2O en fonction de MgO permettent de calculer, si l'on fixe Al_2O_3 = 13 % dans le liquide basaltique

$$CaO = 11\ \%$$
$$Na_2O+K_2O = 1,3\ \%$$
$$MgO = 9\ \%$$

Les teneurs en SiO_2, Fe_2O_3total, NiO, Cr_2O_3 et TiO_2 ne peuvent être déterminées directement car elles n'apparaissent pas seulement dans le liquide. On peut pourtant obtenir une estimation de TiO_2 par les compositions des diopsides des lherzolites, en supposant que le cœfficient de partage TiO_2 cpx/ TiO_2 liquide = 0,29 en pourcentages pondéraux (DUKE, 1975), ce qui donne une teneur de 0,70 % TiO_2 dans le liquide. Le liquide interstitiel aurait alors une composition de basalte tholéitique précoce pauvre en alcalins et en titane. Quant à la composition du solide auquel s'ajoutent les produits de réaction et de cristallisation de ce liquide, on peut estimer d'après les mêmes diagrammes qu'il s'agit principalement d'olivine à environ 92 % de forstérite (en moles) et ,36 % NiO : les teneurs en Cr_2O_3 et Al_2O_3 des dunites proviendraient de la cristallisation précoce de spinelles chromifères à partir du liquide interstitiel. Localement, les liquides interstitiels réagissent ultérieurement avec ces spinelles précoces, donnant lieu aux zonations et hétérogénéités locales décrites au chapitre IV.

L'apparition de l'orthopyroxène peut résulter d'une cristallisation à partir du liquide, mais les relations texturales originelles, parfois conservées dans les roches peu déformées, entre ce minéral et l'olivine (Fig. 2) montrent que l'orthopyroxène apparaît généralement par réaction du liquide interstitiel sur l'olivine, de manière analogue à celle observée dans les ensembles de cumulats tholéitiques - cf. les "harzburgites poecilitiques" décrites par H.H. HESS, (1960) au Still-Water. Ces textures réactionnelles montrent que la différenciation s'est effectuée dans des conditions telles qu'une relation péritectique existe entre orthopyroxène et olivine, c'est-à-dire à des pressions relativement faibles (inférieures à 5 kbar en conditions anhydres).

Les compositions recalculées des clinopyroxènes des lherzolites ont été évoquées au chapitre III, où l'on a pu mettre en évidence leurs affinités avec les clinopyroxènes de cumulats tholéitiques précoces (Stillwater et Muskox). De même, la position des roches de Tiébaghi dans le diagramme $MgO-Al_2O_3-Fe_2O_3$total (BESSON & FONTEILLES, 1974) confirme le caractère tholéitique de la voie de différenciation de la série de Tiébaghi (Fig. 75).

L'évolution de la série de Tiébaghi (apparition successive de dunites, harzburgites et lherzolites) peut donc s'expliquer par la différenciation d'un mélange de liquide tholéitique précoce et de solides de nature "résiduelle" (essentiellement olivines Fo92, éventuellement spinelles et pyroxènes), par accumulation et cristallisation fractionnée (directement à partir du liquide ou par réaction du liquide avec les solides). Suivant les conditions physiques (pression totale et température, mais aussi fugacité d'oxygène, pression d'eau) dans lesquelles se produit cette différenciation, plusieurs cas sont possibles :

a) différenciation dans des conditions proches de celles que reflètent les assemblages minéraux "primaires", c'est-à-dire dans le domaine d'équilibre des lherzolites à spinelle. L'absence de plagioclase expliquerait la formation de spinelle alumineux et les teneurs relativement fortes en alumine des pyroxènes par rapport à celles du Bushveld et du Stillwater.

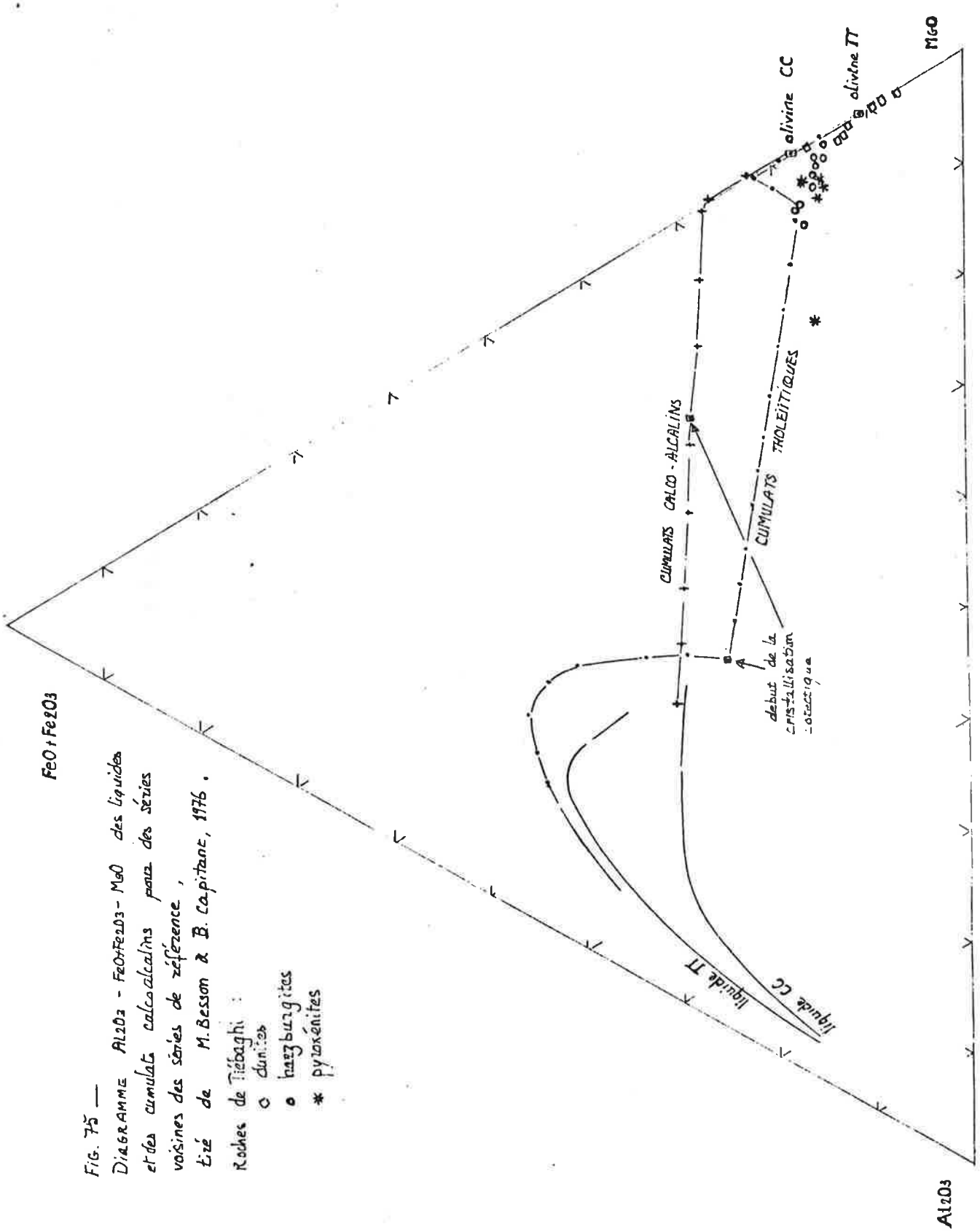


FIG. 75 —
DIAGRAMME Al_2O_3 - $FeO+Fe_2O_3$ - MgO des liquides et des cumulats calcoalcalins pour des séries voisines des séries de référence,
tiré de M. Besson & B. Capitant, 1976.
Roches de Tiébaghi :
○ dunites
● harzburgites
✱ pyroxénites

b) différenciation à des pressions modérées, dans les conditions de stabilité des lherzolites à plagioclase. Le plagioclase aurait pu apparaître dans les roches du massif, en phase "post-cumulus", comme permettent de le penser les teneurs comparables en CaO et Al_2O_3 des roches de Tiébaghi et de celles des zones ultramafiques du Bushveld (CAMERON, 1977) ou du Grand Dyke (WORST, 1960, BICHAN, 1969). Un épisode métamorphique ultérieur, dans les conditions du faciès lherzolite à spinelle, expliquerait la disparition du plagioclase interstitiel par réaction avec l'olivine et recristallisations de pyroxènes et de spinelles alumineux.

c) l'absence de plagioclase, et les compositions alumineuses des pyroxènes et des spinelles, peuvent s'expliquer aussi par des pressions d'eau relativement fortes au cours de la différenciation, de même que les évolutions assez faibles des rapports Mg/(Mg+ Σ Fe) des silicates et l'augmentation de la fugacité d'oxygène au cours de la différenciation (OSBORN, 1969).

Nous avons signalé la présence d'amphiboles pargasitiques, en position interstitielle ou en inclusions dans les spinelles de l'unité I, mais celles-ci sont trops rares pour qu'on puisse, en première analyse, accorder un rôle important à la pression d'eau dans la différenciation de la série. Par contre il apparaît difficile, sinon impossible du fait des phénomènes métamorphiques ultérieurs, de préciser sous quelle pression totale s'est effectué le processus d'accumulation décrit ici. Une différenciation sous pression par des processus d'accumulation est rendue possible ici par la nature même du matériel parent auquel nous faisons appel, lequel comporte un pourcentage important de matériel solide : la différenciation de la série de Tiébaghi ne nécessite pas alors une chambre magmatique de dimensions analogues à celles auxquelles on fait appel pour les grands lopolites, mais peut s'effectuer dans de petites chambres magmatiques au sein du matériel de composition résiduelle.

C - Formation de "couches" de chromite

Nous poserons le problème dans les termes suivants : comment au cours de cette différenciation peut s'inscrire, au sein d'une série composée de dunites, harzburgites et pyroxénites, l'apparition de niveaux chromifères ?

Le système $MgO-SiO_2-Cr_2O_3$ à 1 atmosphère (KEITH, 1954) est caractérisé, pour les compositions qui nous intéressent ici, (Fig. 76) par deux lignes cotectiques , forstérite-picrochromite et enstatite-picrochromite, toutes deux proches du joint forstérite-enstatite, et par la ligne péritectique suivant laquelle se produit la réaction forstérite + liquide ⇌ enstatite. Dans les liquides basaltiques la grande différence par rapport à ce système simple réside dans la solubilité importante de l'alumine, présent dans le système, et, en conséquence, du chrome, dans l'orthopyroxène. Une relation péritectique peut alors apparaître entre la solution solide orthopyroxène et le spinelle (solution solide). Pour des pressions modérées (où persiste la relation péritectique olivine-orthopyroxène), le diagramme approximatif de la figure 76 montre suivant quelle voie on peut obtenir les séquences dunite-harzburgite-pyroxénite observées à Tiébaghi (ou ailleurs : au Grand Dyke ou au Stillwater, par ex.). Dans ces conditions le spinelle ne cristallise jamais qu'en quantités subordonnées et l'on n'obtient généralement pas de véritable couche de chromitite (à moins de faire appel à une concentration des spinelles par des courants magmatiques ou autres phénomènes "sédimentaires" difficiles à mettre en évidence). La cristallisation massive de spinelle impose alors que le liquide s'écarte, pour diverses raisons que nous allons inventorier, des lignes cotectiques, pour se trouver dans le champ d'apparition du spinelle en liquidus. Quelques mécanismes possibles sont les suivants :

a) si les différentes séquences constituant la série ultramafique correspondent à des influx successifs de magma et si le magma non différencié est saturé en chrome, la séquence débutera par une couche de chromitite avant que le liquide rejoigne la ligne cotectique olivine - spinelle. On ne trouve pas à Tiébaghi de séquence qui débute par la cristallisation de chromite, mais il est courant d'observer dans les dunites de la base de la série de petites concentrations qui pourraient s'expliquer par le schéma de la figure 76 où le liquide, qui dans le stade précoce de la séquence fractionne de l'olivine, peut dépasser légèrement, en surfusion, la ligne cotectique olivine- spinelle et précipiter la chromite, au moment où cesse la surfusion, en quantités plus importantes que dans le cas d'une cristallisation cotectique;

b) G.C. ULMER (1969) a montré comment la fugacité d'oxygène pouvait, au cours de la différenciation d'un magma, varier de façon assez brusque et provoquer une précipitation massive de chromite. En effet, la solubilité du chrome dans un bain de composition basaltique diminue rapidement quand augmente la fugacité d'oxygène (Fig. 77 d'après HILL & ROEDER). Un tel schéma de formation des chromitites permettrait d'expliquer aussi pourquoi les rapports $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ dans la chromite et dans les silicates des chromitites sont toujours plus élevés que dans la série hôte, l'augmentation de la fugacité d'oxygène ayant un effet direct sur le rapport Fe_2O_3/FeO et donc sur le rapport MgO/FeO du liquide. Cependant, ce mécanisme ne semble pas avoir joué un rôle important dans la formation des chromitites de Tiébaghi, les activités du pôle Fe_3O_4 dans les spinelles des minerais n'étant pas différentes de celles que l'on trouve en moyenne dans la série hôte. De même, les fugacités d'oxygène calculées à 1200°C pour les échantillons des épontes de la minéralisation de la mine Tiébaghi ne diffèrent pas de manière significative de celles calculées à la même température pour la série. D'après les expériences de HILL et ROEDER (1976) un liquide basaltique, s'il est saturé en chrome à 1200°C à une fugacité d'oxygène de 10^{-9} atm et sous une pression de 1 atmosphère, contient 250 ppm de chrome. Cette estimation de la teneur en chrome du liquide parent des chromitites de Tiébaghi concorde avec les estimations faites plus haut sur les autres éléments, pour donner une image plus complète d'un liquide tholéitique précoce;

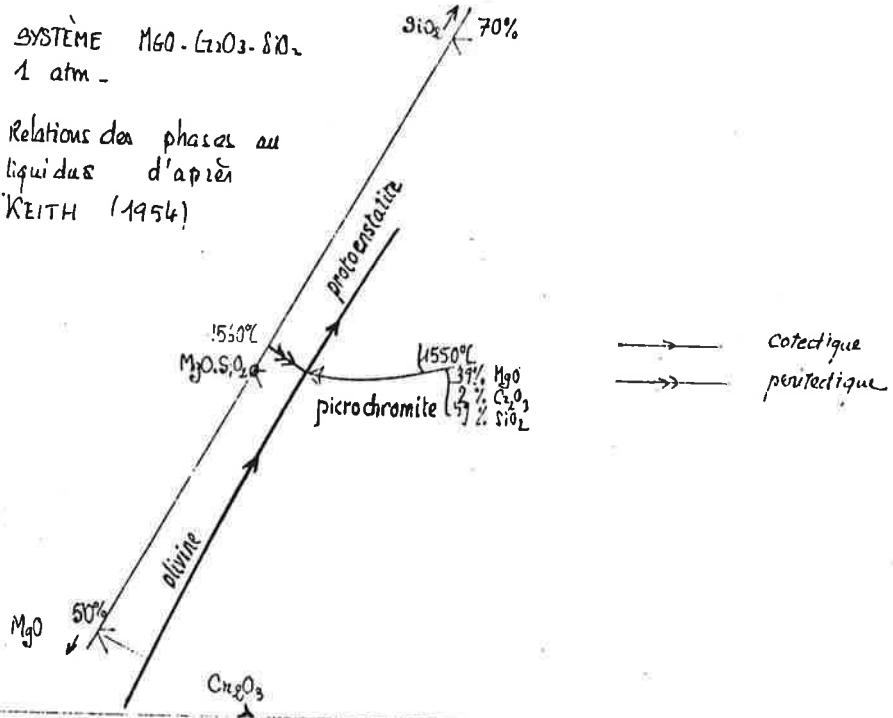
c) d'après les expériences de T.N. IRVINE (1977), l'addition de K_2O (et plus généralement des alcalins) au système SiO_2-Cr_2O_3-MgO a pour effet de diminuer la solubilité du chrome dans le liquide. Les lignes cotectiques de la figure 76 se trouvent ainsi déplacées vers la droite. On sait d'autre part (KUSHIRO, 1975) que les alcalins ont pour effet de déplacer la limite péritectique olivine-orthopyroxène par rapport à sa position dans le système MgO-SiO_2 et d'agrandir le champ d'apparition de l'olivine au liquidus. Aussi la contamination du liquide parent par des alcalins pourrait-elle être à l'origine de la précipitation de chromite (Fig. 76). Nous n'avons pas à Tiébaghi d'évidence directe d'une telle contamination, mais les amphiboles et les inclusions fluides riches en alcalins signalées par Z. JOHAN et L. LEBEL (1979) dans les chromitites de Tiebaghi tendent à attribuer aux alcalins sinon un rôle important dans la genèse des couches de chromitites, du moins une signification;

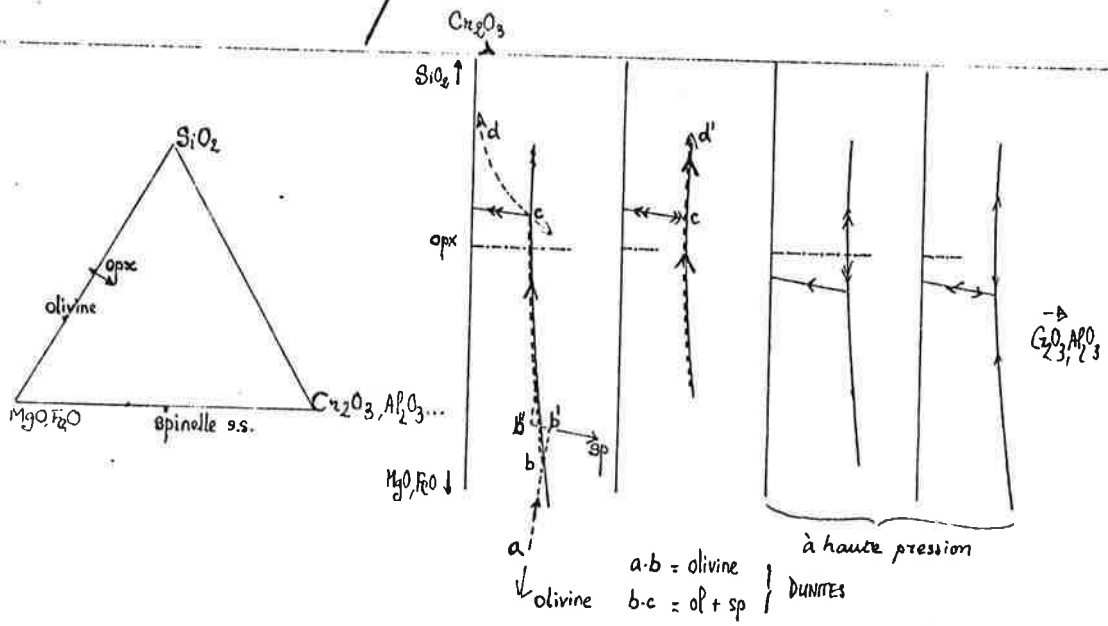
d) d'après T.N. IRVINE (1977) la ligne cotectique olivine- spinelle est courbée (Fig. 76) de telle façon que, par simple mélange d'un liquide précoce situé en amont sur la ligne cotectique olivine -spinelle et d'un liquide différencié situé dans le champ de l'orthopyroxène, on peut obtenir une incursion du liquide dans le champ du spinelle, provoquant ainsi une cirstallisation massive de spinelle;

e) nous possédons peu de données sur les effets des variations de la pression totale sur les limites respectives des champ d'apparition des phases olivine ,

Fig. 76 - 1) SYSTÈME MgO - Cr_2O_3 - SiO_2 1 atm -

Relations des phases au liquidus d'après KEITH (1954)





a.b = olivine } DUNITES
b.c = ol + sp }
c = ol + liq → opx, et éventuellement sp + liq → opx : HARZBURGITES
c.d = opx seul, c.d' = opx + sp. PYROXENITES.

FIG 76 - 2) - SYSTÈME "NATUREL" RELATIONS SCHÉMATIQUES, à basse pression et à haute pression.

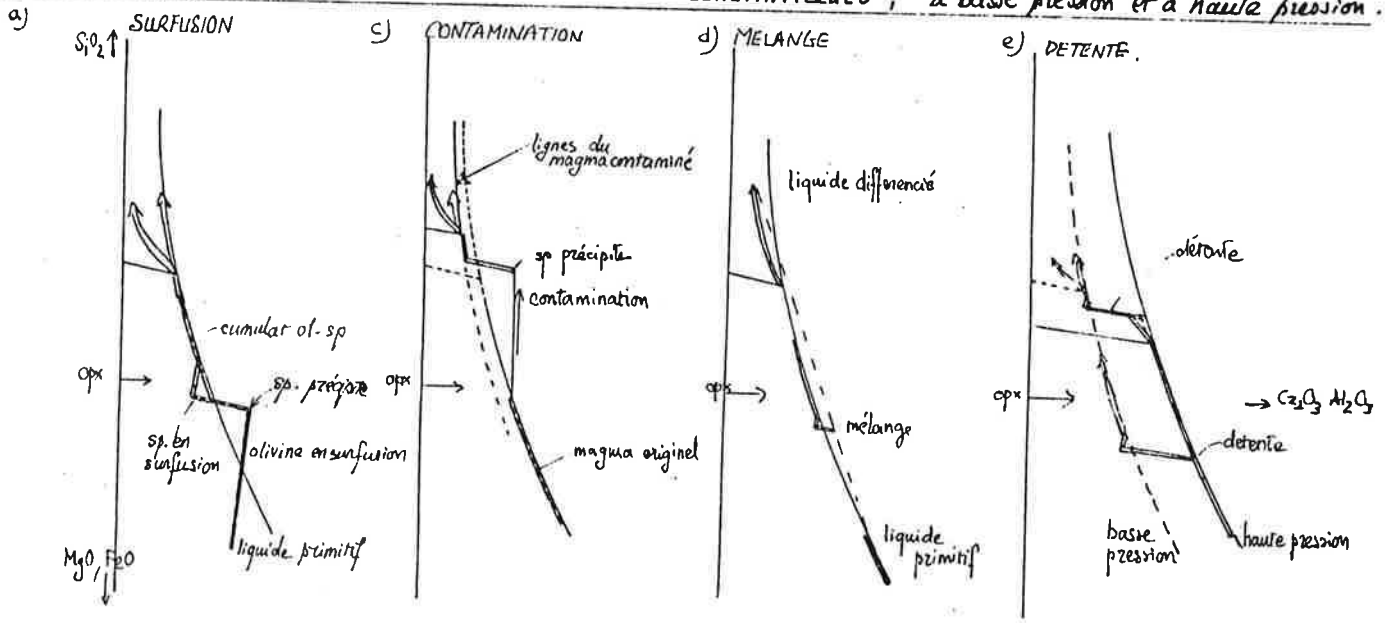


FIG 76 - 3 - DIVERS SCHEMAS DE DEVIATION DU LIQUIDE DES LIGNES COTECTIQUES -

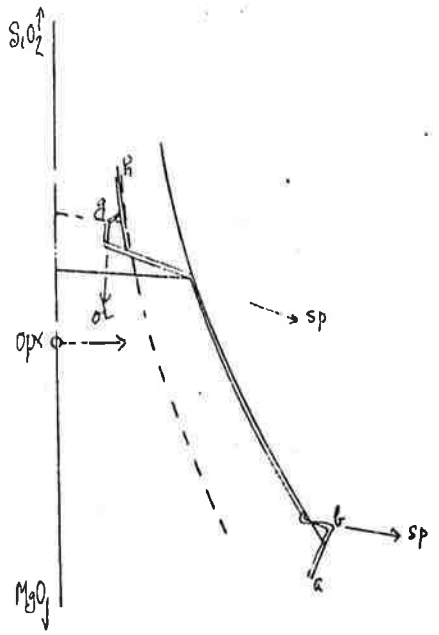


FIG 76 - Suite - APPLICATIONS AU CAS DE TIEBAGHI -

a : Dunite b (naturellement) : suzlusion de l'olivine
⟹ schliezen de chromite
⟹ retour au cotectique

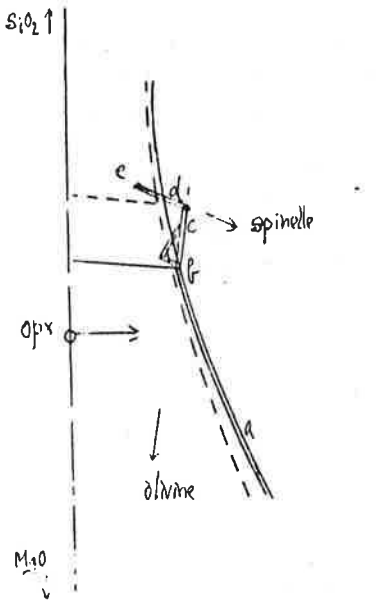
c : cotectique ol-sp ⟹ Dunite

d : cotectique ol-opx (haute pression) ⟩ hzb.
ou peritectique ol + liquide ⇄ opx ⟩

e : detente → saturation en Cr. → cristallisation massive de chromite.
retour au cotectique ol-sp en f = dunite d'assise supérieure
ou suzlusion en f' ⟹ cristallisation olivine seule.

g : harzburgite

h : pyroxénite.



a : ol + sp : Dunite.

b : harzburgite
Detente ⟹ augmentation du champ de l'olivine / pyroxène
⟹ cristallisation olivine seule : epontes inférieure

c : olivine en suzfusion ⇒ d : cristallisation massive de spinelle ⇒ entrée en e dans le champ du pyroxène

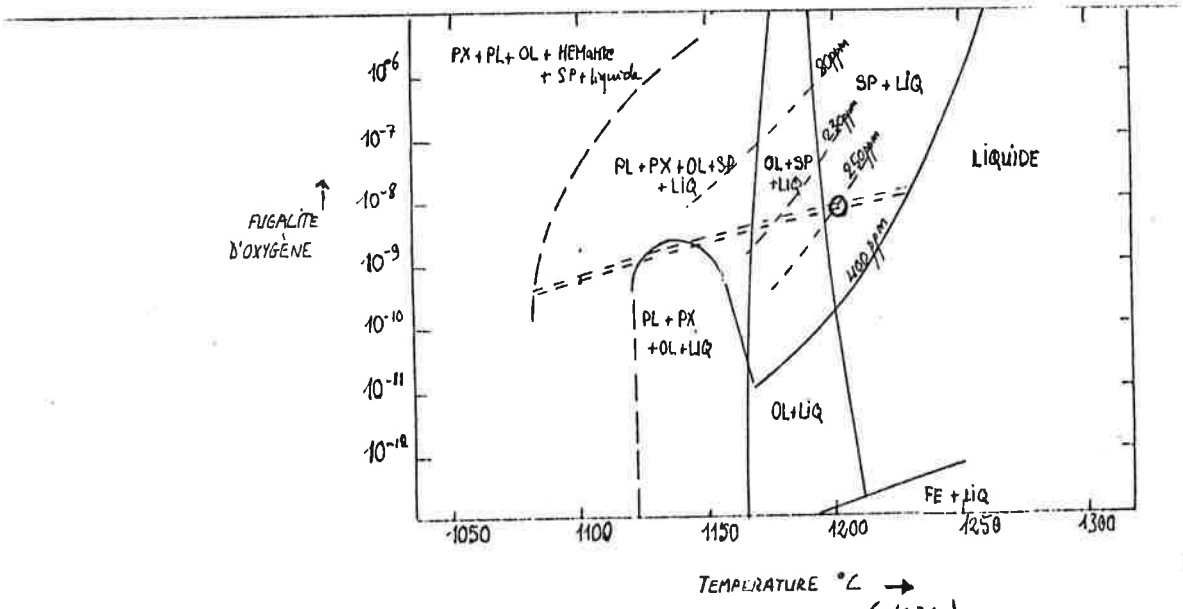


FIG 77 - DIAGRAMME DE HILL ET ROEDER, (1974)

==== résultats des calculs de fugacités d'oxygène pour les échantillons IM 705 à 710 (épontes de minéralisation)

spinelle et pyroxène. On sait qu'une augmentation de pression a pour effet de déplacer la limite péritectique olivine-orthopyroxène vers l'olivine (KUSHIRO, 1969). On sait également qu'une augmentation de pression peut avoir pour effet de diminuer le degré de polymérisation d'un liquide basaltique, et, en augmentant le nombre de sites octaédraux dans le liquide, d'augmenter la solubilité du chrome dans le liquide. Les relations entre les phases peuvent donc être telles que les représente la figure 76.

Cet inventaire des mécanismes qui peuvent conduire à une incursion du liquide dans le champ du spinelle montre que différents phénomènes : contamination du liquide par les alcalins ou par un liquide différencié, baisse de pression, peuvent conduire indépendamment l'un de lautre à des résultats semblables. Si, de plus, une détente peut favoriser la venue d'un nouveau liquide non différencié et si celui-ci est mélangé, et, par là même, contaminé en alcalins, avec les différenciats d'un liquide antérieur, on comprend que ces différents phénomènes peuvent s'accentuer mutuellement.

Ces schémas de déplacement des limites des domaines des minéraux permettent de comprendre les relations décrites plus haut (chap. III et IV) entre chromititeset encaissant ultramafique et en particulier sur l'exemple de la mine Tiébaghi. L'interpratation proposée (Fig. 76) fait appel à des phénomènes de surfusion. En effet, les textures "léopard" (observées dans l'ensemble Tiébaghi-Bellacoscia et à Fantoche) sont analogues à celles des minerais du Troodos (Chypre) où D. GREENBAUM (1977) a décrit des formes de cristallisation squelettique (typiques des cristallisation rapides) qu'il interprète par des phénomènes de surfusion. D'autre part, M. VANNIER (1975) a montré que les surfusions peuvent jouer un grand rôle dans la cristallisation fractionnée d'un magma : en particulier des alternances serrées de couches monominérales observées dans les grands lopolites peuvent s'expliquer par des surfusions répétées dans un liquide proche d'une composition cotectique (v. aussi BRUNN, 1960). On expliquerait ainsi à Tiébaghi les alternances centimétriques de chromitite et d'olivinite des minerais rubannés. Le mécanisme proposé (Fig. 76) illustre également les natures différentes des deux épontes dunitiques: l'éponte supérieure correspond au retour du liquide sur la ligne cotectique olivine-spinelle, tandis que l'éponte dunitique inférieure, très réduite, correspondrait, ou bien à un arrêt momentanné de cristallisation avant le dépôt des chromitites, ou plus probablement à des phénomènes de contact liés au dépôt du niveau de chromitite ou postérieurs à ce dépôt. Dans certains cas ces épontes dunitiques des minerais massif ou léopard sont à peu près dépourvues de spinelle, ce qui peut correspondre à une cristallisation d'olivine seule, là aussi, probablement, en surfusion.

La cristallisation massive de chromite peut également expliquer les compositions relativement magnésiennes des olivines associées aux chromitites. Cette anomalie des silicates associés aux chromitites n'est d'ailleurs pas particulière aux gîtes de Tiébaghi, mais à de nombreux gisements, tant "podiformes" (par ex. au Kempirsaï, PAVLOV et al., 1969) que stratiformes (par ex. au Stillwater, JACKSON, 1969). Ces compositions magnésiennes proviennent en partie de rééquilibrages olivine - spinelle en conditions de subsolidus (cf. chap. IV), mais ceux-ci ne font qu'accentuer une caractéristique "primaire", comme le montrent les compositions des olivines des minerais pauvres en spinelle : la cristallisation du spinelle dans le stade "postcumulus" (là aussi éventuellement en surfusion) aurait pour effet d'appauvrir le liquide interstitiel ("intercumulus") en FeO par rapport à MgO, et donc d'enrichir en Mg/Fe^{2+} les olivines qui cristallisent à partir de ce liquide ou qui se rééquilibrent avec celui-ci (voir aussi HAMLYN & KEAYS, 1979).

La formation de couches de chromite peut donc s'expliquer par les déviations du liquide des lignes cotectiques ou par un déplacement de ces lignes. Du fait des liens possibles entre les différents phénomènes qui peuvent conduire à ces déviations, il est difficile de privilégier tel de ces phénomènes à partir des seules caractéristiques des chromitites ou de leur encaissant direct, lesquelles peuvent également refléter des phénomènes secondaires. Parmi ces mécanismes, le plus susceptible de provoquer la formation de chromitites d'une certaine extension latérale (quelques milliers de mètres à Tiébaghi-Bellacoscia ou à Alpha - Vieille Montagne 1) est la variation de pression totale, plutôt que des phénomènes de contamination ou de mélange dont les éffets risquent d'être plus localisés. De plus, on peut supposer que la différenciation de la série de Tiébaghi ne résulte pas seulement de l'évolution du matériel parent au cours des réactions et cristallisations fractionnées du liquide interstitiel, mais aussi d'une évolution des conditions physiques, et en particulier de la pression totale :

- les voies parallèles dessinées par les clinopyroxènes sur le diagramme $Ca:Mg:Fe^{2+}$ (JM709-706-705; JM332-205; JM266-419-800, Fig. 64) peuvent être un indice, avec toutes les réserves que l'on peut faire sur l'estimation des pourcentages d'exsolution, d'une baisse de la pression totale au cours de la différenciation de la série , chaque groupe de pyroxènes correspondant à une séquence différenciée à une pression donnée;

- l'augmentation, de l'unité harzburgitique à l'unité lherzolitique, des proportions de liquide basaltique interstitiel dans le matériel parent peut également résulter d'une baisse de pression;

- l'apparition de péridotites à sulfures au-dessus des chromitites, à la mine de Tiébaghi, peut également résulter d'une baisse de pression (mais les relations exactes entre ces péridotites et les chromitites ne sont pas encore connues avec précision) (MYSEN & POPP, 1978);

- enfin, une détente peut provoquer une saturation en eau du liquide, et la libération d'une phase fluide enrichie en éléments volatils et peut-être en alcalins, ce qui peut se traduire dans les chromitites par l'apparition, probablement dans les derniers stades de la cristallisation, de phases riches en alcalins.

En conclusion, la différenciation de la série de Tiébaghi peut s'expliquer par la cristallisation fractionnée d'un liquide basaltique tholéitique contenant en suspension, ou imprégnant, une phase solide constituée principalement d'olivines magnésiennes (et éventuellement d'orthopyroxènes et de spinelles).

Au cours de la différenciation de la série, des variations de la pression totale, accompagnées éventuellement de l'arrivée de nouveaux liquides non différenciés, peuvent être à l'origine de la formation de couches de chromitites. Dans le détail, des phénomènes de surfusion et d'autre part de diffusion entre les solides déjà cristallisés et les liquides résiduels jouent un grand rôle dans les caractéristiques lithologiques et géochimiques des chromitites.

4. La place du Massif de Tiébaghi dans l'ensemble ultramafique calédonien

Le massif de Tiébaghi (Pl. I) est situé entre les massifs de Poum, au NW, et de Kaâla, au SE. Les observations faites sur la partie occidentale du massif de Kaâla, situé 12 km au SE de Tiébaghi, ont mis en évidence (Fig. 78):

- du point de vue structural : des foliations (parallèles aux rubanements) et des linéations bien marquées et régulièrement orientées : S_1 à 140 SW 40, l_1 à 50 SW 40;

- du point de vue pétrographique : les harzburgites dominent, elles sont relativement massives, associées à des masses dunitiques décamétriques dans le bas du massif, tandis qu'au sommet les rubanements dunitiques décimétriques et parfois pyroxénitiques sont plus nombreux. Les déformations pénétratives sont plus marquées que dans les harzburgites de Tiébaghi;

- du point de vue géochimique, un échantillon de harzburgite (JM789, tabl.IV) donne une teneur en NiO, et un rapport MgO/-MgO+Fe_2O_3tot) plus élevés que dans les harzburgites du massif de Tiébaghi, des teneurs en Al_2O_3 et CaO plus faibles.

A Poum, les observations (effectuées en partie avec M. LEBLANC et M. RABINOVITCH) ont mis en évidence :

- des foliations en général assez plates (Fig. 78), localement discordantes sur les rubanements;

- des linéations, assez bien groupées, subméridiennes;

- une "série" analogue à celle de Tiébaghi: harzburgite et dunite à la base, puis harzburgite à diopside, lherzolite, et enfin lherzolite à plagioclase sur toute la partie SW; les lherzolites à plagioclase sont plus développées à Poum qu'à Tiébaghi, les harzburgites et dunites sont par contre moins abondantes;

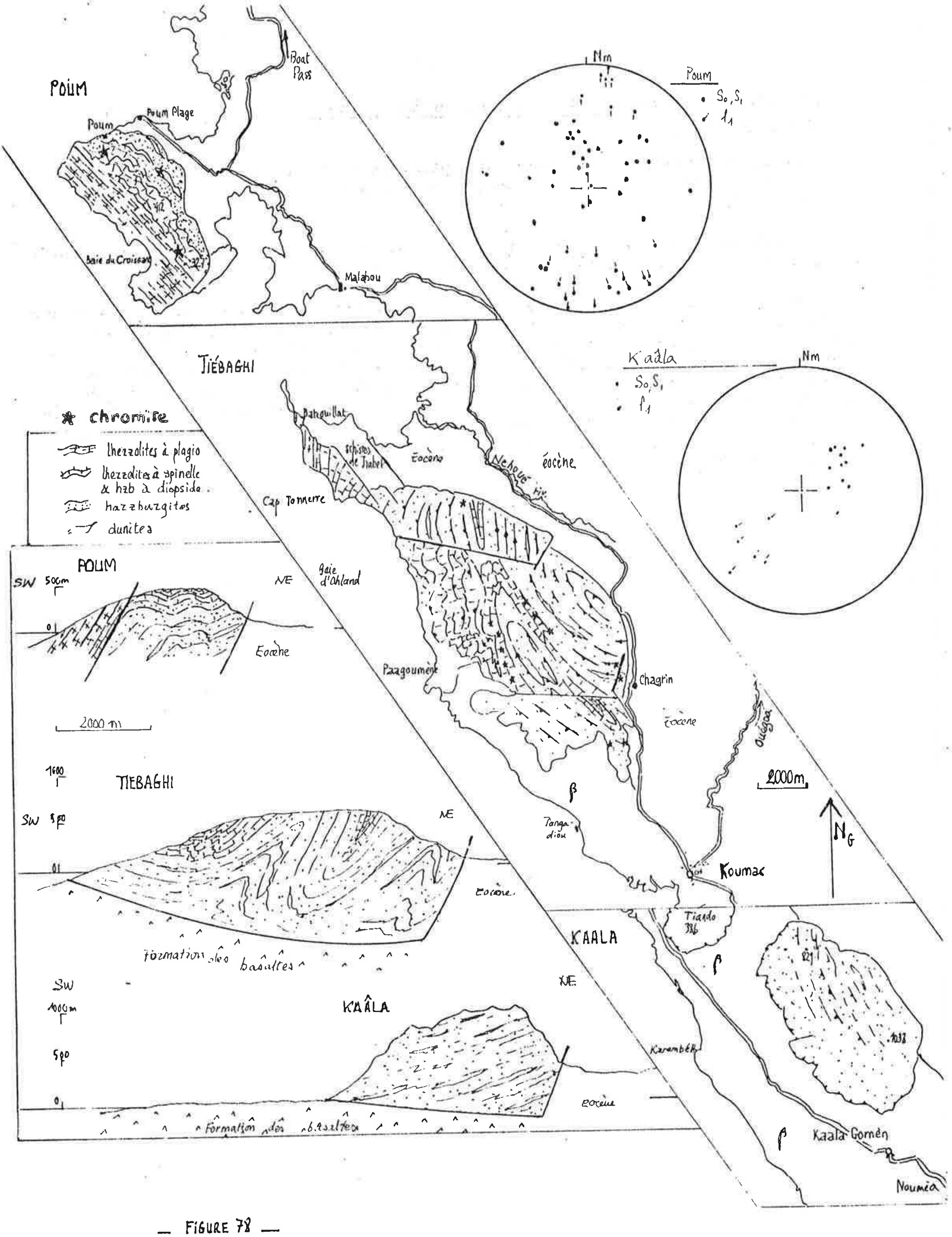
- une répartition des indices de chromite qui rappelle certains traits de Tiébaghi : des schlieren de "chromite piquée" dans les dunites de la base du massif, un indice de chromite léopard dans les harzburgites à diopside, un indice de chromite alumineuse (analyse M. LEBLANC) au Sud du massif, à proximité des lherzolites à plagioclase.

L'ensemble des observations faites sur Poum et Kaâla permet de proposer les coupes synthétiques de la figure 78 qui illustrent la position structurale intermédiaire occupée par Tiébaghi, entre les massifs de Kaâla et de Poum. La structure en dôme proposée pour le massif de Tiébaghi trouve ici une confirmation dans celle que nous pouvons proposer pour le massif de Poum.

Au NW de Poum, l'ensemble ultramafique calédonien se prolonge par les massifs de Yandé et Bélep. L'île Art, à Bélep, présente une lithologie analogue à celle de Poum (LEBLANC et al. 1979).

Au SE du Kaâla, les "Massifs Côte ouest" (Pl. I) sont constitués en grande majorité de harzburgites, à dunites subordonnées. Les lherzolites n'y ont pas été signalées, les déformations pénétratives y sont bien marquées; les teneurs en Al_2O_3 des orthopyroxènes (cf. in LEBLANC et al., 1979) sont analogues à celles que l'on trouve dans l'"unité inférieure" définie par J.H. GUILLON (1975) dans la "masse péridotitique principale" du Massif du Sud (cf. chap. I).

Ces massifs permettent donc de passer progressivement du Massif de Tiébaghi à "l'unité supérieure", à pyroxènes moins alumineux, de la "masse principale" du Massif du Sud, unité où l'on trouve, d'après J.H. GUILLON, la plupart des concentrations de chromite. Si en effet plus de 80 % de la production calédonienne de chromite provient du Massif de Tiébaghi, le reste provient en grande partie (chap. I) d'un grand nombre de gisements situés dans le Massif du Sud. Ceux-ci se trouvent donc dans un contexte ultramafique très différent de ceux de Tiébaghi. Ils ont cependant en commun avec ces derniers d'être situés au sein de péridotites à structures de tectonites, et les relations entre leurs morphologies, leurs structures et celles de l'encaissant (foliations, linéations) sont les mêmes (CASSARD et al. en préparation) que celles que nous avons décrites dans le massif de Tiébaghi.


POUM
Boat Pass
Poum
Poum Plage
Baie du Croissant
Malabou
Nm
Poum
So, S1
f1
TIÉBAGHI
Pahoullat
Schistes de Tiabet
Eocène
Nehoué riv.
éocène
Cap Tonnerre
Baie d'Ahland
Paagoumène
Chagrin
Eocène
Ouégoa
2000m
Tanga diou
Koumac
NG
K'aâla
So, S1
f1
Nm
chromite
lherzolites à plagio
lherzolites à spinelle & hzb à diopside
harzburgites
dunites
POUM
SW
500m
NE
Eocène
2000 m
TIEBAGHI
SW
NE
Eocène
Formation des basaltes
SW
1000m
KAÂLA
NE
KAALA
Tiando
Karambéa
eocène
Formation des basaltes
Kaala Gomén
Nouméa

— FIGURE 78 —

5. Les gîtes de chromite de Tiébaghi et les guides pour leur prospection et leur exploitation

Dans le massif de Tiébaghi, les principales concentrations de chromite apparaissent dans la zone de passage entre l'unité harzburgitique et l'unité lherzolitique.

La formation, dans cette zone, de concentrations importantes de chromite est dûe avant tout aux déformations subies par l'ensemble du massif.

Au guide régional qui définit dans la zonéographie du massif un ensemble de niveaux porteurs s'ajoutent donc, à l'échelle du gisement , les guides structuraux qui permettent de définir les directions d'allongement des corps minéralisés par les structures (foliations et linéations) mesurées dans les péridotites encaissantes et sur les indices minéralisés affleurants. De plus, dans les cas favorables, la résolution structurale du gisement peut être facilitée par la reconnaissance de polarités dans le niveau minéralisé, soit par l'examen des structures internes, soit par l'examen des épontes dunitiques et des péridotites encaissantes.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ARNOULD A. & ROUTHIER P. (1954) - Notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle Calédonie à 1/100 000, feuille n° 2 : Ouegoa-Koumac, Paris, ORSTOM.

ATKINS F.B. (1969) - Pyroxenes of the Bushveld Intrusion, South Africa. J.Petrol. v. 10, p. 222-249.

BERGER E. & PRINZHOFER A. (1977) - Géologie du Maar de Borée (Ardèche); pétrologie comparée de ses enclaves et de celles d'autres gisements. Travaux du Départ. Sci. Terre, Ecole des Mines, Paris, 90 p.

BERGER E., LEHMANN J. & PODVIN P. (1979) - Sur la géothermométrie et la géobarométrie des roches ultrabasiques. Travaux du Départ. Sci. Terre, Ecole des Mines, Paris, 123 p.

BERGER E. & VANNIER M. (1978) - Un géothermomètre reposant sur le partage du nickel et du magnésium entre olivine et orthopyroxène : application à l'étude des péridotites. C.R. Acad. Sci., Paris, série D, p. 733-736.

BESSON M. & FONTEILLES M. (1974) - Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristal. v. 27, p. 445-499.

BESSON M. & CAPITANT B. (1976) - Note sur le chimisme de roches ultrabasiques minéralisées en sulfures de nickel dans l'Abitibi (Province Supérieure archéenne, Canada). Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 2e série, Sect. II, n° 4, p.349-378.

BICHAN R. (1969) - Chromite seams in the Hartley complex of the Great Dyke of Rhodesia. Econ. Geol. Monograph. 4, p. 95-113.

BOUDIER F. (1976) - Le massif lherzolitique de Lanzo, Alpes piémontaises; étude structurale et pétrologique. Thèse d'état, Univ. Nantes, 163 p.

BROTHERS R.N. (1974) - High presure schists from Northern New Caledonia. Contrib. Mineral. Petro., vol. 46, n° 2, p. 109-127.

BROWN G.M. (1957) - Pyroxenes from the early and middle stages of fractionnation of the Skaergaard Intrusion, East Greenland. Mineral. Mag. v. 31, p. 511-543.

BROWN M. (1979) - Cryptic layering in mantle rocks from Oman. Intern. Ophiolite Symposium, Nicosie, Chypre, résumé, p. 19.

BRUNN J.H. (1960) - Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2) v. 3, p. 115-132.

CAILLERE S., KRAUT F. & ROUTHIER P. (1956) - Etude géologique, minéralogique et structurale des gisements et minerais de chrome du massif de Tiébaghi, Nouvelle Calédonie. B. Soc. géol. Fr., ser. 6, t. VI, p. 169-187.

CAMERON E.N. (1975) - Postcumulus and subsolidus equilibration of chromite and coexisting silicates in the Eastern Bushveld Complex. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 39, p. 1021-1033.

CAMERON E.N. (1977) - The lower zone of the eastern Bushveld Complex in t he Olifants River Trough. J. Petrol., p. 437-461.

CAMERON E.N. (1977) - Chromite in the central sector of the Eastern Bushveld Complex, South Africa. Am. Mineral. v. 62, p. 1082-1096.

CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J. & VERHOOGEN J. (1974) - Igneous Petrology. 739 p. McGraw Hill, New York.

CASSARD D., MOUTTE J., RABINOVITCH M., NICOLAS A., LEBLANC M., PRINZHOFER A. & ROUTHIER P. (en préparation) - Structural classification of podiform chromite deposits from New Caledonia.

CHALLIS G.A. (1965) - The origin of New Zealand ultramafic intrusions. J. Petrol. v. 6, p. 322-364.

CHALLIS G.A. & GUILLON J.H. (1971) - Etude comparative à la microsonde électronique du clinopyroxène des basaltes et des péridotites de Nouvelle Calédonie. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., sect. 4, n° 2, p. 39-46.

COLEMAN R.G. (1977) - Ophiolites. Springer Verlag, 228 p.

CRENN Y. (1953) - Anomalies gravimétriques et magnétiques liées aux roches basiques de Nouvelle Calédonie. Ann. Géophysique, v. 9, p. 291-299.

DANKWERTH P.A., NEWTON R.C. (1978) - Experimental determination of the spinel peridotite to Garnet peridotite reaction in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ in the range 900-1100°C and Al_2O_3 isopleths of enstatite in the spinel field. Contr. Mineral. Petrol. v. 66, p. 189-201.

DAROT M. & BOUDIER F. (1975) - Mineral lineations in deformed peridotites : kinematic meaning. Petrology, v. 1, p. 225-236.

DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1962) - Rock-forming minerals. Longman Ed. vol. 2.

DENEUFBOURG G. (1969) - Observations sur la géologie du Massif du Sud de la Nouvelle Calédonie. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., Sect. IV, n° 1, p. 27-45.

DICK H.J.B. (1977) - Partial melting in the Josephine peridotite, I. Amer. Jour. Sci., v. 277, p. 801-832.

DICKEY J.S. (1975) - A hypothesis of origin for podiform chromite deposits, Geochim. Cosmochim. Acta, v. 39, p. 1061-1074.

DUKE J.M. (1976) - Distribution of period four transition elements among olivine, calcic clinopyroxene, and mafic silicate liquid : experimental results. Jour. Petrol. v. 17, p. 499-521.

ENGIN D. & HIRST D.M. (1970) - The alpine chrome-ores of the Andizlik-Zimparalik area, Fethiye, SW Turkey. Trans. Inst. Min. Metall. Sect. B, v. 79.

EVANS B.W. & FROST B.R. (1975) - Chrome-spind in progressive metamorphism a preliminary analysis. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 39, p. 959-972.

FUJII T. (1977) - Fe-Mg partitioning between olivine and spinel. Carnegie Inst. Yearb. 76, p. 563-569.

GLASSER E. (1903-1904) - Rapport à M. le Ministre des colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle Calédonie. Ann. Mines. 10e série, t. 5, p. 503-620; p. 623-693.

GLASSER E. (1934) - Le chrome. in : Les ressources minérales de la France d'Outre-mer. t. II, p. 145-180, Société. Edit. Géogr. Maritimes et Coloniales, Paris.

GONORD H. (1977) - Recherches sur la géologie de la Nouvelle Calédonie : sa place dans l'ensemble structural du Pacifique Sud-Ouest. Thèse d'Etat, Univ. Montpellier, 341 p.

GREEN D.H. & RINGWOOD A.E. (1970) - Mineralogy of peridotittic compositions under upper mantle conditions. Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, p. 359-371.

GREENBAUM D. (1977) - The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. Econ. Geol., v. 72, p. 1175-1194.

GUERANGE B. LILLE R. & LOZES J. (1975) - Etude géologique des terrains antéoligocènes de la chaîne centrale néo-calédonienne : stratigraphie, régime de sédimentation, évolution structurale et métamorphisme. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., sect. IV, n° 2, p. 127-137.

GUILLON J.H. (1969) - Données nouvelles sur la composition et la structure du grand massif péridotitique du Sud de la Nouvelle Calédonie. Cah. ORSTOM, Sér. Géol., v. 1, n° 1, p. 7-25.

GUILLON J.H. (1975) - Les massifs péridotitiques de Nouvelle Calédonie, type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. Mém. ORSTOM, n° 76, 120 p.

HAMLYN P.R. & KEAYS R.R. (1979) - Origin of chromite compositional variation in the Panton sill, Western Australia. Contrib. Mineral. Petrol. V. 69, p. 75-82.

HESS H.H. (1960) - Stillwater igneous complex, Montana. Geol. Soc. Amer., memoir 80, 230 p.

HILL R.E. & ROEDER P.L. (1974) - The crystallisation of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. Jour. Geol., v. 82, p. 709-729.

IRVINE T.N. (1965) - Chromian spinel as a petrogenetic indicator, I : Theory. Can. J. Earth. Sci., v. 2, p. 648-672.

IRVINE T.N. (1967) - The Duke Island ultramafic complex, Southea stern Alaska. in : Ultramafic and related rocks, p. 84-97, P.J. Wyllie ed., New York.

IRVINE T.N. (1967) - Chromian spinel as a petrogenetic indicator. II Petrologic applications. Can. Jour. Earth. Sci. v. 4, p. 71-103.

IRVINE T.N. (1975) - Crystallisation sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions, II : origin of chromitite layers and similar deposits ofother magmatic ores. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 39, p. 991-1020.

IRVINE T.N. (1977) - Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions : a new interpretation. Geology, v. 5, p. 273-277.

IRVINE T.N. & FINDLAY T.C. (1972) - Alpine type peridotite with particular reference to the Bay of Islands igneous complex. in : The ancient oceanic lithosphere, publ. of the earth physics branch, vol. 42, p. 97-128.

ITO K. & KENNEDY G.C. (1968) - Melting and phase relations in the plane tholeiite - lherzolite - nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications. Contr. Mineral. Petrol. v. 19, p. 177-211.

JACKSON E.D. (1961) - Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. US Geol. Surv. Prof. Pap. 358, 106 p.

JACKSON E.D. (1969) - Chemical variations in co-existing chromite and olivine of the Stillwater complex. Econ. Geol., monograph. 4, p. 41-71.

JACKSON E.D. (1970) - The cyclic units in layered intrusions, a comparison of repetitive stratigraphy in ultramafic parts of the Stillwater, Muskox, Great Dyke and Bushveld complexes, Geol. Soc. South Africa, Spec. publ. 1, p. 391-423.

JOHAN Z., & LE BEL L. (1979) - Sur la genèse des couches et podes de chromite dans les complexes ophiolitiques. Intern. Ophiolite Sympos., Nicosie, Chypre.

JUTEAU T. (1975) - Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Thèse d'Etat, Mém. Sci. Terre, Nancy, vol. 32, 692 p.

KEITH M.L. (1954) - Phase equilibria in the system $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$. J. Amer. Ceram. Soc., v. 37, p. 490-496.

KOCH P. (1956) - Rapport interne. Service des Mines, Nouméa.

KORNPROBST J. (1969) - Le massif ultrabasique de Beni Bouchera (Rif interne, Maroc) : étude des péridotites de haute température et de haute pression et des pyroxénites à grenat et sans grenat qui leur sont associés. Contrib. Mineral. Petrol., v. 23, p. 283-322.

KRETZ R. (1961) - Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable compositions. Examples : orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. J. Geol., v. 69, p. 361-387.

KUNO H. & AOKI K. (1970) - Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, p. 273-301.

KUSHIRO I. (1960) - Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. Amer. J. Sci., v. 258, p. 548-554.

KUSHIRO I. (1969) - The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. Amer. J. Sci., vol. 267 A, p. 269-294.

KUSHIRO I. (1975) - On the nature of silicate melts and its significance in magma genesis: regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene, and silica minerals, Am. Journ. Sci., v. 275, p. 411-431.

LACROIX A. (1942) - Les péridotites de la Nouvelle Calédonie, leurs serpentines et les gîtes de nickel et de cobalt. Les gabbros qui les accompagnent. Mém. Acad. Sci., t. 66, p. 1-143.

LEBLANC M. (1978) - Pétrographie et géochimie des chromites de Nouvelle Calédonie. C.R. Acad. Sci. Paris, v. 287, p. 771-774.

LEBLANC M. (1978) - Amphiboles associées aux chromitites de Nouvelle Calédonie : incidences sur les conditions de genèse. C.R. Acad. Sci., Paris, v. 287, p. 1079-1082.

LEBLANC M., DUPUY C., CASSARD D., MOUTTE J., NICOLAS A., PRINZHOFER A., RABINOVITCH M. & ROUTHIER P. (1979) - Essai sur la genèse des corps podiformes de chromitite dans les péridotites ophiolitiques : étude des chromites de Nouvelles Calédonie et comparaison avec celles de Méditerranée orientale. Intern. Ophiolite Sympos., Nicosie, Chypre.

LONEY R.A., HIMMELBERG G.R. & COLEMAN R.G. (1971) - Structure and petrology of the alpine peridotite at Burro Mountain, California. J. Petrol., v. 12, p. 245-309.

McGREGOR I.D. (1974) - The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. Amer. Mineral., v. 59, p. 110-119.

MATSUI Y.& NISHIZAWA O. (1974) - Iron (II) - magnésium exchange equilibrium between olivine and calcium-free pyroxene over a temperature range 800°C to 1300°C. Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr., v. 97, p. 122-130.

MAXEY L.R. & VOGEL T.A. (1974) - Compositional dependence of the coexisting pyroxene iron-magnesium distribution coefficient. Contrib. Mineral. Petrol. v. 43, p. 295-306.

MAXWELL J.C. (1949) - Some occurences of chromite in New Caledonia. Econ. Geol., v. 44, p. 525-544.

MENZIES M. & ALLEN C. (1975) - Plagioclase lherzolite-residual mantle relationships within two eastern mediterranean ophiolites. Contrib. Mineral. Petrol., v. 45, p. 197-213.

MERCIER J.C. (1976) - Single pyroxene geochemistry and geobarometry. Am. Mineral., v. 61, p. 603-615.

MESORIAN H., JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., RICOU L.E., ROCCI G. & ROLLET M. (1973) - Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. Bull. Soc. Géol. Fr., v. 15, p. 478-493.

MORI T. (1978) - Experimental study of pyroxene equilibria in the system $CaO-MgO-FeO-SiO_2$. J. Petrol. v. 19, p. 45-65.

MORI T. & GREEN D.H. (1975) - Pyroxenes in the system $Mg_2Si_2O_6-CaMgSi_2O_6$ at high presure. Earth Planet. Sci. let., v. 26, p. 277-286.

MOUTTE J. & PARIS J.P. (1977) - Observations nouvelles sur le Grand Massif ultramafique du Sud de la Nouvelle Calédonie. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., sect. IV, n° 1, p. 43-51.

MYSEN B.D. & BOETTCHER A.L. (1975) - Melting of hydrous mantle, II. J. Petrol., v. 16, p. 549-593.

MYSEN B.D. & POPP R.K. (1978) - Solubility of sulfure in silicate melts as a function of f_{S2} and silicate bulk composition at high pressures. Carnegie Inst. Yearb. 78, p. 709-713.

NAFZIGER R.H. & MUAN A. (1967) - Equilibrium phase compositions and thermodynamic properties of olivines and pyroxenes in the system $MgO-FeO-SiO_2$. Am. Mineral., v. 52, p. 1364-1385.

NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F. & MERCIER J.C. (1971) - Textures, structures, and fabrics due to solid-st flow in some european lherzolites, tectonophysics. v. 12, p. 65-86.

NICOLAS A. & POIRIER J.P. (1976) - Crystalline plasticity and flow in metamorphic rocks. Wiley, Londres. 444 p.

OBATA M. (1976) - The solubility of Al_2O_3 in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenites. Am. Mineral., v. 61, p. 804-816.

O'HARA M.J. (1967) - Mineral paragenesis in ultrabasic rocks. in : Ultramafic and related rocks. P.J. Wyllie, ed., New York, p. 393-403.

OSBORN E.F. (1969) - The complementariness of orogenic andesite and alpine peridotite. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 33, p. 307-324.

PAGE N.J. (1976) - Serpentinization and alteration in an olivine cumulate from the Stillwater Complex, South western Montana. Contrib. Mineral. Petrol., v. 34, p. 127-137.

PARIS J.P. (en préparation) - La géologie de la Nouvelle Calédonie, un essai de synthèse. Mém. pour servir de notice explic. à la carte géologique 1/200 000, Bur. Rech. Géol. Min.

PARIS J.P. & LILLE R. (1977) - La Nouvelle Calédonie du Permien au Miocène : données cartographiques, hypothèses géotectoniques. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., sect. IV, n° 1, p. 79-95.

PARIS J.P., ANDREIEFF P. & COUDRAY J. (1979) - Sur l'âge éocène supérieur de la mise en place de la nappe ophiolitique de Nouvelle Calédonie, unité du charriage océanique périaustralien, deduit d'observations nouvelles sur la série de Nepoui. C.R. Acad. Sci. Paris, série D.

PAVLOV N.V., CHUPRYNINA I.I. & OSTROGORSKAIA O.P. (1969) - Les compositions des olivines et spinelles coexistants dans les roches et minerais de la formation à dunites et harzburgites, exemple du massif de Kempirsai. Geologia roudnikh mestorojdeni, n° 2, p. 17-29.

PRESNALL D.C. (1969) - The geometrical analysis of partial fusion. Amer. J. Sci., v. 267, p. 1178-1194.

PRINZHOFER A., NICOLAS A., CASSARD D., MOUTTE J., LEBLANC M., PARIS J.P., RABINOVITCH M., ROUTHIER P., BESSON M. & JOHAN Z. (en préparation) - Structure in the New Caledonia peridotite gabbro nappe implication for oceanic mantle and crust.

POLDERVAART A. & HESS H.H. (1951) - Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. Jour. Geol., v. 59, p. 472-489.

ROBERT D. (1976) - Rapport de stage. Soc. Le Nickel, Nouméa. inédit.

RODGERS K.A. (1973) - Chrome spinels from the Massif du Sud, Southern New Caledonia. Mineral. Mag., v. 39, p. 326-339.

RODGERS K.A. (1974) - Lower tertiairy tholeiitic basalts from Southern New Caledonia. Mineral. Mag. n°110, p. 125-131.

RODGERS K.A. (1976) - Ultramafic and related rocks from Southern New Caledonia. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., sect. IV, n°1, p. 33-54.

ROEDER P.L. & EMSLIE R.F. (1970) - Olivine-liquid equilibria. Contrib. Mineral. Petrol., v. 29, p. 275-289.

ROEDER P.L., CAMPBELL I.H. & JAMIESON H.E. (1979) - A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., v. 68, p. 325-334.

ROSSELLO G. (1962) - Note préliminaire sur la géologie des gîtes de chromite et leur prospection. Rap. interne Bur. Rech. Géol. Min. 29p. inédit, n° DT62A26.

ROUTHIER P. (1953) - Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. Mém. Soc. Géol. Fr., n° 67, 271 p.

ROUTHIER P. (1963) - Les dépôts de chromite.in : Les gisements métallifères, Masson, Paris, t. I, p.671-695.

SINTON J.M. (1977) - Equilibration history of the basal alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zeland. J. Petrol. v. 18, p. 216-246.

SMIRNOV V.I. (1977) - Deposits of chromium. in : Ore deposits of the USSR, Smirnov Ed. Pitman Publis., v. I, p. 179-235.

STANTON R.L. (1958) - Etude microscopique de quelques échantillons de chromite de Nouvelle Calédonie. Bull. Géol. Nouv. Calédonie, n° 1, p. 51-93.

THAYER T.P. (1946) - Preliminary chemical correlations of chromite with the containing rocks. Econ. Geol., v. 41, p. 202-217.

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

THAYER T.P. (1969) - Gravity differentiation and magmatic reemplacement of podiform chromite deposits. Econ. Geol. Monograph. 4, p. 132-146.

THAYER T.P. (1970) - Chromite segregations as petrogenetic indicators. Geol. Soc. South Africa, spec. Publ. 1, p. 380-390.

TONI C. (1965) - Contribution à l'étude des chromites de la Nouvelle Calédonie. Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier.

ULMER G.C. (1969) - Experimental investigation of chromite spinels. Econ. Geol., Monograph. 4, p. 114-131.

VANNIER M. (1976) - Surfusion et cristallisation lors du refroidissement d'un magma. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 283, p. 595-598.

VANNIER M. (1977) - Modélisation de la solution solide spinelle naturelle. Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., v. 100, p. 239-245.

VANNIER M., BERGER E., LEHMANN J., MOUTTE J. & PODVIN P. (en préparation) - Modélisation de la solubilité de l'alumine dans l'orthopyroxène.

WOOD B.J. & BANNO S. (1973) - Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contrib. Mineral. Petrol. v. 42, p. 109-124.

WORST B.G. (1960) - The Great Dyke of Southern Rhodesia. South Rhodesia Geol. Surv. Bull., n°47, 234 p.

30A