HAL
open science

Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piemontaises): étude structurale et pétrologique

Françoise Boudier

To cite this version:

Françoise Boudier. Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piemontaises): étude structurale et pétrologique. Pétrographie. Université de Nantes, 1976. Français. NNT : . tel-00805089

HAL Id: tel-00805089

https://theses.hal.science/tel-00805089

Submitted on 27 Mar 2013

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.

THESE

présentée

A L'INSTITUT DES SCIENCES DE LA NATURE DE L'UNIVERSITE DE NANTES

par

Françoise BOUDIER

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR D'ETAT

LE MASSIF LHERZOLITIQUE DE LANZO

(ALPES PIEMONTAISES)

ETUDE STRUCTURALE ET PETROLOGIQUE

IIIIIIIII

Soutenue le Janvier 1976, devant la Commission d'Examen

M. A. NICOLAS Président, Rapporteur

M. C.J. ALLEGRE
M. J.G. RAMSAY
M. M.J. O'HARA
M. F.H. FORESTIER
} Examinateurs

THESE

présentée

A L'INSTITUT DES SCIENCES DE LA NATURE DE L'UNIVERSITE DE NANTES

par

Françoise BOUDIER

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR D'ETAT

LE MASSIF LHERZOLITIQUE DE LANZO

(ALPES PIEMONTAISES)

ETUDE STRUCTURALE ET PETROLOGIQUE

IIIIIIIII

Soutenue le Janvier 1976, devant la Commission d'Examen

M. A. NICOLAS Président, Rapporteur

M. C.J. ALLEGRE
M. J.G. RAMSAY
M. M.J. O'HARA
M. F.H. FORESTIER
} Examinateurs

AVANT-PROPOS

Au moment de remercier tous ceux qui ont participé à la réalisation de ce travail, ma gratitude va tout d'abord à Monsieur Adolphe NICOLAS. Je tiens aussi à faire une place particulière à Jean-Luc BOUCHEZ et à Jean-Claude MERCIER. Il y a six ans, lorsque notre équipe s'est constituée, nous avons uni nos efforts dans le but de faire avancer l'étude structurale des péridotites de Lanzo. L'expérience et l'intuition d'Adolphe NICOLAS nous ont guidés, son acharnement et son enthousiasme, soutenus. Jean-Luc BOUCHEZ et Jean-Claude MERCIER ont, en un an et demi, mis au point l'essentiel des programmes de traitement à l'ordinateur des données structurales dont nous disposons aujourd'hui. Le fruit de l'étroite collaboration entre les membres de notre petite équipe fut l'élaboration d'une théorie de l'interprétation cinématique des structures et des fabriques dans les péridotites. Puis chacun s'orienta vers des sujets plus spécifiques; pour mon compte, je continuai l'étude du massif de Lanzo.

La plupart des campagnes de terrain ont été menées en compagnie d'Adolphe NICOLAS, de Jean-Luc BOUCHEZ, de Jean-Claude MERCIER, puis de Michel DAROT et d'Anne-Marie BOULLIER. Yves GUEGUEN est venu plus tard apporter la contribution d'un physicien complet. Bernard LASNIER, Jacques MARCHAND, Arnaud ETCHECOPAR ont été des amis disponibles pour toutes les discussions. Monsieur le Professeur F.H. FORESTIER a toujours, avec courtoisie, favorisé la collaboration entre son Laboratoire et le nôtre.

Pendant ces six années, j'ai reçu l'aide d'un certain nombre de personnalités dont la spécialité touche de près à la

connaissance des péridotites : Professeur E. DEN TEX, Docteur E.D. JACKSON, Docteur J. TARNEY, Professeur G.M. BROWN, Docteur A. PECKETT.

Le C.N.R.S. et l'I.N.A.G. m'ont apporté une aide matérielle, d'abord à titre personnel, puis dans le cadre de l'A.T.P. "Géodynamique de la Méditerranée occidentale".

La gestion libérale et rationnelle de l'ordinateur IBM 1130 de l'Ensemble Sciences, sous la responsabilité du Professeur LASKAR et de Monsieur B. REMAUD en a permis une utilisation particulièrement efficace.

Monsieur DERVAL a exécuté avec soin et compétence de nombreuses lames minces, Monsieur A. COSSARD et Madame J. NAULET ont réalisé l'illustration du mémoire qui fut dactylographié et mis en page par Madame D. ROCHER ; le lecteur apprécierа directement la qualité de leur contribution. Madame M. MAURY a participé, avec son dévouement habituel aux ultimes mises au point de dactylographie. Le personnel de l'imprimerie de l'Ensemble Sciences, sous la responsabilité de Madame M. RODRIGUEZ, a effectué les tirages du mémoire.

Que tous trouvent l'expression de mes remerciements et de ma gratitude.

Messieurs les Professeurs C.J. ALLEGRE, M.J. O'HARA, J.G. RAMSAY ont bien voulu honorer notre Laboratoire en participant à ce jury, je les en remercie.

INTRODUCTION

Cette étude pétrologique et structurale est divisée en deux parties. La première partie comporte exclusivement les observations et les données : observations et mesures de terrain, orientations préférentielles des minéraux dans les différents faciès, analyses chimiques des roches et des minéraux, analyses à la microsonde des minéraux. La deuxième partie comprend les interprétations et discussions ; les principaux problèmes abordés sont :

(1) l'histoire des rubanements pyroxénolitiques,

(2) le processus de fusion partielle donnant naissance aux gabbros et aux reliquats dunitiques,

(3) le mécanisme de la déformation plastique dans les péridotites,

(4) le mode d'intrusion du massif de Lanzo dans le contexte alpin.

PLAN

1ère PARTIE OBSERVATIONS ET MESURES	Chapitre 1	Cadre de l'étude
	Chapitre 2	Structure
	Chapitre 3	Minéralogie et géochimie
	Chapitre 4	Relations gabbros - dunites
2ème PARTIE INTERPRETATIONS ET DISCUSSIONS	Chapitre 5	Fusion partielle gabbroïque
	Chapitre 6	Interprétation pétrographique et géochimique
	Chapitre 7	Interprétation cinématique des structures et des orientations préférentielles
	Chapitre 8	Schéma de la mise en place

1ère PARTIE

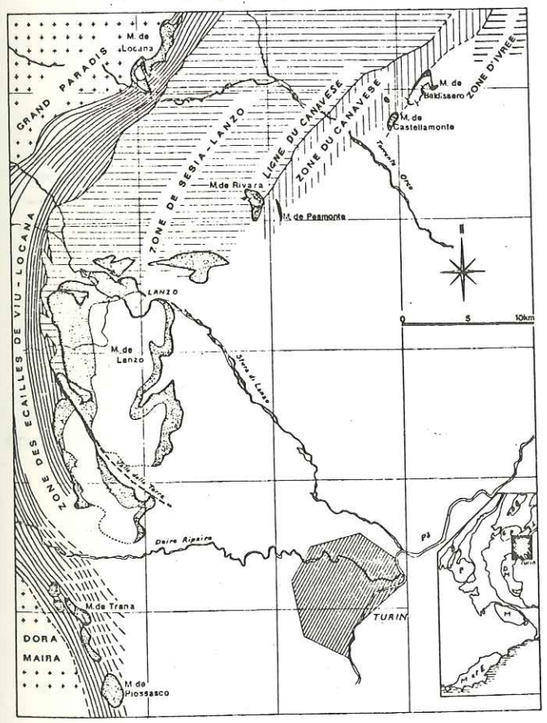
OBSERVATIONS ET MESURES

CHAPITRE 1

CADRE DE L'ÉTUDE

1.1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE DU MASSIF DE LANZO

Le massif de Lanzo affleure à la limite entre la zone interne des Alpes occidentales et la zone des Pennides piémontaises. Il se situe dans la province du Piémont italien à 25 km à l'Ouest de Turin (Fig. 1-1). Limité au Sud par le Val de Suse, au Nord par la Vallée de Lanzo, il constitue le premier contrefort des Alpes Graies au-dessus de la Plaine du Pô. Une voie d'accès empruntant la Vallée du Viù et le Col de Lis le limite à l'Ouest et le sépare des sommets constituant la ligne frontalière distante d'une trentaine de kilomètres.



Sa superficie de 150 km^2 en fait un des plus grands massifs de lherzolite recensés. Les dimensions extrêmes sont de 20 km du Nord au Sud et de 10 km de l'Ouest à l'Est. L'altitude varie de 500 mètres à 1658 mètres au Mte Colombano. Le massif est divisé en trois unités : l'unité centrale (Lanzo centre) possède de loin la plus grande superficie (90 km^2), elle est séparée de l'unité Sud (Lanzo sud, 55 km^2) par le Val della Torre, et de l'unité Nord (Lanzo nord*, 5 km^2) par la Stura di Lanzo (Fig. 1-2, carte 1-1). Le petit massif de Trana, au Sud du Val de Suse, présente une identité de faciès et de structure avec Lanzo sud qui fait penser qu'il y a continuité sous le Val de Suse entre Lanzo sud et le massif de Trana

Fig. 1.1. Situation du Massif de Lanzo au sein des unités structurales dans les Alpes occidentales (NICOLAS et Al. 1972)

---

* *Dans de précédentes publications, l'unité correspondant ici à Lanzo centre a été appelée "ellipse nord", l'unité correspondant à Lanzo nord était appelée "ellipse de Germagnano".*

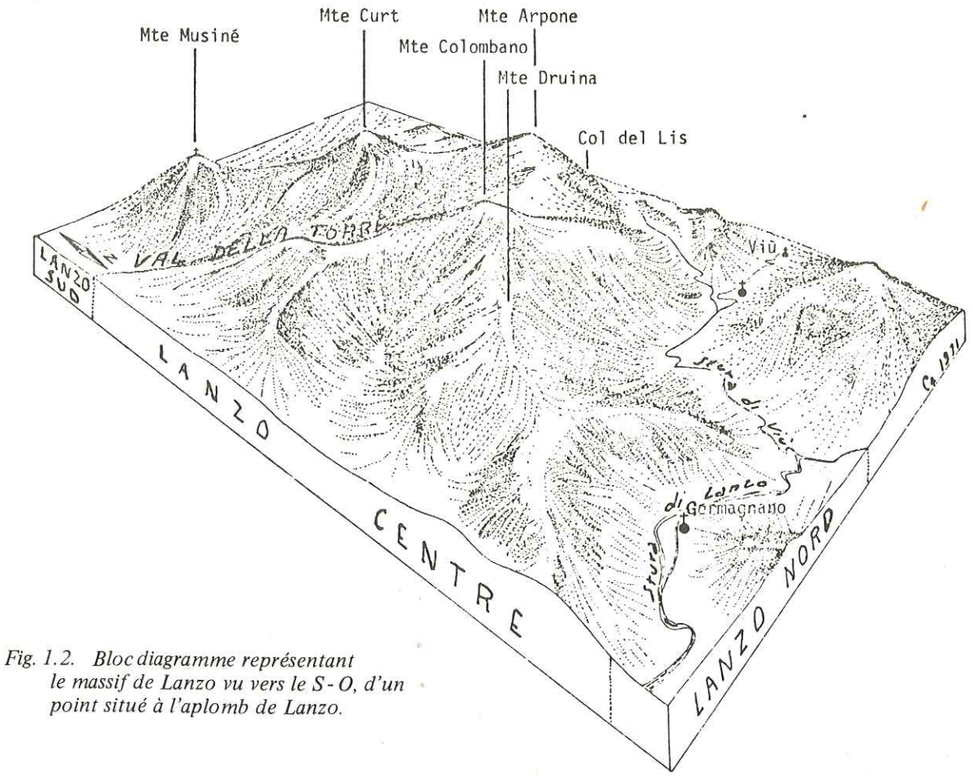


Fig. 1.2. Bloc diagramme représentant le massif de Lanzo vu vers le S-O, d'un point situé à l'aplomb de Lanzo.

1.2. RELATION AVEC LES UNITÉS ALPINES ENCAISSANTES

Le massif est en contact, sur la bordure Ouest, avec les ophiolites et schistes lustrés du domaine pennique ; les contacts Nord, Est et Sud ennoyés sous les sédiments de la Plaine du Pô sont inconnus. Le schéma des relations du massif avec les unités structurales des Alpes internes est emprunté à A. NICOLAS (1966, 1974).

1.2.1. SITUATION PAR RAPPORT A LA ZONE DE SESIA LANZO ET A LA ZONE D'IVRÉE

Le massif de Lanzo se situe au Sud de la zone de Sesia Lanzo, bordée à l'Ouest par la ligne de Viù-Locana (limite orientale des ophiolites du domaine pennique) et à l'Est par la ligne du Canavèse (limite orientale du métamorphisme alpin, Fig. 1-1). Traditionnellement, il appartient à la zone de Sesia Lanzo, mais l'examen de ses relations avec la zone des Pennides et avec la zone d'Ivrée, nous conduisent à le rattacher à cette dernière.

A la suite des campagnes d'études géophysiques menées pendant les années 60 dans la zone interne des Alpes, entre Locarno et San Remo, GIESE (1968) et BERCKHEMER (1968) ont interprété les anomalies gravimétriques positives, les hautes vitesses et les réflexions sismiques mesurées à l'aplomb de la zone d'Ivrée (Fig. 1-3) comme dues à la remontée d'une écaille de manteau pentée vers l'Est (Fig. 1-5). Cette remontée est continue tout au long de l'arc interne des Alpes (Fig. 1-3). Ainsi, au niveau du massif de Lanzo (Fig. 1-4, coupe D), le manteau arrive jusqu'à la surface, et dans cette interprétation, le massif est, dans sa position actuelle, encore enraciné dans le manteau supérieur.

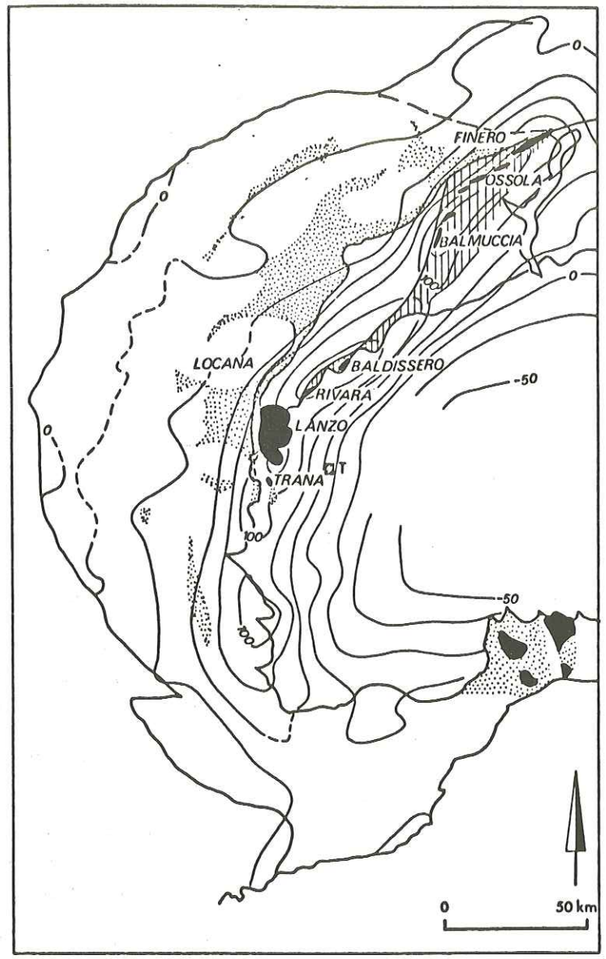


Fig. 1.3. Carte de situation du massif de Lanzo et des autres massifs ultrabasiques de la zone d'Ivrée par rapport aux unités structurales des Alpes internes, superposée à la carte des anomalies gravimétriques (d'après VECCHIA, 1968). En tireté : zone d'Ivrée ; en pointillé : ophiolites.

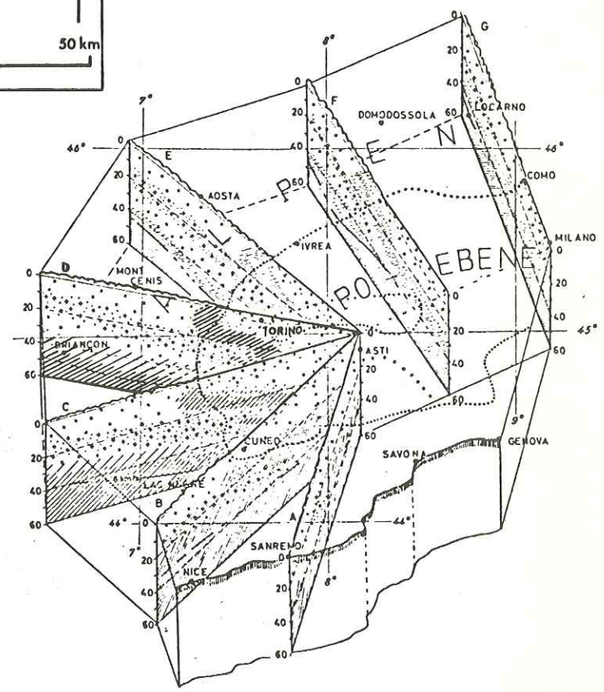


Fig. 1.4. Coupes interprétatives à travers les Alpes Internes, d'après les données séismiques, GIESE (1968). La partie supérieure de la zone de grande vitesse séismique (zone hachurée) sur la coupe D correspond au Massif de Lanzo

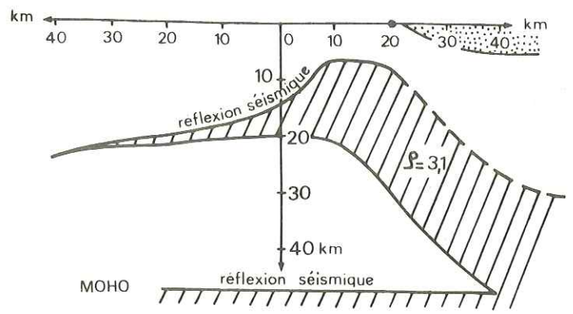


Fig. 1.5. Coupe interprétative de l'anomalie gravimétrique à l'aplomb d'Ivrée comme la remontée d'une écaille de manteau s'enracinant vers l'Est. D'après BERCKHEMER (1968).

Le massif de Lanzo occupe donc une position comparable à celle des autres petits massifs ultrabasiques jalonnant la limite occidentale de la zone d'Ivrée et affleurant au sein des granulites. Ces massifs qui se situent comme Lanzo à l'aplomb des maximums d'anomalie positive sont ceux de Rivara, Baldissero, Balmuccia, Ossola, Finero. Nous rattachons donc structuralement le massif de Lanzo à la zone d'Ivrée, et considérons que les lignes de Viù-Locana et du Canavese limitant la zone de Sesia Lanzo convergent au Nord de Lanzo.

1.2.2. RELATIONS AVEC LES SCHISTES LUSTRÉS ET OPHIOLITES DE LA ZONE PENNIQUE

Le massif de Lanzo constitue la limite orientale des roches vertes et schistes lustrés du domaine pennique affleurant entre Dora Maira et le Grand Paradis (Fig. 1-6). Il en est séparé par la suture de la ligne Viù-Locana. Celle-ci est constituée, dans la zone de Viù, le long de la bordure Ouest du massif, par un empilement épais de 2 à 3 km, d'écailles fortement redressées de schistes lustrés, d'ophiolites, et de gneiss minuti de Sesia Lanzo. Le long de ce contact, le massif porte l'empreinte d'événements typiquement alpins : déformations alpines s'accompagnant du développement de paragenèses appartenant aux faciès schistes bleus et schistes verts alpins.

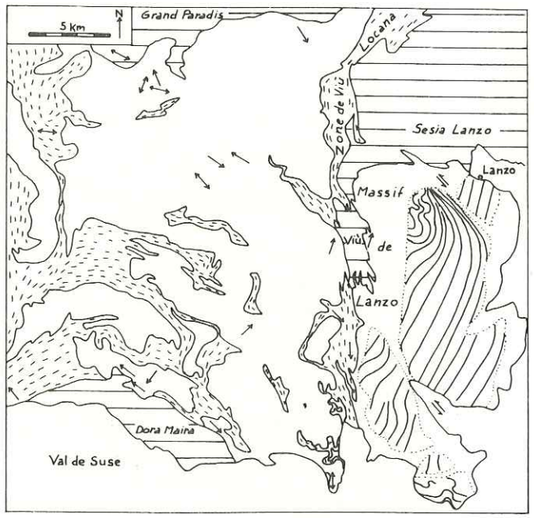


Fig. 1.6. Carte du massif de Lanzo (avec la trace des plans de foliation), séparé de l'ensellement de schistes lustrés (en tirets) et d'ophiolites (en blanc) par la zone de Viù-Locana. Les massifs cristallins et Sesia Lanzo sont figurés par des traits parallèles (NICOLAS, 1974).

(a) Déformations alpines. Les déformations alpines imprimées dans les serpentinites et sur la bordure Ouest du massif sont de deux types : failles cisaillantes et plis à axes verticaux.

Deux failles cisaillantes de direction NO - SE séparent entre elles les trois parties du massif au niveau du Val della Torre et de la rive Sud de la Stura di Lanzo. Elles correspondent à des accidents profonds puisqu'elles mettent en contact des masses de péridotite ayant leurs caractères internes propres (cf. chapitre 2). On observe au niveau de ces failles une augmentation de la déformation de la péridotite et une inflexion de l'orientation du plan de foliation S_1 qui indiquerait un sens de cisaillement senestre (Fig. 1-6). Deux décrochements de moindre importance, orientés E - O, découpent également l'unité de Lanzo centre (cf. Fig. 2-43). Ces failles sont cicatrisées par la serpentinisation en antigorite dans laquelle il est impossible d'analyser les mouvements.

Des plis d'axes subverticaux déforment la foliation dans la péridotite le long des bordures Ouest et Sud (Fig. 1-6) ; de tels plis peuvent également déformer les filons de gabbro et de diabase. Ils sont l'équivalent des plis d'axes très plongeants (Fig. 1-7) déformant les écailles de la zone de Viù et correspondent à la phase II des déformations alpines définies dans cette région par NICOLAS (1969, 1974) – phase postérieure au métamorphisme du faciès schistes bleus et antérieure au métamorphisme de faciès schistes verts –.

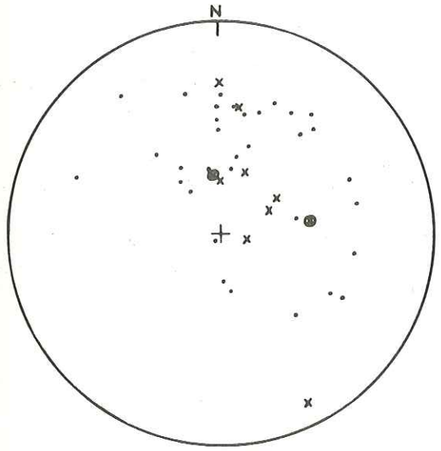


Fig. 1.7. Diagramme stéréographique (SCHMIDT, hémisphère inférieur) des axes de plis de la seconde déformation, dans la zone de Viù-Locana (points) et dans la bordure Ouest du massif de Lanzo (croix pour les microplis et croix encerclées pour les axes mégamétriques construits à partir de 150 mesures de foliation pour Lanzo sud et 307 mesures pour Lanzo centre. (NICOLAS, 1974).

(b) Paragenèses du métamorphisme alpin

– La serpentinisation (Carte 1-1) a entamé le massif sur une épaisseur moyenne de 1 à 1,5 km ; le cœur du massif en est préservé. Des bandes serpentinisées séparent également entre elles les trois ellipses. Deux types de serpentinisation se développent, qui ont fait l'objet d'une étude minéralogique détaillée à partir des minéraux séparés (BOUDIER, 1971) : serpentinisation en antigorite et serpentinisation en lizardite.

La lizardite est la serpentine qui se développe à l'intérieur du massif. Cette serpentinisation n'est jamais complète à Lanzo, comme c'est le cas à Baldissero par exemple. La péridotite serpentinisée est parcourue par un réseau de lizardite dans lequel on peut distinguer des plans de cisaillement et des plans de détente (cf. Photo II-2) résultant d'une déformation relativement superficielle de la péridotite à une température d'environ 400°C. Dans les dunites, cette serpentinisation s'accompagne de la transformation des spinelles en magnétite auréolée de chlorite. Les péridotites serpentinisées en lizardite forment à l'intérieur du massif des digitations creusées par les torrents.

L'antigorite est l'antigorite 2 du métamorphisme faciès schistes verts décrite par NICOLAS (1969). A l'Ouest de la zone de Viù, elle a envahi les masses ultrabasiques appartenant au domaine des schistes lustrés et ophiolites. Elle constitue également la gaine de serpentinite entourant le massif et séparant entre elles les trois unités. Les serpentinites à antigorite, plus résistantes à l'altération que les péridotites forment des crêtes acérées le long du contact Ouest du massif, et dans les formations de la zone de Viù, là où le plan de serpentinisation est subvertical.

– Dans la zone de transition épaisse de quelques centaines de mètres. entre les serpentinites de la bordure Ouest et la péridotite fortement déformée du contact, il est possible d'observer d'autres recristallisations "alpines". Dans les mylonites de péridotites, le pyroxène recristallise en trémolite. Les filons de gabbro, et les filons de diabase coupant les péridotites de cette bordure sont souvent recristallisés dans la paragenèse à jadéite, grenat, glaucophane, épidote du métamorphisme alpin de haute pression (NICOLAS, 1966).

On n'observe jamais de minéraux hydratés primaires dans le cœur du massif.

(c) Filons de diabase

Les filons de diabase sont localisés à la bordure Ouest de Lanzo centre (Carte 1-1). On n'en rencontre jamais ailleurs, en particulier à la bordure Ouest de Lanzo Sud. Les filons sont subverticaux, de direction variant entre 40° et 140° (Fig. 1-8). Ils recoupent la foliation S_1 de la péridotite ainsi que les filons de gabbro (ces relations sont visibles sur la route de Viù, au niveau d'Il Dasio) ; ils sont déformés par les plis à axes verticaux de la 2e phase de déformation alpine (NICOLAS, 1969). Ils présentent, à l'échelle de l'échantillon, une texture fine caractéristique de roches subvolcaniques ou filoniennes à refroidissement rapide. Au microscope, la structure est celle d'une roche métamorphique, et leur paragenèse est de type rodingitique : grenat + trémolite - actinote + zoïsite (+ pistacite), ou chlorite + chloritoïde. On observe souvent des bordures figées à paragenèse de chloritite.

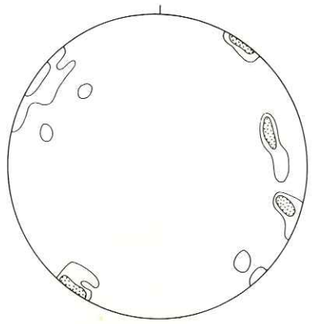
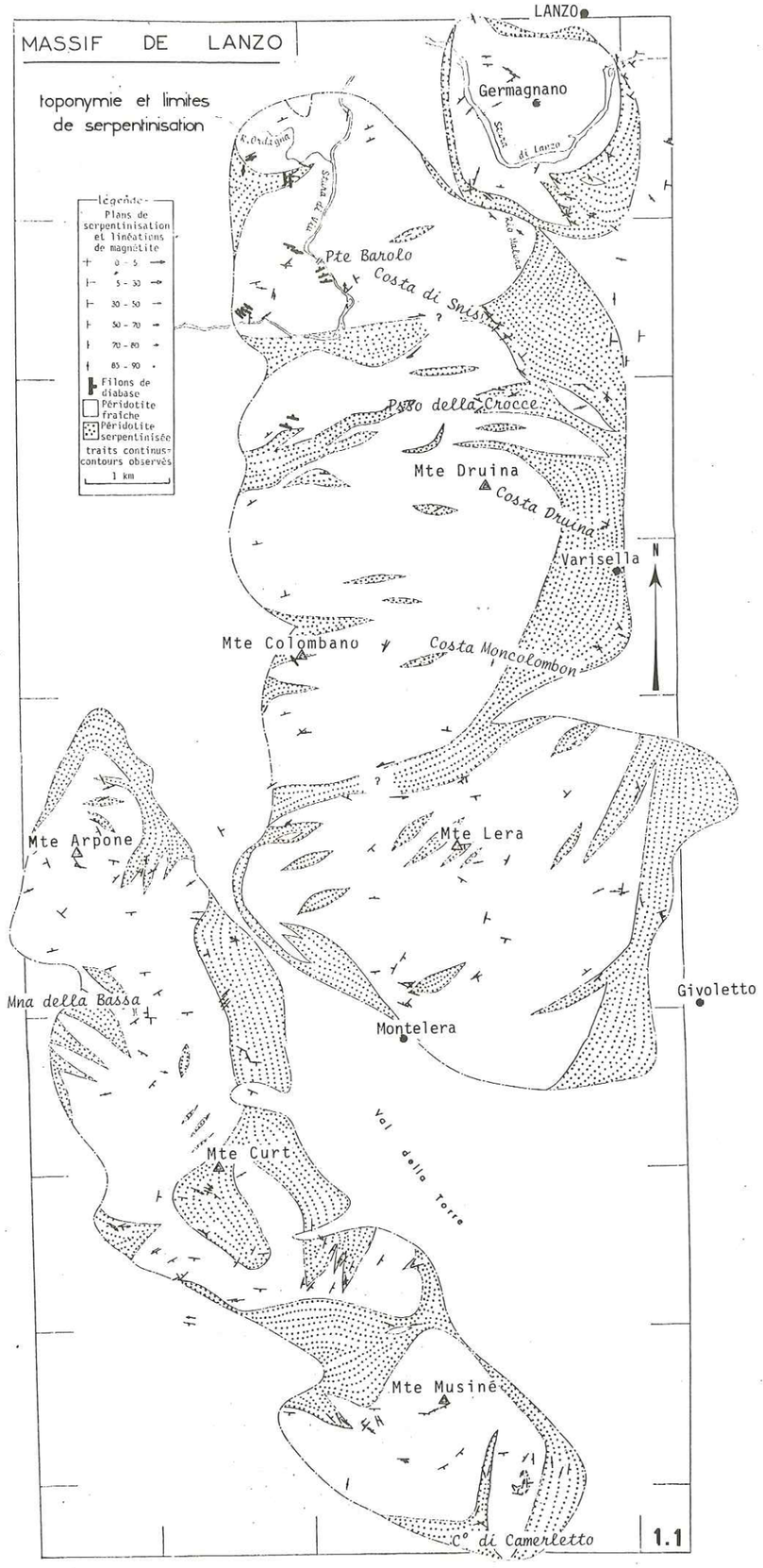


Fig. 1.8. Projection stéréographique (hémisphère inférieur) des pôles des filons de diabase. (16 mesures) Contours 1 %, 2 %.

La mise en place de ces filons est donc postérieure à la phase principale d'intrusion du massif et antérieure à la seconde phase de déformation alpine et au métamorphisme de faciès schistes bleus. Leur chimisme, caractérisé par des teneurs élevées en Na_2O (cf. chapitre 3) place ces filons parmi les associations spilitiques.



CHAPITRE 2

LA STRUCTURE

INTRODUCTION

Ce chapitre comprend l'étude structurale des péridotites et du rubanement pyroxénolitique du Massif de Lanzo. Au cours de l'étude, trois publications ont fait le point sur les résultats essentiels : NICOLAS et al. (1971), NICOLAS et al. (1972), NICOLAS et BOUDIER (1975).

Pour une revue générale des techniques et des méthodes utilisées, il est renvoyé à l'ouvrage de NICOLAS et POIRIER (1976). Les techniques de travail sur le terrain, particulières aux péridotites, telles qu'elles ont été mises au point dans le Massif de Lanzo, ont été décrites en détail par M. DAROT (1973).

Les méthodes d'étude des orientations préférentielles des minéraux sont exposées dans les ouvrages de SANDER (1948, 1950), de TURNER et WEISS (1963), de NICOLAS et POIRIER (1976) ; pour l'application aux péridotites, il est référé aux travaux de l'Ecole de Leiden : DEN TEX (1969, 1970, 1971), COLLEE (1963), AVE'LALLEMANT (1967), MÖCKEL (1969).

2.1. STRUCTURES DE TERRAIN

2.1.1. MESURES DE TERRAIN : PRÉCISION ET TRAITEMENT

Les cartes structurales du Massif de Lanzo ont été établies à l'échelle du $^1/10000^e$, à partir d'environ 1000 points de mesures répartis de façon à peu près homogène sur les 75 km^2 de péridotite fraîche formant le massif, dont la surface totale (y compris les zones serpentinisées) est de 150 km^2. La maille carrée moyenne des points de mesures a un côté de 275 m. Les échantillons orientés, au nombre de 270, ont été prélevés de façon relativement régulière suivant une maille carrée moyenne de 525 m de côté. Il arrive assez fréquemment que sur les crêtes – qui par ailleurs sont spécialement favorables, fournissant des affleurements en continu – des blocs aient légèrement basculé (on s'en rend compte en comparant les mesures sur des blocs voisins). Cette rotation (due vraisemblablement à l'action de la glaciation) fait varier l'ensemble des mesures de quelques degrés d'un site à l'autre. Les mesures d'éléments structuraux dont on recherchait l'orientation relative sont donc effectuées sur un même bloc et sont par conséquent homogènes. Les orientations rapportées aux coordonnées géographiques sont mesurées sur plusieurs blocs ; on en retient la moyenne. L'imprécision admise pour les mesures de terrain est évaluée à 5°.

Les 3500 mesures de terrain stockées dans un fichier ont été traitées par ordinateur grâce à des programmes (PLGN, CLPT, CLRPT) établis par J.L. BOUCHEZ (1971). La carte du grain a été tracée à partir d'un programme de cartographie automatique de M. DAROT (1971).

2.1.2. *DÉFINITIONS DES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX*

On mesure sur le terrain deux types de structures : les structures non pénétratives* qui sont le plan de rubanement et les filons, les structures pénétratives* qui sont le plan de foliation et les différentes linéations.

Plan de rubanement S_0 : il est constitué par les lits pyroxénolitiques dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques décimètres (cf. § 2.4). Le rubanement est généralement plan, mais il peut être plissé (cf. § 2.5). Les plans de rubanement sont distants entre eux de quelques centimètres à plusieurs mètres.

Filons M_1, M_2, M_3 : dans le massif de Lanzo, les filons sont clairement distincts du rubanement, ce qui n'est pas le cas dans d'autres massifs alpins tels que le massif de Balmuccia. Les filons recoupent le rubanement, et leur paragenèse est toujours différente : gabbros (M_2) ou diabases (M_3). Les gabbros peuvent également se présenter en lentilles très allongées, groupées et disposées en échelon, elles déterminent un autre plan remarquable (M_1).

Plan de foliation S_1 : c'est le plan d'aplatissement de l'olivine, constituant majeur de la péridotite. La forme de l'olivine n'étant pas visible sur le terrain, on utilise d'autres minéraux pour définir le plan de foliation. Dans les faciès de lherzolite feldspathique, il est marqué par l'aplatissement de lentilles de plagioclase, parfois à cœur de spinelle, de dimension millimétrique et réparties de façon homogène dans la roche. Dans les faciès de lherzolite à spinelle, le plan de foliation est marqué par l'aplatissement des grains de spinelle. Dans le Massif de Lanzo, la foliation peut être parallèle au rubanement (c'est le cas dans Lanzo Sud)** ; elle peut aussi le recouper obliquement (Photo I-1), quelquefois avec refraction (Photo I-2).

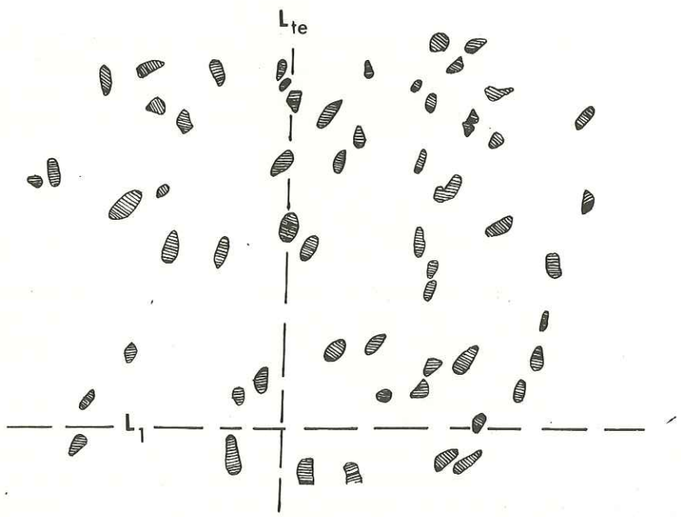


Fig. 2.1. Linéation d'enstatite tabulaire L_{te} et linéation d'agrégat L_1 dans le plan de foliation S_1. L'allongement des tablettes d'enstatite est perpendiculaire à la trace des clivages {110}. D'après la photo I-5.

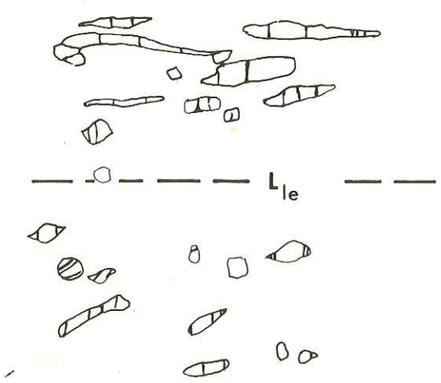


Fig. 2.2. Linéation d'enstatite lamellaire L_{le} dans le plan de foliation S_1. L'allongement des porphyroclastes d'enstatite est perpendiculaire à la trace des clivages (100) dont l'orientation est très proche de S_1.

* *Les structures non pénétratives sont présentes de façon non homogène, à une échelle donnée. Les structures pénétratives sont présentes de façon homogène à toutes les échelles jusqu'à l'échelle microscopique.*

***Le Massif de Lanzo comprend trois unités (cf. Ch. 1) : Lanzo sud, Lanzo centre, Lanzo nord.*

Linéation d'enstatite tabulaire L_{te} : comme toutes les linéations décrites, cette linéation est portée par le plan de foliation. Elle s'observe partout dans le massif, à l'exception de quelques zones de bordure. Dans Lanzo sud elle est moins marquée que dans Lanzo centre ; on définit parfois deux linéations d'enstatite tabulaire. Sur le terrain, les enstatites forment, dans le plan de foliation, des disques allongés dans un rapport 1,5 à 2. Cet allongement est perpendiculaire à la trace des clivages {110}. Il peut être évalué statistiquement sur une surface d'affleurement, et mesuré (Photo I-5, Fig. 2-1).

Linéation d'enstatite lamellaire L_{le} : cette linéation est exceptionnelle dans le Massif de Lanzo, et localisée à une zone bordière entre Lanzo centre et Lanzo nord. Elle est fréquente, dans une situation géologique comparable, dans d'autres massifs comme le Massif de Ronda (DAROT, 1973). Dans le plan de foliation, les enstatites ont une forme très allongée (le rapport d'allongement, en moyenne de 5 à 10, peut être beaucoup plus élevé). Le clivage (100) dont l'orientation est proche du plan de foliation, donne aux lamelles un éclat micacé (Fig. 2-2).

Linéation d'agrégat L_1 : cette linéation correspond à un allongement, dans le plan de foliation, des grains de spinelle ou, plus généralement dans le Massif de Lanzo, des agrégats de spinelle entouré de plagioclase. Dans les péridotites à spinelle, les grains de spinelle ont une forme étirée ou sont isodimensionnels et alignés en chapelets. Dans les lherzolites feldspathiques, les agrégats de spinelle + plagioclase forment des fuseaux de dimension millimétrique à centimétrique (Photo I-4). Dans la partie centrale de Lanzo centre, la linéation d'agrégat a un développement exceptionnel, conférant à la roche un débit en crayon qui masque la foliation (Photo I-7 et 8). La linéation d'agrégat ne s'observe pas dans Lanzo sud.

2.1.3. *RELATIONS GÉOMÉTRIQUES ENTRE LES LINÉATIONS*

Ces relations géométriques sont établies dans Lanzo centre où quatre directions : L_{le}, D_e, L_1, D_i peuvent être définies. La linéation d'enstatite lamellaire L_{le}, exceptionnelle, est sur le terrain, parallèle à la linéation d'agrégat L_1. Les relations géométriques des autres directions ne sont pas entièrement mesurées sur le terrain et nécessitent reports et constructions. Nous considérerons :

1 – la linéation L_1 d'agrégat de spinelle et plagioclase
2 – la perpendiculaire D_e, dans le plan de foliation, à la linéation d'enstatite tabulaire L_{te}
3 – l'intersection construite D_i des plans de rubanement et de foliation.

Les histogrammes des écarts angulaires entre ces directions (Fig. 2-3) sont construits à partir des mesures de terrain réparties dans 630 sites de mesures situés dans Lanzo centre. La Fig. 2-3E montre quel est le taux de recouvrement des différents histogrammes.

Relations entre L_1 et L_{te} : l'histogramme A (Fig. 2-3) montre que la concentration des écarts angulaires entre L_1 et la perpendiculaire à L_{te} dans le plan de foliation est très forte autour d'un maximum de 5°. Cet angle correspond à celui de la précision des mesures de terrain. Il n'est donc pas possible de décider s'il a une signification.

Relations entre D_i et les linéations mesurées. L'observation des histogrammes et du diagramme D (Fig. 2-3) montre que la divergence entre D_i et D_e (histogramme B) est plus marquée qu'entre D_i et L_1 (histogramme C). Cela peut s'expliquer si l'on considère que dans l'histogramme B, 50 % des mesures correspondent à un domaine où L_1 n'est pas mesurée ; c'est généralement le cas lorsque l'angle entre S_0 et S_1 est faible ; D_i est alors définie de façon très imprécise. Donc, dans la majorité des cas, l'écart angulaire important entre D_i et D_e pourrait s'expliquer par une imprécision dans la construction de D_i due au subparallélisme des

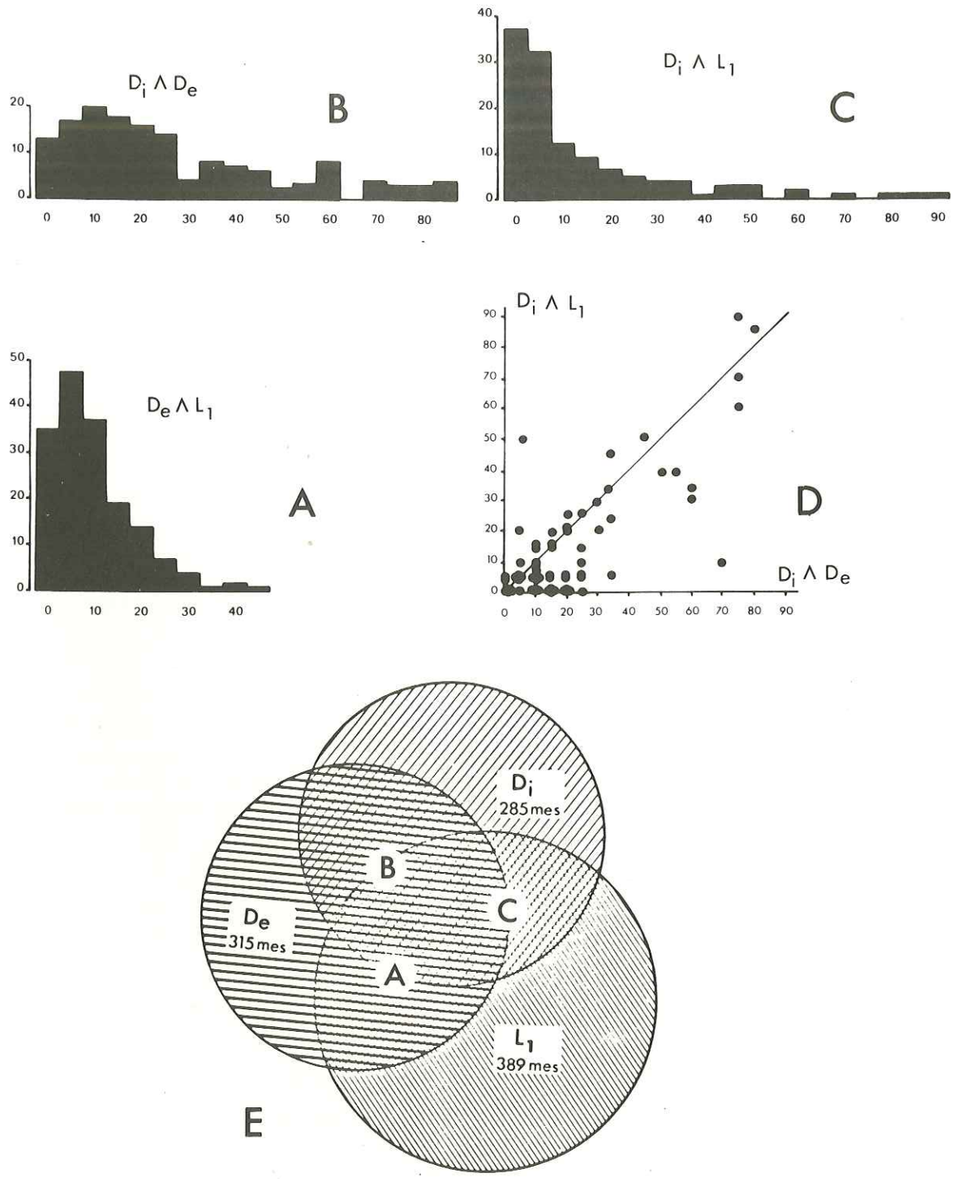


Fig. 2.3. Histogrammes des relations géométriques entre les linéations mesurées et directions construites dans Lanzo centre. L_1 : linéation d'agrégat ; D_e : perpendiculaire, dans le plan S_1 à la linéation d'enstatite tabulaire L_{te} ; D_i : intersection construite des plans S_0 et S_1.
Le diagramme E indique le taux de recouvrement des trois histogrammes A, B, C ; nombre de mesures : 989 ; nombre de sites de mesures : 630. Le diagramme dont les aires de recouvrement sont proportionnelles au nombre de sites où sont mesurées deux, ou les 3 directions montre que les trois histogrammes ABC ne sont pas redondants.

plans S_0 et S_1. Cette explication est corroborée par le diagramme D (Fig. 2-3) qui montre que dans les zones où les trois directions sont définies, D_i s'écarte en même temps de D_e et de L_1.

Sur le terrain, le subparallélisme entre D_i et L_1 (histogramme B) peut être directement observé. Il se traduit par le fait que la linéation d'agrégat L_1 – qui, par définition, est située dans le plan de foliation – s'observe parfois aussi nettement dans le plan du rubanement. Des mesures, effectuées dans de tels sites montrent quelles sont les relations entre L_1 dans S_1, L_1 dans S_0 et l'intersection S_0/S_1 (Fig. 2-4). Dans toute cette étude, la linéation d'agrégat L_1 est mesurée dans S_1.

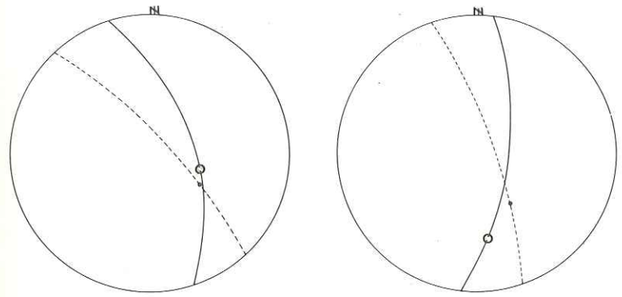


Fig. 2.4. Relations angulaires, en un même site, entre la linéation d'agrégat L_1 mesurée dans le plan de foliation (point), ou dans le plan du rubanement (cercle) et l'intersection construite D_i

Ainsi, la linéation d'agrégat et la linéation d'enstatite tabulaire sont subperpendiculaires dans le plan de foliation. Autrement dit, la perpendiculaire à la linéation d'enstatite tabulaire, dans le plan de foliation, est parallèle à la linéation d'agrégat. La linéation d'enstatite lamellaire est parallèle à la linéation d'agrégat. Les trois directions L_1, D_e et L_{le} sont donc considérées sur le terrain comme équivalentes.

De plus, les directions L_1 et D_e sont, dans la plupart des cas, très proches de l'intersection construite des plans S_0/S_1, spécialement lorsque l'angle entre les deux plans est élevé.

2.1.4. LES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DANS LE MASSIF

Les caractères spécifiques des éléments structuraux ainsi que leurs relations mutuelles sont variables à l'intérieur du massif. C'est pourquoi le massif a été découpé en cinq zones structurales à l'intérieur desquelles ces caractères sont homogènes (cf. Carte 2-3, Fig. 2-5 et 2-6).

Fig: 2-5 : Diagrammes de projection (hémisphère inférieur) des densités de répartition des éléments structuraux (pôles de plans et linéations ou directions construites) dans les 5 zones structurales délimitées Carte 2-3. L'index indique le Nord géographique. Le nombre situé à droite de chaque diagramme indique le nombre de mesures N. Contours pour N > 80 : tireté = < 1% ; trait plein = 1% ; pointillé lâche = 2% ; pointillé serré = 4% ; en noir = 6%. Pour les diagrammes ou N < 80 : contours 5, 10, 12%. — pour 0,45 % de la surface de la demi-sphère de référence (cf. p. 27) —

Fig. 2.6. Diagrammes de projection (hémisphère inférieur) des densités de répartition des éléments structuraux dans Lanzo sud, Lanzo centre et dans l'ensemble du massif. Contours 1, 2, 4, 6 %.

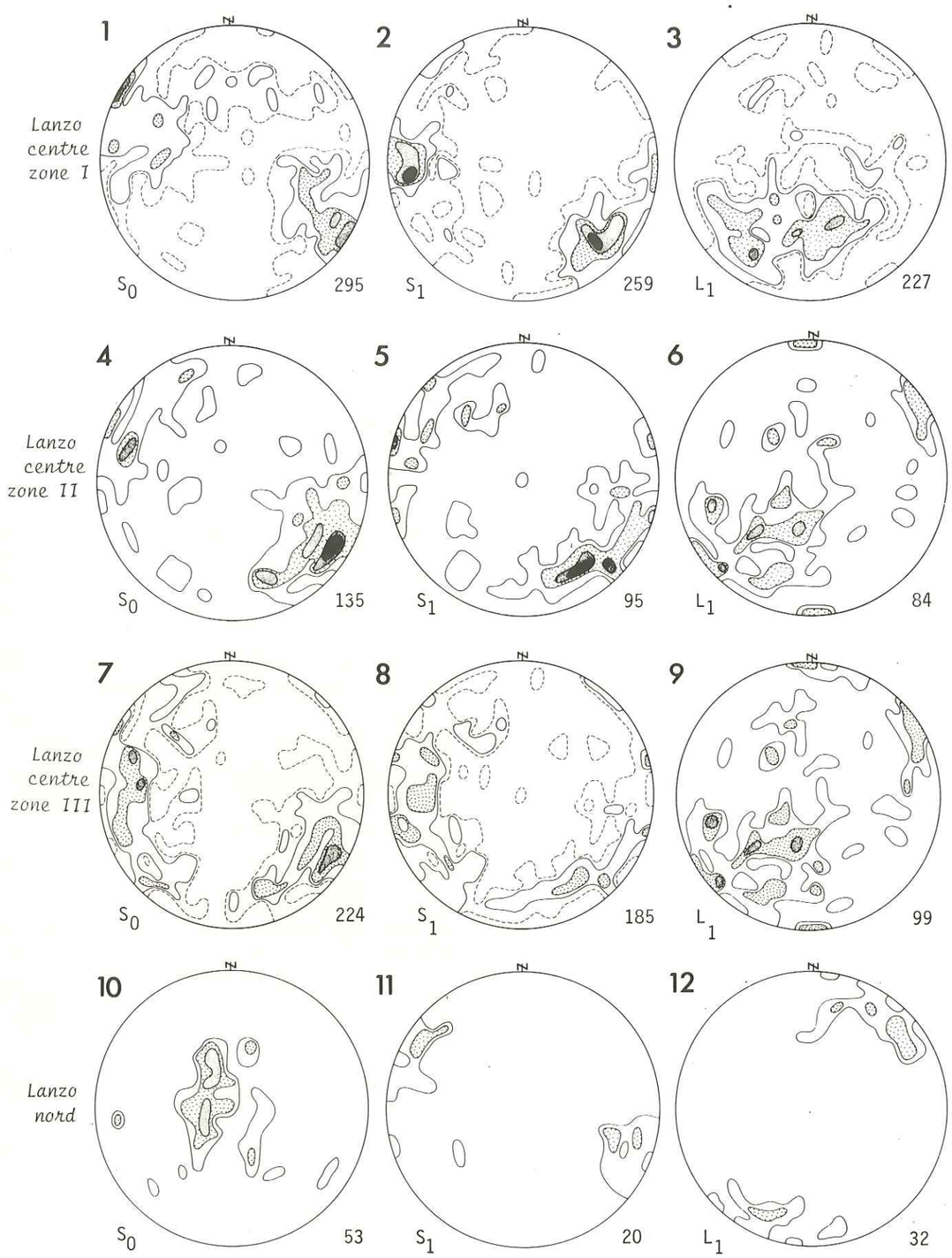


Fig. 2.5. Légende p.15

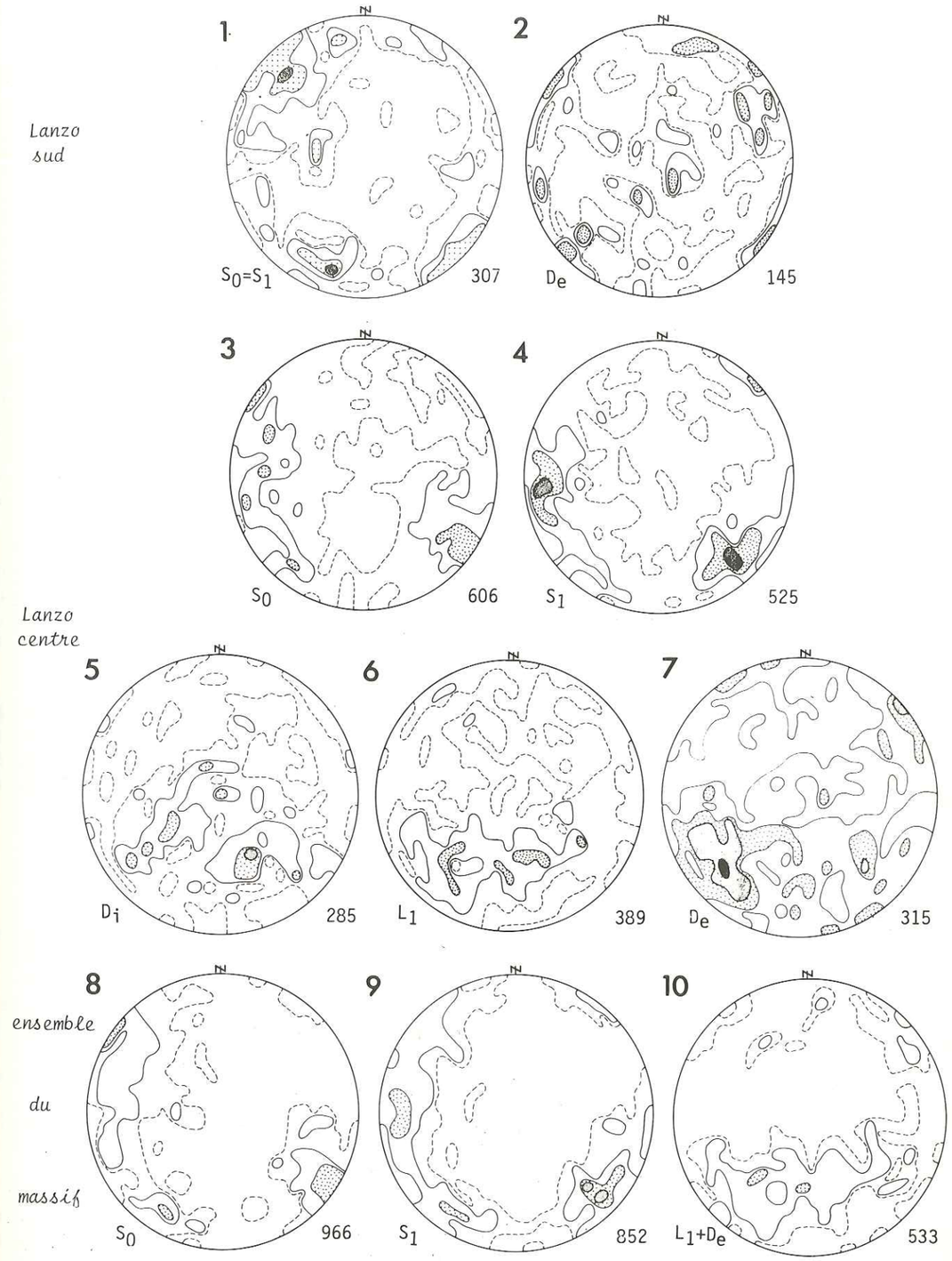


Fig. 2.6. Légende p.15

Le petit massif de Trana qui affleure au sud du Val de Suse (cf. Ch. 1) est intégré à la zone de Lanzo sud.

a) Lanzo sud - Trana : (Fig. 2-6, diagrammes 1, 2). La foliation est assez peu marquée ; elle est constamment parallèle au rubanement. Le rubanement est subvertical ; deux directions dominent à 40° E et 120° E. Il n'est jamais plissé, sauf en un point situé sur la crête du Mte Arpone. La linéation d'enstatite tabulaire est floue ; on en mesure parfois deux. Les perpendiculaires D_e à la linéation d'enstatite principale se groupent suivant deux directions subhorizontales, les perpendiculaires D_e à la linéation d'enstatite secondaire sont subverticales.

b) Cœur de Lanzo centre, zone I : (Fig. 2-5, diagrammes 1, 2, 3). La foliation, de direction moyenne 20° E subverticale, bien marquée, recoupe le rubanement à angle variable, souvent élevé. Le rubanement, de direction plus dispersée que la foliation, direction moyenne à 30° E subvertical, est déformé par de nombreux plis de styles variables à différentes échelles (cf. § 2-5). La linéation d'agrégat, de pendage 45° S O, est fortement marquée.

c) Nord de Lanzo centre, zone III : (Fig. 2-5, diagrammes 4, 5, 6) : zone située en bordure d'une bande mylonitique et serpentinisée séparant Lanzo centre de Lanzo nord. C'est dans cette zone que l'on rencontre localement une linéation d'enstatite lamellaire L_{le}. La foliation, de direction moyenne 20° E verticale est parallèle au rubanement. La linéation d'agrégat, de pendage 45° S O, est moins marquée que dans la zone I.

d) Périphérie Ouest de Lanzo centre, zone II (Fig. 2-5, diagrammes 7, 8, 9). Cette zone de bordure est affectée par des déformations postérieures au fluage plastique responsable de la formation de la foliation (cf. Ch. 7), comme en témoigne la rotation de ce plan. La foliation, de direction moyenne 140° E, est subverticale et fortement marquée. Elle est subparallèle au rubanement. La linéation d'agrégat, de pendage 45° S E est moyennement marquée.

e) Lanzo Nord : (Fig. 2-5, diagrammes 10, 11, 12). La foliation, de direction moyenne 30° E subverticale, est très faiblement marquée, souvent définie approximativement par l'alignement des clivages (100) des enstatites (cf. Ch. 7). Le rubanement est subhorizontal. La linéation d'agrégat, de direction 30° E horizontale, est faible dans la péridotite, mais fortement marquée dans les rubanements pyroxénolitiques.

La comparaison des diagrammes correspondant aux trois domaines : Lanzo sud - Trana, Lanzo centre, Lanzo nord, et des diagrammes correspondant à l'ensemble du massif (Fig. 2-5 et 2-6), permet de tirer les conclusions suivantes :

– La foliation est toujours subverticale, avec une direction dominante NE - SO et une direction secondaire NO - SE due à des déformations postérieures au fluage (cf. Fig. 2-5).

– Le rubanement a, dans l'ensemble, une orientation parallèle à la foliation. Il en diverge dans le cœur de Lanzo centre où il est plissé, et dans Lanzo nord où il est subhorizontal(Carte2-7).

– Les diagrammes 5, 6, 7 (Fig. 2-6) des trois directions D_i, L_1, D_e pour Lanzo centre montrent qu'elles s'orientent dans un même domaine : pendage 45° S O, avec une plus forte dispersion pour l'intersection construite D_i. Le diagramme 10(Fig. 2-6) construit pour l'ensemble du massif montre que cette direction est remarquablement constante.

Les cartes structurales 2-1 et 2-2 complètent ces observations par la mise en évidence d'un pli à l'échelle kilométrique déformant le rubanement et admettant le plan de foliation comme plan axial (carte 2-1). La charnière de ce pli se situe dans la zone où domine une déformation pénétrative linéaire, au cœur de Lanzo centre. Ce plissement du rubanement est étudié § 2-5.

2.2. *STRUCTURES EN LAME MINCE DES LHERZOLITES*

2.2.1. *INTRODUCTION*

L'étude conjointe des structures des péridotites en lame mince et des orientations préférentielles des minéraux a été particulièrement fructueuse dans le cas du Massif de Lanzo (NICOLAS et al., 1971 ; NICOLAS et al., 1972). Des structures comparables ont depuis été trouvées et étudiées suivant la même méthode dans les xénolithes des basaltes (MERCIER, 1972 ; MERCIER et NICOLAS, 1975) ainsi que dans les xénolithes des kimberlites (BOULLIER et NICOLAS, 1974 ; BOULLIER, 1975).

Les péridotites étudiées sont structuralement anisotropes, ainsi que nous l'avons vu au § 2-1. Il est donc indispensable pour les comparer, d'observer des lames minces situées dans un même plan structural. Le plan le plus favorable est perpendiculaire au plan de foliation et parallèle à la linéation d'agrégat L_1, c'est-à-dire encore perpendiculaire à la linéation d'enstatite tabulaire L_{te} (voir § 2-7). Dans ce plan, les minéraux présentent statistiquement leur dimension la plus grande et la plus courte. Sauf mention contraire, toutes les descriptions de lames minces et photographies se situent dans ce plan.

2.2.2. *PRINCIPAUX TYPES DE STRUCTURES*

Les lherzolites du Massif de Lanzo ont des structures de tectonites. Elles évoluent par réduction progressive du grain. Géographiquement, cette évolution est régulière au sein du massif, du centre vers la périphérie (Carte 2-4)* On peut schématiquement distinguer trois types principaux de structures correspondant à des déformations croissantes.

– Structure "à gros grain" (Fig.2-7A,2-7B,2-7C).Elle caractérise les facies de Lanzo sud et principalement les lherzolites à spinelle . La dimension moyenne des grands cristaux (porphyroclastes) d'olivine et d'enstatite est 5 à 7 mm, la dimension maximale est 20 mm. Le diopside se présente en petits cristaux (2 mm) groupés, plus rarement, en plages plus importantes (5 mm). Le spinelle forme des vermicules (0,5 à 1 mm) quand il est associé à l'enstatite (Photo III-5) et des agrégats de forme allongée dans le plan de foliation quand il est associé à l'olivine ; cette association enstatite - spinelle évoque la structure protogranulaire décrite dans les xénolithes des basaltes (MERCIER, 1972).

Les cristaux d'olivine anisométriques (rapport moyen : 2) sont divisés en sous-grains dont les limites sont généralement perpendiculaires à la trace de la foliation. Les limites entre cristaux sont soit irrégulières, soit formées de segments rectilignes convergents avec les sous-joints. La recristallisation de l'olivine ne dépasse pas 10 % et procède de la polygonisation des sous-grains. Le plan (100) des porphyroclastes d'enstatite est statistiquement parallèle au plan de foliation.

– Structure porphyroclastique (Fig.2-8A,2-8B).C'est la structure la plus commune dans Lanzo. Elle est constituée par un assemblage de minéraux fragmentés (pyroxènes) ou recristallisés (olivine et plagioclase) de dimension 0,25 à 1 mm, et de porphyroclastes d'olivine, d'enstatite et de diopside. La proportion de porphyroclastes décroît du centre vers la périphérie du massif et est responsable de la réduction du grain moyen. Les porphyroclastes d'olivine sont fortement allongés (rapport 3 à 5) suivant la trace de la foliation et la linéation d'agrégat. Ils sont divisés en sous-grains dont les limites sont obliques sur l'allongement du porphyroclaste ; les sous-grains évoluent en cristaux polygonaux millimétriques. Les por-

---

* *La carte du grain (carte 2-4) a été tracée, à partir d'une centaine de mesures du grain sur des échantillons régulièrement répartis dans le massif, grâce à un programme de cartographie automatique mis au point par M. DAROT.*

phyroclastes d'enstatite sont souvent allongés perpendiculairement à la trace de la foliation et grossièrement alignés suivant cette direction (Photo 2-12).

– Structure mylonitique (Fig.2-8D).Les facies présentant cette structure sont localisés aux zones de contact entre Lanzo sud et Lanzo centre,Lanzo centre et Lanzo nord. Dans une matrice constituée essentiellement d'olivine recristallisée en très petits cristaux (dimension 0,02 à 0,2 mm), les porphyroclastes d'enstatite présentent un allongement qui peut être considérable (rapport 60) dans le plan de foliation. Ils déterminent une linéation d'enstatite lamellaire caractéristique de ce type de faciès.

Toutes ces structures portent l'empreinte d'une déformation à l'état solide. Aucune structure de cumulat n'a jamais été observée dans les lherzolites.

2.2.3. *DESCRIPTIONS DES ÉCHANTILLONS TYPES*

Dix-neuf échantillons de lherzolites répartis dans tout le massif (cf. Carte 2-5) ont été étudiés pour leurs structures et leurs orientations préférentielles.

Les structures de huit échantillons types sont décrites.

Les autres lherzolites étudiées se rattachent à l'un de ces types (§ 2-3). Seuls sont retenus ici les caractères particuliers à chaque échantillon type, les caractères plus généraux ayant été décrits dans le paragraphe précédent.

a) Echantillon type 744 b. Lherzolite à spinelle. Castello Camerletto, Lanzo sud. Coordonnées * : X : 379,15 ; Y : 4 995,56. Structure « à gros grain » (Photo II-7 ; Fig. 7 A et 2-14 B)
Dimension moyenne du grain** : 0,60.
Macroscopiquement, foliation peu visible, marquée seulement par l'aplatissement des spinelles ; parallèle au rubanement. En lame mince, foliation clairement marquée par l'aplatissement des grands cristaux (porphyroclastes) d'olivine (dimension 5 à 7 mm x 2 à 3 mm) de forme losangique. Présence de petits cristaux polygonaux d'olivine (néoblastes) de même dimension (millimétrique) que la sous-structure de polygonisation qui affecte tous les cristaux d'olivine ; sous-joints perpendiculaires à la trace du plan de foliation (un faible pourcentage sont parallèles. Cristaux d'enstatite pouvant atteindre 15 mm et présentant une anisométrie moins élevée (5 à 7 mm x 3 à 5 mm). L'orientation statistique des cristaux d'enstatite peut être observée directement grâce aux lamelles de diopside soulignant le plan (100) (plan de glissement). L'orientation la plus fréquente est : (100) proche du plan de foliation ; les cristaux ayant cette orientation présentent une extinction onduleuse. Les cristaux ayant leur plan (100) perpendiculaire à la trace de la foliation présentent des bandes de pliage dont les limites sont parallèles à la foliation. Il n'y a jamais de polygonisation ou de recristallisation dans l'enstatite.

---

* *Carte d'Italie 1/25 000e*

** *La dimension moyenne du grain est évaluée en millimètre, par comptage de toutes les frontières cristallines rencontrées lors de traversées parcourues parallèlement à L_1 et perpendiculairement à S_1.*

b) Echantillon type 726. Lherzolite à spinelle. Sous le Mte Musiné, Lanzo sud: Coordonnées : X : 378,10 ; Y : 4 996,10. Structure « à gros grain » (Photo II-1 ; Fig. 2-7 B et 2-15)
Dimension moyenne du grain : 0,39.
Structure identique à la précédente avec un développement plus important de la recristallisation de l'olivine. Les cristaux d'olivine et d'enstatite de dimension 10 à 15 mm sont fréquents (dimension maximale : 20 mm). Présence de cristaux de diopside (dimension : 7 mm) contenant des exsolutions d'enstatite en tablettes.

c) Echantillon type 729 b. Lherzolite feldspathique. Massif de Trana. Coordonnées : X : 375,10 ; Y : 4 889,80. Structure «à gros grain» (Photo II-6 ; Fig. 2-7 C et 2-16 A)
Dimension moyenne du grain : 0,67.
Foliation bien visible sur l'échantillon, soulignée par les lentilles de plagioclase. Dimension moyenne des porphyroclastes (4 à 5 mm) inférieure à celle observée dans les faciès à spinelle ; leurs contours sont plus irréguliers. Recristallisation de l'olivine insignifiante. La structure demeure assez semblable à celle décrite dans l'échantillon 744 b.

d) Echantillon type 935. Lherzolite feldspathique Stura di Lanzo, Lanzo nord. Coordonnées : X : 379,87 ; Y : 5012,60. Structure « à gros grain » (Fig. 2-23)
Dimension moyenne du grain : 0,80.
Foliation et linéation d'agrégat peu visibles. Anisométrie des porphyroclastes d'olivine et d'enstatite peu marquée (dimension 7 à 10 mm). Sous-joints obliques sur l'allongement des porphyroclastes d'olivine. Cristaux polygonaux d'olivine (dimension 1 à 2 mm) relativement abondants. Grands cristaux de diopside (5 mm) chargés d'exsolutions en bouffées. Le plagioclase, en agrégats de cristaux millimétriques est systématiquement associé aux porphyroclastes d'enstatite et de diopside ou en auréole autour du spinelle.

e) Echantillon type 878. Lherzolite à spinelle. Versant Est du Mte Colombano, Lanzo centre. Coordonnées : X : 379,10 ; Y : 5008,00 Structure porphyroclastique (Photo III-1 ; Fig. 2-8 A et 2-17)
Dimension moyenne du grain : 0,40.
Foliation peu marquée, mais très forte linéation de spinelle. En lame mince, structure hétérogranulaire ; très fort allongement de tous les minéraux suivant la trace de la foliation et parallèlement à la linéation de spinelle. Limites des cristaux irrégulières ou formées de segments convergent avec les sous-joints. Les porphyroclastes d'olivine (5 à 8 mm x 2 mm) de forme grossièrement rectangulaire sont divisés en sous-grains dont les limites sont fortement obliques (60 à 70°) sur la trace de la foliation. La recristallisation de l'olivine est quasiment nulle. L'enstatite forme des grands cristaux allongés suivant la trace de la foliation (8 à 12 mm x 2 à 5 mm) ; le plan (100) est généralement subparallèle au plan de foliation. Elle se présente aussi en agrégats étirés de petits cristaux (1 à 3 mm x 0,5 mm) associé au diopside (1 mm) et au spinelle exsolvé. Les petits cristaux d'enstatite proviennent d'une grande enstatite déformée et l'exsolution du spinelle est contemporaine de la fragmentation de l'enstatite. Le diopside est également en grands cristaux allongés suivant la trace du plan de foliation (7 x 3 mm) avec une orientation du plan (100) (souligné par les lamelles d'exsolution) à 45° du plan de foliation.

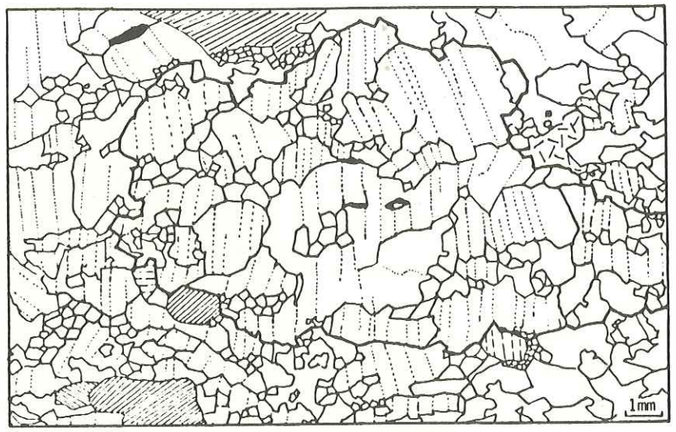
f) Echantillon type 824. Lherzolite feldspathique. Versant Est du Mte Druina, Lanzo centre. Coordonnées : X : 380,70 ; Y : 5 007,85. Structure porphyroclastique (Photo III-3 ; Fig. 2-8 B et 2-20)
Dimension moyenne du grain : 0,24.
Forte linéation déterminée par l'étirement des lentilles de plagioclase ; leur aplatissement souligne la foliation. En lame mince porphyroclastes d'olivine fortement étirés suivant la trace du plan de foliation ; sous-joints obliques sur l'allongement des minéraux. La structure partiellement recristallisée est constituée par un assemblage de porphyroclastes : olivine (5 à 10 mm x 1 à 2 mm), enstatite (4 mm x 2 à 4 mm), diopside (3 à 4 mm x 3 mm) et d'agrégats de petits cristaux de diopside et d'enstatite (0,5 à 1 mm), de forme irrégulière et de petits cristaux polygonaux (0,25 à 0,5 mm) d'olivine et de plagioclase. Les porphyroclastes d'enstatite présentent souvent un allongement perpendiculaire à la trace de la foliation (cf. Photo III-2).

g) Echantillon type 674. Lherzolite feldspathique. Rio Ordagna, Lanzo centre. Coordonnées : X : 377,20 ; Y : 5 012,80. Structure porphyroclastique (Fig. 2-22 A)
Dimension moyenne du grain : 0,25.
Foliation, parallèle au rubanement, très fortement marquée par l'aplatissement des lentilles feldspathiques ; linéation d'agrégat peu visible (la direction de référence est donnée par la linéation d'enstatite tabulaire). En lame mince, olivine presque entièrement recristallisée : les néoblastes d'olivine (1 à 2 mm) se développent à partir des sous-grains des porphyroclastes très étirés dont il reste quelques reliques. Structure identique à la précédente en ce qui concerne les autres minéraux.

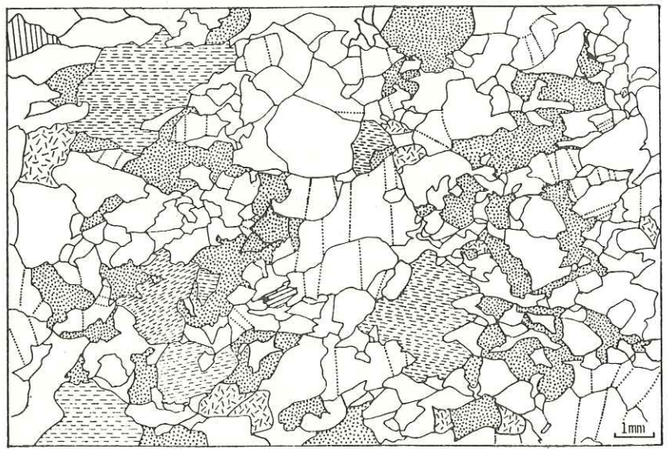
h) Echantillon type 805 b. Lherzolite feldspathique. Grange di Germagnano, Lanzo centre. Coordonnées : X : 378,25 ; Y : 5 012,95. Structure mylonitique (Photo III-5 ; Fig. 2-8D et 2-22 B)
Dimension moyenne du grain : 0,01.
Forte foliation ; linéation d'enstatite lamellaire. Dimension des porphyroclastes d'enstatite étirés en forme de cornues ou de rubans : 5 x 2 mm à 30 x 0,5 mm. Dimension des grains de la matrice recristallisée : 0,01 à 0,2 mm. Orientation dominante de l'enstatite : plan (100) subparallèle au plan de foliation. Les cristaux d'enstatite dont le plan (100) possède une orientation différente sont fragmentés et recristallisés (dimension 0,05 mm). Présence de porphyroclastes déformés et partiellement recristallisés d'olivine et de diopside.

Fig. 2.7. Dessins d'après les photographies de lames minces des principaux types de structures dans Lanzo sud:
Lames minces perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation L_1 ; la trace de la foliation et la linéation L_1 sont orientées E-O.
Figurés : olivine : en blanc avec traces des sous-joints en pointillé ; enstatite : tiretés parallèles à la trace du plan (100) ou traits désorientés (plan (100) non visible) ; diopside : traits serrés parallèles à la trace du plan (100) ; spinelle : en noir ; plagioclase : pointillés.

A - Structure «à gros grain». Lherzolite à spinelle (éch. 744 b, Castillo Camerletto). Cf. Photo II-4



B - Structure «à gros grain». Lherzolite à spinelle (éch. 726 d, Mte Musiné). Porphyroclaste d'olivine divisé en grains et en sous-grains. Cf. Photo II-1



C - Structure «à gros grain». Lherzolite feldspathique (éch. 729 b, Massif de Trana). Cf. Photo II-9 et Fig. 2-28)

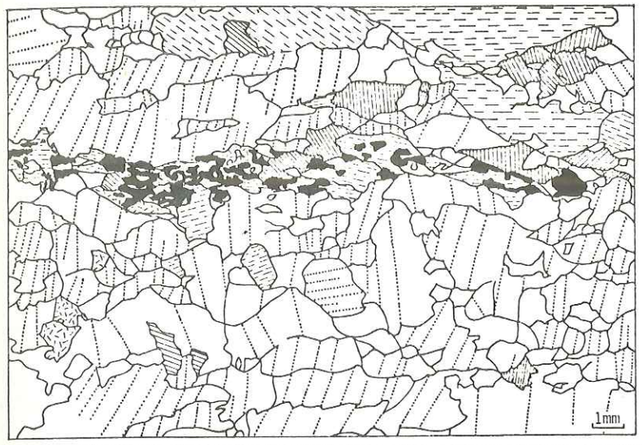
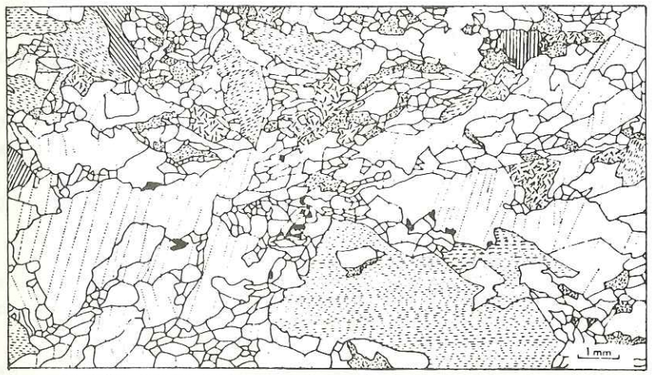
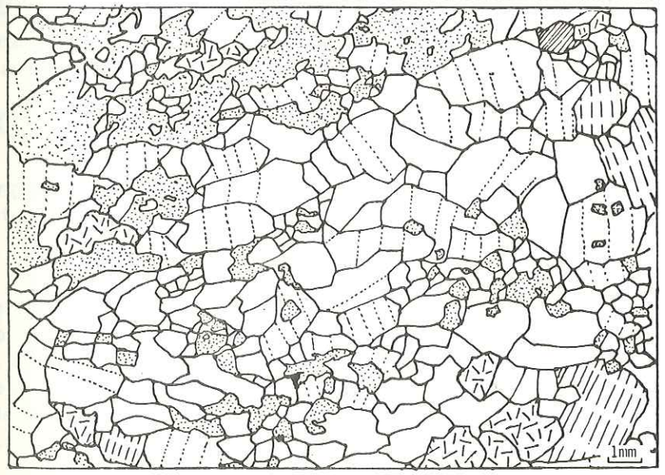


Fig. 2-8. Dessins d'après les photographies de lames minces des principaux types de structures dans Lanzo centre.
Mêmes conventions que dans Fig. 2-7.

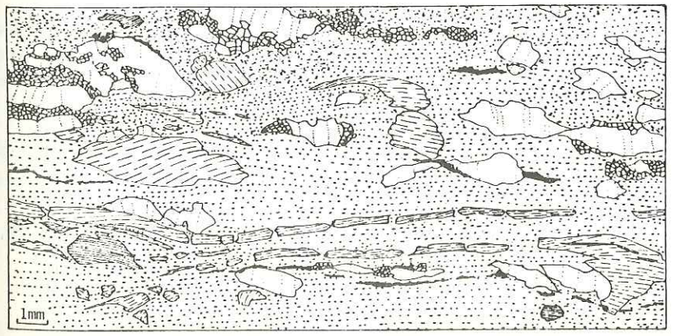
A - Structure porphyroclastique. Lherzolite à spinelle (éch. 878, versant Est du Mte Colombano). Cf. Photo III-1.



B - Structure porphyroclastique. Lherzolite feldspathique (éch. 824, versant Est du Mte Druina). Cf. Photo III.3.



C - Structure porphyroclastique. Lherzolite feldspathique avec développement de fusion partielle gabbroïque (éch. 686 Castagnole).



D - Structure mylonitique. Lherzolite feldspathique (éch. 805 b, Grange di Germagnano). L'étirement de l'enstatite est accompagné de boudinage. Cf. Photo III.5.

2.2.4. SOUS - STRUCTURE

La sous-structure dans les minéraux résulte de légères désorientations à l'intérieur du cristal (pour une revue, cf. NICOLAS et POIRIER, 1976). Les éléments de la sous-structure qui nous intéressent ici sont les bandes de pliage, les sous-grains de polygonisation et les extinctions onduleuses ; tous témoignent d'une déformation à l'état solide.

a) L'olivine. Les olivines des péridotites de Lanzo présentent ces trois types de sous-structures.

(1) Les bandes de pliage (kink bands) sont le résultat d'un glissement intracristallin s'appuyant sur un plan réticulaire (plan de glissement). L'angle de rotation entre deux bandes peut être important. L'axe de rotation est géométriquement l'intersection du plan de glissement et du plan de pliage (Fig. 2-9). La direction de glissement est perpendiculaire au plan de pliage. Dans Lanzo, les bandes de pliage dans les olivines sont rares en-dehors de la zone des plis. Elles ont les caractères suivants (Fig. 2-10 B) :

– Les plans de pliage (kink band boudaries) sont généralement parallèles au plan de foliation.

– Les angles de rotation sont relativement élevés et on observe la transformation de bandes de déformation en grains à l'intérieur d'un porphyroclaste lorsque l'angle de rotation dépasse en moyenne 10°. La moyenne des angles de rotation mesurés dans l'échantillon 878 est 20° compte tenu des bandes ayant constitué des cristaux indépendants (36 mesures) ; l'angle moyen entre sous-grains s.s. est 9° (20 mesures), (Fig. 2-10 B).

(2) Les sous-grains de polygonisation de montée sont le résultat d'une segmentation par montée des dislocations le long des parois de sous-joints. Dans Lanzo, ce type de sous-structure affecte tous les porphyroclastes d'olivine. Ses caractères sont les suivants (Fig. 2-10 A) :

– Les sous-joints sont généralement perpendiculaires ou à un angle élevé du plan de foliation.

– Les angles de rotation entre sous-grains sont faibles. La moyenne mesurée dans l'échantillon 744b (55 mesures) est de 5° (Fig. 2-10 B). Les sous-grains peuvent évoluer en grains polygonaux (néoblastes) (Fig. 2-7 B et 2-26).

– L'axe de rotation n'est pas contenu dans le plan de sous-joint (Fig. 2-26).

(3) Les extinctions onduleuses procèdent de la polygonisation de glissement. Les sous-grains sont étroits, mal définis ; la désorientation est faible. Les extinctions onduleuses ne sont pas très fréquentes dans les olivines de Lanzo.

b) L'enstatite. Les porphyroclastes d'enstatite des péridotites de Lanzo présentent très souvent des extinctions onduleuses : c'est le cas lorsque le plan de glissement (100) a une orientation voisine du plan de foliation. On observe quelquefois dans Lanzo sud des bandes de pliage, lorsque le plan (100) est orienté à un angle élevé du plan de foliation. La recristallisation de l'enstatite en néoblastes polygonaux s'observe exceptionnellement dans la structure mylonitique (cf. Fig. 2-8 D).

c) Le diopside. Le diopside, dans Lanzo, présente uniquement des extinctions onduleuses. Exceptionnellement, dans la structure mylonitique, il recristallise en néoblastes polygonaux. Les mâcles mécaniques décrites dans certains diopsides des péridotites ne sont jamais observées ici.

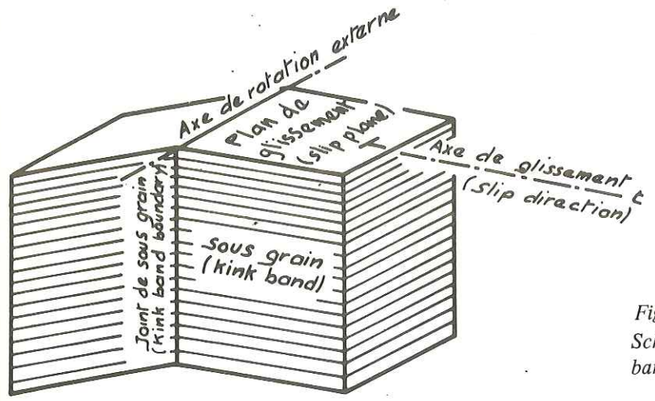


Fig. 2-9
Schéma des relations géométriques entre deux bandes de pliage (Kink-bands) dans l'olivine.

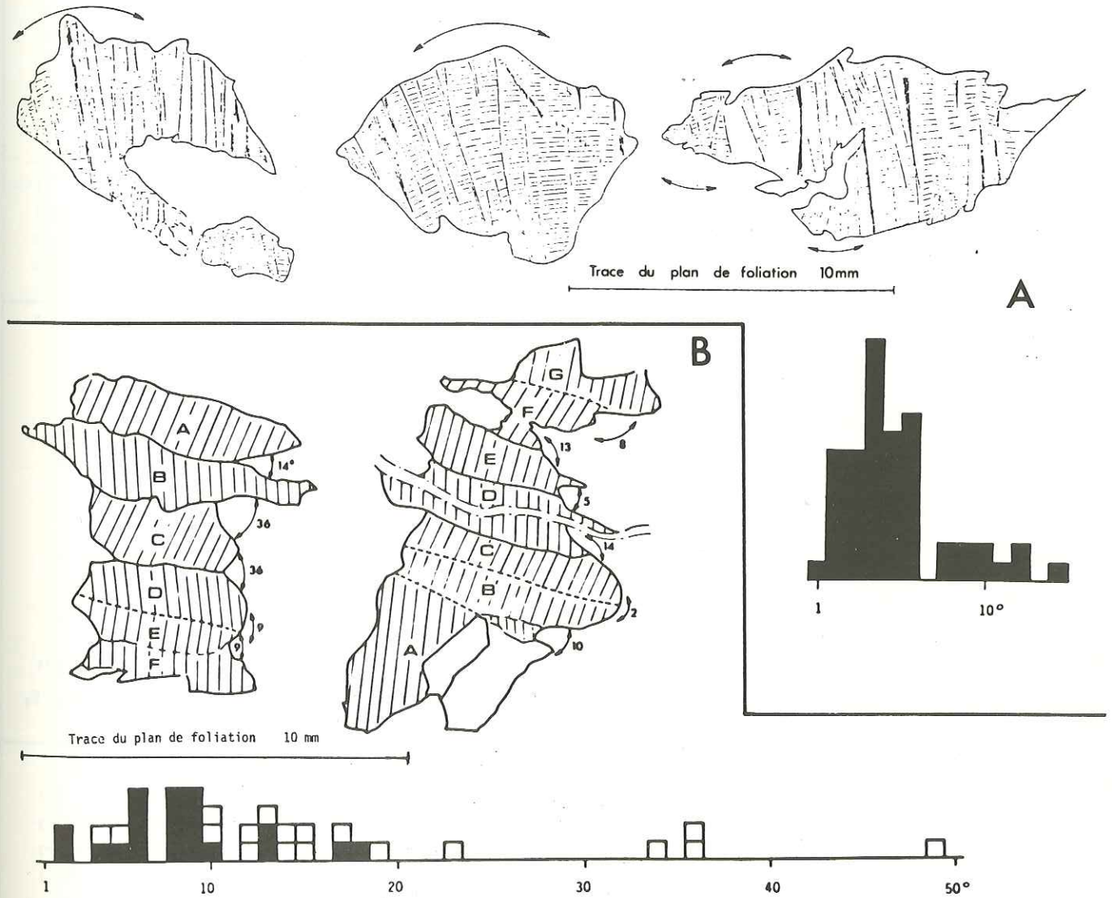


Fig. 2-10
Schémas d'après lames minces des deux types de sous-structure et histogrammes des angles de rotation entre sous-grains. A, sous-grains de polyganisation (éch. 744 b) ; B, bandes de pliage (éch. 878). Traits pointillés = sous-joints ; traits pleins = joints de grains. Dans les histogrammes, angles entre sous-grains S.S. (en noir), entre grains (en blanc).

2.2.5. *COMPARAISON AVEC LES PÉRIDOTITES DES XENOLITHES*

Les structures en lame mince des péridotites de Lanzo sont comparables à certains types de structures décrits dans les péridotites de xénolithes des basaltes (MERCIER, 1972 ; MERCIER et NICOLAS, 1975) et des kimberlites (BOULLIER et NICOLAS, 1974 ; BOULLIER, 1975). Le tableau 2-1 met en parallèle les structures des péridotites de Lanzo et celles des xénolithes qui présentent des caractères comparables.

TABLEAU 2-1

	Massif de Lanzo	xénolites des basaltes	xénolites des kimberlites
Nom	A GROS GRAIN	PROTOGRANULAIRE	A GROS GRAIN
Paragenèse	Lherzolite à spinelle (Sp associé au Px) ou Lherzolite feldspathique	Lhersolite à spinelle (Sp associé au Px)	Harzburgite à spinelle et/ou grenat (Sp associé au Px)
Dimension du grain	moyenne : 5 à 7 mm maximum : 20 mm	moyenne : 4 mm maximum : 10 mm	moyenne : 6 mm maximum : 20 mm
Forme du grain	Aplati (rapport : 2)	Isométrique	Isométrique
Frontières	Irrégulières	Courbes	Rectilignes ou courbes
Sous-structures	Toujours présentes, sous-joints $\perp S_1$ (parfois // S_1)	Rares	Sous-joints espacés $\perp S_1$ (parfois // S_1)
Néoblastes	Faible pourcentage	Nul	Nul
Foliation	Moyenne	Faible	Faible
Fabriques	Bonne, orthorhombique : $X_{ol} \perp S_1$ Z_{ol} couronne ou max. dans S_1 Faible Y en $\perp S_1$	Faible, orthorhombique : $X_{ol} \perp S_1$ ou Z_{ol} max dans S_1 X_{en} couronne $\perp S_1$ ou absence	Faible, orthorhombique : $X_{ol} \perp S_1$ Z_{ol} couronne dans S_1 Faible $X_{en} \perp S_1$
Nom	PORPHYROCLASTIQUE	PORPHYROCLASTIQUE	PORPHYROCLASTIQUE
Paragenèse	Lherzolite feldspathique et Lherzolite à spinelle	Lherzolite à spinelle (sp dispersé)	Lherzolite à grenat
Dimension du grain	Porphyroclastes : Ol : 5 à 10 x 1 à 2 mm En : 4 x 3 mm Néoblastes : 0,25 à 0,5 mm	Porphyroclastes : Ol : 8 x 2 mm Néoblastes : 0,5 mm	Porphyroclastes : Ol : 5 x 2 mm En : 3 x 1 mm Néoblastes : 0,02 à 0,2 mm
Sous-structures	Sous-joints obliques sur l'allongement des porphyroclastes	Fortement restaurées	Faiblement restaurées
Néoblastes	1 génération, importance moyenne	1 génération, abondants	2 générations, importance variable
Foliation et Linéation	Bonne	Bonne	Bonne
Fabriques	Forte, oblique : Z_{ol} sub // L_1, X_{ol} couronne sub $\perp S_1$ Z_{en} sub // L_1, Y_{en} Sub $\perp S_1$ ou couronne $\perp S_1$	Porphyroclastes, forte, oblique : Z_{ol} sub // L_1, X_{ol} couronne sub $\perp S_1$ Z_{en} sub // L_1, Y_{en} sub $\perp S_1$	Porphyroclastes, forte : Z_{ol} sub // L_1 X_{ol} couronne $\perp S_1$ Z_{en} sub // L_1, X_{en} couronne $\perp S_1$
Nom	MYLONITIQUE		FLUIDALE - MOSAIQUE
Paragenèse	Lherzolite feldspathique		Lherzolite à grenat
Dimension du grain	Néoblastes 0,02 à 0,2 mm Porphyroclastes En : 5 à 30 x 2 à 0,5 mm		Néoblastes Ol 0,02 à 0,2 mm En 0,01 mm
Déformation	Intense : glissement des porphyroclastes d'enstatite		Enstatite recristallisée superplastique
Foliation et linéation	Excellente foliation, linéation d'enstatite		Excellente foliation non pénétrative, linéation.
Fabriques	Ol : absente En : excellente : Z_{en} sub // L_1 Y_{en} sub $\perp S_1$		Ol : faible : Z_{ol} sub // L_1 En : absente

23. *ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DES MINÉRAUX DANS LES LHERZOLITES*

2.3.1. *GÉNÉRALITÉS*

Pour les définitions des termes et pour une revue des méthodes et des techniques de l'analyse de l'orientation préférentielle des minéraux dans les péridotites, il est renvoyé aux ouvrages mentionnés p.11

– Traitement des mesures – Représentativité.

Les méthodes de traitement sur ordinateur des mesures effectuées à la platine universelle, mises au point par BOUCHEZ (1971), BOUCHEZ et al., (1971), BOUCHEZ et MERCIER (1975) permettent d'obtenir directement des diagrammes de densité de répartition des orientations sur la demi-sphère de référence (demi-sphère inférieure).

Le comptage s'effectue à l'intérieur de calottes sphériques axées sur 457 points de mesures répartis de telle façon que le recouvrement est minimum (BOUCHEZ et MERCIER, (1976) . La surface de chaque calotte sphérique équivaut à 1/220° de la surface de la demi-sphère. Les densités de répartition obtenues correspondent donc à des pourcents pour 0,45 % de la surface de la demi-sphère de projection (pour une comparaison des différentes méthodes de comptage (cf. NICOLAS et POIRIER, (1976)). Un programme permet également le calcul du maximum ponctuel dans le cas d'une répartition axiale, et le pôle du meilleur plan dans le cas d'une répartition planaire (BOUCHEZ et DAROT, sous presse).

Les diagrammes d'orientation préférentielle présentés dans ce mémoire sont établis à partir de 100 mesures (exceptionnellement 50), ce nombre peut paraitre faible si l'on se réfère à la littérature où des diagrammes d'orientation préférentielle sont présentés avec 200 minéraux mesurés, et parfois jusqu'à 500. Une étude des coefficients d'anisotropie des orientations préférentielles (BOUCHEZ, 1971), confirmée par l'expérience pratique, montre que dans le cas général, et en particulier dans les faciès de Lanzo, la distribution des orientations préférentielles n'est pratiquement plus modifiée à partir de 80 mesures (Fig. 2-11). Par ailleurs, les variations du maximum ponctuel calculé, en fonction du nombre de mesures ont été étudiées dans le cas d'une fabrique* comparable à celles obtenues dans le Massif de Lanzo ; l'écart des maximums ponctuels déterminés pour 50, 100, 200 mesures est de 4° (NICOLAS et POIRIER, 1976). Des auteurs tels que TURNER (1942), BATTEY (1960), RALEIGH (1965), considèrent aussi qu'un nombre de minéraux mesurés situé entre 50 et 100 est suffisant dans le cas général pour caractériser une orientation préférentielle.

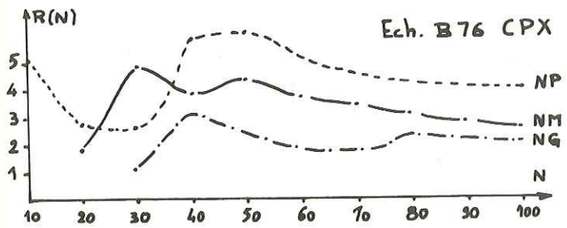


Fig. 2.11. Coefficient d'orientation préférentielle R (N) en fonction du nombre de mesures N. Orientation préférentielle du clinopyroxène dans une pyroxénite, massif de Baldissero. D'après BOUCHEZ (1971).

Il a donc paru plus profitable, dans le cas du Massif de Lanzo, de tester l'homogénéité des orientations préférentielles à l'échelle du massif en multipliant le nombre d'échantillons étudiés (17 lherzolites) quitte à restreindre le nombre de mesures par échantillon au nombre minimum pour mettre en évidence l'orientation préférentielle. Dans d'autres cas tels que celui des structures recristallisées à grain fin où l'on peut trouver de fortes orientations préférentielles locales héritées de domaines cristallins plus vastes (cf. A.M. BOULLIER, 1975 ; ce mémoire, p.41), il est nécessaire de multiplier le nombre des mesures. C'est un problème de répartition et de représentativité de la zone étudiée.

* *Le terme de «fabrique» n'est pas utilisé dans son sens le plus général, c'est-à-dire comprenant toutes les données spatiales de la roche considérée, mais seulement les données microscopiques.*

– Minéraux étudiés –

Les minéraux qui ont été étudiés ici du point de vue de leur orientation statistique sont l'olivine, l'enstatite, le diopside et le plagioclase.

Dans le cas de l'olivine et de l'enstatite qui sont orthorhombiques (Fig. 2-12), les axes cristallographiques sont confondus avec les indices, donc directement mesurables à la platine universelle à 5 axes.

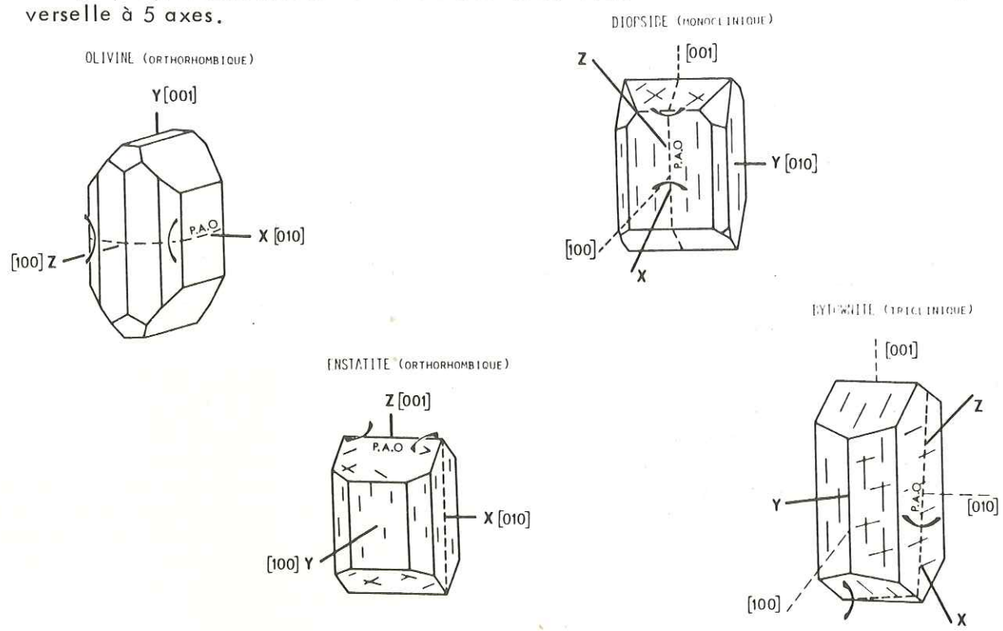


Fig. 2.12. Cristallographie des minéraux étudiés. D'après DEER, HOWIE and ZUSSMAN (1963).

Dans le diopside monoclinique (Fig. 2-12), seul l'axe cristallographique [010] est confondu avec un indice (Y). Les autres axes cristallographiques sont déterminés indirectement par construction.

L'axe [001] = C peut être déterminé comme l'intersection du plan des indices ZX et d'un clivage {110} ou (100) lorsque celui-ci est apparent. L'axe cristallographique [100] est également construit comme perpendiculaire au plan contenant l'indice Y et l'axe [001] = C. Dans le cas où les clivages {110} ou (100) ne sont pas mesurables, la détermination des axes cristallographiques du minéral peut se faire de la façon suivante (Fig. 2-13) : l'axe [001] = C est construit dans le plan des indices XZ, formant avec Z un angle égal à la valeur statistique de l'angle Z ∧ C – déterminée à partir des mesures effectuées sur tous les autres minéraux étudiés –. Deux positions C et C' sont possibles pour cet axe, symétriques par rapport à l'indice Z. Il est donc nécessaire d'avoir mesuré à la platine universelle l'orientation approximative du clivage utilisé : (100) ou {110}. Cette mesure permet de faire le choix entre les positions C et C' de l'axe [001]. MOCKEL (1969) propose une méthode utilisant l'ordinateur pour la détermination des axes cristallographiques des pyroxènes et des amphiboles monochimiques. Cette méthode adaptée et modifiée par BOUCHEZ (1971) est utilisée ici.

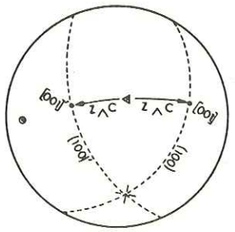


Fig. 2.13. Construction, en projection stéréographique, de l'axe C= [001] dans le diopside, lorsque le plan (100) ne peut être mesuré à la platine universelle. La détermination approximative de la direction du plan (100) permet de faire le choix entre les deux positions possibles de C = [001] par rapport à Z.

Pour le plagioclase, tous les axes cristallographiques doivent être construits en utilisant d'une part les indices, d'autre part les plans de mâcle et de clivage (Fig. 2-12). Il n'a pas encore été proposé de méthode utilisant l'ordinateur pour la détermination de ces axes. Les méthodes manuelles nécessitent un investissement

de temps considérable. Ceci explique le faible nombre d'études, dans la littérature, concernant les orientations préférentielles des feldspaths. Les diagrammes d'orientations préférentielles présentés ici concernent seulement les indices et un plan de mâcle.

2.3.2. ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DANS LES LHERZOLITES (Fig. 2-13 à 2-22).

a) Porphyroclastes

A l'exception des échantillons 878 (Fig. 2-17) et 755a (Fig. 2-18c), les dix-sept échantillons de lherzolite étudiés ici présentent des fabriques comparables. Cependant, l'analogie n'est pas complète entre les fabriques des échantillons de Lanzo sud et de Lanzo centre.

La fabrique générale est la suivante concernant l'olivine et l'enstatite :

$[010]_{ol}$ et $[100]_{en}$ forment (1) un maximum subperpendiculaire au plan S_1 ou (2) une couronne subperpendiculaire à S_1. Il existe une oblicité entre le maximum de $[010]_{ol}$ et le pôle de S_1.

$[001]_{ol}$ et $[010]_{en}$ ont une fabrique médiocre

$[100]_{ol}$ et $[001]_{en}$ forment (1) une couronne subparallèle à S_1 ou (2) un maximum proche de L .

La fabrique (1) caractérise les faciès de Lanzo sud (structure "à gros grain"). Dans cette fabrique, l'oblicité entre maximums ponctuels et directions structurales est toujours faible (Fig. 2-24). La fabrique de l'enstatite est de qualité comparable à celle de l'olivine. La fabrique (2) caractérise les faciès de Lanzo centre (structure porphyroclastique). Les maximums de $[100]_{ol}$ et $[001]_{en}$ sont alors les traits dominants dans les diagrammes d'orientation préférentielle. L'oblicité des maximums ponctuels sur les directions structurales se situe autour de 20° (Fig. 2-24). Sauf dans le cas de l'échantillon 674 (Fig. 2-22A), la fabrique de l'enstatite est plus faible que celle de l'olivine. Enfin, l'échantillon à structure mylonitique (Fig. 2-21 B) présente une excellente fabrique des trois indices de l'enstatite et une faible fabrique de l'olivine.

Un échantillon (878) présente une fabrique anormale (Fig. 2-16) : $[010]_{ol}$ est situé dans S_1, $[100]_{ol}$ est voisin de la linéation L, $[001]_{ol}$ est subperpendiculaire à S_1. Cet échantillon provient du cœur de Lanzo centre (zone des plis). Nous verrons que l'on retrouve ce type de fabrique de l'olivine dans les lherzolites situées à l'intrados des plis (cf. § 2-5).

Dans les échantillons 878 (Fig.2-17) et 794 (Fig.2-21) le diopside ne présente aucune orientation préférentielle.

b) Néoblastes

L'orientation préférentielle des petites olivines recristallisées a été considérée indépendamment des porphyroclastes dans trois échantillons :

éch. 726, structure "à gros grain", Fig. 2-15 B
éch. 824, structure porphyroclastique, Fig. 2-20 B
éch. 805, structure mylonitique, Fig. 2-22 B.

Les néoblastes mesurés, dans le cas des échantillons 726 et 824, sont dispersés dans la lame ; ils sont choisis dans dix zones différentes de la lame dans le cas de l'échantillon 805. Dans l'échantillon 726, la fabrique des néoblastes est comparable à celle des porphyroclastes (Fig. 2-15 A). Il en est de même dans l'échantillon 824, mais avec une dispersion plus grande (Fig. 2-19 A). Dans l'échantillon 805, l'orientation préférentielle des néoblastes est très faible.

Fig. 2.14 à 2.23 Diagrammes d'orientation préférentielle des minéraux dans les lherzolites. Projection (hémisphère inférieur) des indices et des axes cristallographiques de l'olivine (ol), de l'enstatite (en), du diopside (di). Le plan de référence est le plan horizontal et l'index indique le Nord, sauf pour les diagrammes 2.17, 2.22 B et 2.23. Contours : 1, 2, 4, 8, 16 % pour o,45 % de la surface de la demi-sphère (cf. p. 27). Les points correspondent au maximum ponctuel et au pôle du meilleur plan.

Eléments structuraux = trait plein = trace du rubanement ; tireté = trace de la foliation avec linéation d'agrégat (Lanzo centre et Lanzo nord), ou perpendiculaire à la linéation d'enstatite tabulaire (Lanzo sud) :

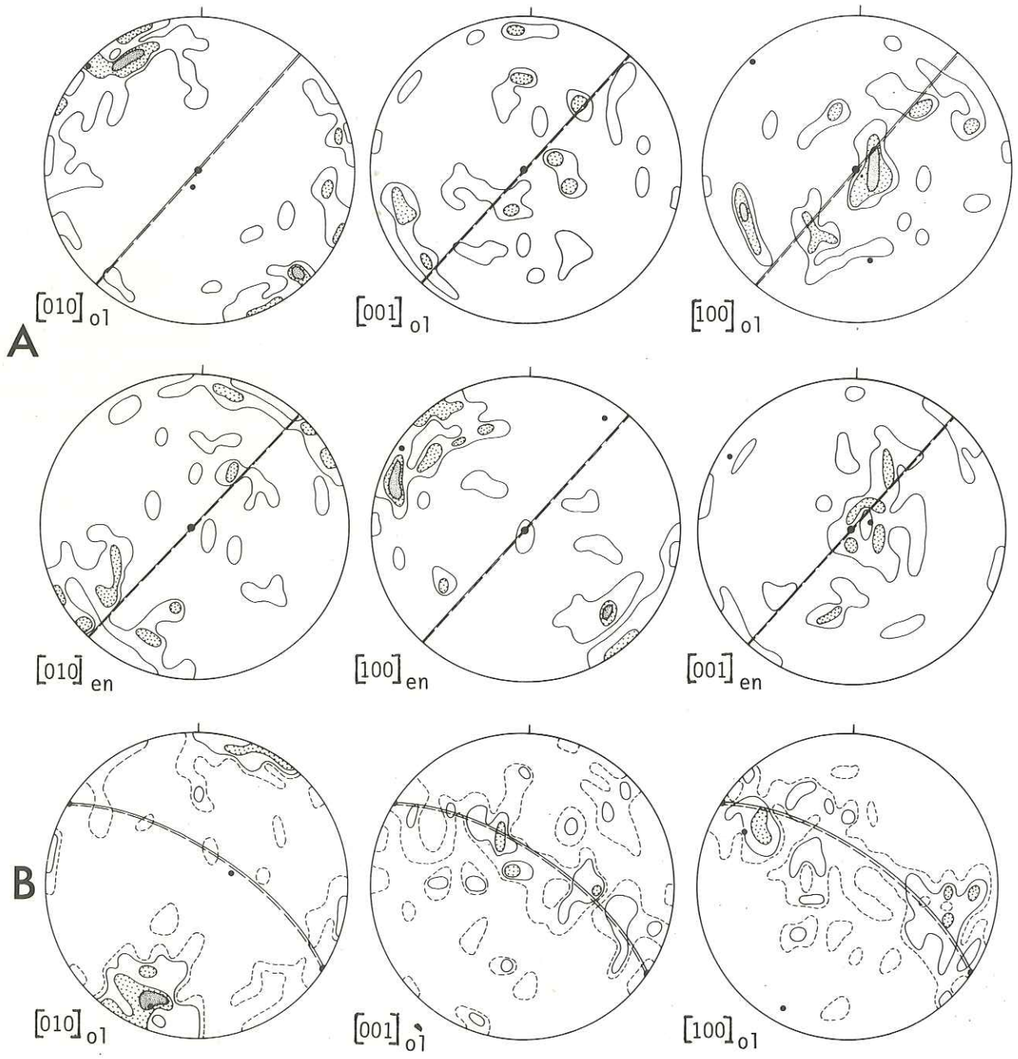


Fig. 2.14. A, Ech. 708 a, mte Arpone (Lanzo sud) ; 50 ol ; 50 en.
B, Ech. 744 b, Castello Camerletto (Lanzo sud) ; 100 ol.

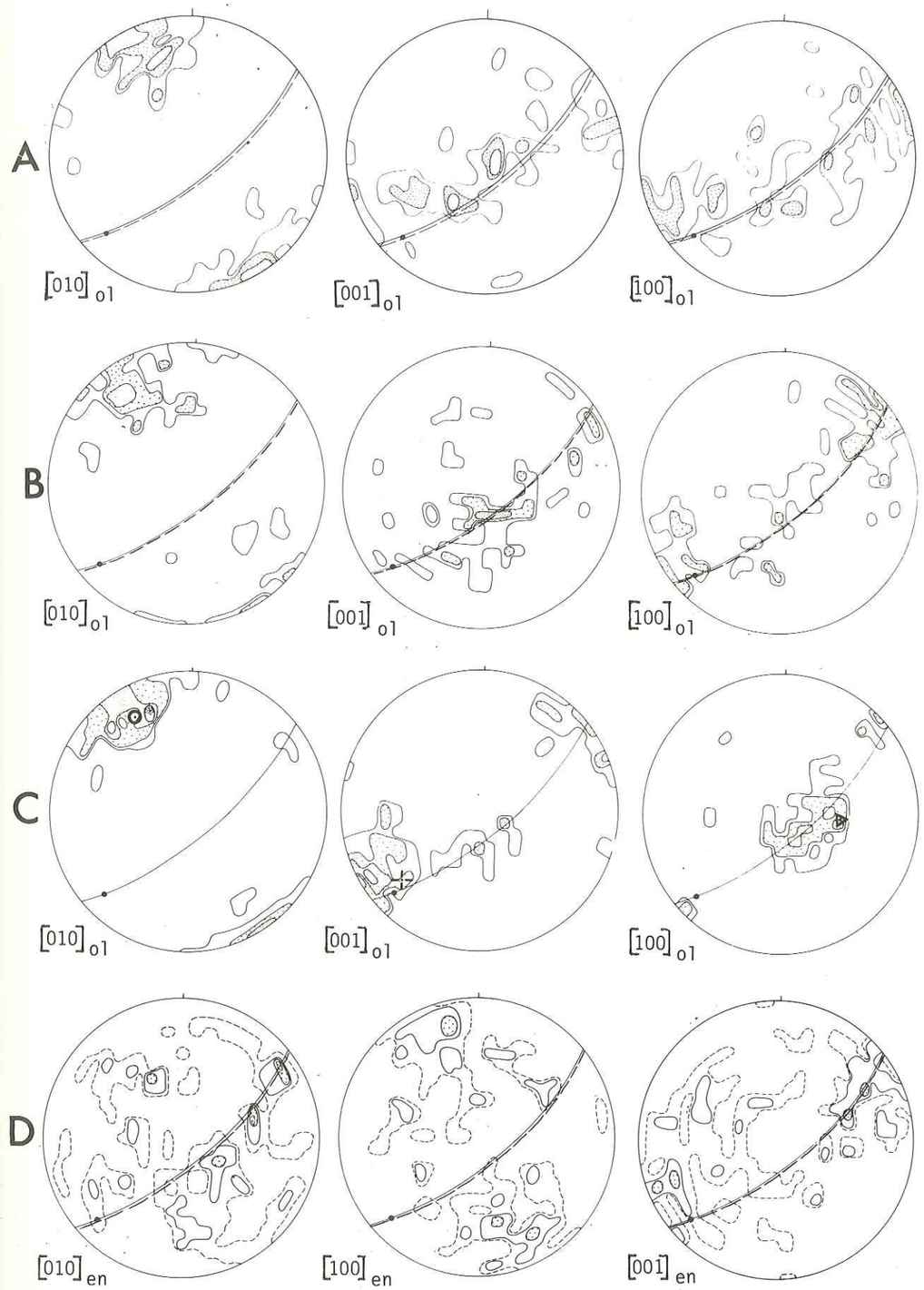


Fig. 2.15. Ech. 726, mte Musiné (Lanzo sud). A, 50 ol, néoblastes dispersés ; B, 50 ol, porphyroclastes ; C, 50 ol, néoblastes groupés autour d'un porphyroclaste dont l'orientation est repérée (cf. Fig. 2.27) ; D, 100 en.

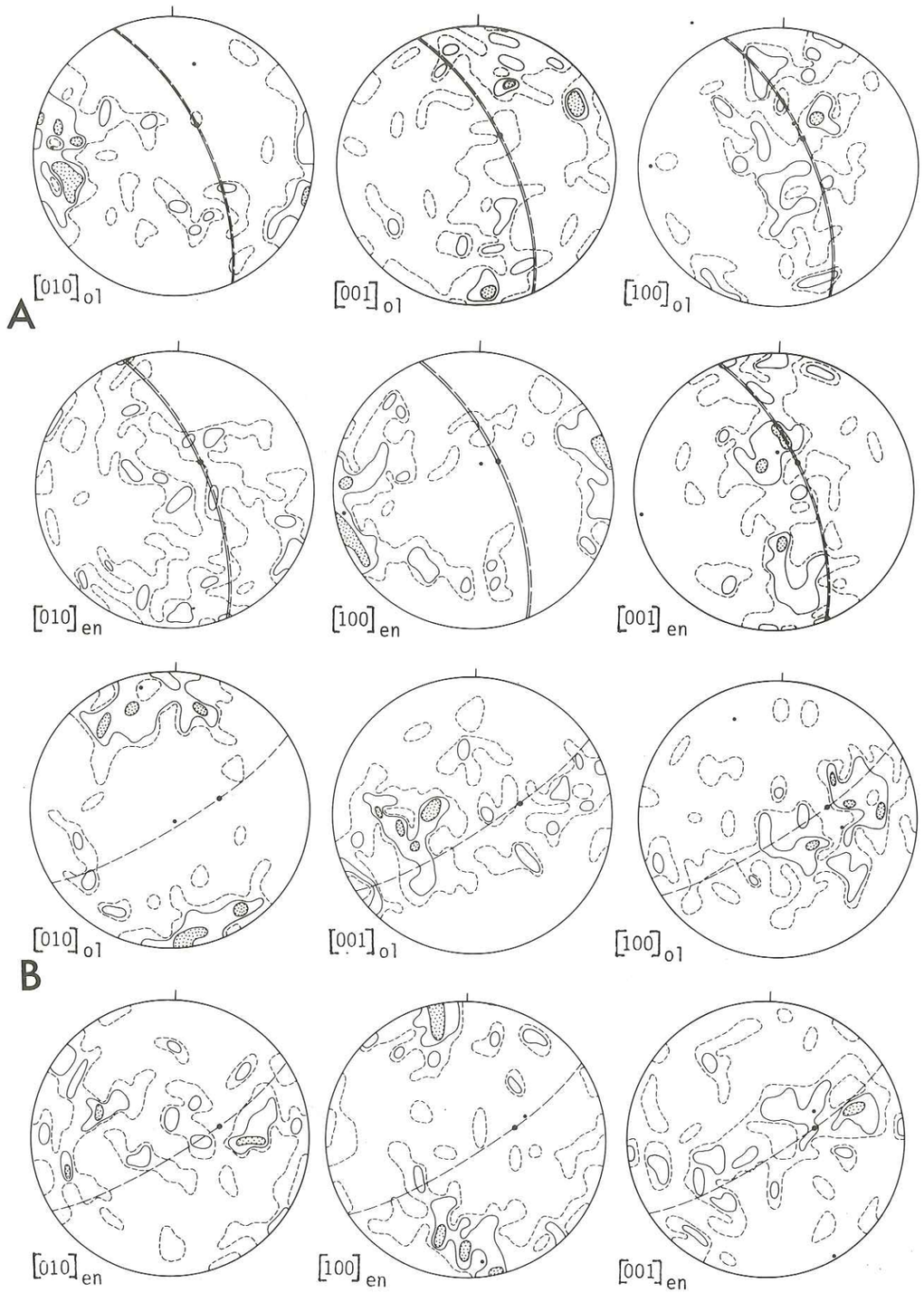


Fig. 2.16. A, Ech. 729 b, Massif de Trana ; 90 ol ; 100 en.
B, Ech, 711 a, mte Arpone (Lanzo sud), bande de lherzolite (1 cm) entre deux rubanements ; 100 ol ; 100 en.

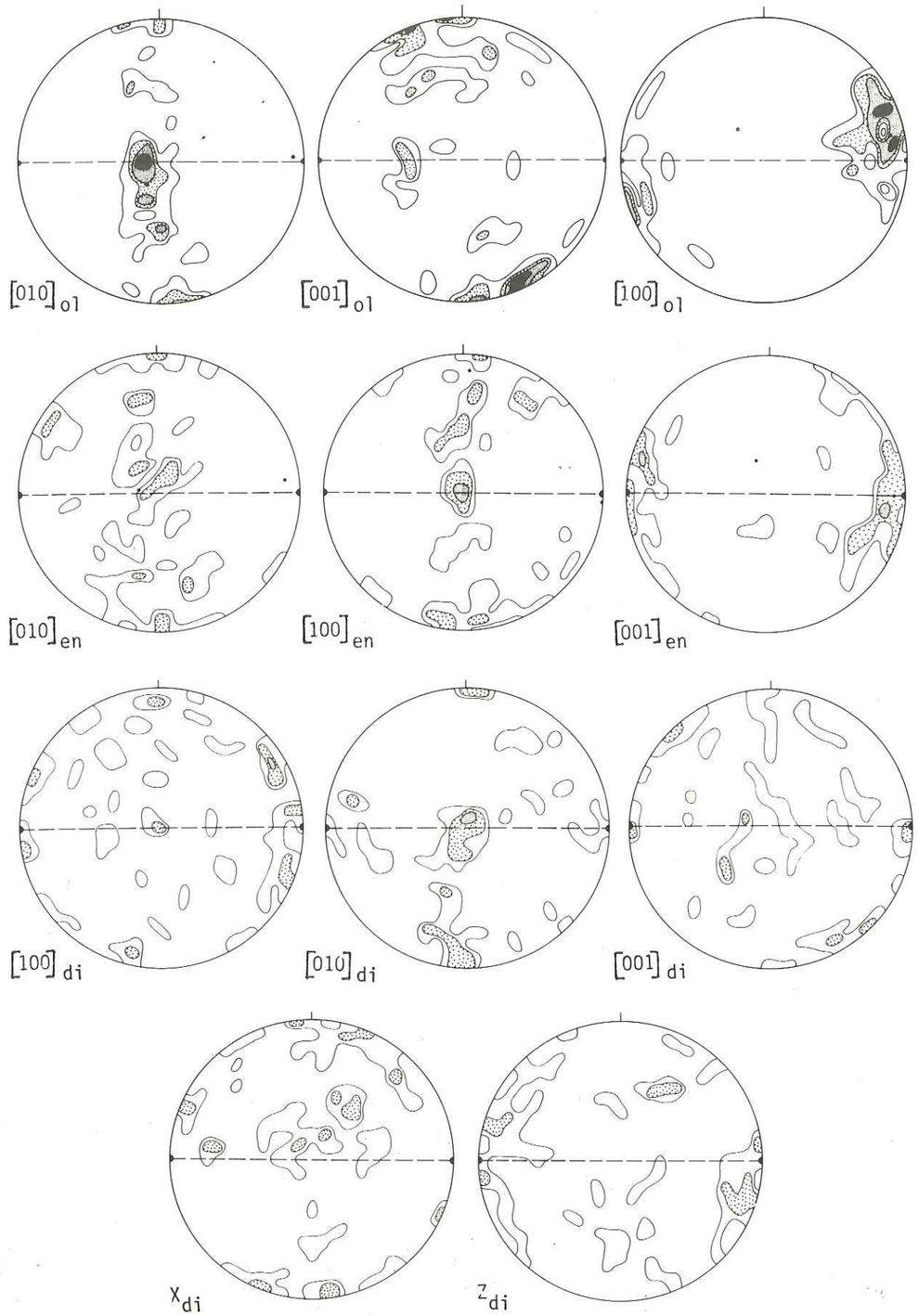


Fig. 2.17. Ech. 878, mte Colombano (Lanzo centre, zone I) ; 50 ol ; 50 en ; 50 di.

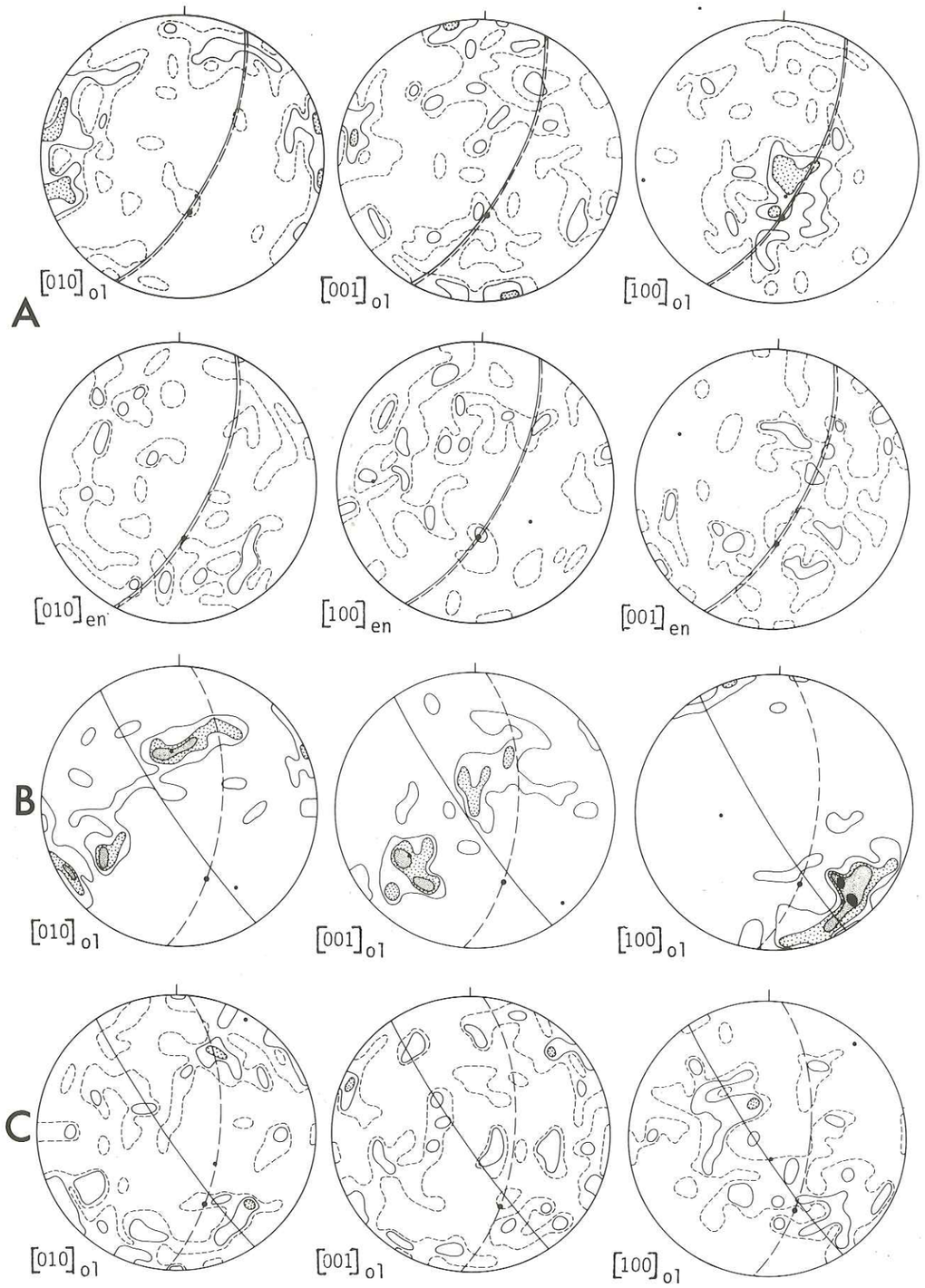


Fig. 2.18. A, Ech. 694 a, Costa Druina (Lanzo centre, zone I) ; 100 ol ; 80 en.
B, Ech. 755 b, mte Druina (Lanzo centre, zone I) ; 50 ol.
C, Ech. 755 a, même éch., zone comprise entre deux rubanements ; 100 ol.

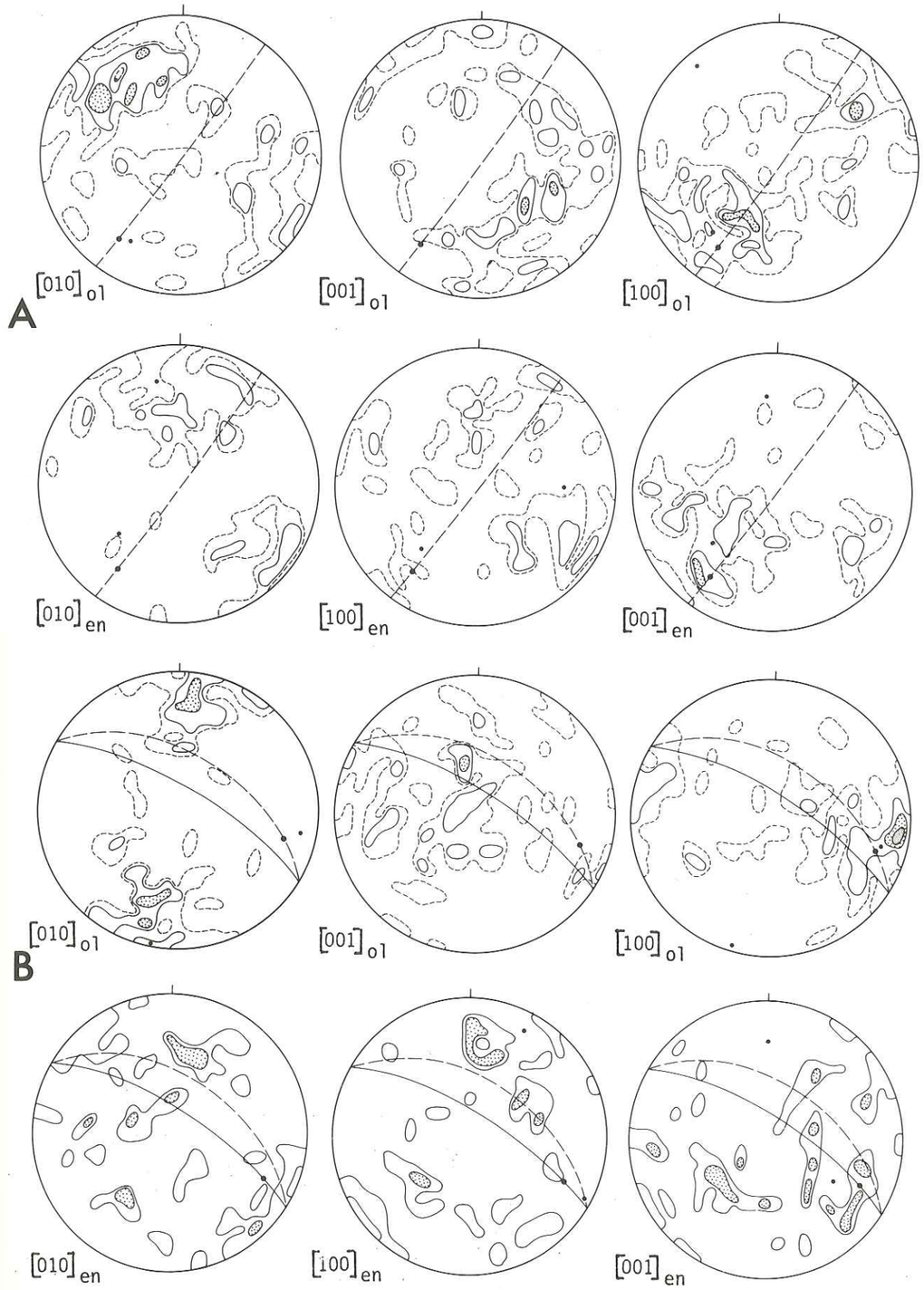


Fig. 2.19. A, Ech. 825, Varisella (Lanzo centre, zone I) ; 100 ol ; 70 en.
B, Ech. 826, mte Druina (Lanzo centre, zone I) ; 80 ol ; 50 en.

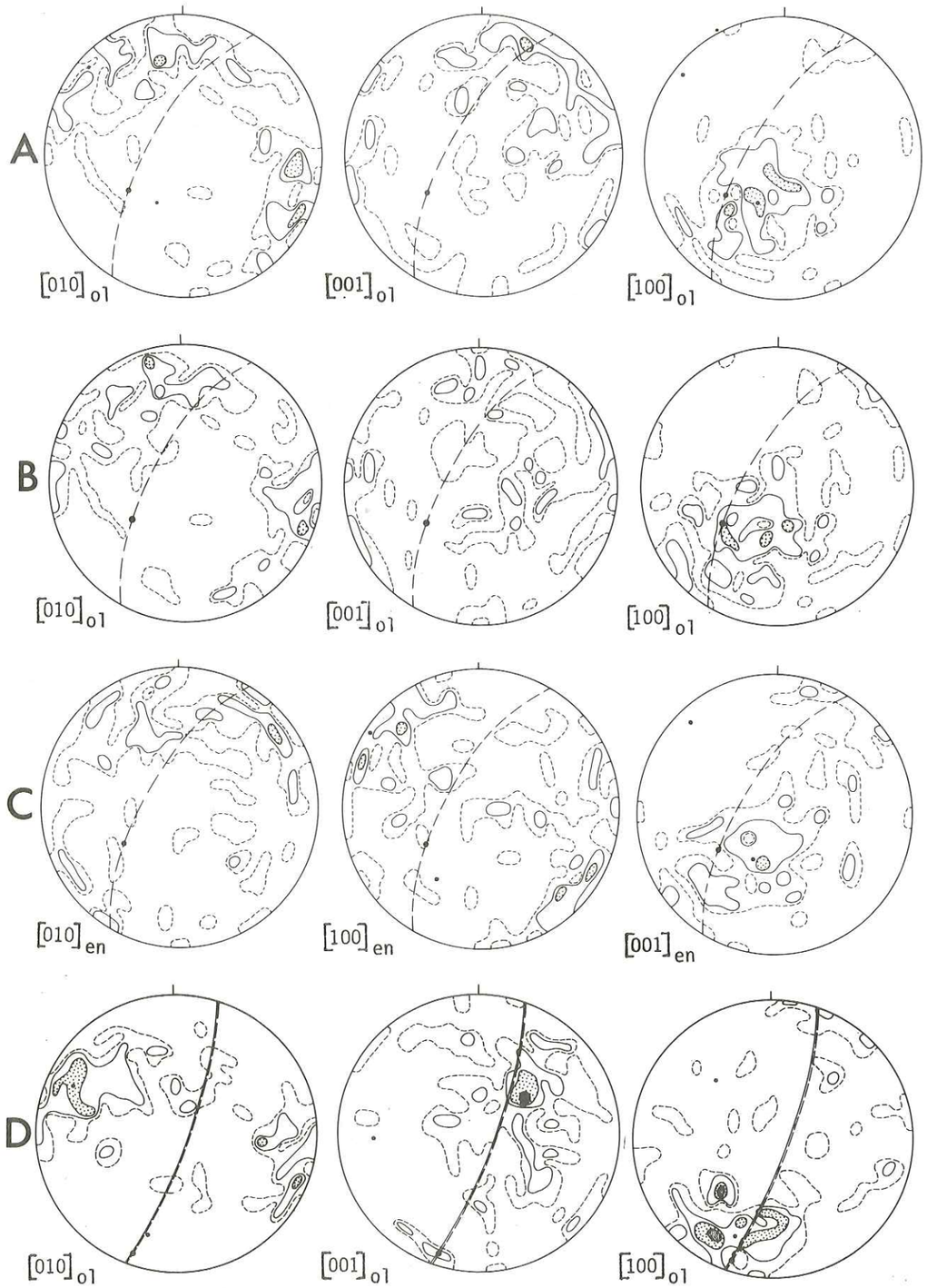


Fig. 2.20. Ech. 824, Varisella (Lanzo centre, zone I) ; A, 100 ol, porphyroclastes ; B, 100 ol, néoblastes ; C, 100 en. D, Ech. 712, Stura de Viù (Lanzo centre, zone II) ; 100 ol.

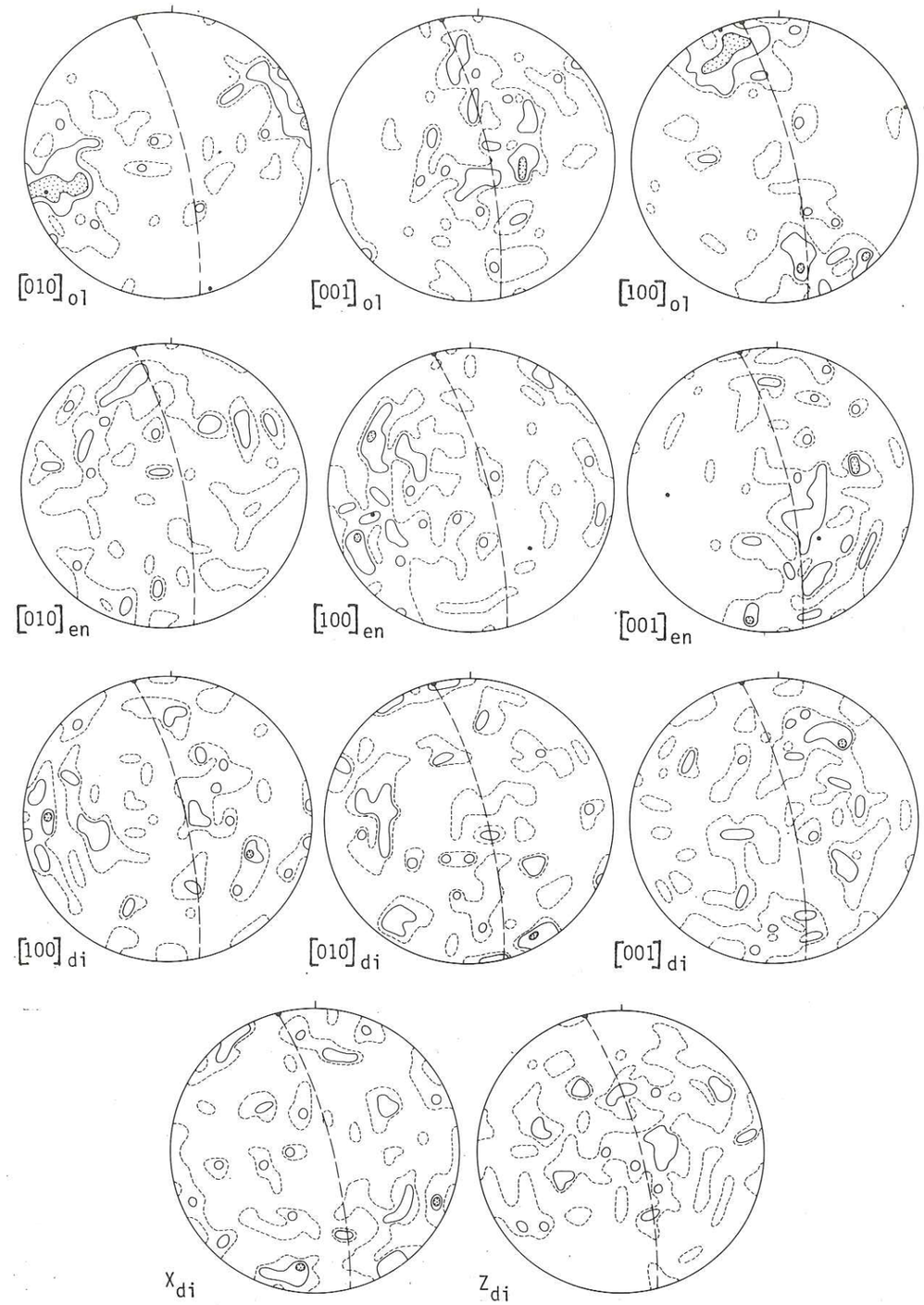


Fig. 2.21. Ech. 794, Route de Viù (Lanzo centre, zone II) ; 100 ol ; 100 en ; 100 di.

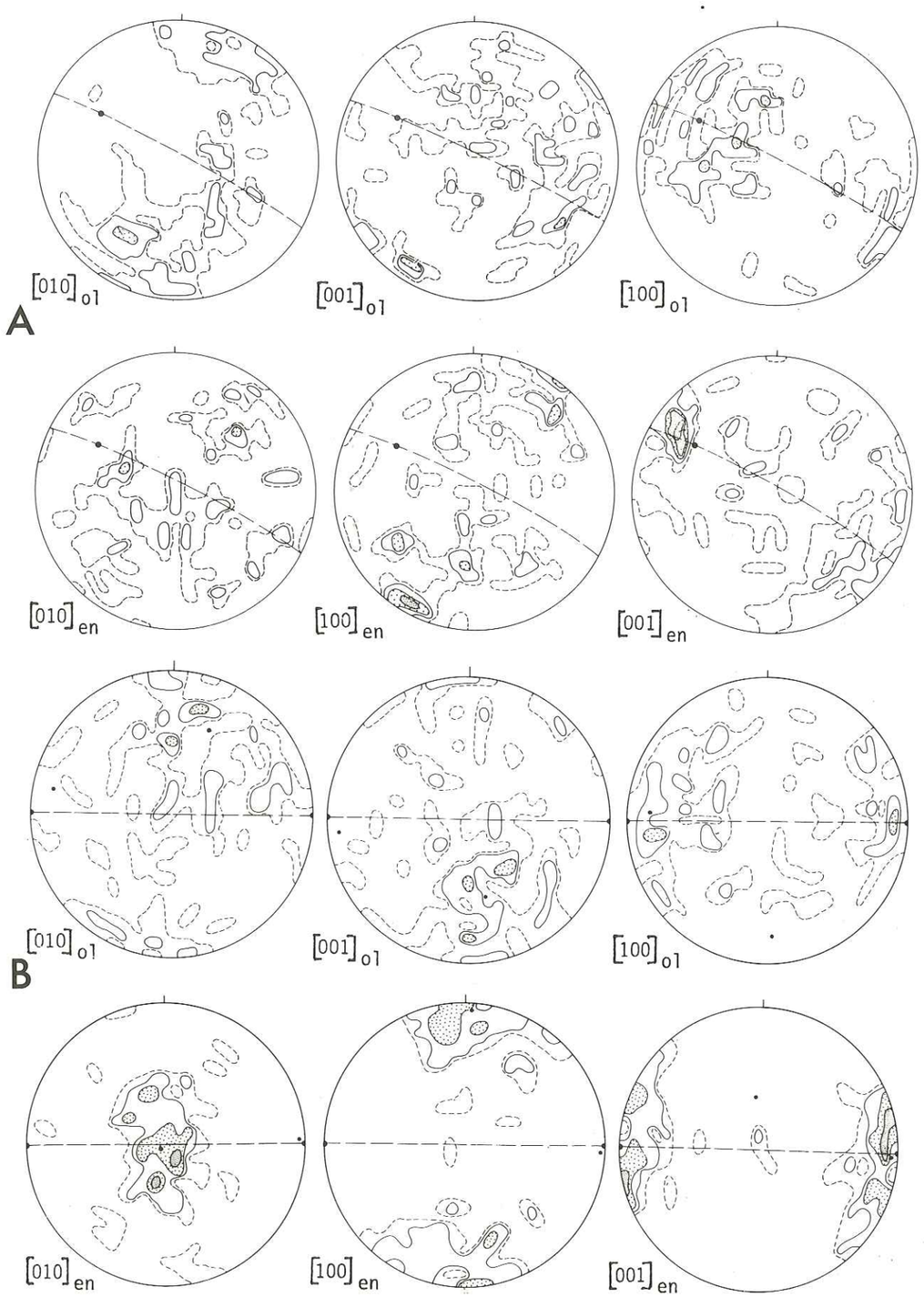


Fig. 2.22. A, Ech. 674, Rio Ordagna (Lanzo centre, zone II) ; 90 ol ; 100 en.
B, Ech. 805, Grange di Germagnano (Lanzo centre, zone III) ; 100 ol, néoblastes dispersés ; 100 en.

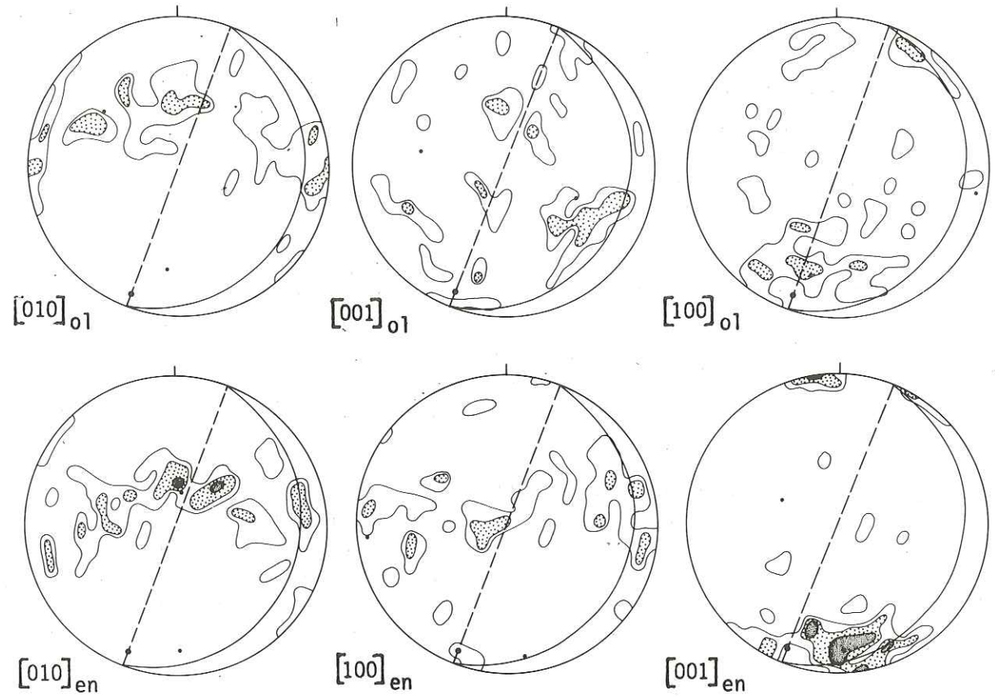


Fig. 2.23. Ech. 935, Stura de Lanzo (Lanzo nord) ; 50 ol ; 50 en.

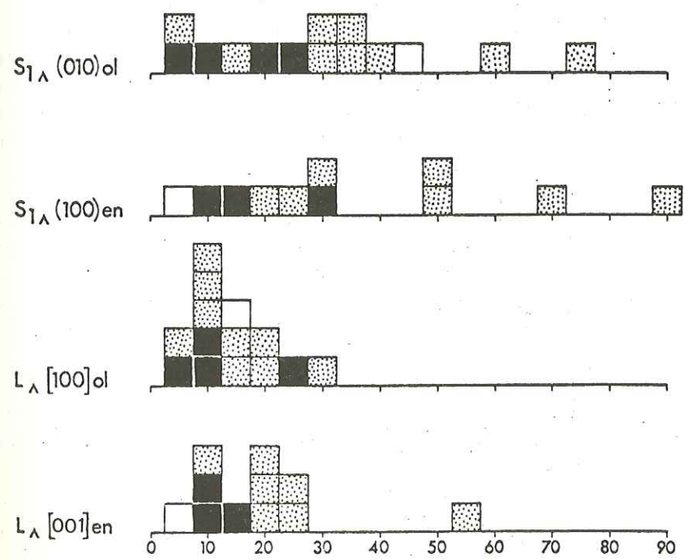


Fig. 2-24. Histogrammes des valeurs de l'angle α entre les maximums d'orientation préférentielle des minéraux et les éléments structuraux.

En noir : structure «à gros grain» de Lanzo sud ; en pointillé : structure porphyroclastique ; en blanc : structure mylonitique.

2.3.3. GLISSEMENT INTRACRISTALLIN

– Systèmes de glissement dans les minéraux des péridotites –

Les systèmes de glissement intracristallin opérant dans l'olivine, dans l'enstatite et dans le diopside ont été déterminés expérimentalement (RALEIGH, 1968 ; RALEIGH et TALBOT, 1967 ; CARTER et AVE'LALLEMANT, 1970 ; RALEIGH et KIRBY, 1970) ; pour une revue générale, cf. NICOLAS et POIRIER (1976).

Olivine . Les systèmes de glissement actifs en fonction de la température et de la vitesse de déformation, sont résumés Fig. 2-25. Les courbes de fluage montrent que l'olivine est le minéral le plus ductile dans les péridotites.

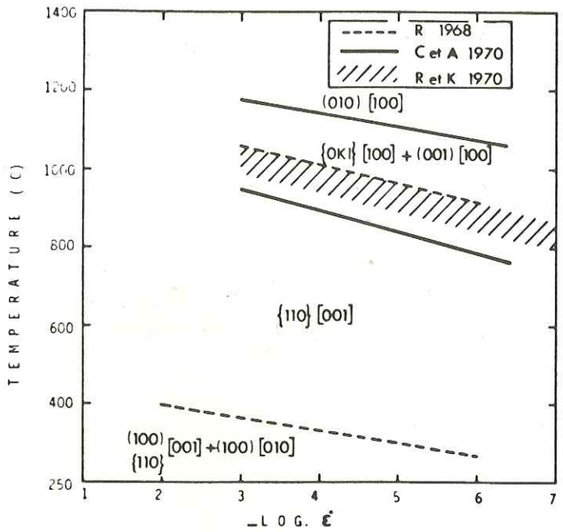


Fig. 2.25. Systèmes de glissement intracristallin dans l'olivine en fonction de la température et de la vitesse de déformation (in NICOLAS et POIRIER, (1976)

Enstatite . Le système de glissement intracristallin est unique : (100) [001] *. L'enstatite est moins ductile que l'olivine.

Diopside. Le système de glissement est également (100) [001] . Il devient important au-dessus de 1000° pour une vitesse de déformation $\dot{\varepsilon} = 5 \times 10^{-5}\ s^{-1}$. Le diopside se déforme également par mâclage mécanique. Toutefois, dans les péridotites, le diopside est peu ductile.

– Mise en évidence des systèmes de glissement dans les olivines de Lanzo –

a) Méthode

La méthode utilisée pour la détermination des systèmes de glissement est la méthode optique décrite par RALEIGH (1968) et critiquée récemment par NICOLAS et POIRIER (1976). Mentionnons seulement que dans cette méthode, la direction de glissement est considérée comme étant la normale au plan de pliage. La détermination de l'axe de rotation nécessaire pour connaître le plan de glissement (cf. Fig.2-9) se fait par construction géométrique à partir des positions mesurées très précisément à la platine universelle de deux bandes de pliage ou de deux sous-grains contigüs.

Ces déterminations ont été effectuées pour la majeure partie sur des cristaux d'olivine présentant une polygonisation due à la montée des dislocations (Fig. 2-26A et B), et pour une faible partie sur des bandes de pliage (Fig. 2-26C). Outre le problème posé par l'imprécision relative des mesures**, elles tombent sous le coup de la critique du principe de la mesure (NICOLAS

* *plan et axe de glissement.*

** *Elle est due aux faibles écarts angulaires mesurés, qui sont en moyenne de 5°. Cette imprécision est encore amplifiée par la construction géométrique. Parmi les mesures effectuées, seules ont été retenues celles pour lesquelles les trois plans bissecteurs des angles entre axes cristallographiques respectifs des deux sous-grains se recoupaient en un même point.*

et POIRIER (1976). Compte tenu de la méthode utilisée, il subsiste donc un doute sur l'identification du plan de glissement.

b) Résultats

Deux systèmes de glissement ont été déterminés dans les olivines des péridotites de Lanzo.

(1) Système {0kl} [100] . Il correspond à la formation de sous-grains par polygonisation (cf. p. 24) et il est largement dominant. Dans un faciès de Lanzo Sud (éch. 744b), il est présent dans 85 cas sur 100 déterminations effectuées dans trois plans perpendiculaires. Les axes de rotation ont été déterminés dans deux faciès de Lanzo sud (744b et 708a) et sur un faciès de Lanzo centre (824) (Fig. 2-26). L'axe de rotation n'est pas contenu dans le sous-joint ; il s'en écarte davantage dans le faciès de Lanzo centre.

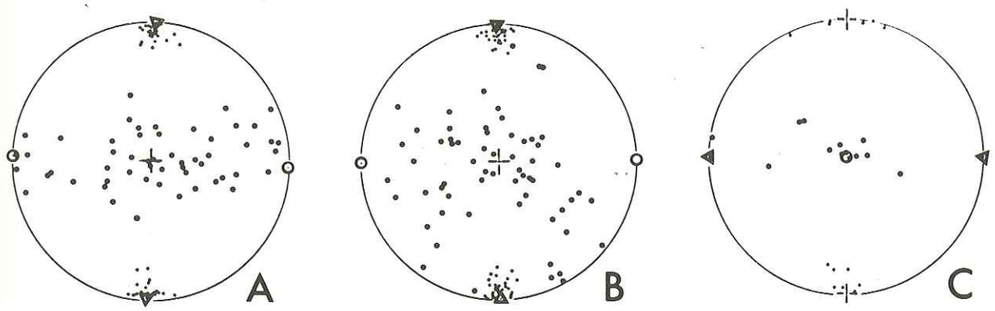


Fig. 2.26. Axes de rotation des sous grains dans le système de glissement {o k l} [100]
A – Lanzo sud, 55 mesures (éch. 744 b et 708 a)
B – Lanzo centre, 63 mesures (éch. 824)
Axes de rotation de sous grains dans le système de glissement {110} [001]
C – Lanzo centre, 13 mesures (éch. 878)

(2) Système {110} [001] *.Ce système correspond à la formation de bandes de pliage (kink bands) (cf. p. 24). Il est identifié beaucoup plus fréquemment dans la lherzolite située à l'intrados des plis (cf. § 2-5) et dans un faciès type 878 provenant de la zone des plis où il est présent dans 40 cas sur 100 mesures effectuées dans trois plans perpendiculaires

2.3.4. DISTRIBUTION SPATIALE DES ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES

a) Néoblastes d'olivine

Dans l'échantillon 726, les orientations préférentielles de 50 néoblastes d'olivine groupés autour d'un même porphyroclaste ont été mesurées (Fig. 2-27 et 2-15 C). Le porphyroclaste a une orientation différente de l'orientation générale (Fig. 2-15 A et C).

Ceci montre que les néoblastes présentent, avec une faible dispersion, une orientation induite par celle du porphyroclaste parent, et non déterminée par des facteurs extérieurs.

* *Y. GUEGUEN (communication orale) observe par l'étude des dislocations dans l'olivine naturellement déformée des xénolithes, que les plans de glissement (010) ou {110} sont indifféremment associés à la direction de glissement [001]*

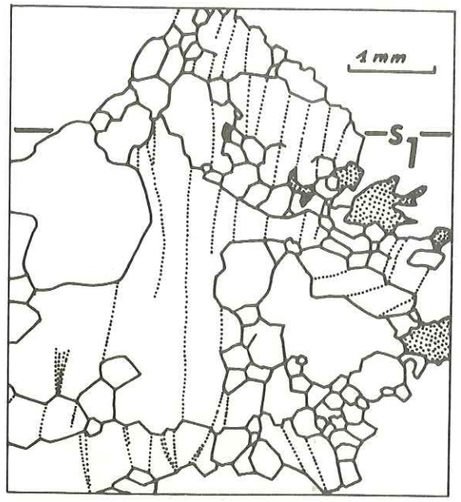
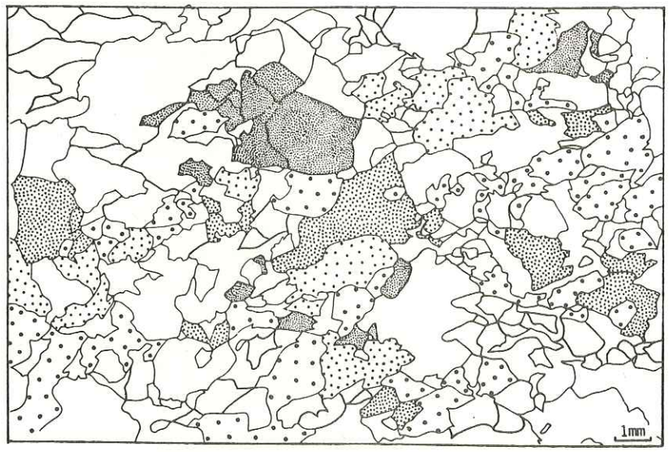


Fig. 2.27. Éch. 726, sous le Mte Musiné, Lanzo sud. Porphyroclaste d'olivine entourés de néoblastes formés par polygonisation (cf. Fig. 2-14 C).

b) Porphyroclastes d'olivine

La distribution spatiale des orientations des porphyroclastes d'olivine de l'échantillon 729b (cf. Fig. 2-16A) est représentée (Fig. 2-28) selon la technique de l'A.V.A. (SANDER, 1950).



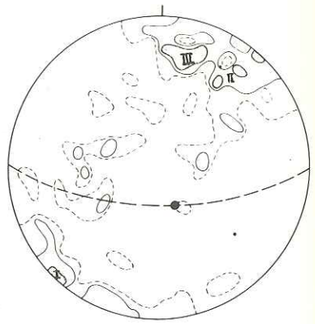


Fig. 2.28. Distribution des axes [010] dans la lame 729 b A (cf. Fig. 2.15 A). Trace de la foliation E-O. Les cristaux d'olivine ayant le même figuré ont une orientation comparable de l'axe $[010]_{ol}$. Maximum I = pointillé serré ; maximum II : pointillé intermédiaire ; maximum III = pointillé lâche ; hors de maximums : gros points.

Dans le diagramme d'orientation de $[010]_{ol}$, quatre zones ont été considérées correspondant aux maximums principaux et à l'ensemble des points dispersés. La fig. 2-28 montre que les porphyroclastes correspondant à un même maximum d'orientation sont, soit groupés, soit dispersés suivant le plan de foliation.

Ces porphyroclastes de dimension 2 à 5 mm pourraient provenir de la division d'anciens cristaux d'olivine centimétriques.

2.4. RUBANEMENTS PYROXÉNOLITIQUES

2.4.1. STRUCTURES DES RUBANEMENTS

Le rubanement pyroxénolitique présente une orientation régulière dans l'ensemble du massif (cf. fig. 2-6-8), mais il peut être localement déformé par des plis depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à celle de la carte (cf. § 2-5). Sa répartition est homogène à l'échelle du massif ; un pourcentage en volume de 1,5 à été localement évalué à partir d'un log (fig. 2-29).

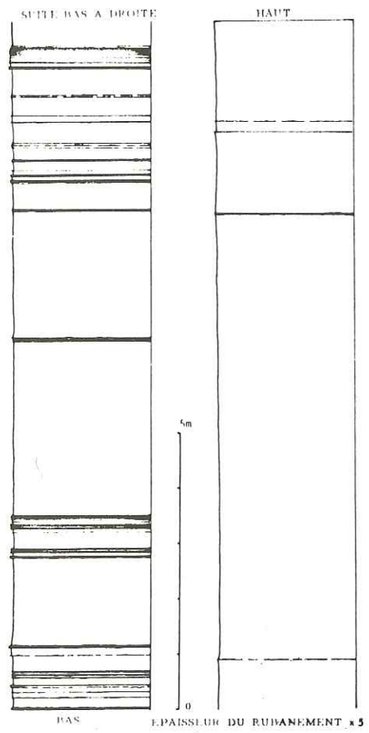


Fig. 2.29. Coupe dans la lherzolite rubanée – Sous le Mte Musiné, Lanzo sud. (NICOLAS, 1966).

On distingue deux types de rubanements avec des termes de passage ; ils diffèrent par leurs caractères sur le terrain, leur paragenèse et leur structure au microscope.

1) Rubanements I

– paragenèse : la composition modale moyenne des rubanements I est la suivante : opx + cpx = 97 %, pl = 2 %, ol = 1 %. Ils couvrent le spectre des websterites depuis les clinopyroxénolites jusqu'aux enstatitites. Les clinopyroxénolites (environ 90 % de clinopyroxène) constituent les paragenèses les plus fréquentes. Les enstatitites peuvent contenir jusqu'à 3 % de spinelle et 10 % d'olivine. Les pyroxènes des rubanements I présentent les mêmes caractères optiques que ceux de la lherzolite et ont la même composition chimique (§ 3-3).

– structure (photo IV-1) : elle est constituée par un assemblage de cristaux de pyroxène déformés (extinctions onduleuses, bandes de pliage, sous-grains de polygonisation), contenant des exsolutions abondantes, de plagioclase et du pyroxène complémentaire (photos IV-2, IV-3, IV-4, IV-5). Les porphyroclastes à contours irréguliers sont jointifs ou séparés par des franges de plagioclase. Contrairement à ce que l'on observe dans la lherzolite, les agrégats de plagioclase ne sont pas disposés en lentilles dans le plan de foliation, mais auréolent régulièrement les pyroxènes et le spinelle. Une deuxième génération de cristaux de pyroxène est constituée par des fragments millimétriques de diopside et par des néoblastes d'enstatite exsolvée.

– caractères sur le terrain : les rubanements I sont caractéristiques de Lanzo sud ; on peut les rencontrer aussi dans Lanzo centre. Ils ne sont pas plissés dans Lanzo sud, sauf en un point (crête du Mte Arpone). Leur épaisseur varie depuis la couche monominérale, jusqu'à 5 cm ;

elle atteint exceptionnellement 20 cm. Le contact avec la lherzolite encaissante est franc à l'échelle de l'affleurement ; il est irrégulier à l'échelle de l'échantillon (fig. 2-30). La lherzolite située au contact des rubanements I tend à être relativement enrichie en olivine (cf. fig. 2-30), mais ce fait n'est pas constant. Par ailleurs, des échantillons de lherzolite provenant d'une zone dépourvue de rubanement peuvent également présenter une hétérogénéité de teneur en olivine (fig. 2-30).

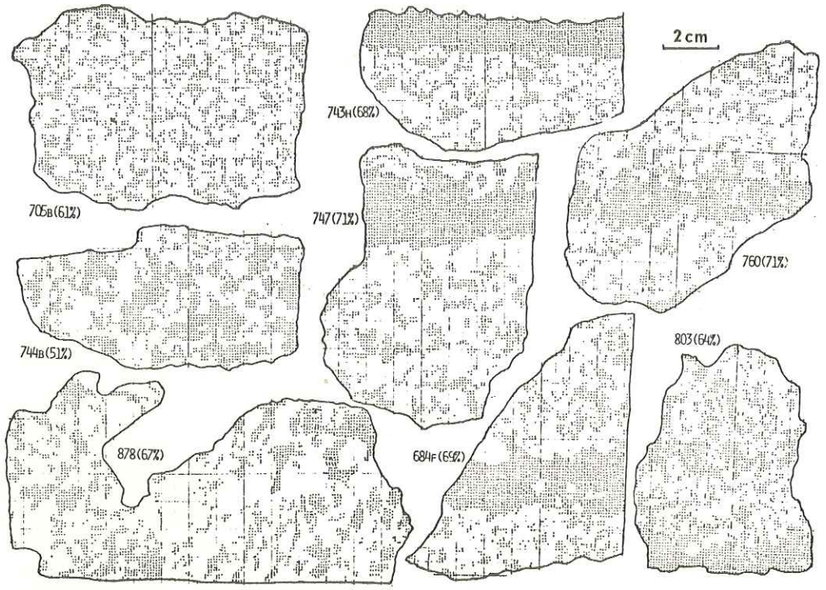


Fig. 2.30. Relation des rubanements I avec la lherzolite ; dessins d'après sections décolorées et vernies. En blanc : olivine ; pointillés : autres minéraux. Le chiffre entre parenthèses indique le pourcentage d'olivine. Lherzolite homogène : éch. 705 b, lherzolite à plagioclase ; éch. 744 b et 878, lherzolite à spinelle. Pourcentage d'olivine mesuré sur l'ensemble de la section.
Lherzolite rubanée (rubanement I) : éch. 684, 747, 743, 760, 703. Pourcentage d'olivine mesuré dans la lherzolite entourant les rubanements.

2) Rubanements II

– paragenèse : les rubanements II ont une composition globale d'ariégite* à spinelle et plagioclase. La composition modale est variable. Une composition moyenne est :

opx + cpx = 30 % ; ol = 30 % ; pl = 35 % ; sp = 5 % (éch. 703).

Les rubanements de type II sont eux-mêmes subdivisés en deux sous-groupes en fonction de leur épaisseur et du degré de développement de la structure en mosaïque. Les rubanements de type II A ont des épaisseurs variant entre 5 et 10 cm ; ils tendent à se différencier en deux bandes externes de 1 cm à composition websteritique, et une zone interne où est concentrée la phase alumineuse (spinelle auréolé de plagioclase) associée à de l'olivine secondaire (Fig. 2-31, éch. 703 et 604). Les rubanements de type II B ont une épaisseur supérieure à 10 cm ; ils présentent une différenciation plus complexe (litage dans la zone interne) (Fig. 2-31, éch. 780).

Les clinopyroxènes des rubanements II sont moins verts que ceux de la lherzolite.

* *Le terme «ariégite» est utilisé suivant la définition de LACROIX (1917) reprise par LENSCH (1971) : pyroxénolite riche en Al_2O_3, le minéral alumineux pouvant être le grenat, le spinelle ou le feldspath. La limite entre websterite et ariégite correspond dans Lanzo à 9 % d'Al_2O_3 (cf. § 3-2)*

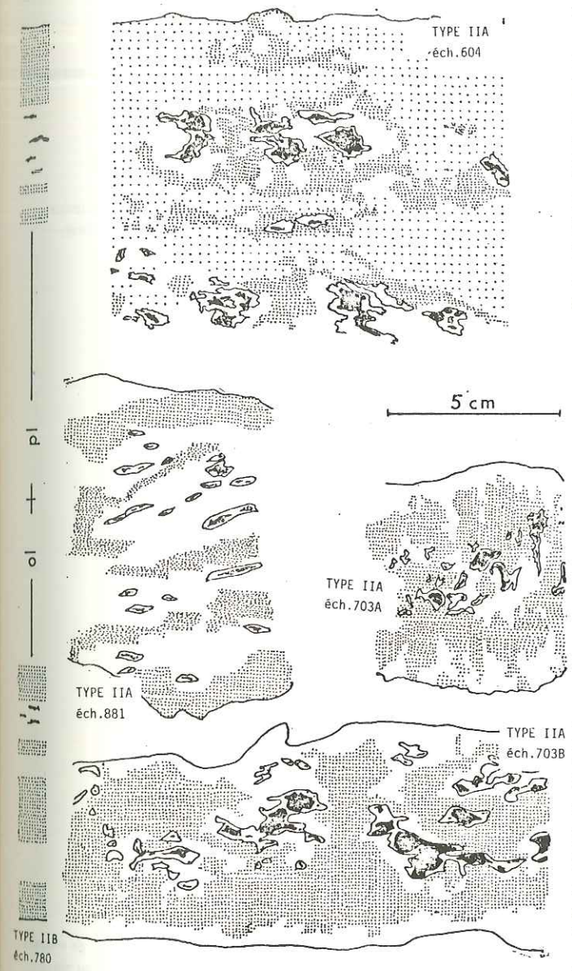


Fig. 2.31. Structures différenciées des rubanements II. En noir : spinelle auréolé de plagioclase ; en blanc : zones à olivine ; pointillé : zones à pyroxènes.
Type II A : éch. 604 , 703 (703 A section perpendiculaire à la linéation L_1, 703 B section parallèle à L_1) et 881.
Type II B : éch. 780.

– Structure : les rubanements de type II sont caractérisés par un taux de recristallisation important, supérieur à celui de la lherzolite encaissante. Dans les zones externes websteritiques, on observe le passage de grands porphyroclastes de pyroxène déformés, très chargés d'exsolutions en bouffées, à des assemblages formés de cristaux de pyroxène hôte, séparés par des cristaux de pyroxène complémentaire exsolvé et de plagioclase recristallisé (photo IV-8). Les pyroxènes de deuxième génération sont donc constitués pour partie de pyroxènes exsolvés, et pour partie de fragments de pyroxènes primaires. Les deux types de cristaux ont des contours irréguliers et contiennent de fines lamelles d'exsolution.

Dans les zones centrales des rubanements épais, les pyroxènes recristallisent en association avec le plagioclase et l'olivine, en une structure en mosaïque (photo IV-9) (les néoblastes de pyroxène contiennent encore de fines lamelles d'exsolution). Les cristaux de spinelles sont aplatis dans le plan de foliation généralement oblique sur le plan de rubanement (Fig. 2-31, éch. 881), et étirés suivant la direction parallèle à l'intersection des deux plans. Ils sont auréolés de plagioclase recristallisé et mâclé (photos IV-6 et IV-7) ; il n'est pas possible de décider si les mâcles sont primaires ou si elles sont dues à la déformation.

– Caractères sur le terrain : les rubanements de type II sont associés, dans Lanzo centre et dans Lanzo nord, à des rubanements de type I beaucoup plus rares ; ils n'ont jamais été observés dans Lanzo sud. Leur épaisseur moyenne est de 5 à 10 cm, mais peut atteindre plusieurs décimètres. Ils sont localement déformés par plissement (cf. § 2-5) ; dans les charnières de plis, on observe un épaississement du rubanement dans un rapport allant jusqu'à 20 (photos V-1, V-4, V-7). Le contact avec la lherzolite encaissante est généralement plus tranché que dans le cas du rubanement de type I. Le fait que l'on n'observe pas de lherzolite appauvrie en pyroxène au contact des rubanements II n'est pas obligatoirement significatif : ainsi que nous le verrons chapitre 7, la lherzolite est plastiquement déformée ; le fluage, opérant suivant un plan voisin de S_1, oblique sur le plan du rubanement S_0, dans Lanzo centre, peut avoir réhomogénéisé la lherzolite au niveau des contacts avec le rubanement.

En résumé, on observe dans les rubanements II le passage, des épontes au centre, d'une structure porphyroclastique équivalente à celle des rubanements I à une structure recristallisée. Le taux de recristallisation croît avec l'épaisseur du rubanement.

3) Description des échantillons-types

a) Echantillon type 939. Mte Arpone, Lanzo sud. Coordonnées : X : 373,70 ; Y : 5003,80.
Rubanement de type I websténitique, plissé, d'épaisseur 8 cm, dans la lherzolite à spinelle.
Dimensions exceptionnelles des cristaux de pyroxène (dimension moyenne : 10 cm).
Plages à contours irréguliers. Extinction onduleuse dans le diopside ; sous-grains dans l'enstatite. Le plagioclase exsolvé tend à se concentrer le long des sous-joints (Photo IV-4), divisant les cristaux centimétriques en plages de quelques millimètres. Présence de spinelle brun auréolé de plagioclase.

Par la dimension des porphyroclastes de pyroxènes, cette structure apparaît comme la moins déformée, donc la plus proche d'une structure "primaire".

b) Echantillon type 708 b. Mte Arpone, Lanzo sud. Coordonnées : X : 374,31 ; Y : 5003,62 (Photo IV-1, Fig. 2-37).
Rubanement de type I websténitique dans la lherzolite feldspathique (éch. 708 a) ; épaisseur 5 cm.
Porphyroclastes de pyroxène à contours irréguliers (dimension moyenne : 3 mm, dimension maximale : 7 mm). L'anisométrie des porphyroclastes de diopside mesurée dans 3 sections perpendiculaires donne les dimensions moyennes suivantes : 3,2 mm dans la direction perpendiculaire à S_0, 4,5 mm suivant la direction D_e, 4,6 mm suivant la direction perpendiculaire à D_e, dans S_0 (Fig. 2-32 A).
Néoblastes d'enstatite exsolvée (dimension : 1 à 3 mm). Olivine en cristaux millimétriques trabéculaires associés au plagioclase. Spinelle interstitiel noir.
Foliation, dans la lherzolite, parallèle au rubanement.

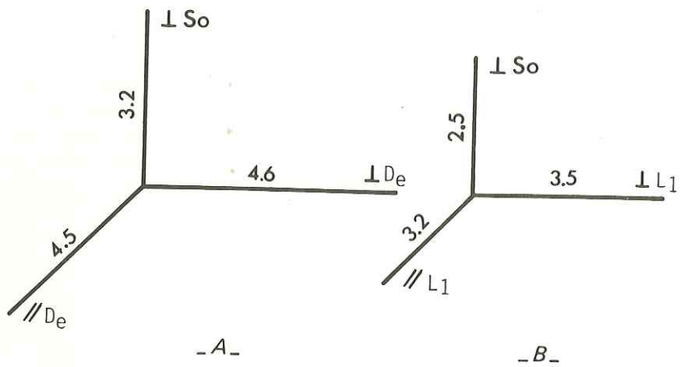


Fig. 2.32. Dimensions moyennes en mm des porphyroclastes de pyroxène dans les rubanements de type I, suivant les trois directions : perpendiculaire à S_0, parallèle à D_e ou L_1 et perpendiculaire à D_e ou L_1
A – échantillon 708 b
B – échantillon 779 a

c) Échantillon type 779 a. Costa Moncolombon, Lanzo centre. Coordonnées : X : 378,70 ; Y : 5005,75. (Fig. 2-36).
Rubanement de type I websténitique, non en place ; épaisseur 8 cm. Même structure que l'échantillon 708 b. L'anisométrie des porphyroclastes de diopside mesurée dans 3 sections perpendiculaires donne les dimensions moyennes suivantes : 2,5 mm dans la direction perpendiculaire à S_0 ; 3,2 mm suivant la direction L_1 et 3,5 suivant la direction perpendiculaire à L_1 dans S_0 (Fig. 2-32 B). Foliation oblique sur le rubanement.

d) Échantillon type 729 a. Massif de Trana. Coordonnées X : 375,10 ; Y : 4889,80 (Fig. 2-35).
Rubanement de type I, websténite à spinelle riche en enstatite, dans la lherzolite feldspathique (éch. 729 b). Structure identique à l'éch. 708 b. Présence de cristaux de spinelle allongés dans le plan de rubanement (dimension moyenne 4 x 1,5 mm), auréolés de plagioclase et d'olivine en cristaux poecilitiques associés au plagioclase. Foliation parallèle au rubanement.

e) Échantillon type 694 a. Costa Druina, Lanzo centre. Coordonnées : X : 379,95 ; Y : 5008,25. (Fig. 2-38).
Rubanement de type intermédiaire entre I et II dans une lherzolite feldspathique (éch. 694 b). Paragenèse d'ariégite à plagioclase (et spinelle). Épaisseur : 1 cm. 50 % de la structure est constitué par des porphyroclastes (dimensions 4 à 8 mm) de pyroxène, d'olivine déformée et de spinelle étiré. 50 % est constitué par un assemblage de cristaux d'olivine et de plagioclase recristallisés (dimensions 1 mm) et de pyroxènes de 2ème génération.
Foliation parallèle au rubanement.

f) Échantillon type 703. Rio Malora, Lanzo centre. Coordonnées : X : 379,07 ; Y : 5012,42. (Fig. 2-31 et 2-39).
Rubanement de type II A ariégitique dans une lherzolite feldspathique. Épaisseur : 6 cm.
Contact avec la lherzolite irrégulier à l'échelle de l'échantillon. Zone externe discontinue formée d'un assemblage de porphyroclastes de pyroxène (dimension 5 à 8 mm) et de pyroxènes de 2ème génération (dimension 1 mm) (Photo IV-8).
Dans la partie centrale sont concentrés de grands cristaux de spinelle (5 à 10 mm) - qui définissent une forte linéation - entourés d'une première couronne de plagioclase recristallisé et d'une deuxième couronne d'olivine poecilitique associée au plagioclase (Photo IV-7).
Foliation perpendiculaire au rubanement.

g) Échantillon type 876. Costa Druina, Lanzo centre. Coordonnées : X : 379,50 ; Y : 5008,40 (Fig. 2-40).
Structure identique à celle de l'éch. 780.
Rubanement de type II B ariégitique dans une lherzolite feldspathique présentant un débit en rods. Épaisseur : 5 cm.

Contact franc avec la lherzolite. Presque intégralement recristallisé (dimension des néoblastes : 1 mm) ; quelques porphyroclastes (dimension : 3 mm).
Zone externe constituée par les deux pyroxènes associés au plagioclase.
Zone interne constituée de deux types d'assemblages : (1) deux pyroxènes + plagioclase ; (2) spinelle + plagioclase + olivine.
Foliation oblique sur le plan de rubanement ; linéation d'agrégat fortement marquée.

h) Échantillon type 780. Costa Moncolombon, Lanzo centre. Coordonnées : X : 378,80 ; Y : 5006,80. (Photo IV-8, Fig. 2-31).
Rubanement de type II B ariégitique, non en place.
Épaisseur : 30 cm ; recristallisé avec quelques reliques de porphyroclastes chargés d'exsolutions en bouffées.
Différencié en – zone externe : cpx + opx (+ pl)
– zone moyenne : alternance de bandes à cpx + opx (+ pl) ; opx + sp (+ pl) ; ol + sp + pl
– zone interne : ol + pl (+ sp + opx + cpx)
(dimension des néoblastes : 1 mm). Spinelle en cristaux étirés (dimension : 4 x 1 mm), déterminant une forte linéation ; également exsolvé à partir de l'orthopyroxène recristallisé, dans des zones dépourvues de clinopyroxène.

2.4.2. EXSOLUTIONS

Les mêmes phénomènes d'exsolution caractérisent les pyroxènes de la lherzolite et ceux des rubanements pyroxénolitiques. Les exsolutions sont plus abondantes dans les pyroxènes des rubanements. Elles apparaissent plus développées dans les pyroxènes des rubanements de type II appartenant aux zones très déformées de la bordure de Lanzo centre.

Types d'exsolutions. On observe plusieurs types d'exsolutions dans les porphyroclastes.

1. Dans l'enstatite.

1 a – exsolutions de diopside et de plagioclase en lamelles parallèles au plan (100) (épaisseur 3 à 5 μ).

1 b – exsolutions de plagioclase en bandes (épaisseur 0,5 à 1 mm), concentrées préférentiellement le long des sous-joints (photo IV-5) ou des cassures du porphyroclaste.

2. Dans le diopside.

2 a – exsolutions en lamelles parallèles au plan (100) (épaisseur 5 à 30 μ) constituées d'enstatite et de plagioclase (Photo IV-3 et IV-4).

2 b – exsolutions en "bouffées" millimétriques d'enstatite et plagioclase (Photos IV-2 et IV-3). Ces exsolutions migrent vers l'extérieur du porphyroclaste. Les exsolutions internes et les néoblastes exsolvés d'enstatite contiennent eux-mêmes des exsolutions lamellaires de (diopside +plagioclase ?) d'épaisseur 1 à 2 μ orientées en continuité avec les lamelles du porphyroclaste hôte (Photo IV-4).

Les pyroxènes secondaires des structures porphyroclastiques, ainsi que les pyroxènes recristallisés des structures en mosaïque contiennent toujours de fines exsolutions lamellaires (épaisseur 1 à 2 μ).

Relations cristallographiques entre pyroxènes complémentaires.

1. Les relations cristallographiques entre diopside hôte et enstatite exsolvée ont été mesurées dans différents faciès de pyroxénolites de Lanzo. Les deux pyroxènes sont en continuité cristallographique et les relations sont toujours celles indiquées Fig. 2-33. Le plan d'association est $(100)_{en}$, $(100)_{di}$, les axes $[010]_{en}$, $[010]_{di}$ sont confondus. Dans un cristal de diopside hôte, il existe une seule orientation possible de l'enstatite exsolvée mettant en coïncidence les axes cristallographiques des deux minéraux ; ce n'est pas le cas lorsque le diopside est exsolvé à partir de l'enstatite, le diopside pouvant théoriquement présenter deux orientations symétriques (Fig. 2-34). L'orientation de l'enstatite mesurée Fig. 2-33 caractérise les exsolutions en lamelles et en bouffées.

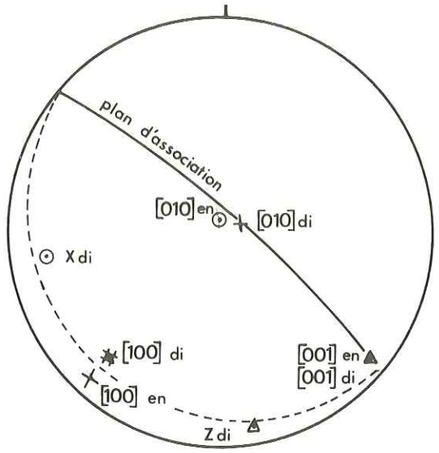


Fig. 2.33. Relations de continuité cristallographique entre cpx hôte et opx exsolvé, mesurées dans Lanzo (éch. 779).

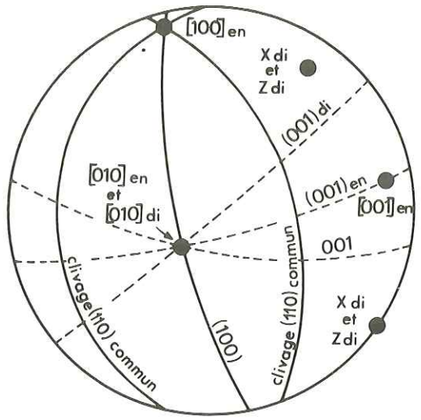


Fig. 2.34. Relations de continuité cristallographique entre opx hôte et cpx exsolvé, théoriques, d'après MERCIER (1972).

Cette relation est conforme à celle que décrivent RODGERS et BROTHERS (1969) dans les enclaves des basaltes d'Aukland.

2. Les relations cristallographiques entre enstatite hôte et diopside exsolvé n'ont pu être mesurées avec précision dans Lanzo à cause de la finesse des lamelles (3 à 5 μ).

2.4.3. ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DES MINÉRAUX

Dans les diagrammes d'orientations préférentielles (Fig. 2-35 à 2-40), les éléments structuraux de référence sont : le plan du rubanement S_0, le plan de foliation S_1 (mesuré dans la lherzolite encaissante lorsque la foliation n'est pas visible dans la pyroxénolite), la perpendiculaire à la linéation d'enstatite tabulaire définie dans la lherzolite encaissante, ou la linéation d'agrégat fortement marquée dans les rubanements pyroxénolitiques de Lanzo centre. Nous avons montré (§ 2.1.3) l'équivalence de ces deux directions que nous nommerons ici L.

Porphyroclastes dans les rubanements I (Fig. 2-35, 2-36, 2-37).

Dans ces faciès, la foliation est parallèle au rubanement, ou en est très voisine (éch. 779), ce qui ne permet pas a priori de préciser si la fabrique se relie à S_0 ou à S_1.

– Le diopside montre une concentration de $[010]_{di}$ perpendiculaire à $S_0 - S_1$, et une tendance à avoir $[001]_{di}$ voisin de L.

– L'enstatite présente une fabrique médiocre, tendance à avoir, comme dans la lherzolite encaissante, $[100]_{en}$ perpendiculaire à $S_0 - S_1$.

Néoblastes dans les rubanements I (Fig. 2-36B et 2-37A)

Les néoblastes d'olivine (Fig. 2-37A) montrent de fortes concentrations des trois axes : $[010]_{ol}$ perpendiculaire à $S_0 - S_1$, comme dans la lherzolite encaissante (Fig. 2-14), et un maximum de $[001]_{ol}$ et de $[100]_{ol}$ dans le plan $S_0 - S_1$. Les 50 néoblastes mesurés dans ces stéréogrammes sont groupés, et leur forte orientation pourrait être héritée de celle d'un ancien porphyroclaste.

Fig. 2.35 à 2.40. Diagrammes d'orientation préférentielle des minéraux dans les rubanements pyroxénolitiques. Projection (hémisphère inférieur), des indices et des axes cristallographiques de l'olivine (ol), de l'enstatite (en), du diopside (di) et du plagioclase (pl).
Le plan de référence est le plan horizontal et l'index indique le Nord, sauf pour les diagrammes correspondant aux échantillons 703 et 779.
Contours 1, 2, 4, 8 %.
Éléments structuraux : trait plein : trace du rubanement ; tireté : trace de la foliation avec linéation d'agrégat (Lanzo centre) ou perpendiculaire à la linéation d'enstatite tabulaire.

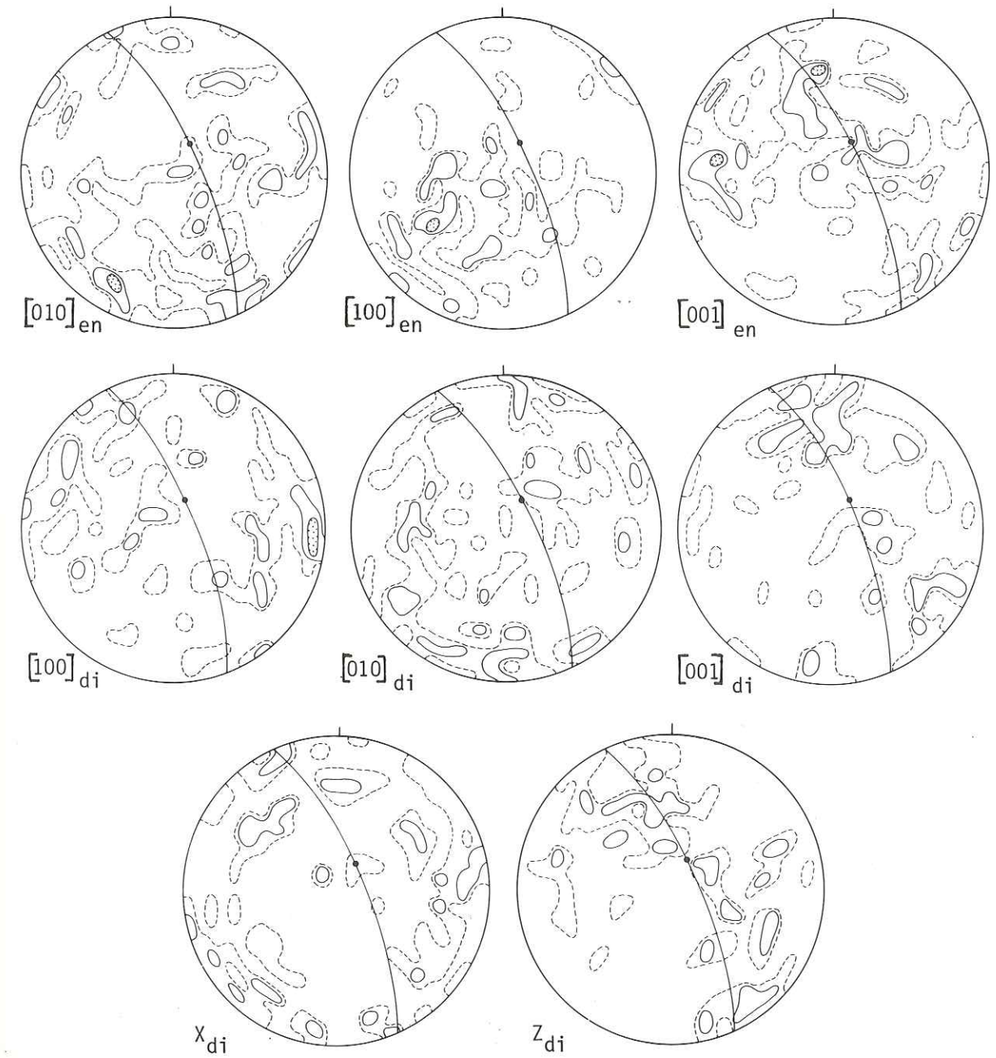


Fig. 2.35. Éch. 729 a – Massif de Trana. 100 en (porphyroclastes) ; 80 di (porphyroclastes).

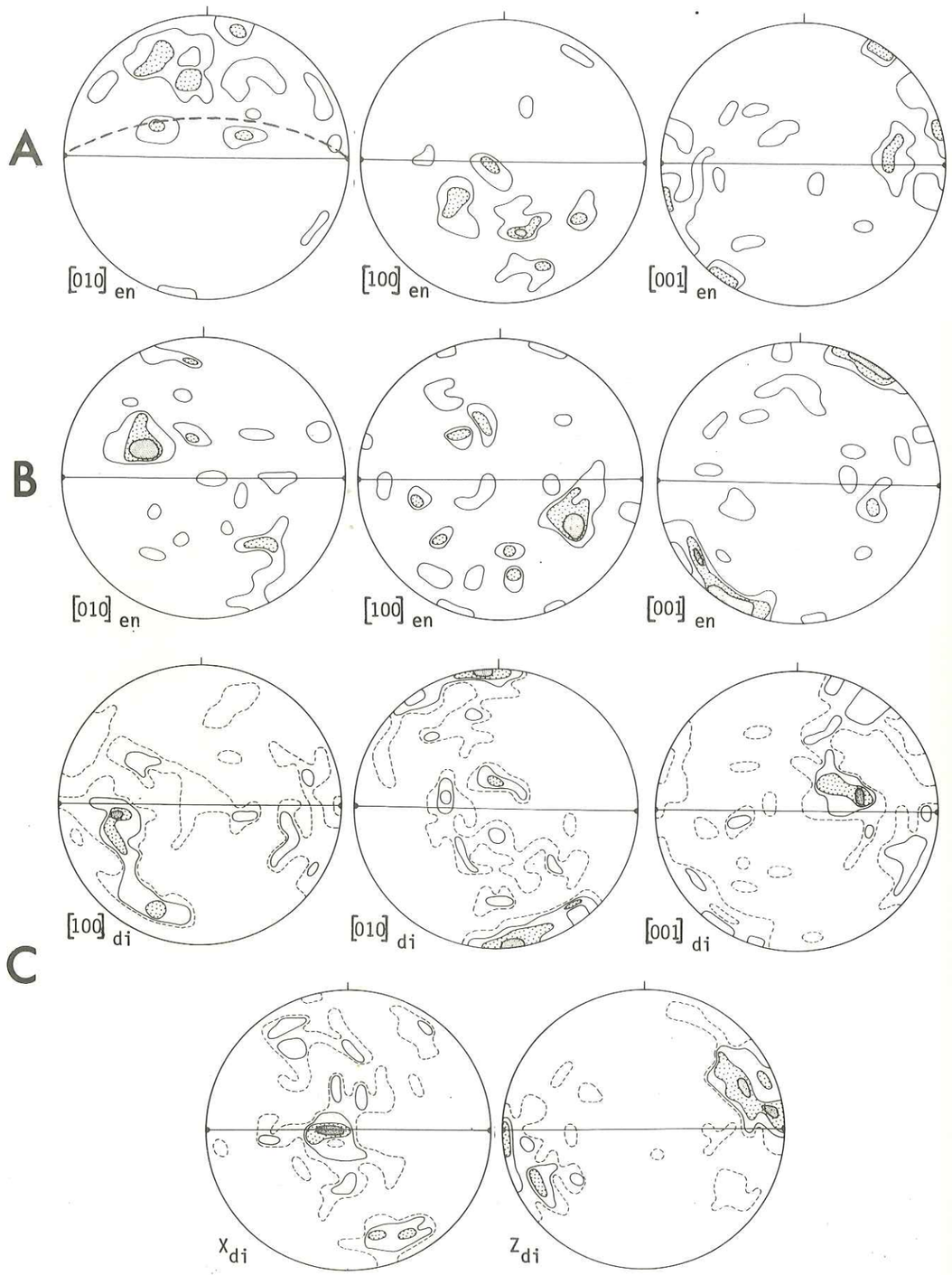


Fig. 2.36. Éch. 779 a – Costa Moncolombon (Lanzo centre). A, 35 en (porphyroclastes) ; B, 50 en (néoblastes) ; C, 100 di (porphyroclastes).

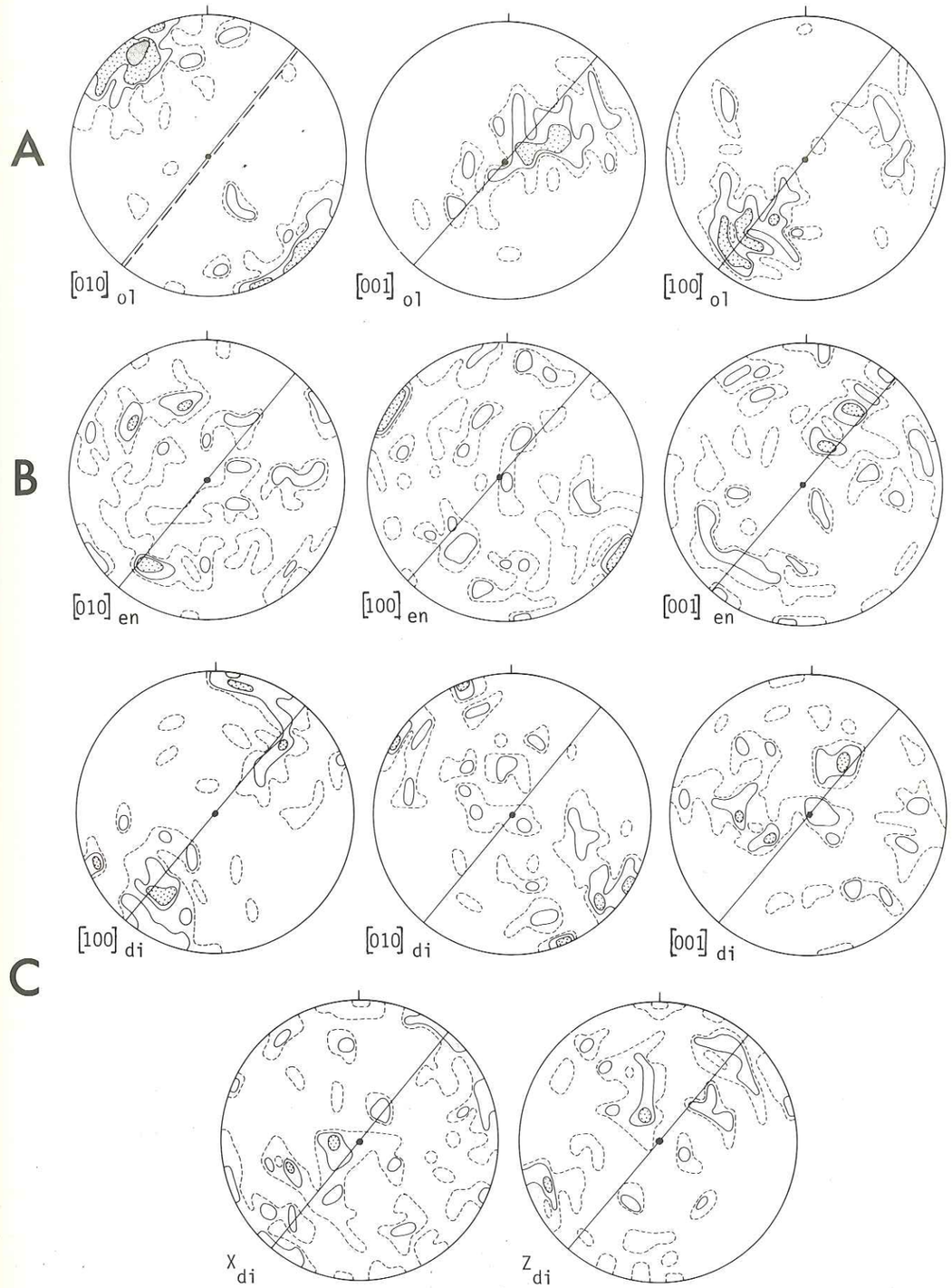


Fig. 2.37. Éch. 708 b – Mte Arpone (Lanzo sud). A, 100 ol (néoblastes) ; B, 100 en (porphyroclastes) ; C, 100 (porphyroclastes) ; D, 50 pl.

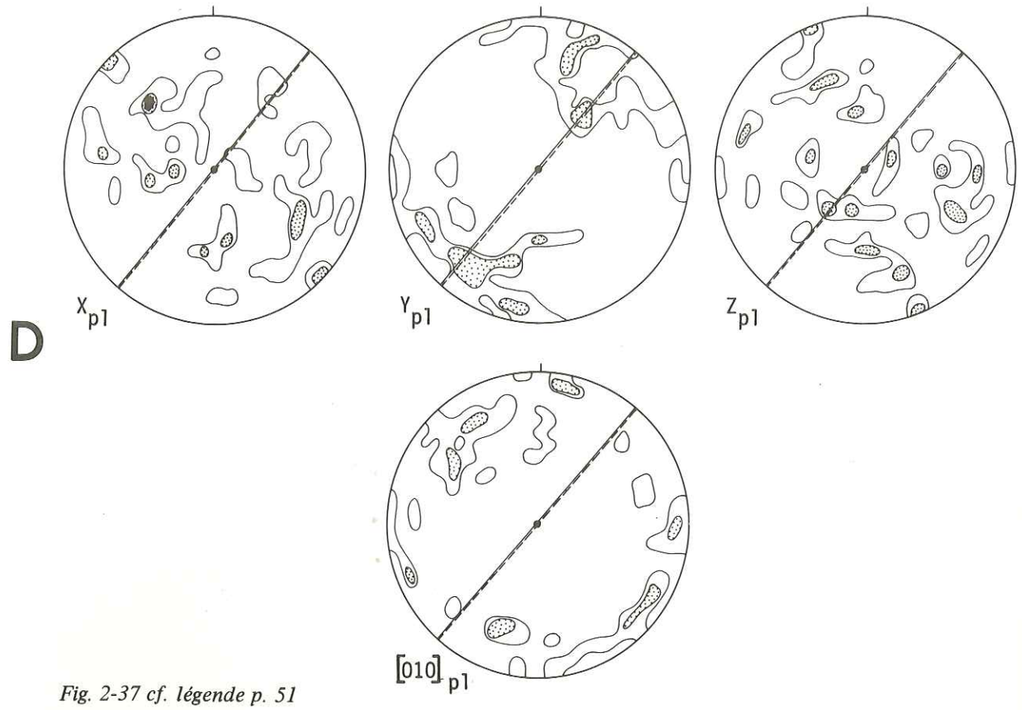


Fig. 2-37 cf. légende p. 51

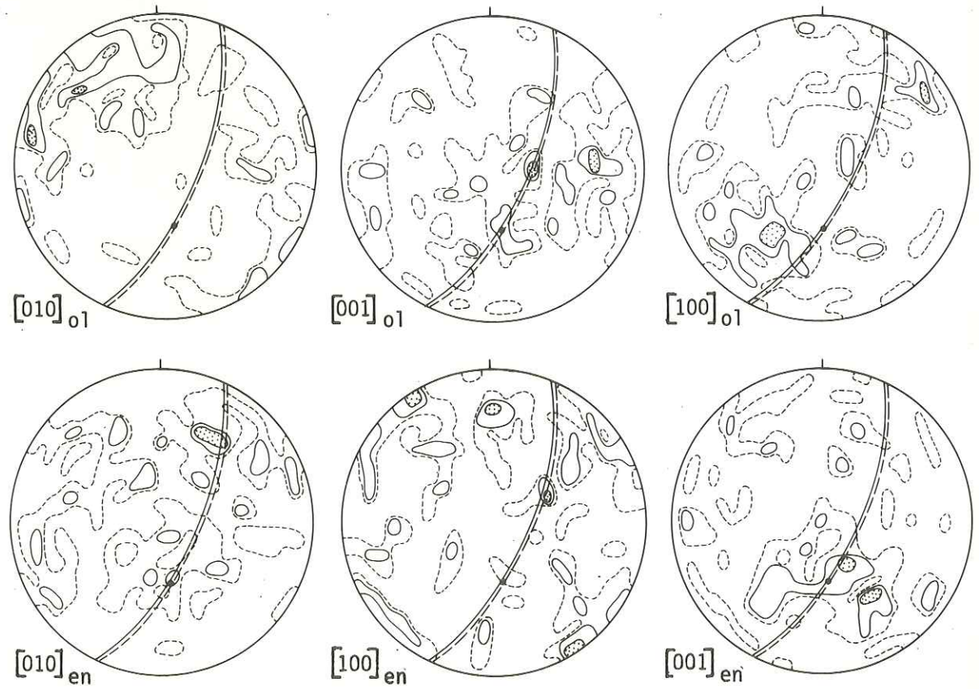


Fig. 2.38. Éch. 694 a – Costa Druina (Lanzo centre). 100 ol (néoblastes) ; 100 en (néoblastes).

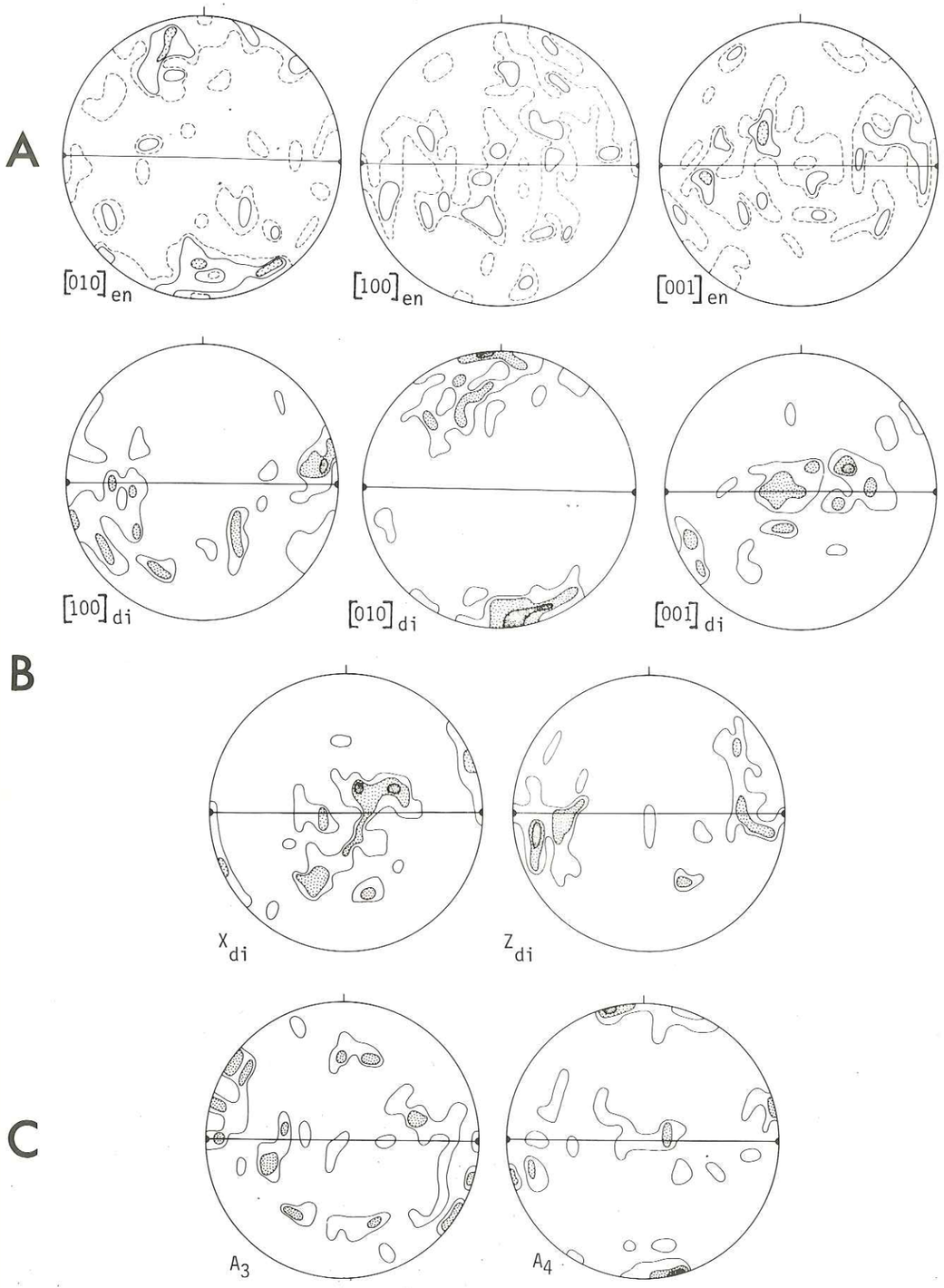


Fig. 2.39. Éch. 703 – Rio Malora (Lanzo centre). A, 100 en (néoblastes) ; B, 50 di (porphyroclastes) ; C, 12 sp (porphyroclastes) ; D, 120 ol (néoblastes dispersés) ; E, F, G, 50, 35, 35, ol (néoblastes d'olivine autour de spinelle hôte dont l'orientation est indiquée (■ A_4, ▲ = A_3). Le plan S_1 est horizontal.

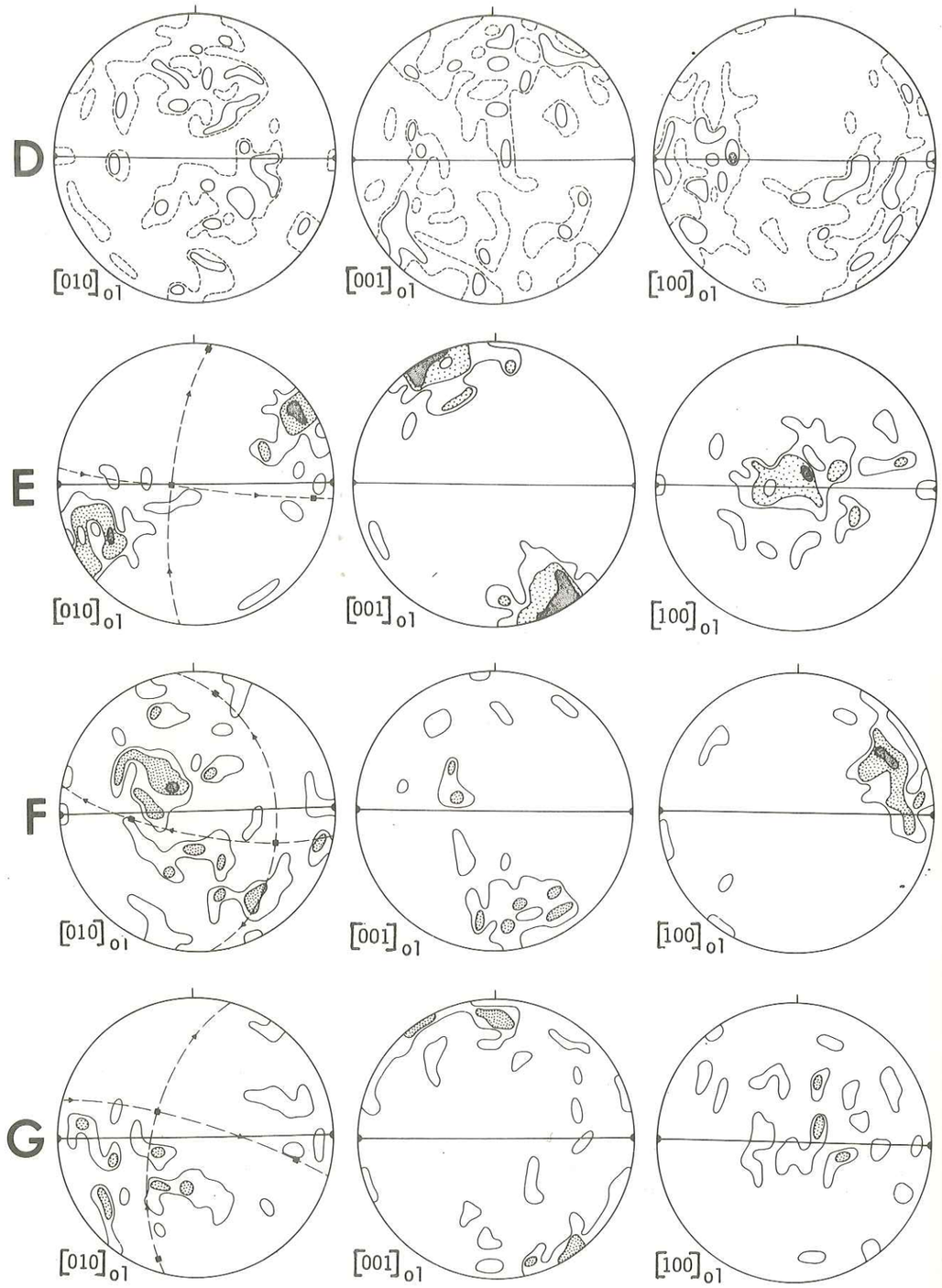


Fig. 2-39 cf. légende p. 53

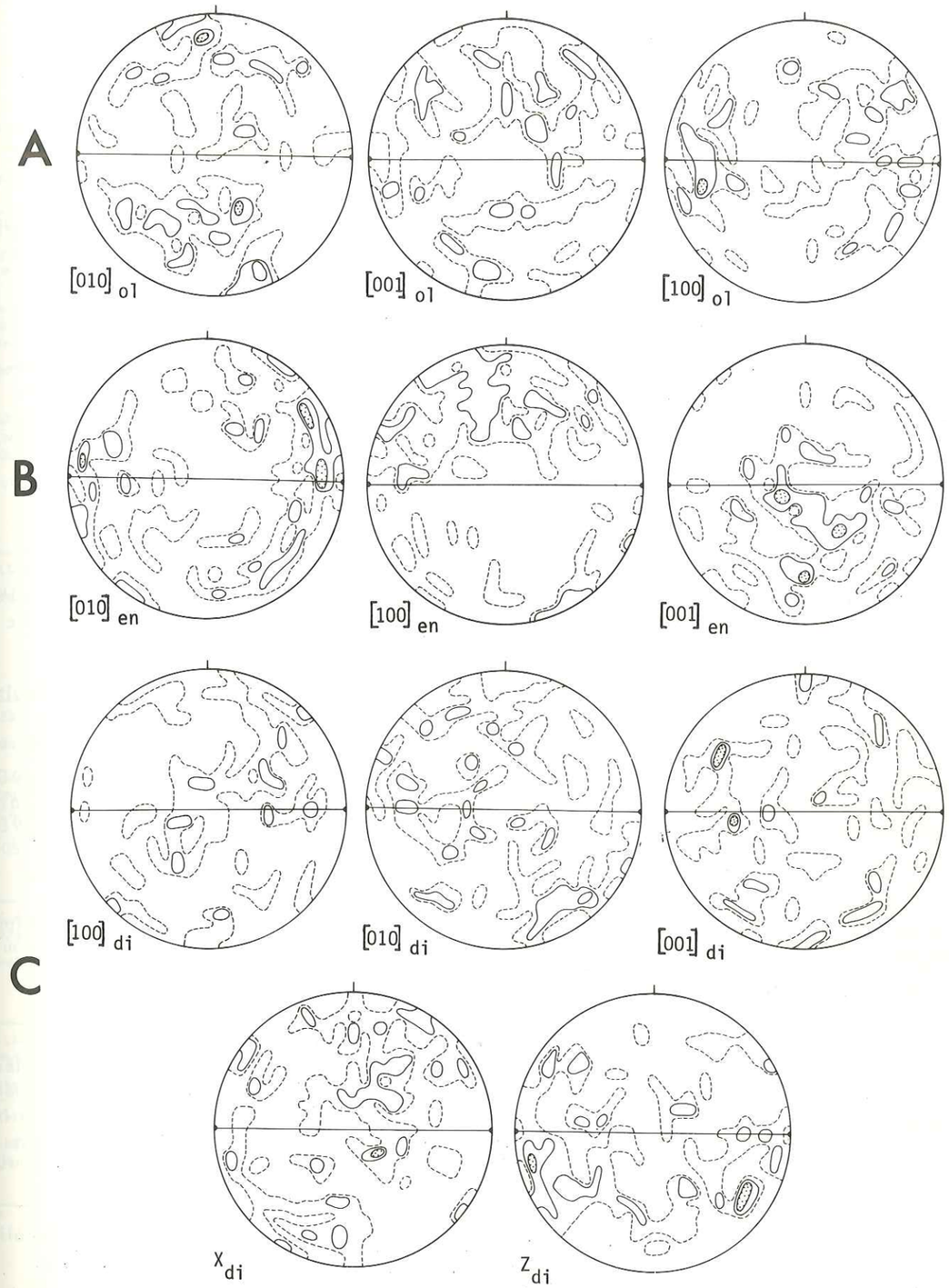


Fig. 2.40. Éch. 876 – Crête Mte Druina – Mte Colombano – A, 100 ol (néoblastes) ; B, 100 en (néoblastes C, 100 di (néoblastes).

Les néoblastes d'enstatite mesurés dans l'échantillon 779 (Fig. 2-36 B) sont exsolvés à partir de cristaux de diopside primaires et sont situés à la périphérie de ceux-ci. Ils présentent la même orientation par rapport au diopside hôte que les exsolutions internes. La fabrique des enstatites secondaires (Fig. 2-36 B) est héritée de celle du diopside hôte (Fig. 2-36 C).

Porphyroclastes dans les rubanements II (Fig. 2-39 B).

Les porphyroclastes de pyroxène sont peu abondants dans les rubanements II. Les seules mesures concernent le diopside dans l'échantillon 703 où les plans S_0 et S_1 forment un angle élevé. Le diopside primaire présente une bonne fabrique identique à celle observée dans les rubanements I, en relation avec S_0 : $[010]_{di}$ subperpendiculaire à S_0, $[001]_{di}$ voisin de L.

L'orientation du spinelle a été repérée dans l'échantillon 703 (Fig. 2-39 C) par rapport aux clivages (111) dont trois sur quatre sont toujours mesurables. Les axes d'ordre 4 ont été construits. Les 12 cristaux de spinelle mesurés montrent une bonne coïncidence de leurs axes de symétrie et une faible oblicité des A_4 sur les éléments de la structure. Les spinelles de ce rubanement présentent des lamelles de déformation parallèles aux clivages (111) ; deux ou trois directions de lamelles peuvent cœxister dans une même zone du cristal.

Néoblastes dans les rubanements II.

La fabrique des néoblastes est variable dans les différents échantillons considérés.

Dans l'échantillon 694 (Fig. 2-38), rubanement centimétrique recristallisé, l'orientation de l'olivine et de l'enstatite est comparable à celle de la lherzolite encaissante (Fig. 2-18 A), avec une dispersion plus importante autour des maximums.

Dans l'échantillon 703, les néoblastes d'enstatite présentent une fabrique typiquement déduite des relations de continuité cristallographique entre enstatite exsolvée et diopside hôte (§ 2.4.2) : $[010]_{en}$ confondu avec $[010]_{di}$ et $[100]_{en}$ confondu avec $[100]_{di}$ (Fig. 2-39 A et B).

La fabrique d'ensemble des néoblastes d'olivine recristallisés autour des spinelles (Fig. 2-39 D) tend à se calquer sur celle des A_4 des spinelles, avec un maximum de $[001]_{ol}$ perpendiculaire à S_0 et une couronne des deux autres indices. Dans les stéréogrammes individuels (Fig. 2-39 E, 2-39 F, 2-39 G), il n'apparaît cependant pas de relation claire entre le spinelle et les néoblastes d'olivine qui l'entourent.

Enfin, dans l'échantillon 876 (Fig. 2-40), rubanement épais à structure en mosaïque, les minéraux présentent une orientation préférentielle nulle ou très médiocre, sinon une tendance pour $[100]_{ol}$ à être voisin de L.

2.4.4. COMPARAISON AVEC D'AUTRES PYROXÉNOLITES

Nous avons distingué dans Lanzo deux types de rubanements différant par leur structure et leur paragenèse (§ 2.4.1), bien que dans Lanzo la coupure entre les deux types soit peu marquée. Cette classification des pyroxénolites en deux types principaux, suggérée par JACKSON et NICOLAS (communication orale), est beaucoup plus nette dans d'autres massifs et dans les enclaves des basaltes où les pyroxénolites peuvent se présenter indifféremment sous forme de rubanements ou de filons.

KORNPROBST et CONQUERE (1972) ont souligné les analogies existant entre les pyroxénolites des massifs et celles des enclaves des basaltes décrites par BEESON et JACKSON (1970).

Une revue des descriptions publiées (tableau 2-2) de pyroxénolites équilibrées dans les faciès à grenat, à spinelle ou à plagioclase fait ressortir des identités de structure et de composition remarquables.

TABLEAU 2-2

COMPARAISON DES DIFFERENTS TYPES DE PYROXENOLITES

Wilshire & Shervais (1974) :	TYPE I A DIOPSIDE CHROMIFERE			TYPE II A AUGITE
Types proposés :	TYPE I (WEBSTERITES) (à deux px)	(à sp ou gr I)	TYPE II (ARIEGITES)*	
LHERZ, Avé Lallemant (1967) (rubanements et filons)	① Webstérites à cpx vert opx et sp accessoires (rubanements, épaisseur moyenne 2 à 4 cm)		② Pyroxénolite à grenat filons zonés 30 - 40 cm ext. opx + (sp brun + cpx vert) int. cpx + sp + gr II	③ Pyroxénolites à grenat et plagioclase cpx brun + gr + pl II (filons tardifs)
BENI BOUCHERA, Kornprobst (1969) (rubanements) ?	① Bancs simples – enstatitites – webstérites		② Bancs complexes – ext. enstatitite webstérite – int. webstérite à grenat clinopyroxénolite à grenat	
HAWAÏ, Beeson et Jackson (1970) (enclaves des basaltes)	① Clinopyroxénolites avec exsolutions de grenat et opx.	② Webstérites avec sp I gr et opx exsolvés ③ Webstérites avec cpx I + opx I + sp I (+ gr I) + opx II + gr II → ?	④ Clinopyroxénolites à grenat primaire. Absence d'exsolution. Str. équigranulaire	
BALDISSERO, Etienne (1971) (rubanements et filons)		① Webstérites à spinelle avec cpx à la périphérie opx + sp au centre	② Pyroxénolites différenciées – ext. gros cpx à exsolution peu de sp – int. opx + sp (+ cpx) recristallisation partielle	③ Pyroxénolites à cpx brun et amph. (filons δ et ε)
LHERZ, Conquéré (1971) (rubanements et filons)	① Pyroxénolites (4 cm) à cpx + amph (+ opx + sp)		② Amphibolites (10 à plus de 20 cm) – int. avec gr + ol	
MONCAUP, Kornprobst & Conquéré (1972)		① Clinopyroxénolites à grenat cpx I + gr I + opx II + gr II ② Webstérites à spinelle et grenat cpx I + opx I + sp I + gr II		
U S A, Wilshire & Shervais (1974) (enclaves des basaltes)	① Webstérites et clinopyroxénolites à diopside (faible épaisseur) structure primaire prédominance du cpx		② Ariégites à diopside (épaisseur importante) différenciation avec ext. webstérite I int. contenant la phase alumineuse	③ Pyroxénolites à augite
BALMUCCIA, Nicolas, communication orale (rubanements et filons)	① Webstérites (1 mm à 2 cm) à cpx (+ opx)	② Webstérites (← 20 cm) ext. cpx vert int. opx + cpx gris ⟹	③ Ariégites (20 cm) ext. cpx vert int. sp + px + amph.	
LANZO (rubanements ①, ②, ③) (filons ④)	① Webstérites (1 à 5 cm) – cpx I (+ opx I) + pl II (+ ol)	② Webstérites (1 à 5 cm) avec sp I + pl II (+ ol)	③ Ariégites (10 à 20 cm) ext. webstérite ① recrist. int. sp I + opx I + cpx I + pl II + opx II + ol	④ Gabbros intrusifs à augite

* cf. définition p. 44

Il semble que l'on puisse distinguer 2 groupes avec passage continu de l'un à l'autre :

1. Les webstérites (type I), en bancs peu épais, non différenciés, formés des mêmes pyroxènes que la lherzolite encaissante, et pouvant présenter une phase alumineuse accessoire. La structure est formée d'un assemblage de porphyroclastes de pyroxènes chargés d'exsolutions.

2. Les ariégites* (type II) en bancs épais, souvent différenciés, avec pyroxènes aux épontes et concentration de la phase alumineuse dans la partie centrale. Les ariégites ont une structure porphyroclastique avec démixtions et recristallisations importantes, ou une structure isogranulaire soit d'origine magmatique, soit entièrement recristallisée.

WILSHIRE et SHERVAIS (1974) classent les pyroxénolites de l'ouest des U.S.A en deux ensembles. Leur groupe I (pyroxénolites à diopside chromifère) comprennent les types I et II considérés ici. Leur groupe II (pyroxénolites à augite) comprennent des filons plus tardifs qui pourraient avoir leur équivalent dans les lherzites de Lherz, les filons tardifs de Baldissero, et même les gabbros à augite de Lanzo ?

2.5. PLIS

2.5.1. DESCRIPTION DES PLIS AUX DIFFÉRENTES ÉCHELLES

Les plis sont surtout concentrés dans la partie centrale de Lanzo centre (carte 2-1). Ils sont exceptionnels dans Lanzo sud (sommet du Mte Arpone). Leur domaine d'affleurement se situe de préférence dans la zone des "rods" (carte 2-1) où la linéation d'agrégat est très fortement marquée. Ils y sont fréquents et de styles variés (Fig. 2-41).

Styles des plis

La plupart sont des plis serrés, isoclinaux, symétriques (Photo V-5) ou déversés dans un sens (Fig. 2-41 ; Photos V-1, V-2, V-7), bien que l'on ait observé un pli présentant des sens de déversement opposés sur une distance d'un mètre (Photo V-3). Ces plis sont de style semblable ou s'en rapprochent; ils appartiennent généralement à la classe "I C" de RAMSAY (1967), c'est-à-dire que le rayon de courbure de l'arc interne est supérieur à celui de l'arc externe, et l'épaisseur orthogonale est plus grande dans la charnière que sur les flancs du pli. Cette épaisseur peut varier dans un rapport de 1 à 20. Les plis ouverts sont plus rares, ils tendent à être de style parallèle (Photos V-3, V-4) et présentent souvent une géométrie complexe due à la reprise de plis isoclinaux (Fig. 2-42).

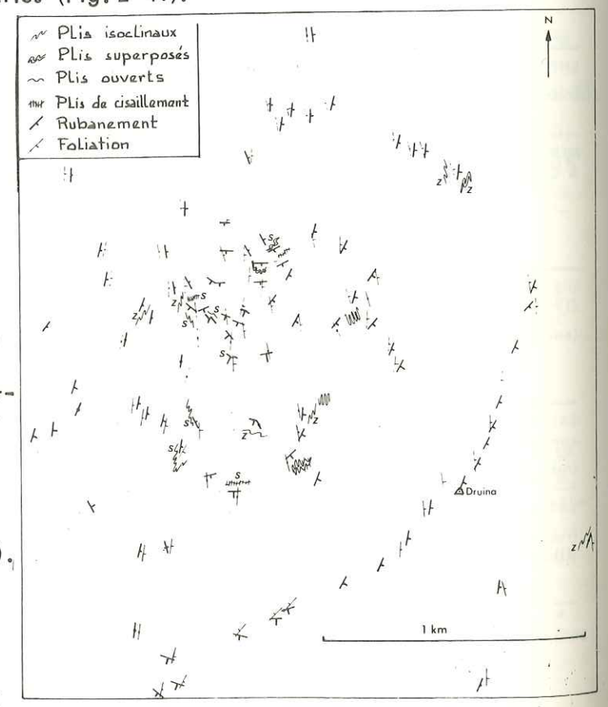


Fig. 2.41. Zone centrale de Lanzo centre délimitée sur la carte 2-1 avec la localisation et le style des plis; S et Z indiquent le sens de déversement en regardant dans le sens du pendage de l'axe du pli, c'est-à-dire vers le Sud (NICOLAS et BOUDIER, 1975).

* *Le terme "ariégite" est utilisé suivant la définition de LACROIX (1917) précisée par LENSCH (1971)*

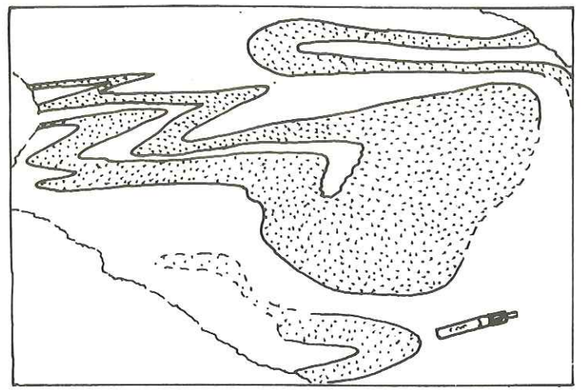


Fig. 2.42. Dessin d'après photo d'un pli semblable isoclinal repris par un pli plus ouvert de style parallèle.
Le plan axial du pli II est parallèle à la foliation. Zone charnière du pli à grande échelle. (NICOLAS et BOUDIER, 1975).

En dépit de ces différences, les deux types de plis sont coaxiaux et présentent les mêmes relations géométriques avec les éléments de la structure (cf. p. 60).

Enfin, on observe des plis formés par le déplacement de microlithons, dûs à un mécanisme de cisaillement (Photo V-9).

Plissement à l'échelle de la carte.

La zone où sont concentrés les plis a été cartographiée en grand détail. La carte interprétative (Fig. 2-43) fait apparaître un pli kilométrique de style semblable, dont le flanc ouest est plus serré, déformant le rubanement. Les plis décrits (et plus spécialement les plis ouverts et les plis superposés) sont concentrés dans la zone charnière de cette structure, où l'angle entre S_0 et S_1 est élevé, atteignant 90°. Cette structure apparaît également très bien sur la carte 2-1 : la limite tracée sépare un domaine occidental où la direction du rubanement est à l'Ouest de celle de la foliation, d'un domaine oriental où elle en est à l'Est.

Cette limite est la trace du plan axial du pli kilométrique. Au Nord de la zone centrale, le plan axial est déplacé vers l'Est par un décrochement souligné sur le terrain par une bande de serpentinite (carte 1-8).

Au Sud de cette zone centrale, l'oblicité du rubanement sur la foliation suggère que le plan axial est aussi décalé vers l'Est. On ne peut cependant affirmer l'absence de plissement à l'échelle de la carte dans cette zone ; celui-ci pourrait être isoclinal très serré, et difficile à mettre en évidence.

La carte interprétative (Fig. 2-43) fait également apparaître une déformation de la foliation très marquée à la bordure Nord-Ouest du massif. Ces plis tardifs sont liés à l'histoire alpine du massif et ont été considérés au chapitre 1.

Relations géométriques avec les éléments structuraux.

Ces relations ont été étudiées de deux façons différentes : (1) à l'échelle de l'affleurement, par une méthode statistique portant sur 22 plis choisis dans le massif, lorsque leurs axes pouvaient être mesurés

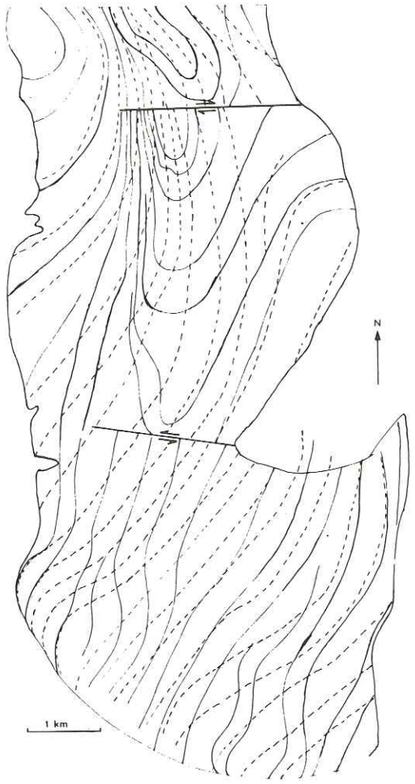
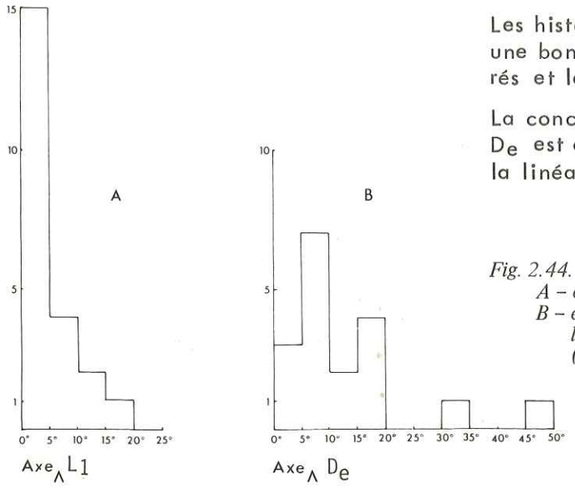


Fig. 2.43. Carte interprétative du plissement à grande échelle du rubanement, dans Lanzo centre. Trait continu : rubanement ; tireté : foliation. Les flèches indiquent le sens du cisaillement le long de failles supposées (NICOLAS et BOUDIER, 1975).

cf aussi carte 2-7

avec une précision suffisante (Fig. 2-44) et (2) par une étude locale de la zone charnière du pli à grande échelle (Fig. 2-45). Les deux directions considérées par rapport à l'axe des plis sont la linéation d'agrégat L_1 et la perpendiculaire D_e dans S_1 à la linéation d'enstatite. La linéation d'agrégat est fortement marquée dans cette zone, mais elle peut, ainsi que nous l'avons vu § 2.1.3, être confondue avec la linéation d'intersection des plans S_0 et S_1 ; c'est pourquoi la direction D_e est également prise comme référence.



Les histogrammes A et B (Fig. 2-44) font apparaître une bonne coïncidence entre les axes des plis mesurés et la linéation d'agrégat.

La concordance moins nette concernant la direction D_e est attribuable à l'imprécision de la mesure de la linéation d'enstatite dans cette zone (cf. § 2.1.3).

Fig. 2.44. Histogrammes des angles :
A – entre les axes de plis et la linéation d'agrégats L_1
B – entre les axes de plis et la direction : perpendiculaire à linéation d'enstatite dans le plan de foliation.
(NICOLAS et BOUDIER, 1975).

Dans les stéréogrammes (Fig. 2-45 et 2-46), l'axe du pli construit (1) par rapport aux pôles des rubanements (stéréogramme A) et (2) comme intersection de S_0-S_1 (stéréogramme D) montre une excellente coïncidence avec chacune des deux directions de référence L_1 et D_e. Le plan axial du pli coïncide avec l'orientation moyenne de S_1.

Au cœur de Lanzo centre, le rubanement pyroxénolitique présente donc un pli dissymétrique (plus serré sur son flanc Ouest) dont le plan axial coïncide avec la foliation, et dont l'axe, 170 S 50, coïncide à la fois avec la linéation d'agrégat et avec la perpendiculaire, dans S_1 à la linéation d'enstatite tabulaire.

2.5.2. *STRUCTURES ET ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DES MINÉRAUX DANS LES CHARNIERES DE PLIS.*

Structures au microscope. La structure des pyroxénolites est fortement recristallisée (cf. § 2.4.1) dans les zones où la linéation d'agrégat est très marquée. En particulier, dans les charnières de plis isoclinaux, en même temps que l'épaisseur du rubanement augmente, la pyroxénolite acquiert une structure entièrement recristallisée.

La lherzolite présente, dans la zone des plis, une structure porphyroclastique avec un taux de recristallisation variable (cf. Fig. 2-8 A et B). Dans des lames taillées perpendiculairement à la linéation d'agrégat, c'est-à-dire à l'axe des plis, les bandes de pliage sont fréquentes (plan de pliage parallèle à la foliation et angle de rotation élevé ; cf. § 2.2.4). Ceci est spécialement visible dans la lherzolite située à l'intrados des plis. On observe dans ce type de structure (fig. 2-47) des plages d'olivine allongées parallèlement au plan axial du pli, d'orientation optique voisine, dont les joints ont vraisemblablement évolué à partir de plans de pliage (cf. § 2.2.4). Les plans de pliage déterminés dans la section de la Fig. 2-47 sont le plan (100) ou le plan (001) correspondant respectivement aux systèmes de glissement {0kl} [100] et {110}[001] dans l'olivine. Les deux plans (100) et (001) coexistent souvent dans le même cristal (le plan favorable pour une observation simultanée de ces deux éléments de la sous-structure est parallèle à l'axe du pli et perpendiculaire au plan de foliation).

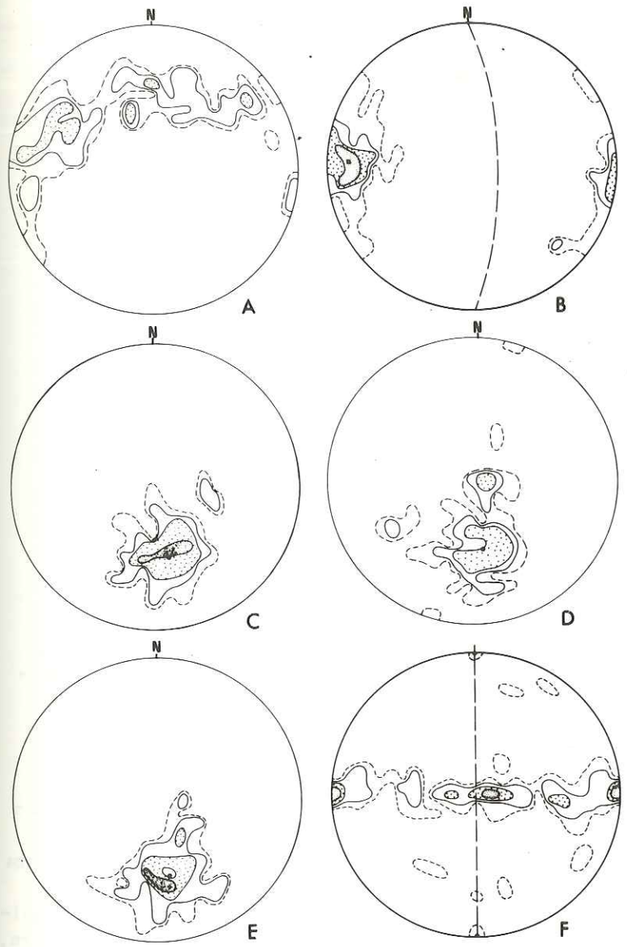


Fig. 2.45. Projections (hémisphère inférieur) des mesures de terrain dans la zone centrale de Lanzo centre (Fig. 2.41), calculées à l'ordinateur par la méthode BOUCHEZ (1971). Contours 1, 2, 4, 8 %.

Les points indiquent le maximum ponctuel calculé (BOUCHEZ et DAROT, sous presse) dans les stéréogrammes B C D E et le pôle calculé des concentrations π dans le stéréogramme A

A – pôles du rubanement (98 mesures)
B – pôles de la foliation (86 mesures)
C – linéations d'agrégat (81 mesures)
D – intersection rubanement – foliation (81 mesures)
E – directions construites comme perpendiculaires à la linéation d'enstatite dans le plan de foliation (74 mesures)
F – pôles du rubanement après rotation individuelle telle que la foliation est verticale et la linéation d'agrégat horizontale N-S.
(NICOLAS et BOUDIER, 1975).

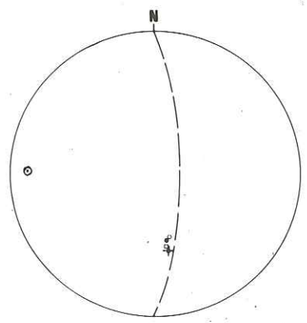


Fig. 2.46. Projection (hémisphère inférieur) des maximums ponctuels calculés pour la linéation d'agrégat (point), la linéation d'intersection (cercle évidé), la perpendiculaire à la linéation d'enstatite (carré), le pôle de la foliation (point encerclé), et du pôle calculé de la concentration des pôles des rubanements (croix). Le plan de foliation moyen est aussi tracé comme perpendiculaire au maximum ponctuel calculé pour son pôle.
(NICOLAS et BOUDIER, 1975).

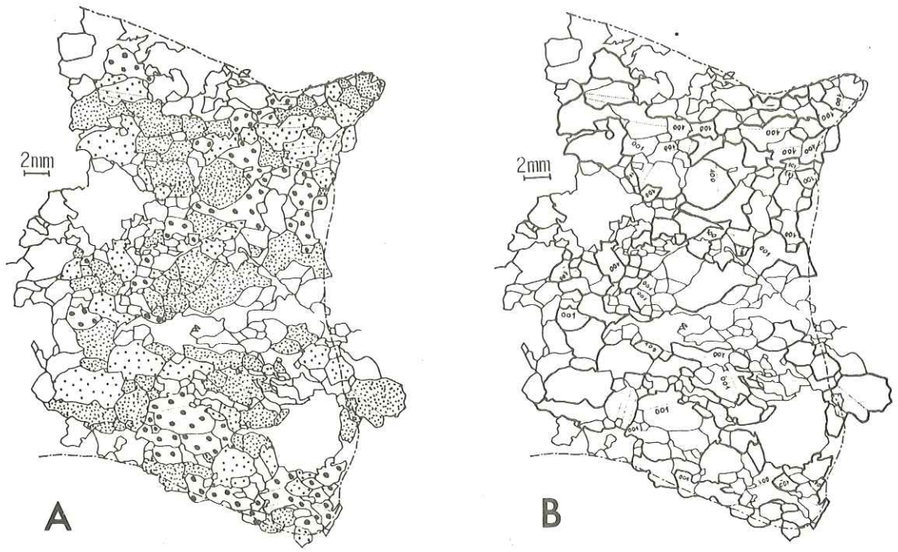


Fig. 2.47. Structure de la lherzolite à l'intrados du pli 756 (cf. Fig. 2-48 et 2-49).
A – Les figurés identiques correspondent à des cristaux d'olivine d'orientation voisine, ayant vraisemblablement évolué à partir de bandes de pliage.
B – Identification des plans de pliage.

Ainsi mis en évidence, le système de glissement $\{110\}[001]$ est beaucoup plus fréquent dans la lherzolite de la zone des plis que dans les autres parties du massif ; sur 100 mesures effectuées dans 3 plans perpendiculaires (cf. § 2.2.4), ce système a été identifié dans 40 % des cas dans un échantillon appartenant à cette zone (éch. 878) contre 15 % dans un échantillon appartenant à Lanzo sud (éch. 744b).

Orientations préférentielles des minéraux dans les charnières de plis. Les orientations préférentielles de l'olivine, de l'enstatite et du diopside ont été mesurées dans la pyroxénolite, celles de l'olivine et de l'enstatite, dans la lherzolite encaissante à l'intrados et à l'extrados des plis. Les traces des plans de glissement de l'enstatite et du diopside $(100)_{en}$ et $(100)_{di}$ (soulignés par les lamelles d'exsolution) ont également été reportées sur de larges sections taillées perpendiculairement aux axes des plis étudiés (Fig. 2-48), dans le but de faire apparaître, par observation directe, une rotation possible des minéraux autour de l'axe du pli.

La figure 2-48 et les diagrammes d'orientation préférentielle (Fig. 2-49, 2-50, 2-51) permettent de tirer les conclusions suivantes.

(1) Dans la pyroxénolite d'une charnière de pli (Fig. 2-51), les minéraux s'enroulent autour des axes de plis. Ces fabriques doivent être comparées avec les fabriques déterminées dans les rubanements non déformés (§ 2.4.3). En ce qui concerne le clinopyroxène, $[010]_{di}$ tend à former une couronne perpendiculaire à l'axe du pli, Z_{di} un cône fermé autour de l'axe, et $[001]_{di}$ un cône ouvert. La seule orientation remarquable concernant l'orthopyroxène est une couronne de $[100]_{en}$ perpendiculaire à l'axe du pli, avec un maximum normal à la foliation. L'olivine présente un bon maximum de $[100]_{ol}$ parallèle à l'axe du pli et une couronne de $[100]_{ol}$ normale à celui-ci.

(2) Dans la lherzolite située à l'intrados et à l'extrados des plis (Fig. 2-49 et 2-50), la fabrique est comparable à la fabrique type 2 (§ 2.3.2) des autres lherzolites du massif. Pour l'olivine, $[100]_{ol}$ forme un maximum subparallèle à l'axe du pli, c'est-à-dire à la linéation d'agrégat.

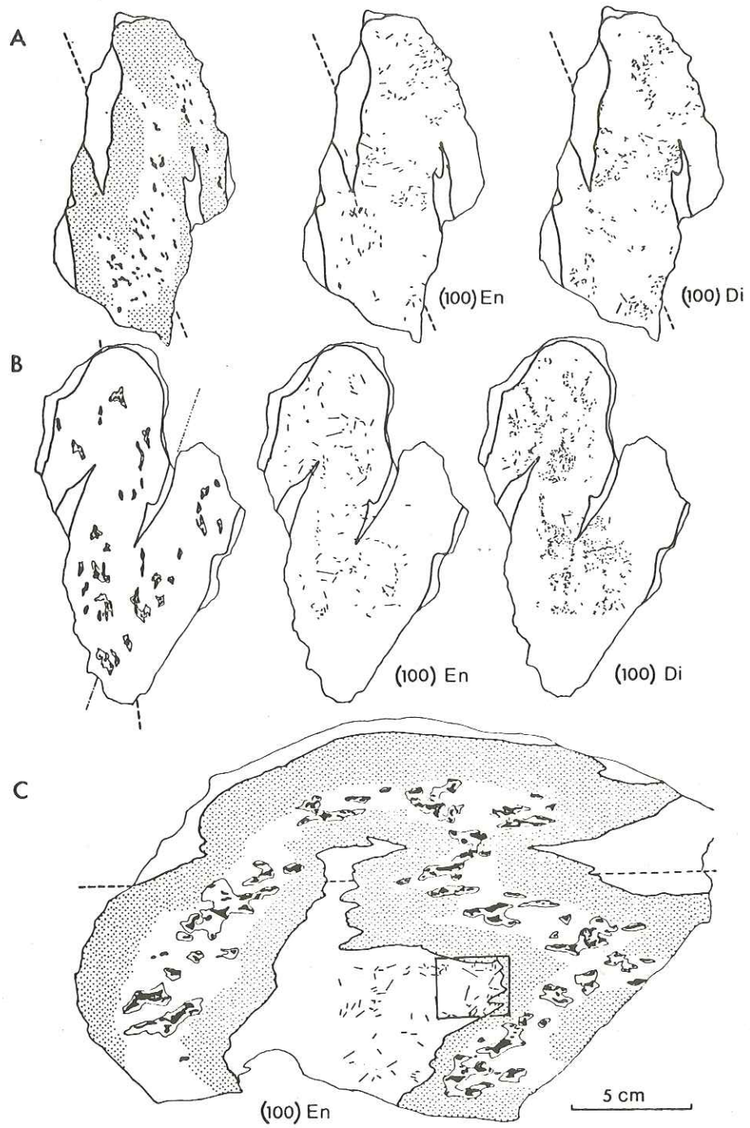


Fig. 2.48. Dessins des charnières des plis étudiés pour l'orientation préférentielle des minéraux (Fig. 2-49, 2-50). Les sections sont perpendiculaires aux axes des plis.. Les traces des plans (100_{en}) et $(100)_{di}$ observées en lames minces sont tracées pour montrer leur rotation dans la charnière du pli. Trait plein : limites du rubanement ; points : zones à deux pyroxènes ; blanc : zones à olivine ; noir : spinelle auréolé de plagioclase ; tireté : trace de la foliation ; pointillé : trace du plan axial du pli.
A et B, $(100)_{en}$ et $(100)_{di}$ à l'intérieur du rubanement (éch. 784 et 950 a).
C, $(100)_{en}$ dans la lherzolite à l'intrados d'un pli (éch. 756b). Le cadre indique la localisation de la Fig. 2.47.
(NICOLAS et BOUDIER, 1975).

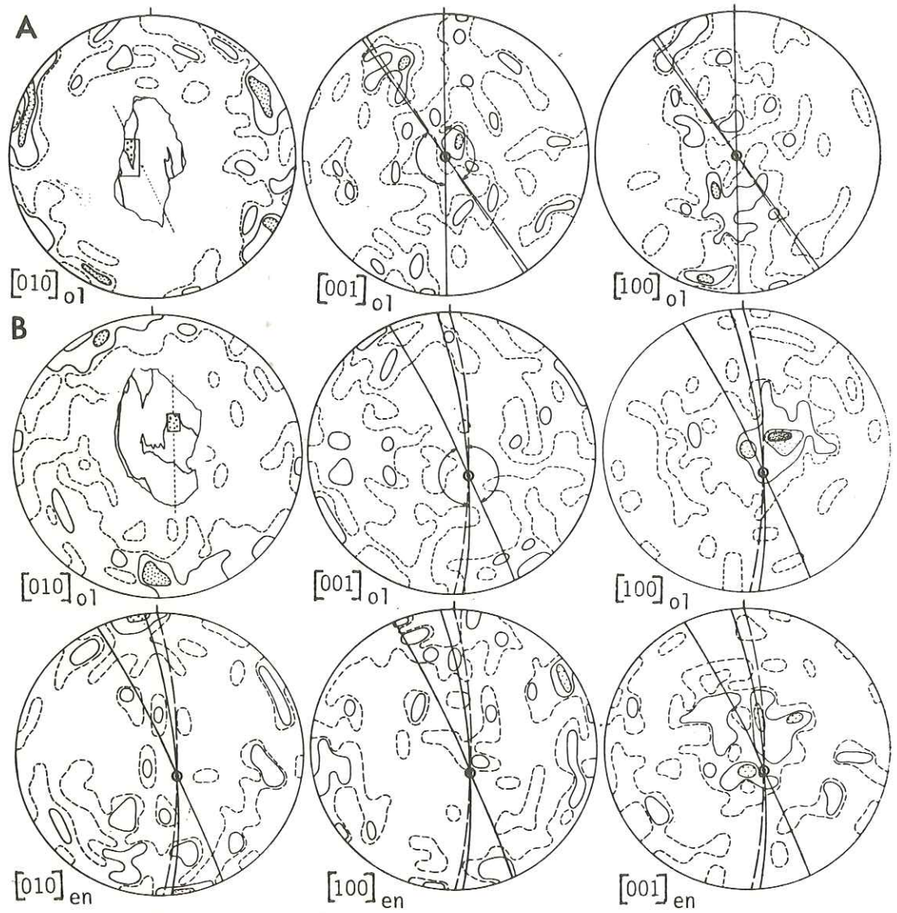


Fig. 2.49. Orientations préférentielles des minéraux dans les charnières de plis. Projection hémisphère inférieur ; contours 1 2, 4, 6 %. Trait continu : trace du rubanement ; tireté : trace de la foliation ; cercle : axe du pli ; point : linéation d'agrégat. Les flèches indiquent l'angle de rotation du rubanement dans la zone étudiée (sections de la Fig. 2.48).

A et B, lherzolites à l'intrados des plis.

A, éch. 784 (Fig. 2.48 A), 100 ol

B, éch. 756 b (Fig. 2.48 C), 100 ol, 100 en.

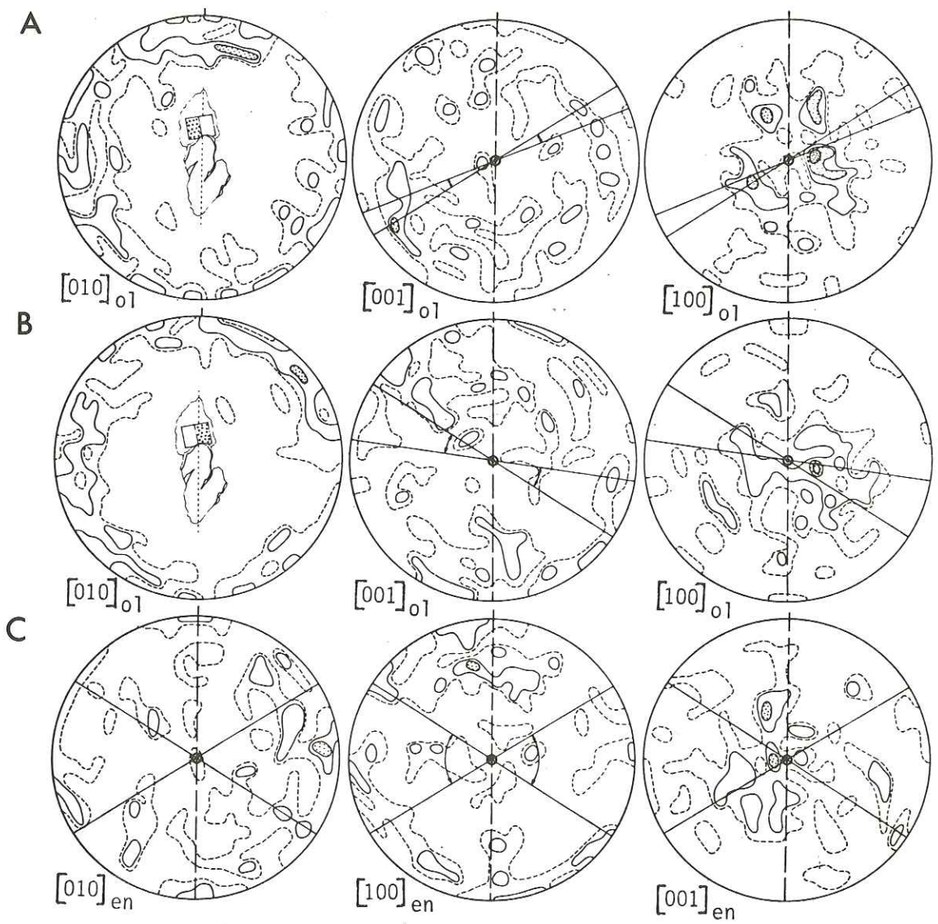


Fig. 2.50. Mêmes conventions que Fig. 2.49.

Lherzolite à l'extrados d'un pli (éch. 950 a, Fig. 2.48 B).

A et B, 100 ol sur chaque lame mince représentée en pointillé.

C, 100 en sur l'ensemble des deux lames minces.

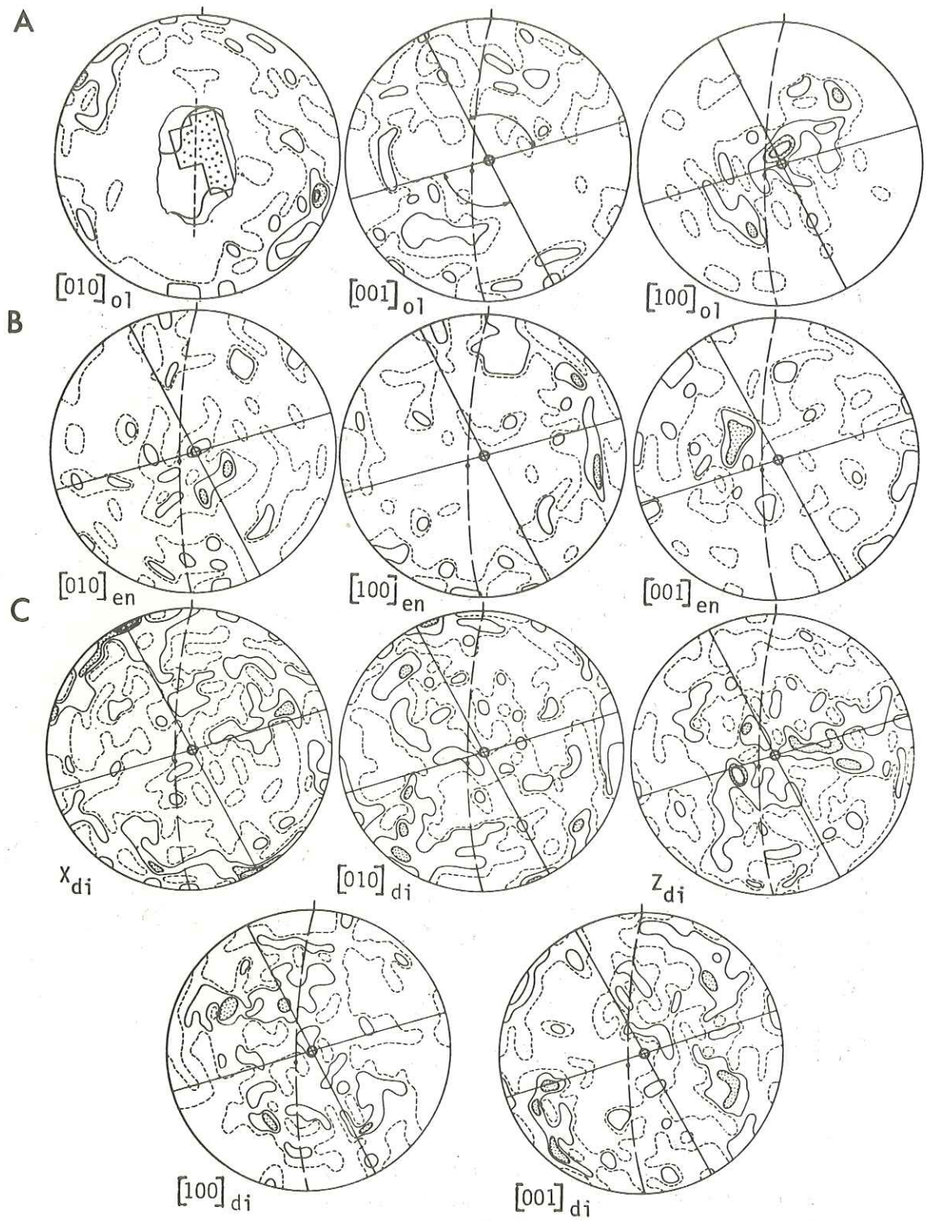


Fig. 2.51. Mêmes conventions que Fig. 2.49.
Rubanement pyroxénolitique.
A, 100 ol ;
B, 100 en ;
C, 100 di.

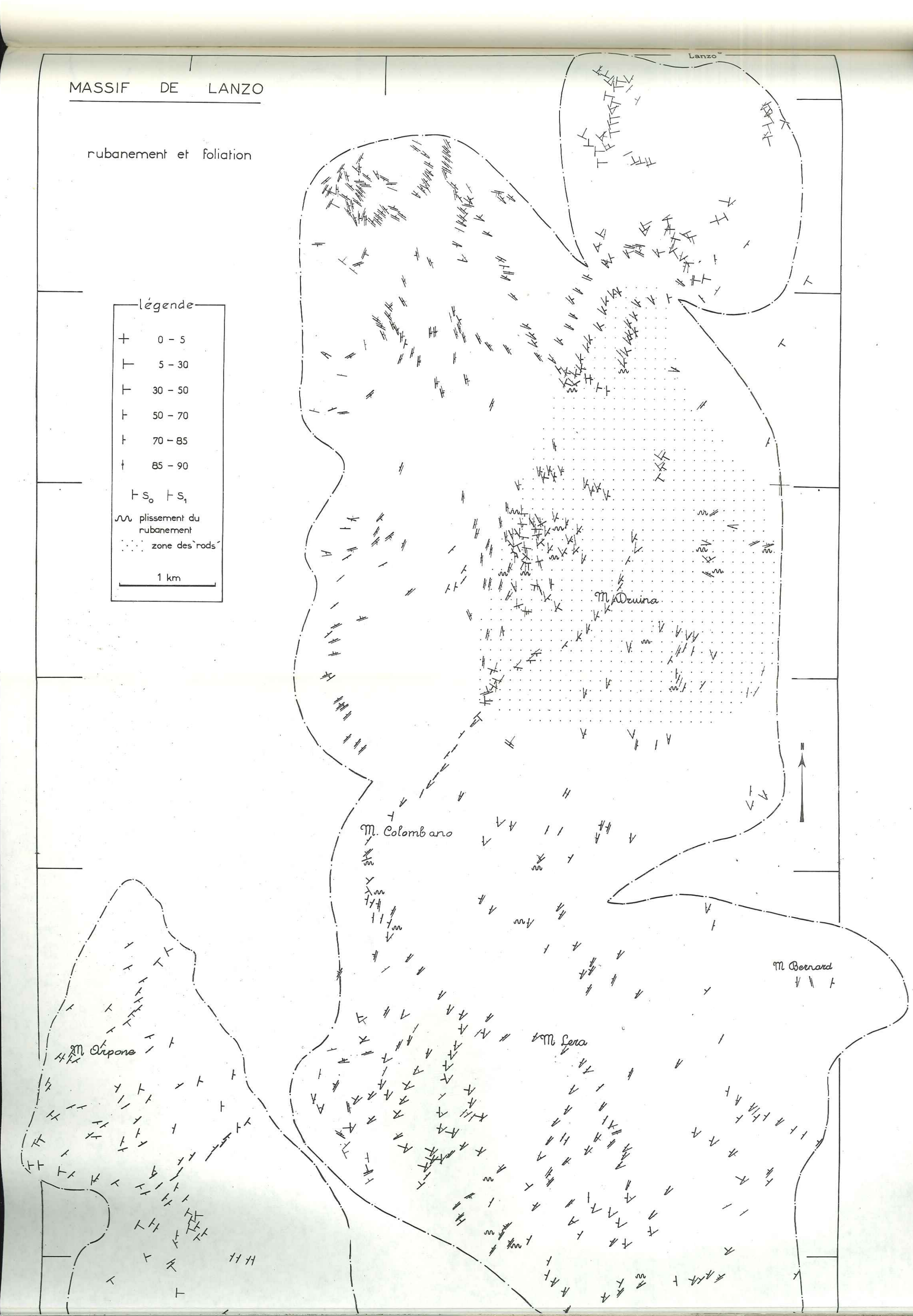
On n'observe pas de maximum de $[010]_{ol}$ normal à la foliation, mais à l'extrados une rotation de $[010]_{ol}$ autour de l'axe du pli (Fig. 2-50), et à l'intrados une tendance à avoir un maximum de $[010]_{ol}$ dans le plan de foliation (Fig. 2-49 B) ; cette fabrique inhabituelle est à mettre en relation avec l'activation du système de glissement [001] (hk0) (cf. § 7). Une très forte fabrique de ce type avait été observée (Fig. 2-17) dans un échantillon (878) de lherzolite à gros grain provenant de la zone des plis. L'enstatite, outre un maximum de $[001]_{en}$ subparallèle à l'axe du pli et à la linéation d'agrégat, montre à l'extrados du pli, une couronne diffuse de $[100]_{en}$ et $[010]_{en}$ perpendiculaire à l'axe.

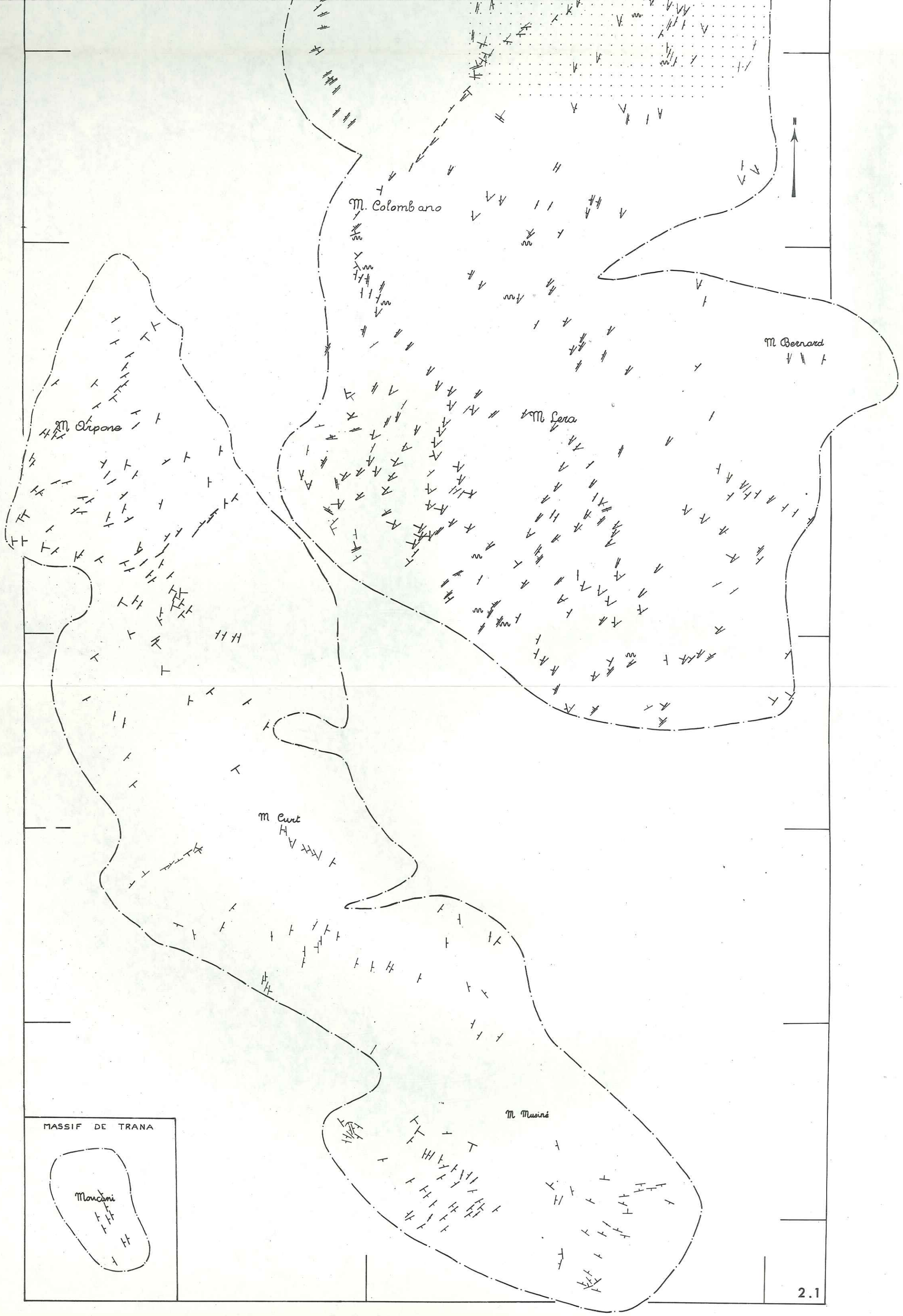
En résumé, l'étude des orientations préférentielles des minéraux dans les charnières de plis montre que, dans la pyroxénolite, les minéraux s'enroulent autour de l'axe du pli ; dans la lherzolite encaissante, l'olivine montre l'orientation (2) décrite dans les lherzolites de Lanzo (p. 29) : $[100]_{ol}$ voisin de L_1, donc de l'axe du pli, et une couronne de $[010]_{ol}$ et $[001]_{ol}$, avec toutefois ici une tendance à un maximum de $[001]_{ol}$ perpendiculaire au plan de foliation, c'est-à-dire au plan axial du pli.

IIIIIIIIII

MASSIF DE LANZO

rubanement et foliation

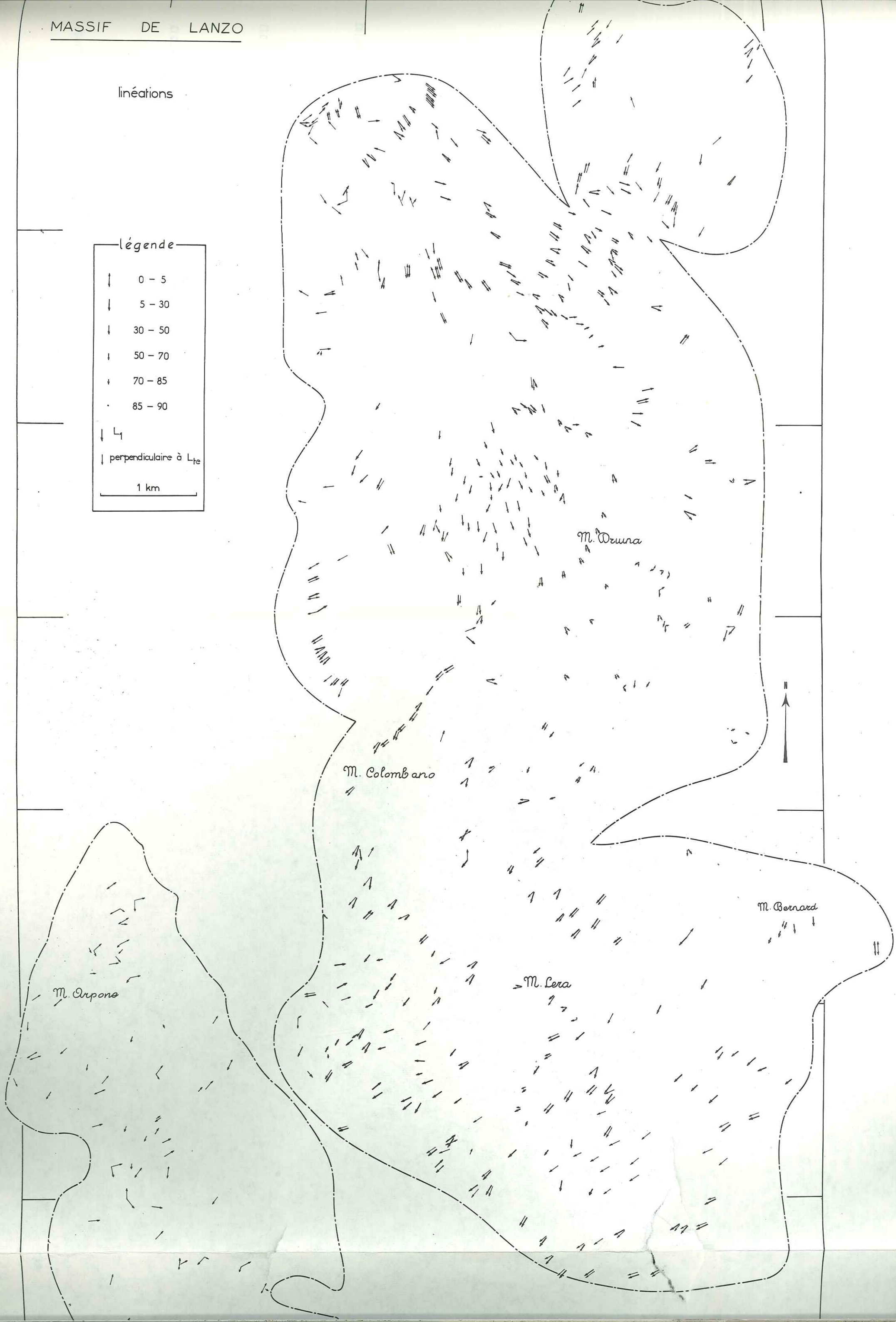


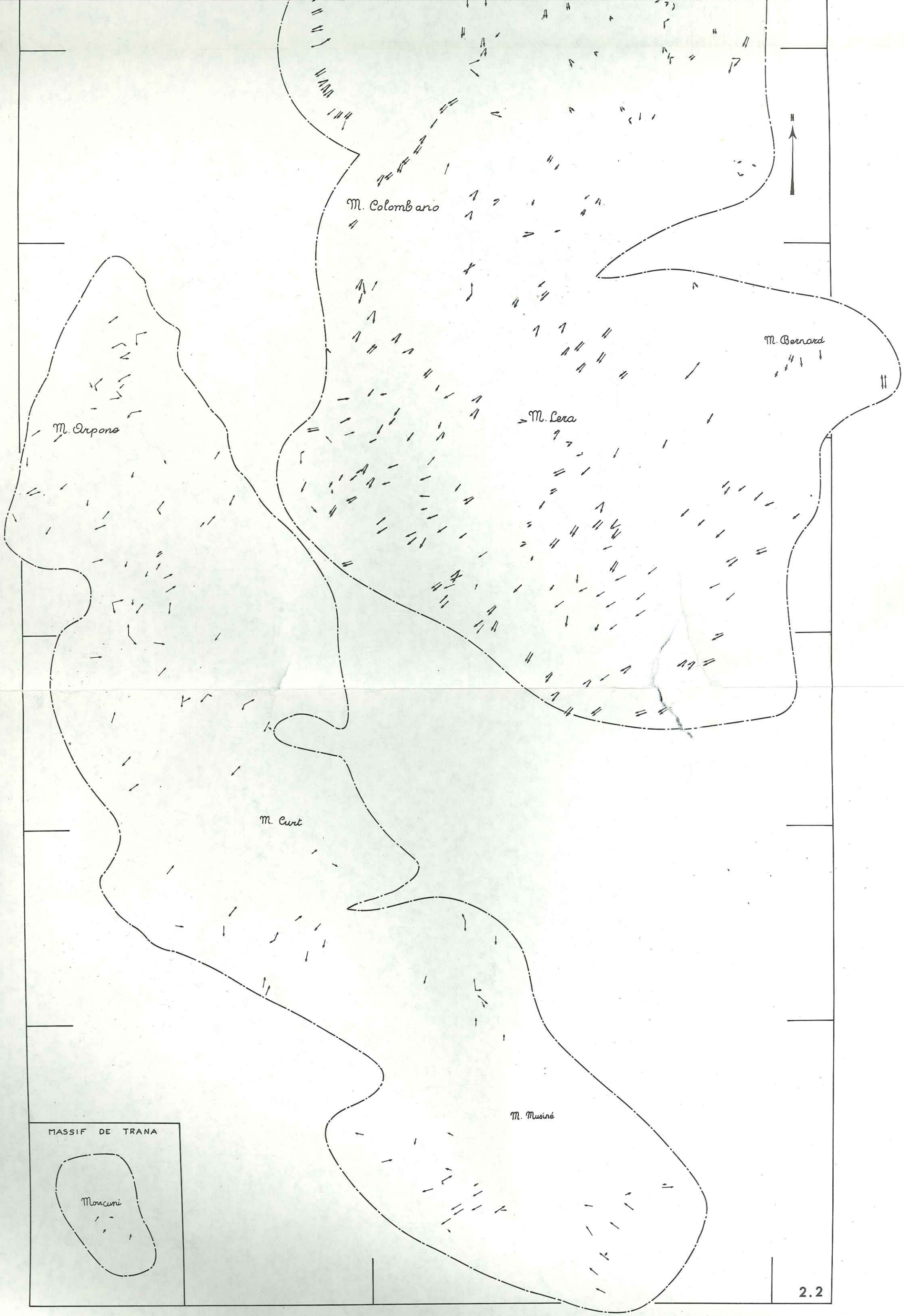

N
M. Colombano
M Bernard
M Lera
M Orpone
M Curt
M Musiné
MASSIF DE TRANA
Moncini

2.1

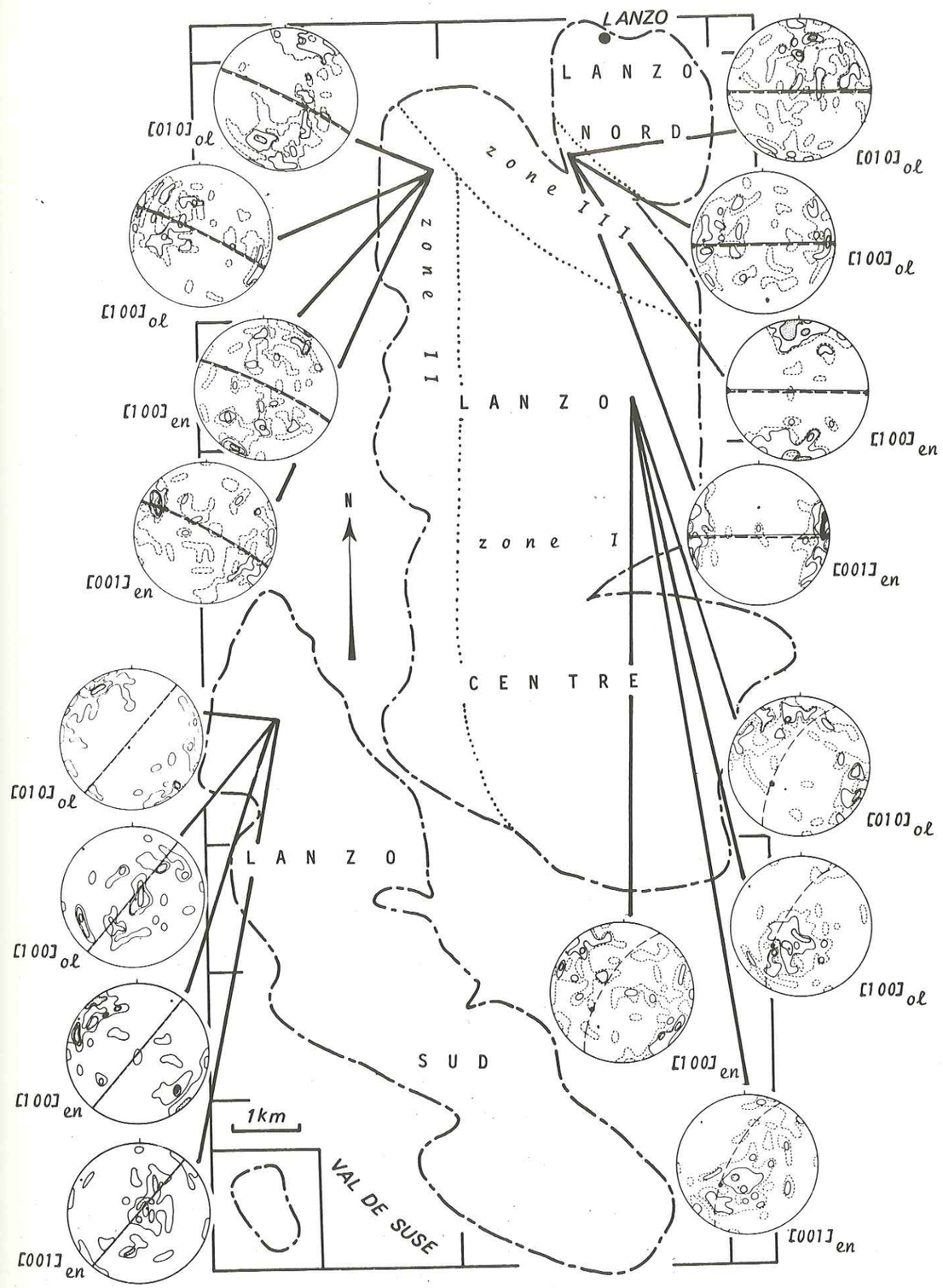
MASSIF DE LANZO

linéations

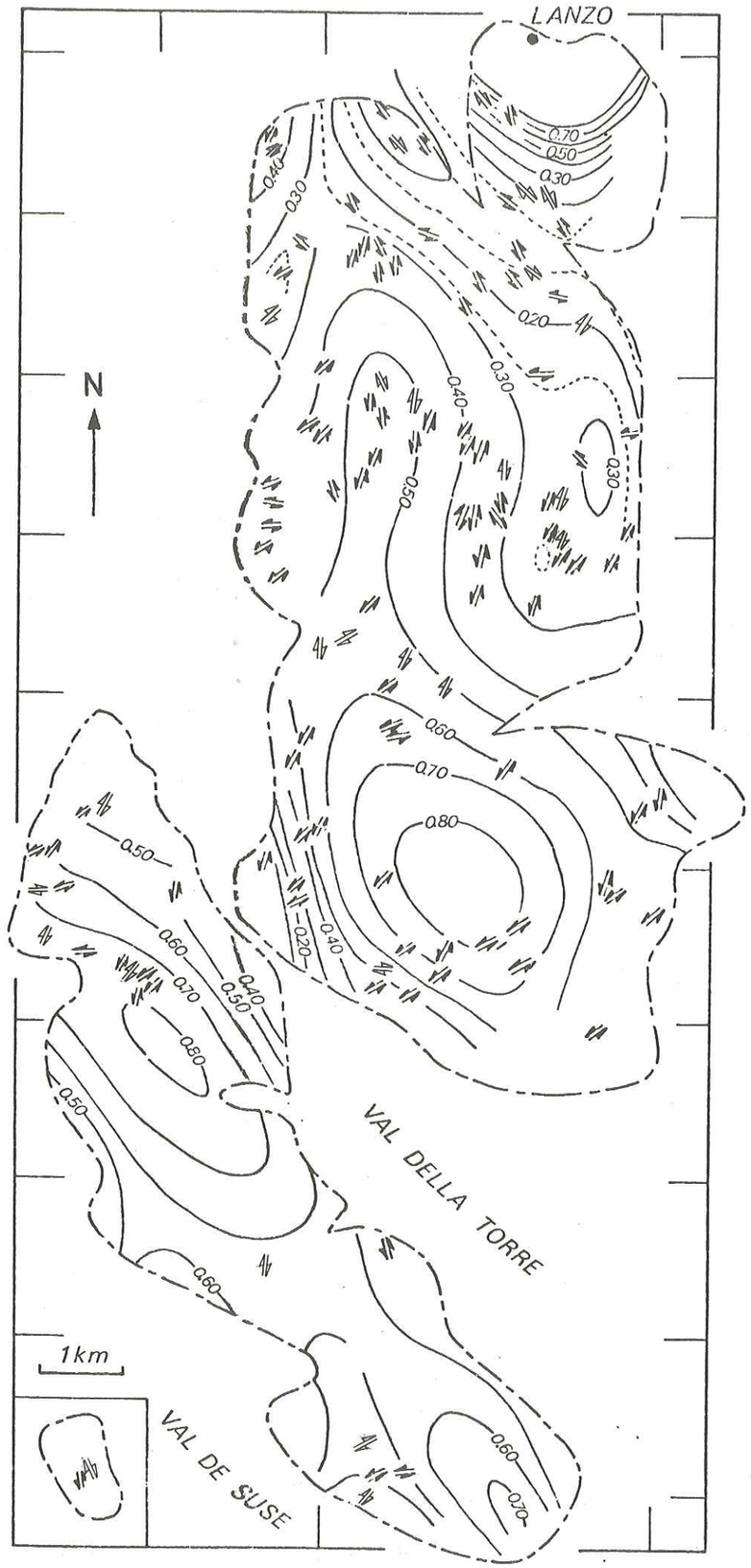



N
M. Colombano
M. Bernard
M. Lera
M. Arpone
M. Curt
M. Musiné
MASSIF DE TRANA
Moncuni

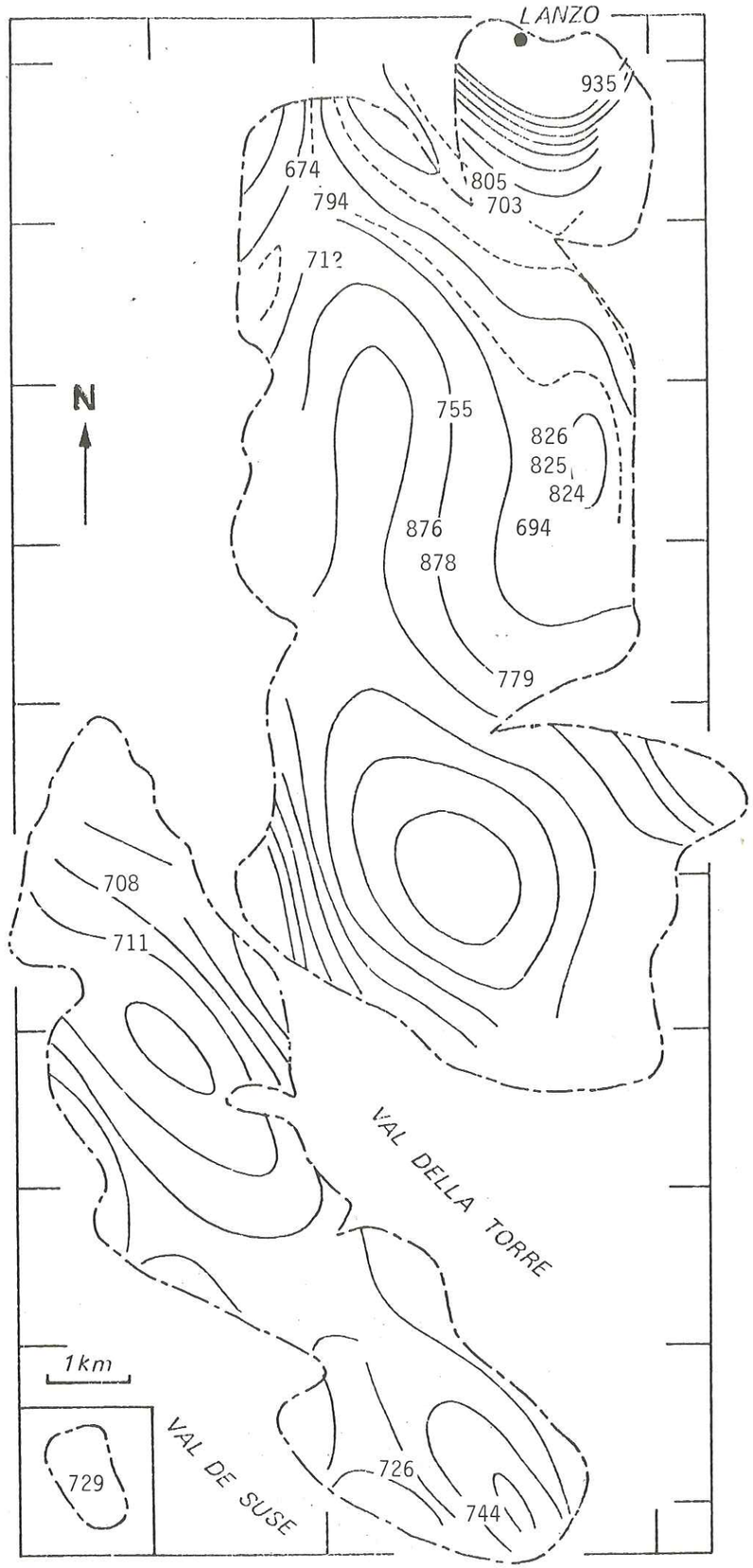
2.2



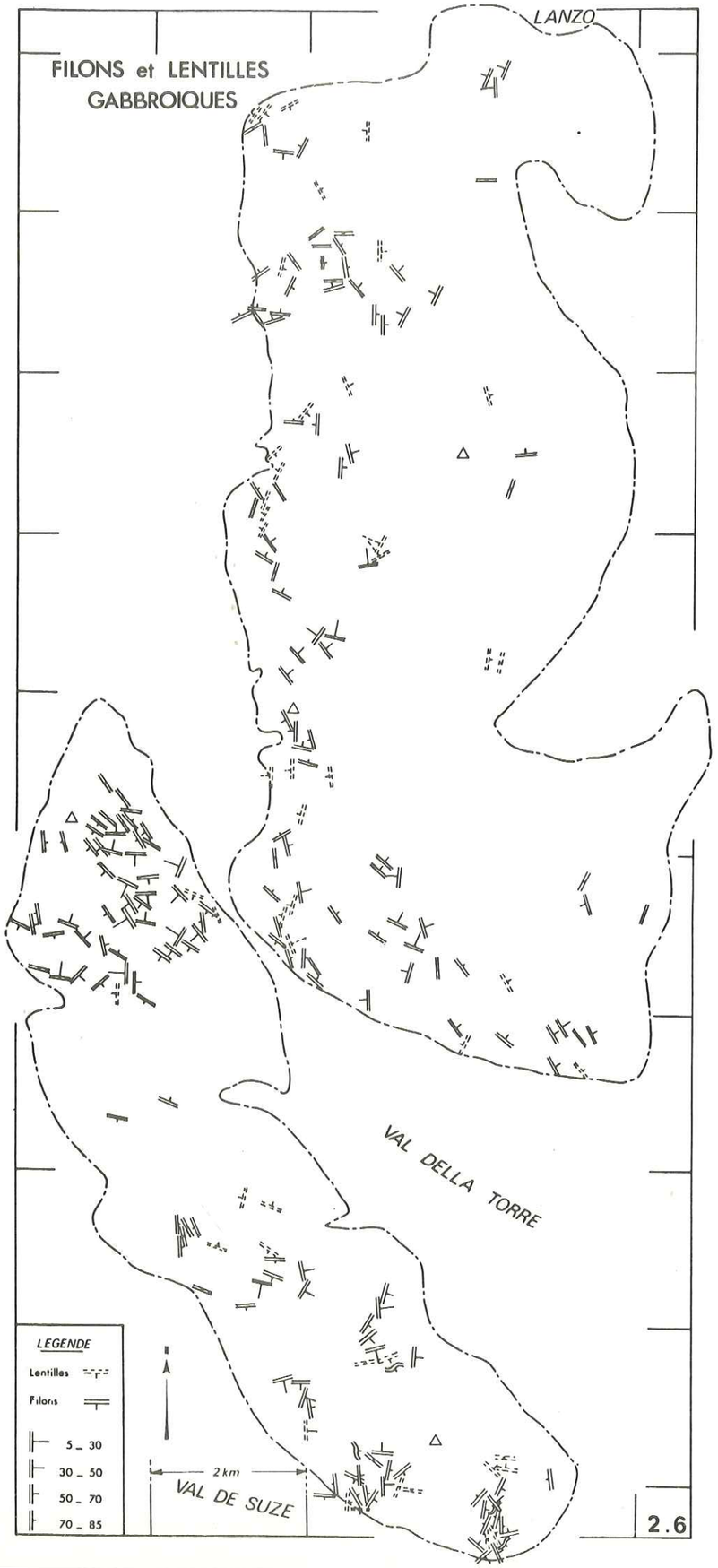
Carte 2-3. Limites des cinq zones structurales définies et fabriques caractéristiques de chaque zone.

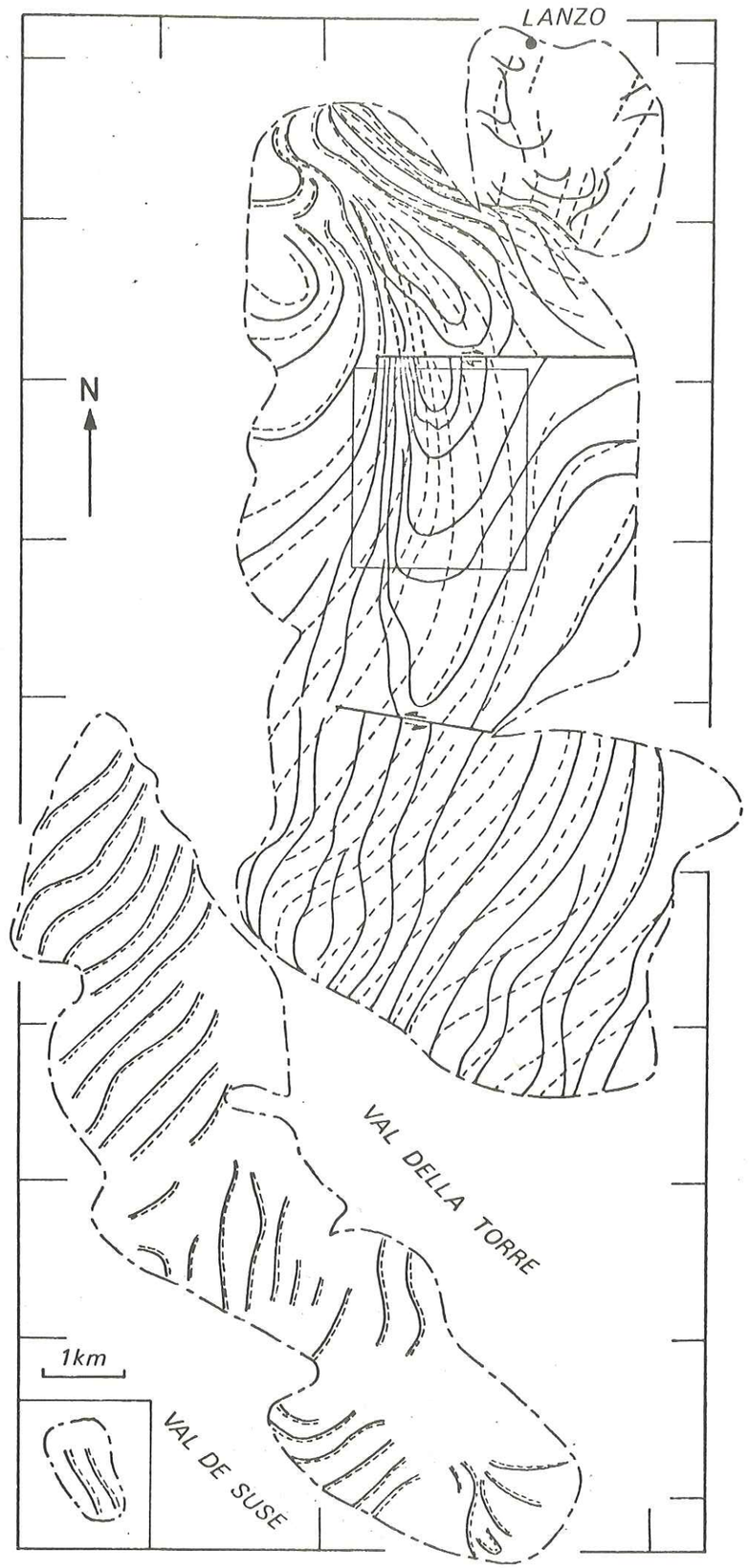


Carte 2-4. Courbes d'égale valeur du grain (indice granulométrique) et sens du cisaillement.



Carte 2-5. Localisation des échantillons étudiés en pétrofabrique, superposée à la carte du grain.





Carte 2-7. Carte interprétative des relations entre foliation (en tiretés) et rubanement (en traits pleins).

CHAPITRE 3

MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE

3.1. RELATIONS PÉTROGÉNÉTIQUES ENTRE LES MINÉRAUX DANS LES LHERZOLITES ET LES PYROXÉNOLITES

3.3.1. LHERZOLITE

Le spinelle. Les lherzolites à spinelle (structure et composition modale, cf. § 2.2) représentent moins de 10 % de l'ensemble des lherzolites. Elles affleurent essentiellement dans Lanzo sud, rarement dans Lanzo centre et dans Lanzo nord. Elles forment des masses hectométriques dispersées dans la lherzolite feldspathique, et sont le plus souvent associées avec des dunites. Au voisinage des filons de gabbro, les lherzolites à spinelle peuvent passer à des harzburgites par disparition progressive du clinopyroxène (cf. chapitre 4).

La paragenèse observée : ol + opx + cpx + sp (hercynite) a pu évoluer à partir d'une paragenèse à ol + opx riche en Al + cpx. En effet, le spinelle se présente le plus souvent en cristaux de forme lobée, associés à l'orthopyroxène (Photo II-5), évoquant la structure protogranulaire des enclaves de basalte (MERCIER et NICOLAS, 1975). Dans un faciès déformé de lherzolite à spinelle (éch. 878), ce minéral présente ce type de relation avec des cristaux de pyroxène étirés dans le plan de foliation et recristallisés (Fig. 2-8 A).

Le plagioclase. Les lherzolites feldspathiques (structure et composition modale, cf. § 2.2) représentent à l'affleurement environ 60 % de l'ensemble des ultrabasites dans Lanzo sud, environ 90 % dans Lanzo centre et Lanzo nord. La paragenèse est à ol + opx + cpx + pl + sp (chromite). Le plagioclase est généralement dispersé en lentilles soulignant le plan de foliation (Fig. 2-8) ; le cœur des lentilles peut être constitué par une relique de spinelle transformé en chromite. Dans certains faciès faiblement déformés de Lanzo sud, le plagioclase présente des relations d'exsolution avec l'orthopyroxène (Photo II-7). Le passage du faciès lherzolite à spinelle au faciès lherzolite feldspathique se fait donc par développement du plagioclase à partir du spinelle et partiellement à partir de l'orthopyroxène.

Les pyroxènes. Les lherzolites à spinelle ou à plagioclase contiennent deux types de pyroxènes (Photo III-4 et Fig. 2-8) : des porphyroclastes de dimension supérieure à 3 mm, chargés d'exsolutions (cf. § 2-4), des néoblastes recristallisés, de dimension millimétrique, ne contenant que de discrètes exsolutions lamellaires. Les néoblastes apparaissent comme le produit de la démixtion de clinopyroxènes alumineux I ou d'orthopyroxènes alumineux I.

L'olivine. Les lherzolites contiennent deux types de cristaux d'olivine (Photo II-1, II-4) : des porphyroclastes de dimension 3 à 10 mm, et des néoblastes millimétriques recristallisés. Nous avons vu (§ 2.2) que le processus principal de formation des néoblastes d'olivine se faisait par évolution de sous-grains en grains indépendants.

3.1.2. PYROXÉNOLITE

Les relations pétrogénétiques entre minéraux sont analogues à celles observées dans les lherzolites. L'évolution d'une paragenèse ancienne I caractérisant les rubanements de type I (§ 2.4), à une paragenèse II recristallisée, caractérisant les rubanements de type II (§ 2.4), peut se suivre à travers des réactions de subsolidus dont témoignent le développement important des exsolutions et les recristallisations progressives de nouveaux minéraux. Comme nous le verrons (§ 3.2), le problème se complique du fait qu'en même temps que la pyroxénolite évolue vers la paragenèse II recristallisée, la composition chimique globale se modifie par enrichissement progressif en Al_2O_3.

Le spinelle. Le spinelle est souvent absent des rubanements de type I. Lorsqu'il est présent (cas de rubanements pluricentimétriques), c'est une hercynite brune en lame mince, en grains interstitiels de quelques millimètres. Il peut avoir évolué secondairement en chromite. Il ne présente pas, comme dans la lherzolite, de relations d'exsolution à partir du pyroxène ; il serait donc primaire (ou remplacerait un grenat primaire), contemporain de la cristallisation des pyroxènes.

Dans les rubanements de type II, le spinelle est toujours présent, et concentré dans la partie centrale du rubanement. C'est une hercynite verte en lame mince ; certains cristaux présentent un zonage, passant du vert au noir, du centre vers la bordure, en relation avec le développement périphérique de plagioclase (voir plus loin). Les cristaux de spinelle, très allongés, déterminent une forte linéation (cf. § 2.1), leur taille varie du millimètre à plus d'un centimètre. Ils contiennent des inclusions d'ilménite soulignant le plan (111). Il existe dans un rubanement épais de plusieurs décimètres, et à structure en mosaïque (éch. 780), un spinelle II, vert en lame mince, en petits cristaux de dimension inférieure au millimètre, exsolvé à partir d'orthopyroxène lui-même recristallisé.

Le plagioclase. Le plagioclase est toujours secondaire dans les rubanements I. Il occupe trois situations : (1) en exsolutions à l'intérieur des pyroxènes (Photo IV-2, IV-3, IV-5), (2) en frange autour des pyroxènes (Photo IV-1), (3) en auréole autour des spinelles.

Dans les rubanements de type II, le plagioclase recristallisé en néoblastes millimétriques devient très abondant. Il se développe en auréole autour des spinelles (Photos IV-6 et IV-7) ou est associé à l'olivine, les deux minéraux formant des zones (rubanements type II A) ou des lits (rubanements type II B) qui alternent avec les zones riches en pyroxènes (Photo IV-9).

Les pyroxènes. Comme dans la lherzolite, on observe la génération de néoblastes par démixtion et par recristallisation à partir de clinopyroxène alumineux I et d'orthopyroxène alumineux I. Les néoblastes possèdent à leur tour de fines lamelles d'exsolution qui peuvent s'observer même dans les orthopyroxènes exsolvés à l'intérieur d'un clinopyroxène (Photo IV-4). Ce double processus de démixtion et recristallisation peut conduire à une structure en mosaïque constituée par un assemblage de néoblastes de pyroxène millimétriques développés à partir d'un ancien clinopyroxène I (éch. 703, Photo IV-8).

L'olivine. Dans les rubanements de type I, l'olivine est le plus souvent recristallisée. Les néoblastes d'olivine sont groupés, indiquant une évolution par simple recristallisation à partir d'anciens porphyroclastes d'olivine I.

Dans les rubanements de type II, elle est constamment associée au plagioclase en une structure en mosaïque. Les pourcentages des deux minéraux croissent simultanément lorsque l'épaisseur du rubanement augmente. Ils se développent soit autour des spinelles (Photo IV-7), soit aux dépens des pyroxènes (Photo IV-8). L'assemblage sp + ol + pl est concentré dans la partie centrale des rubanements. Dans les rubanements épais de type II B (épaisseur supérieure à 1 dm), le spinelle disparaît et la partie centrale est formée par l'alternance de lits à pl + ol et de lits à cpx_{II} + opx_{II} (Fig. 2-31 et Photo IV-9) ; la structure est en mosaïque, avec quelques porphyroclastes relictuels de pyroxène (Photo IV-9).

En résumé, l'évolution des paragenèses dans les pyroxénolites de Lanzo (Fig. 3-1) montre une continuité entre les rubanements de type I et les rubanements de type II, et au sein de ceux-ci, un développement croissant des structures en mosaïque lorsque l'épaisseur augmente.

Les paragenèses des rubanements de type I sont :

(1) $cpx_I + opx_I + pl_{II} (+ opx_{II} + cpx_{II}) + ol_{II}$

(2) $cpx_I + opx_I + sp_I + pl_{II} (+ opx_{II} + cpx_{II}) + ol_{II}$

(3) $opx_I + sp_I$

Les paragenèses des rubanements de type II sont :

$$\text{II A}^* \begin{cases} \text{zone externe : } cpx_I + opx_I + cpx_{II} + opx_{II} \\ \text{zone interne : } (cpx_I + opx_I) + cpx_{II} + opx_{II} + sp_I + pl_{II} + ol_{II} \end{cases}$$

$$\text{II B}^* \left.\begin{cases} \text{zone externe : } (cpx_I + opx_I) + cpx_{II} + opx_{II} \\ \text{zone interne : } (cpx_I + opx_I) + cpx_{II} + opx_{II} + (sp_I) + pl_{II} + ol_{II} \end{cases}\right\} \text{alternant en lits ou en zones}$$

Bien que l'on observe dans les pyroxénolites le passage continu d'une paragenèse I à grands pyroxènes primaires à une paragenèse II à structure en mosaïque de grains millimétriques, et bien que cette évolution puisse se faire par les seules réactions de subsolidus observées, on ne peut définitivement écarter l'hypothèse d'une origine magmatique directe des faciès à structure en mosaïque, à cause de leur singularité, en particulier leur richesse en Al_2O_3 (cf. § 3.2).

En résumé, les deux types de réactions observées dans les lherzolites et dans les pyroxénolites, conduisant à des paragenèses équilibrées dans le faciès à plagioclase sont celles décrites par GREEN (1964) :

$$(1) \quad \underset{\text{enstatite alumineuse}}{Mg_9 Al (Al Si_9) O_{30}} + \underset{\text{diopside alumineux}}{Ca_5 Mg_4 Al (Al Si_9) O_{30}}$$

$$\longrightarrow \underset{\text{plagioclase}}{2 Ca Al_2 Si_2 O_8} + \underset{\text{diopside}}{3 Ca Mg Si_2 O_6} + \underset{\text{enstatite}}{6 Mg Si O_3} + \underset{\text{olivine}}{2 Mg_2 SiO_4}$$

* *cf. définition par p. 44.*

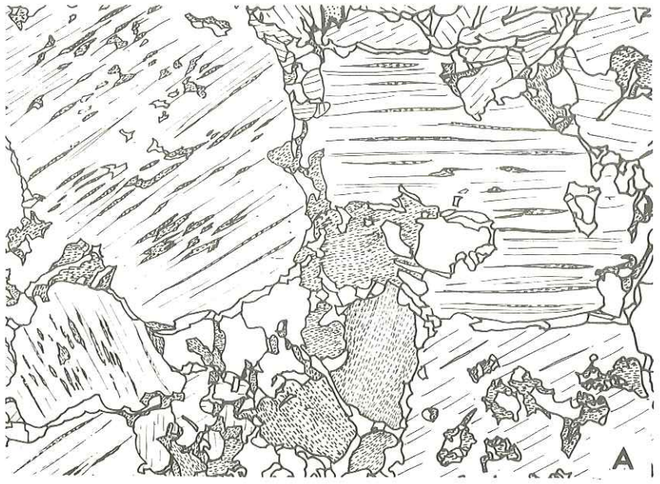
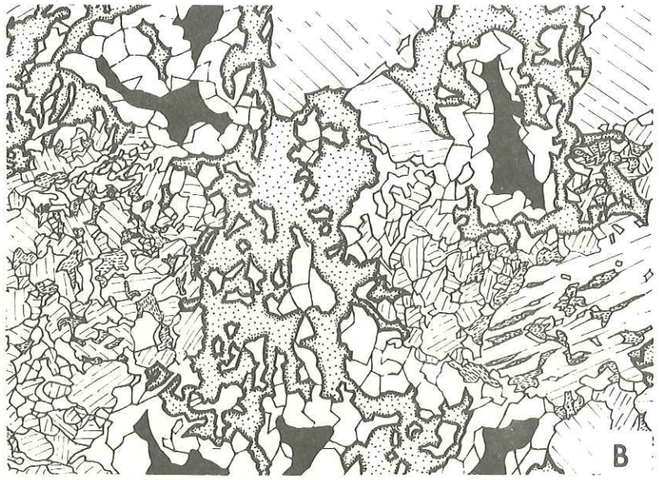
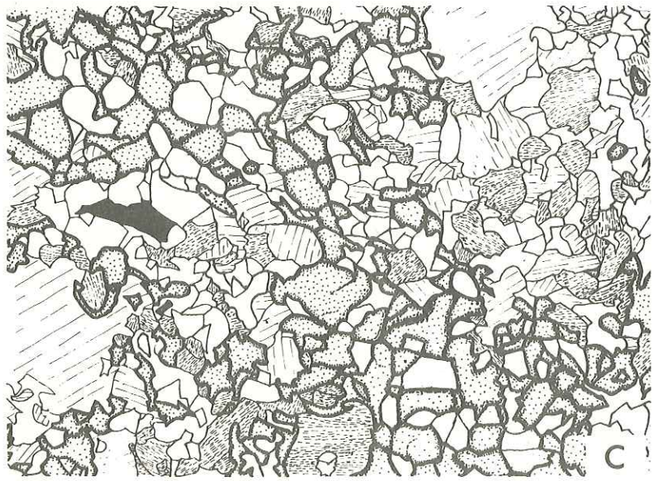


Fig. 3.1. Évolution des paragenèses dans les pyroxénolites (d'après lames minces).

A - rubanement de type I (éch. 708 b)



B - rubanement de type II A partiellement recristallisé (éch. 703)



C - rubanement de type II B à structure en mosaïque (éch. 876).

cpx : traits continus ; opx : tireté ; ol : pointillé ;
sp : en noir ; pl : en blanc.

$$(2)\quad (Mg\,Al_2O_4 + Fe\,Cr_2O_4) + Ca\,Mg\,Si_2O_6 + 2\,Mg\,SiO_3$$

spinelle — diopside — enstatite

$$\longrightarrow\ Ca\,Al_2Si_2O_8 + 2\,Mg_2SiO_4 + Fe\,Cr_2O_4$$

plagioclase — olivine — chromite

3.2. *ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES*

3.2.1. *ÉCHANTILLONS ANALYSÉS (localisation : Fig. 3-2 et p. 164)*

a) Lherzolites à spinelle et à plagioclase (Tableau 3-2)

Les 28 analyses globales de lherzolites font apparaître une homogénéité de composition. La composition moyenne est comparée à celle d'autres massifs des Alpes internes (Tableau 3-1). Parmi les échantillons de lherzolite analysés (localisation, Fig. 3-2), on n'observe pas de corrélation directe entre les variations de composition chimique et les situations géographiques, sauf en ce qui concerne Al_2O_3 et CaO. La carte (Fig. 3-3) fait apparaître une corrélation entre la répartition des teneurs en Al_2O_3 et la carte du grain (Fig. 3-2). Les faciès les plus déformés sont également les plus riches en Al_2O_3. Une corrélation analogue mais moins nette concerne la répartition des teneurs en CaO (Fig. 3-4).

TABLEAU 3-1

	ALPE ARAMI	FINERO	BALMUCCIA	BALDIS-SERO	LANZO	APENNIN	PYROLITE
SiO_2	44,6	43,4	45,1	45,2	43,94	43,0	45,16
Al_2O_3	3,1	1,5	2,5	3,0	2,82	4,7	3,54
Cr_2O_3	0,4	0,0	0,4	0,4	0,28	0,3	0,43
Fe_2O_3	2,8	4,2	3,9	3,1	2,03	5,1	0,46
FeO	5,8	4,1	5,8	5,9	6,51	4,2	8,04
MnO	tr	0,0	0,2	0,2	0,12	0,3	0,14
MgO	40,0	44,8	39,1	38,9	39,44	38,6	37,47
CaO	3,2		2,9	3,2	2,23	2,7	3,08
Na_2O		0,4			0,19	0,1	0,57
K_2O		1,1					0,13
TiO_2	0,1	0,4	0,1	0,1	0,18	tr	0,71
P_2O_5					0,04		0,06
$\frac{MgO}{\Sigma FeO}$	4,8	5,7	4,2	4,5	4,7	4,4	4,4

Analyses recalculées anhydres.
ALPE ARAMI, moyenne de 2 analyses. Références in M.J. O'HARA et E.L. MERCY, (1966)
FINERO, 1 analyse. Référence in G. LENSCH, (1968).
BALMUCCIA, moyenne de 6 analyses. Références in G. LENSCH, (1971).
BALDISSERO, moyenne de 10 analyses. Références in F. ETIENNE, (1970), G. LENSCH, (1971).
LANZO, moyenne de 28 analyses.
APENNIN, 1 analyse. Référence in M. GALLI, (1963).
PYROLITE, pour référence A.E. RINGWOOD, (1966).

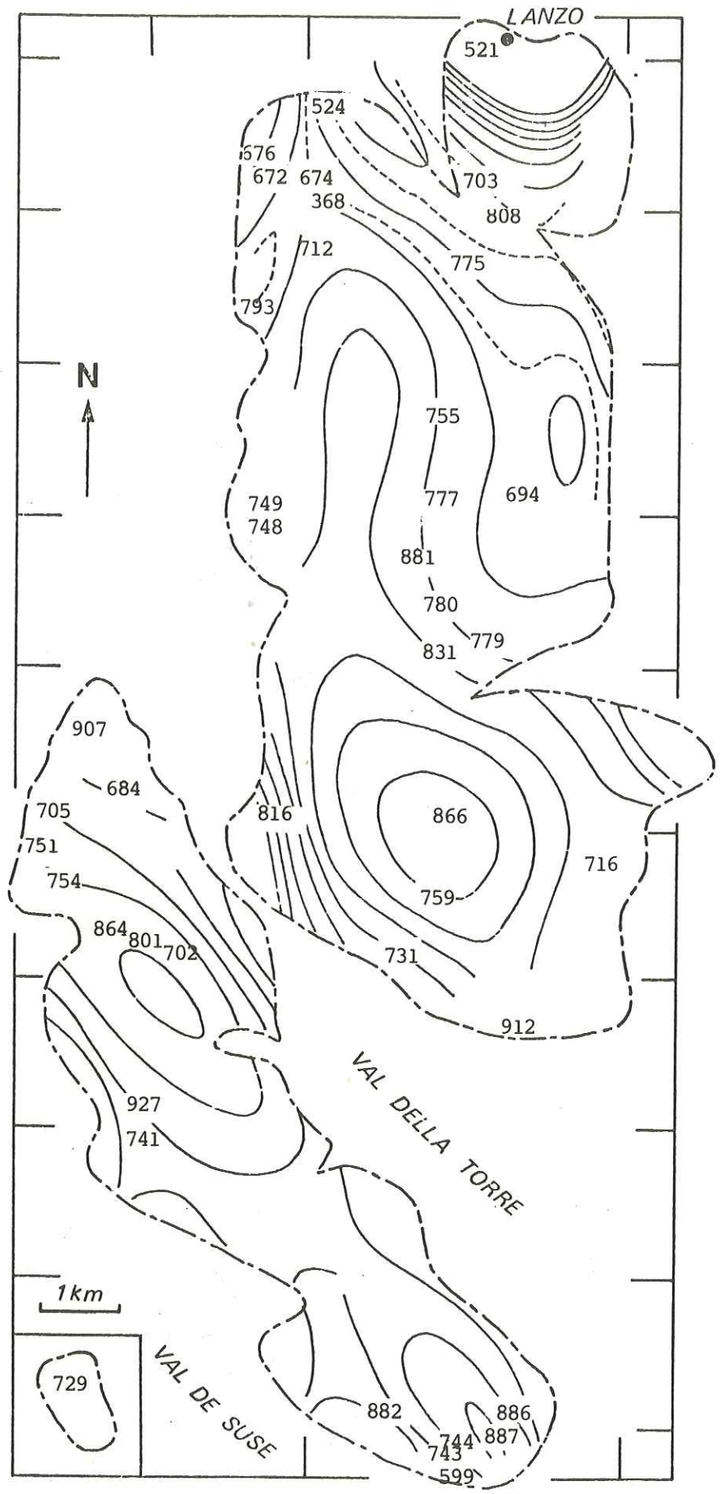


Fig. 3.2. Carte de localisation des échantillons analysés, superposée à la carte du grain (carte 2.3).

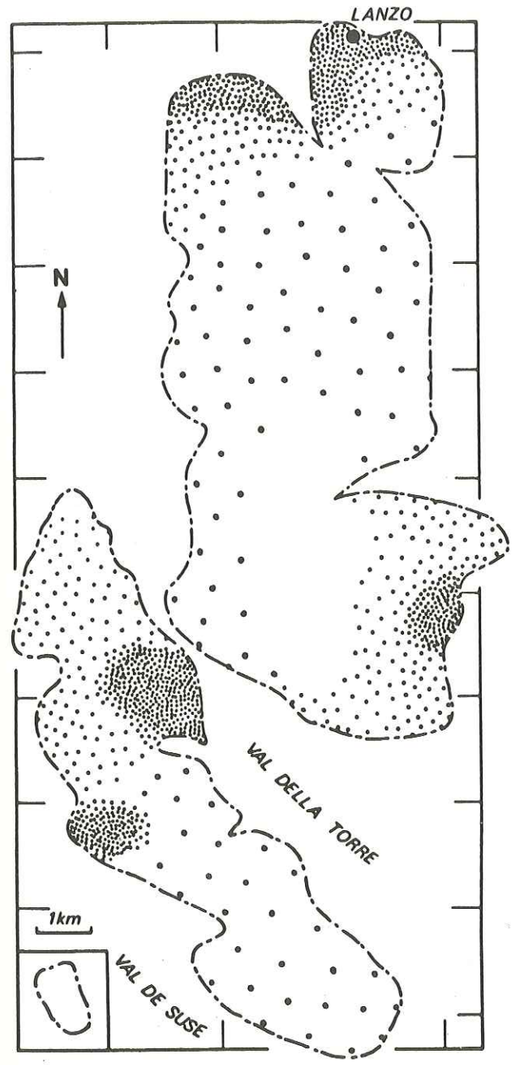


Fig. 3.3. Carte de répartition dans le massif, des teneurs en Al_2O_3.

Limites de zones : 3.60, 3.00, 2.50 % d'Al_2O_3

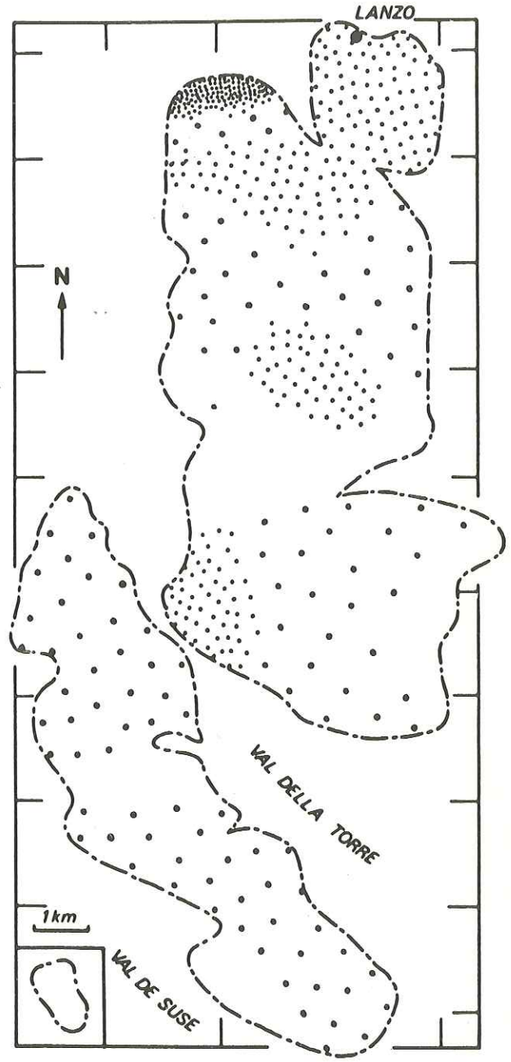


Fig. 3.4. Carte de répartition dans le massif, des teneurs en CaO.

Limites de zones : 3.50, 2.50, 2.00 % de CaO

b) Harzburgites et dunites (Tableau 3-2).

L'échantillon 684b est une harzburgite (localisation, Fig. 3-2). Les échantillons 676c, 702c, 751-1d, sont des dunites ; les deux dernières sont associées respectivement aux gabbros 702b1 et 751 (cf. chapitre 4).

c) Rubanements pyroxénolitiques (Tableau 3-3).

10 échantillons de rubanements de type I sont analysés parmi lesquels 2 enstatitites (éch. 729a et 864) et 8 webstérites. Les 4 échantillons de rubanements de type II sont des ariégites. Leurs épaisseurs sont les suivantes :

éch.	703 a	881	731 b	780
épaisseur	6 cm	10 cm	15 cm	27 cm

Les rubanements de type I ont un chimisme homogène. Les rubanements de type II montrent des variations importantes, en particulier concernant les pourcentages d'Al_2O_3, CaO, Na_2O (Fig. 3-5), dont l'augmentation est en relation avec l'épaisseur du rubanement.

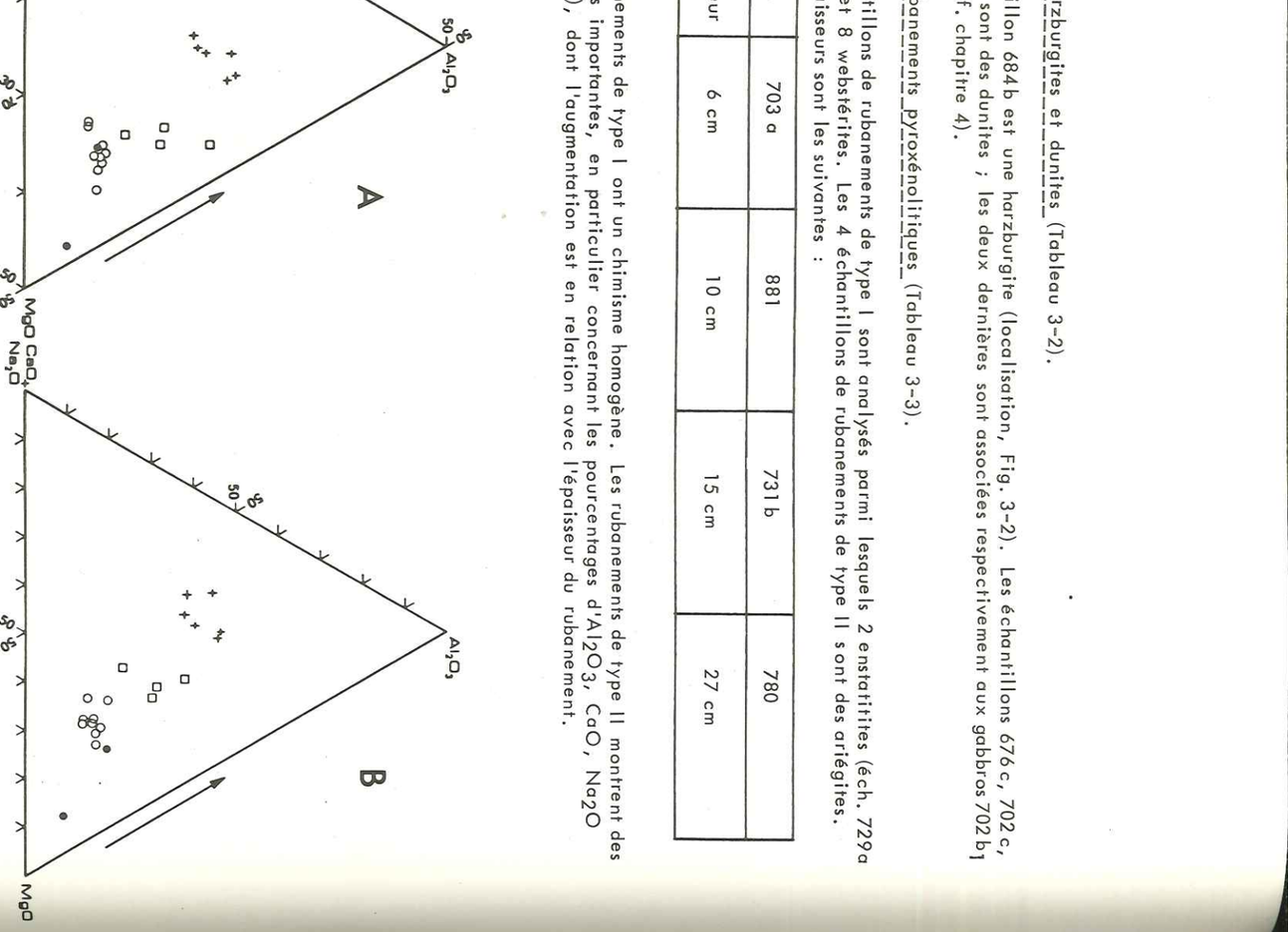


Fig. 3.5. Pourcentages comparés d'oxydes dans les rubanements I (enstatitite) : cercle noir ; les rubanements I (webstérite) : cercle blanc ; les rubanements II : carré ; les filons de gabbro : croix.

A - diagramme $SiO_2 / Al_2O_3 / MgO$ *B - diagramme $Al_2O_3 / MgO / (CaO + Na_2O)$*

TABLEAU 3-2

ANALYSES CHIMIQUES DES PERIDOTITES

	LHERZOLITE A SPINELLE			LHERZOLITE FELDSPATHIQUE												
	716c	882	751-2g	729b	705b	886	887	743d	741a	927	702g	754	907	816	912b	912a
Analyse brute																
SiO_2	44.52	45.06	43.82	43.34	45.04	44.15	44.24	45.84	45.50	43.63	44.69	43.50	43.92	43.67	44.38	44.00
Al_2O_3	3.68	1.30	2.20	3.02	2.85	2.84	2.96	2.77	3.02	2.31	3.03	2.55	2.19	2.63	2.87	2.98
Fe_2O_3	1.31	1.55	2.13	0.93	1.44	1.83	2.30	1.89	1.69	2.35	2.02	1.37	1.86	1.57	2.65	2.53
FeO	6.03	6.90	6.64	7.89	7.31	6.73	6.43	6.33	6.93	6.44	6.40	6.73	6.88	7.09	5.94	6.02
MnO	0.11	0.10	0.19	0.15	0.08	0.07	0.07	0.15	0.11	0.12	0.12	0.13	0.11	0.16	0.10	0.10
MgO	42.56	40.90	40.79	41.71	39.32	39.18	38.31	39.22	37.18	39.31	37.84	41.02	39.85	38.67	37.86	38.06
CaO	0.37	1.29	1.58	0.49	2.15	2.07	2.45	2.39	2.72	1.78	2.20	2.94	2.00	2.58	2.22	2.33
Na_2O	0.04	0.01	0.06	0.07	0.15	0.10	0.16	0.13	0.15	0.07	0.18	0.09	0.05	0.18	0.15	0.15
K_2O	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
TiO_2	0.01	0.07	0.11	0.02	0.25	0.20	0.40	0.20	0.23	0.14	0.24	0.12	0.16	0.21	0.30	0.20
P_2O_5	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.03	0.04	0.02	tr	0.05	0.03	0.03	0.06	0.07	0.02	0.03
Cr_2O_3	0.30	0.35	0.50	0.21	0.10	0.20	0.22	0.35	0.15	0.23	0.26	0.33	0.20	0.21	0.22	0.28
NiO	0.31	0.02	0.09	0.31	tr	0.25	0.27	0.10	tr	0.26	0.10	0.13	0.27	0.29	0.25	0.27
P.F.	0.34	0.65	0.60	0.46	0.25	0.30	0.08	0.07	0.30	0.01	0.27	0.30	0.05	0.28	0.20	0.17
H_2O	1.83	0.85	1.88	0.93	1.15	1.41	1.30	1.59	1.50	2.82	1.97	1.07	1.90	1.74	2.16	2.72
Total	101.42	99.06	100.61	99.54	100.13	99.36	99.23	101.05	99.52	99.52	99.35	100.31	99.50	99.35	99.32	99.84
$\frac{MgO}{\Sigma FeO}$	5.90	4.93	4.77	4.78	4.57	4.68	4.51	4.88	4.40	4.60	4.60	4.95	4.66	4.55	4.55	4.59
Densité	3.26		3.29	3.27	3.29			3.22	3.26		3.25	3.29				

	LHERZOLITE FELDSPATHIQUE												HARZBURGITE ET DUNITE			
	759	866b	831	748	777	755b	775	524*	534F*	368*	674	521*	684b	676c	702 c	751-1d
Analyse brute																
SiO_2	43.67	45.44	43.21	43.86	43.90	43.79	43.92	43.20	43.95	43.37	39.93	42.59	38.82	38.51	39.80	38.83
Al_2O_3	2.49	2.42	2.31	2.48	2.85	2.53	2.78	3.90	2.93	3.59	3.54	3.65	2.60	1.89	1.25	0.82
Fe_2O_3	1.63	1.55	1.86	1.64	1.54	1.92	2.08	4.03	3.86	3.56	2.14	1.50	2.49	1.69	1.64	2.47
FeO	6.34	6.64	7.40	7.10	7.14	7.19	6.09	4.23	4.77	5.04	6.37	6.96	8.31	7.54	8.05	7.10
MnO	0.13	0.09	0.11	0.13	0.11	0.11	0.14	0.12	0.13	0.11	0.12	0.06	0.15	0.13	0.11	0.12
MgO	41.76	38.73	39.46	39.50	37.83	38.90	39.32	37.60	39.47	38.54	43.26	37.98	44.80	45.83	46.89	44.23
CaO	2.35	2.13	1.80	1.97	2.78	2.23	2.94	3.64	2.42	3.29	2.04	2.97	0.10	0.33	0.03	1.65
Na_2O	0.13	0.21	0.10	0.22	0.24	0.21	0.22	0.26	0.22	0.28	0.40	0.98	0.03	tr	0.01	0.06
K_2O	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	–	tr	tr	tr	tr	tr	tr
TiO_2	0.24	0.10	0.21	0.18	0.21	0.21	0.27	0.11	0.07	0.10	0.16	0.09	tr	tr	0.06	0.02
P_2O_5	0.03	0.02	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.01	-	nd	-	0.02	tr	0.16
Cr_2O_3	0.33	0.34	0.19	0.24	0.23	0.29	0.26	nd	nd	nd	0.53	nd	0.28	0.16	0.18	0.08
NiO	0.11	0.01	0.26	0.23	0.22	0.26	0.11	0.09	0.17	0.14	0.29	0.24	0.37	0.30	0.10	0.08
P.F.	0.45	0.51	0.16	0.49	0.58	0.41	1.19	0.33	0.20	0.35	0.79	nd	1.00	0.86	0.57	0.96
H_2O	1.23	1.11	2.02	1.36	1.63	1.49	1.11	2.15	1.21	2.09	1.65	2.50	1.58	2.28	1.73	2.90
Total	100.89	99.30	99.14	99.45	99.37	99.59	100.46	99.70	99.44	100.47	101.22	99.81	100.53	99.24	100.42	99.47
$\frac{MgO}{\Sigma FeO}$	5.35	4.82	4.35	4.60	4.43	4.36	4.94	4.78	4.79	4.68	5.21	4.57	4.25	5.06	4.92	4.75
Densité	3.26						3.17	3.20	3.24	3.27					3.28	3.28

* NICOLAS (1966)

TABLEAU 3-3

ANALYSES CHIMIQUES DES PYROXENOLITES

	RUBANEMENT I (Webstérite)										RUBANEMENT II (Ariégite)				
	729a	743h	599b	864	801a	779a	779b	808b	741b	676	703a	881ep	881ce	731b	780
Analyse brute															
SiO_2	44.40	42.62	47.90	49.90	50.66	48.50	48.81	49.26	47.43	47.27	47.33	48.58	46.51	47.38	44.06
Al_2O_3	3.96	6.40	7.20	7.60	6.11	6.92	6.83	7.45	8.67	7.05	9.60	5.90	13.35	13.48	17.84
Fe_2O_3	1.46	1.11	1.38	1.59	1.38	1.02	0.98	1.45	1.35	1.62	2.95	1.47	1.33	2.32	1.46
FeO	6.41	4.72	5.14	4.96	4.37	4.80	4.84	4.80	4.50	5.04	3.45	4.76	4.58	3.50	4.51
MnO	0.19	0.11	0.09	0.08	0.10	0.12	0.13	0.11	0.12	0.18	0.13	0.10	0.08	0.16	0.11
MgO	36.59	27.50	26.89	26.00	23.52	26.39	26.24	25.75	24.42	27.15	23.17	25.49	21.62	20.12	19.35
CaO	3.15	10.32	8.69	6.21	11.54	10.11	9.59	8.55	11.05	7.10	8.03	9.69	8.55	9.73	8.81
Na_2O	0.25	0.49	0.41	0.46	0.46	0.68	0.66	0.67	0.56	0.62	0.89	0.50	1.47	0.62	1.48
K_2O	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0.01	0.05
TiO_2	0.15	0.40	0.32	0.29	0.34	0.62	0.75	0.35	0.45	0.31	0.41	0.51	0.51	0.34	tr
P_2O_5	0.04	0.04	tr	tr	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.05	0.03	0.03
Cr_2O_3	0.42	0.62	0.52	0.47	0.36	0.43	0.53	0.24	0.49	0.47	0.20	0.59	0.18	0.20	0.09
NiO	0.10	0.17	0.13	0.13	0.18	0.13	0.13	tr	0.07	0.15	0.19	0.11	0.08	0.12	0.05
P.F.	0.43	0.82	0.43	0.54	0.39	0.07	0.24	0.67	0.83	0.55	0.89	0.53	0.31	0.53	0.25
H_2O	2.16	1.46	0.78	0.87	0.58	1.12	1.02	1.24	1.02	1.72	1.17	0.93	0.85	1.13	1.05
Total	99.13	100.78	99.88	99.10	100.02	100.95	100.78	100.56	100.98	99.26	98.45	99.20	99.47	99.67	99.14
$\frac{MgO}{\Sigma FeO}$	4.74	4.81	4.92	4.07	4.19	4.61	4.59	4.38	4.27	4.18	3.79	4.19	3.74	3.60	3.32
Densité	3.23	3.18				3.21	3.21		3.21		3.14			3.13	
Composition normative calculée à partir de l'analyse anhydre															
Or	–	–	–	–	–			0.05			0.11	–	–	0.05	0.29
Ab	2.11	4.14	3.46	3.97	3.88	5.74	5.57	5.74	4.73	5.40	7.69	4.31	12.59	5.32	12.76
An	9.94	15.35	17.97	18.98	14.67	15.83	15.71	17.36	21.11	16.83	22.76	14.06	30.22	34.43	42.65
Ne	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Di	4.58	28.27	17.97	7.01	31.66	26.90	25.02	16.54	26.43	15.03	14.14	24.54	8.24	11.27	0.11
Hy	24.66	11.08	29.18	52.39	32.69	17.27	21.94	34.49	14.40	29.09	29.76	31.04	13.45	28.76	3.50
Ol	55.28	37.40	27.42	13.14	13.23	31.39	28.58	21.53	29.46	29.63	19.33	21.30	31.89	15.44	37.72
Magt	2.17	1.62	2.01	2.34	2.01	1.47	1.41	2.11	1.95	2.40	4.38	2.17	1.95	3.40	2.15
Il	0.28	0.75	0.60	0.55	0.64	1.17	1.42	0.66	0.85	0.60	0.79	0.98	0.98	0.64	–
Chr	0.43	0.62	0.53	0.47	0.35	0.43	0.53	0.23	0.82	0.67	0.20	0.60	0.17	0.19	0.08
NiO	0.10	0.16	0.13	0.13	0.18	0.13	0.13	–	0.06	0.14	0.19	0.10	0.07	0.12	0.05
Ap	0.08	0.08	–	–	0.06	0.08	0.06	0.02	0.04	0.06	0.04	0.08	0.10	0.06	0.06
Total	99.13	98.72	99.62	99.64	99.75	99.89	99.75	100.06	98.99	99.41	99.03	99.74	100.19	99.41	99.85

TABLEAU 3-4

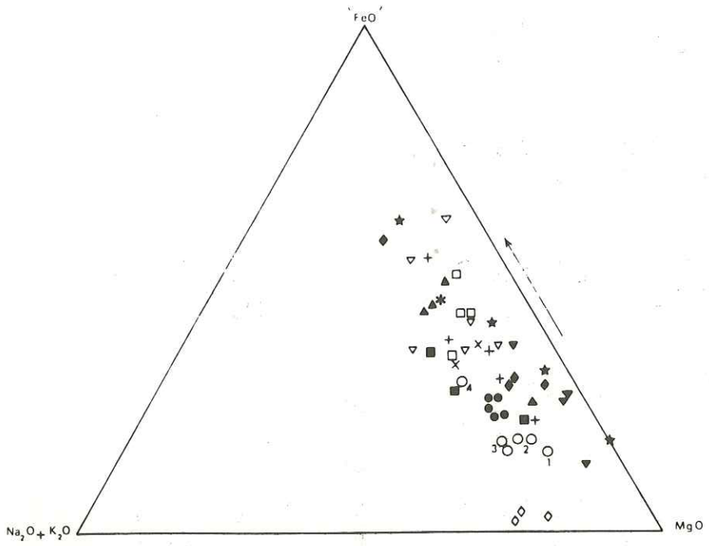
ANALYSES CHIMIQUES DES GABBROS ET DIABASES

	GABBRO I					GABBRO II	DIABASE				
	751c	$702b_1$	744c	749	368d	684d	694b	$793c_1$	$793c_2$	672	712c
Analyse brute											
SiO_2	51.47	51.77	49.76	50.86	49.52	51.54	51.18	50.33	51.39	50.34	25.20
Al_2O_3	17.43	16.52	19.60	20.43	20.65	15.56	14.00	14.90	14.26	14.80	18.02
Fe_2O_3	0.81	1.24	0.89	0.73	0.39	1.43	1.97	1.17	2.28	1.41	7.26
FeO	2.47	2.15	1.95	2.15	2.50	4.97	7.94	6.80	6.94	7.21	18.04
	3,20	3,27	2,76	2,81	2,76	6,26					
MnO	0.06	0.01	0.04	0.05	0.16	0.12	0.23	0.14	0.14	0.10	0.46
MgO	12.22	11.98	10.78	11.83	12.69	11.22	6.41	7.49	7.16	7.33	15.10
CaO	10.88	11.86	10.52	8.37	8.21	9.64	6.69	10.49	9.98	9.84	2.58
Na_2O	2.38	2.61	3.05	3.26	3.34	4.29	6.76	5.52	4.46	5.43	tr
K_2O	0.01	tr	tr	0.01	0.01	0.03	0.04	tr	tr	0.17	tr
TiO_2	0.11	0.15	0.14	0.01	0.08	0.42	2.20	1.18	1.12	1.36	3.07
P_2O_5	0.13	0.03	0.05	0.03	0.04	tr	0.36	0.19	0.17	0.20	1.73
Cr_2O_3	0.13	0.24	0.13	0.14	0.11	tr	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
NiO	0.05	0.02	0.06	0.05	0.07	0.01	tr	tr	tr	tr	tr
P.F.	0.12	0.55	0.61	0.45	1.04	0.35	0.66	0.71	0.97	0.62	2.00
H_2O	1.70	1.21	1.83	1.15	0.96	0.50	0.90	0.44	0.30	0.55	6.57
Total	99.97	100.34	99.41	99.52	99.77	100.08	99.35	99.37	99.19	99.37	100.04
$\frac{MgO}{\Sigma FeO}$	3.86	3.66	3.92	4.21	4.45	1.79	0.66	0.95	0.80	0.86	0.61
Densité	2.88	2.91	2.86	2.82		2.93					
Composition normative calculée à partir de l'analyse anhydre											
Q	–	–	–	–		–					
Or	0.05	–	–	0.05		0.17					
Ab	20.11	22.05	24.76	27.46		32.46					
An	36.80	33.32	37.50	41.07		23.08					
Ne	–	–	–	–		2.05					
Di	17.87	19.20	11.59	0.21		19.76					
Hy	21.81	14.88	9.29	15.30		–					
Ol	4.71	6.13	11.96	12.45		19.18					
Mgt	1.17	1.79	1.37	1.05		2.06					
Chr	0.12	0.23	0.17	0.13		–					
Il	0.20	0.28	0.30	0.01		0.79					
Ap	0.28	0.06	0.15	0.06		–					
Calc	–	–	–	–		–					
H_2O	1.70	1.21	1.93	1.15		0.50					
Total	99.75	99.65	98.88	98.87		100.09					

Dans un rubanement différencié (éch. 881), la zone externe pyroxénolitique analysée séparément (881 ep) a une composition de rubanement type I, tandis que les hautes teneurs en Al_2O_3 sont concentrées dans la zone centrale (881 ce).

d) Filons de gabbro (Tableau 3-4)

Les filons de gabbro de type I (cf. chapitre 4) analysés comprennent : un filonnet centimétrique (éch. 751 c), un filon "in situ" (éch. 702b), trois filons intrusifs (éch. 744c, 749, 368d). Les filons de type II (cf. chapitre 4) sont représentés par l'échantillon 684d. Les gabbros forment un groupe de chimisme homogène (Fig. 3-5), distinct des rubanements ariégitiques. Ils sont caractérisés par de hautes teneurs en Al_2O_3.



Le diagramme de la Fig. 3-6 permet de situer le chimisme des gabbros de Lanzo par rapport à celui d'autres gabbros associés à des péridotites. Les gabbros de Lanzo sont avec ceux de Ronda – qui ont un mode de gisement comparable – les plus proches du pôle magnésien, c'est-à-dire les plus proches d'un magma juvénile si la différenciation se traduit par un enrichissement en fer.

Fig. 3.6. Position, dans un diagramme MgO - 'FeO' - alc., de gabbros provenant d'associations gabbros-péridotites ['FeO' = FeO + Fe_2O_3 x 0,9)]

o Lanzo (1) filonnet ; (2) filons in situ ; (3)-(4) filons intrusifs, ● Gabbros ophiolitiques affleurant à l'Ouest du massif de Lanzo (A. NICOLAS, 1966).

▽ Corse Sud (MAISONNEUVE, 1959) ; □ Santiago de Compostela, Espagne (WARNAARS, 1967) ; + sillon médioatlantique (MIYASHIRO et al., 1970) ; (MELSON et al., 1970) ; ▲ Pinde septentrional, Grèce (PAROT, 1967) ; ■ La Casaluna, Corse (FRANCONI, 1967) ; ▼ Syrie Nord-Ouest, Hatay (DUBERTRET, 1952) ; ✱ Vourinos, Grèce (BRUNN, 1956) (MOORES, 1969) ; ◇ Ronda, Espagne (DICKEY, 1970) ; ✱ Moyenne des tholeïtes du sillon médio-atlantique (ENGEL et al., 1964) ; X sillon médio-indien (ENGEL et al., 1969) ; ◆ Macédoine yougoslave (ROLLET, 1969).
La flèche indique le sens de l'évolution des magmas tholéïtiques par différenciation.

Enfin, quelques mesures des teneurs en éléments mineurs (communiquées par J. TARNEY, Université de Birmingham) montrent des valeurs très basses en TiO_2 et surtout en K_2O (Fig. 3-7). Des teneurs spécialement basses en éléments mobiles caractérisent également la lherzolite de Lanzo (J. TARNEY, communication orale ; M. LOUBET, 1975).

e) Filons de diabase/spilite (Tableau 3-4)

Les filons de diabase présentent les teneurs élevées en Na_2O (4.5 à 5.5) caractéristiques des associations spilitiques (CARMICHAEL, TURNER and VERHOOGEN, 1974, p. 559).

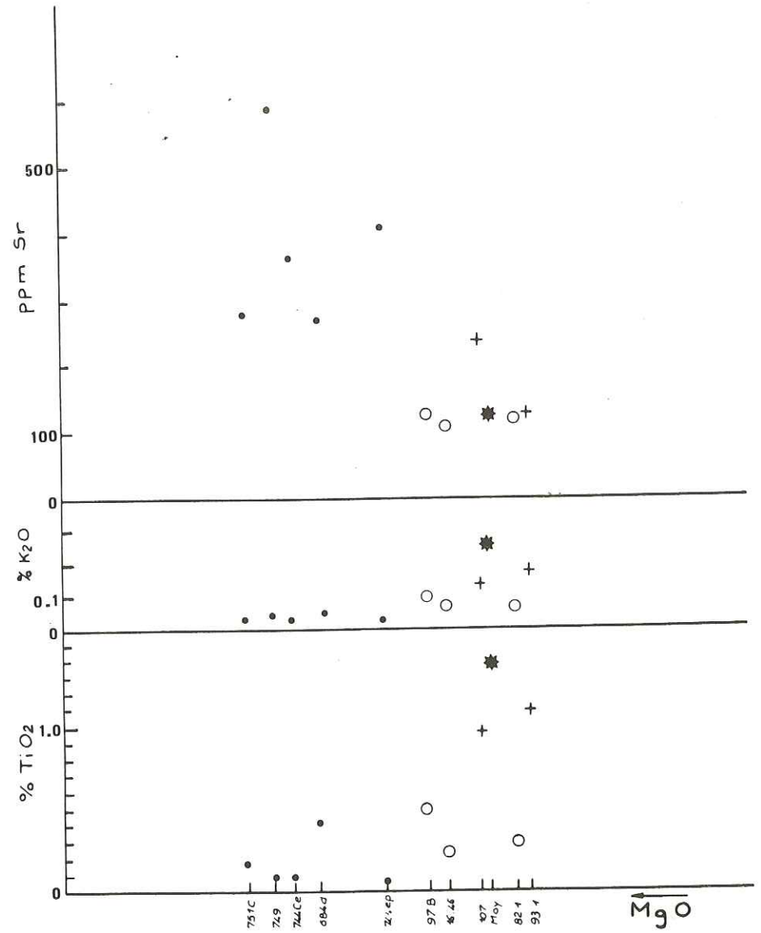


Fig. 3.7. Teneurs comparées en TiO_2, K_2O, Sr, des gabbros de Lanzo ●, gabbros médio-océaniques ○, basaltes médio-océaniques +, moyenne de tholéïtes abyssales ✱, en fonction du pourcentage de MgO. Références in ENGEL et FISHER, 1969 (éch. 82-1, 97-B, 93-1, 107) ; MELSON et THOMPSON, 1970 (éch. A II 20 - DR 16 - 46, 82 - 1, moyenne de 33 basaltes du sillon médio-atlantique).

3.2.2. DIAGRAMMES EN MgO

Sur la figure 3-8 sont représentées les variations des différents oxydes en fonction de MgO dans les rubanements I et II et dans les filons de gabbro de Lanzo, ainsi que dans des rubanements ou filons appartenant à d'autres massifs ou à des xénolithes. Ces diagrammes font apparaître un groupement des points représentatifs correspondant à chaque massif.

Pour le massif de Lanzo, les rubanements I, les rubanements II et les filons de gabbros forment trois groupes distincts :

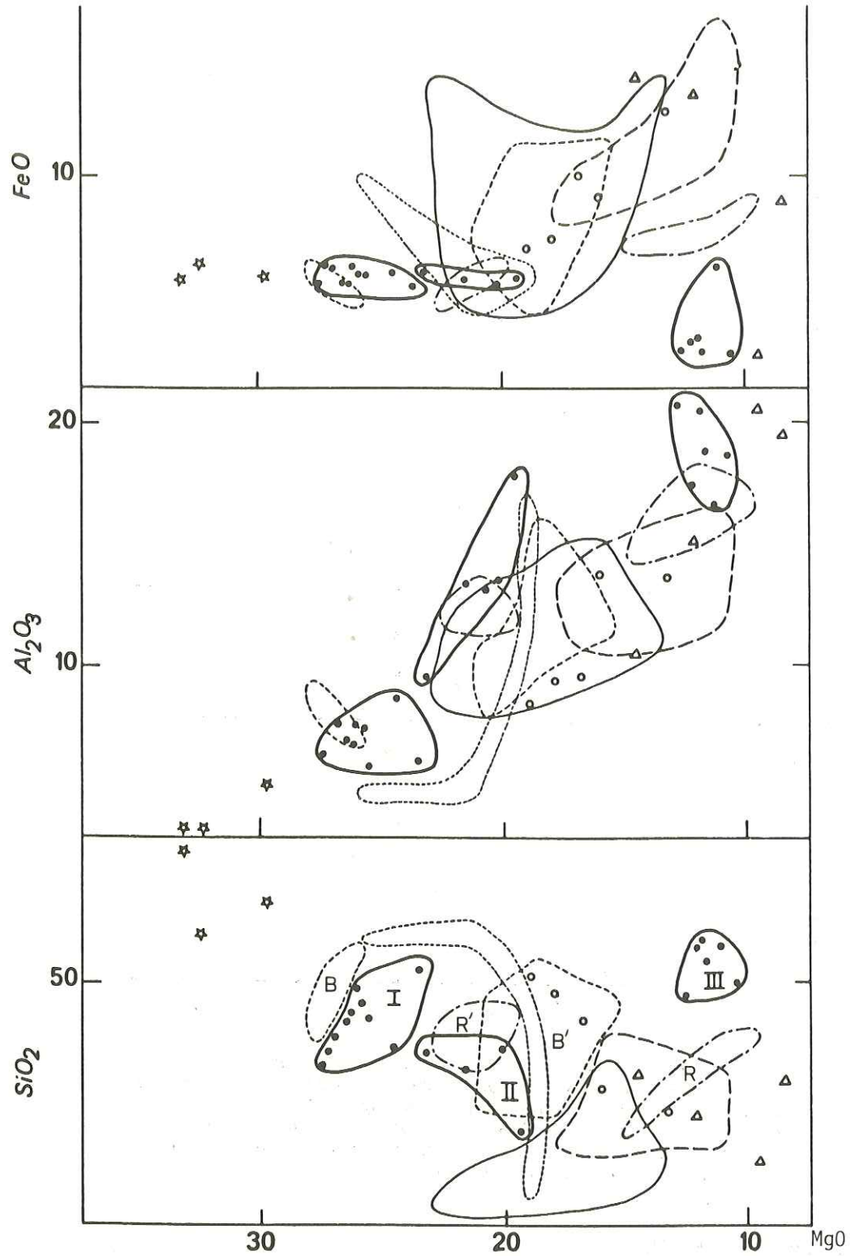
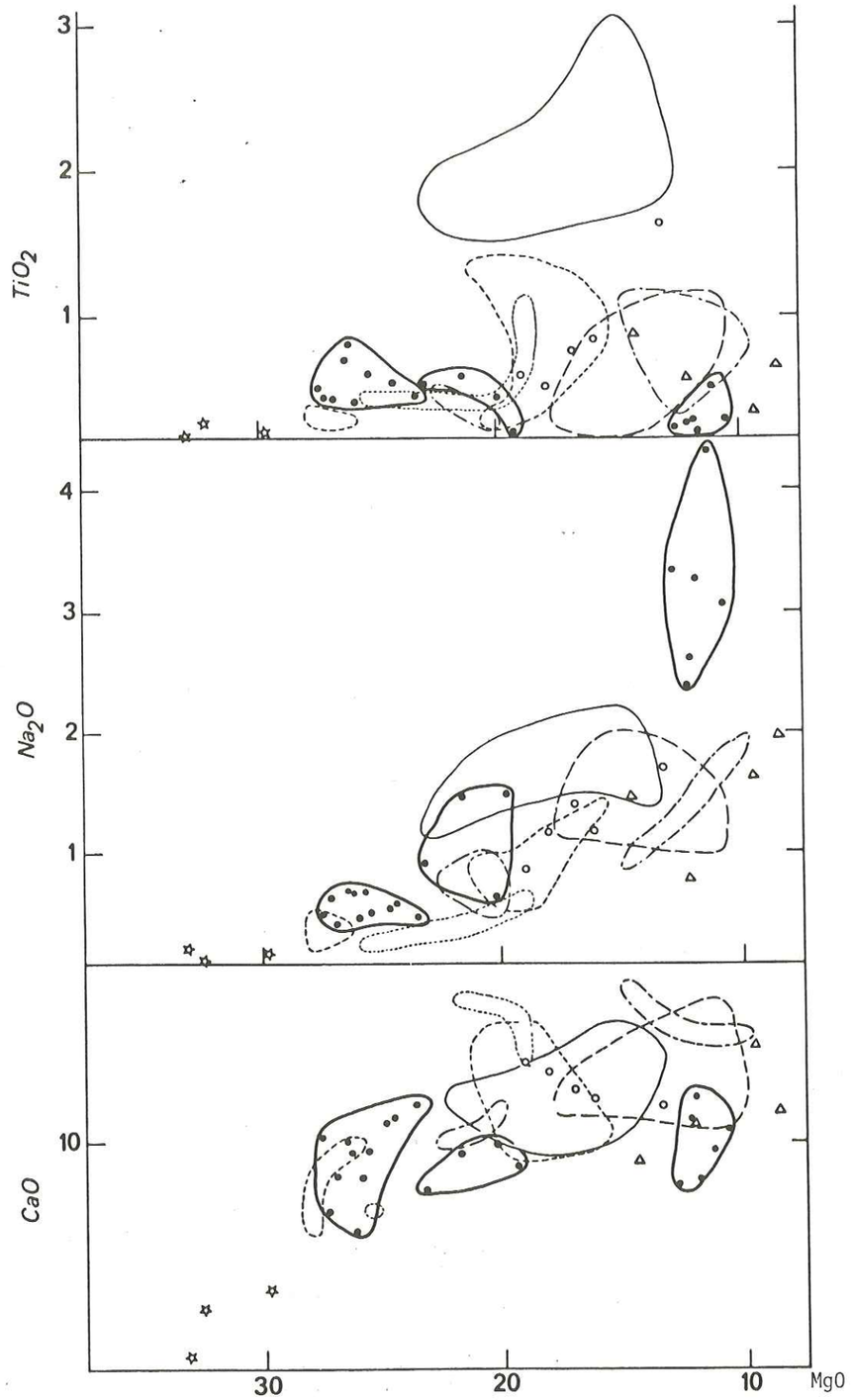


Fig. 3.8. Diagrammes de répartition des différents oxydes en fonction de MgO dans les rubanements et filons de Lanzo et d'autres massifs ou de xénolithes décrits dans la littérature.
Trait épais : Lanzo ; I, rubanement I ; II, rubanements II ; III, filons de gabbro.
Trait fin : Lherz (CONQUÉRÉ, 1972), rubanements ou filons. Tireté : Ronda (DICKEY, 1970) ; R, pyroxénolites ; R' ariégites. Tireté-pointillé : Beni Bouchera (KORNPROBST, 1969), rubanements.
Gros pointillé : Baldissero (ETIENNE, 1971) ; B, rubanements ; B', filons.
Pointillé fin : Balmuccia (LENSCH, 1971), rubanements ou filons.
Cercles blancs : xénolithes des basaltes (BEESON and JACKSON, 1970).
Triangles : xénolithes des kimberlites
Étoiles : enstatitites.



– parmi les rubanements I, on observe une différenciation concernant essentiellement SiO_2 et CaO,

– parmi les rubanements II, une différenciation concernant Al_2O_3,

– parmi les filons de gabbro, une différenciation concernant Na_2O.

3.2.3. COMPOSITIONS NORMATIVES (Tableau 3-3 et 3-4)

Les compositions normatives des pyroxénolites et gabbros de Lanzo sont représentées sur la Fig. 3-9 et comparées aux compositions normatives d'autres rubanements ou filons extraites de la littérature. Il apparaît que des groupes de points s'individualisent, correspondant à chaque massif, en fonction des pourcentages normatifs de diopside et de plagioclase. Par contre, au sein de chaque groupe, les pourcentages relatifs en hypersthène et olivine normatifs varient.

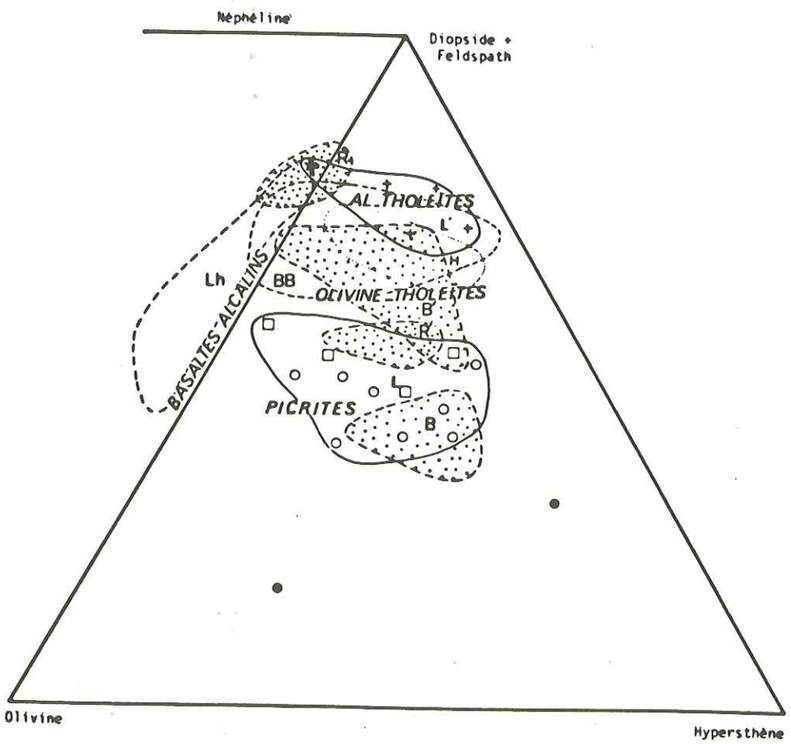


Fig. 3.9. Comparaison des compositions normatives des rubanements et filons.
Massif de Lanzo : contours en traits pleins. Cercles blancs, rubanements I webstérites ; cercles noirs, rubanements I enstatitites ; carrés, rubanements II ; croix, filons de gabbro I ; croix double, filon de gabbro II.

Autres massifs : contours en tiretés. B, Baldissero, rubanements ; B', Baldissero, filons ; (ETIENNE, 1971). R, Ronda, pyroxénolites ; R', Ronda, ariégites ; (DICKEY, 1970). BB, Beni Bouchera, (KORNPROBST, 1969). Lh, Lherz (CONQUÉRÉ, 1972).

Domaines de compositions virtuelles définis d'après GREEN et RINGWOOD (1967b), YODER et TILLEY (1962).

Dans Lanzo, on n'observe pas de coupure nette entre les compositions normatives des rubanements de type I et de type II ; ils couvrent un champ allant des picrites aux tholéïtes riches en olivine. Les gabbros s'individualisent : les gabbros de type I (cf. chap. 4) ont des compositions de tholéïtes hyperalumineuses, les gabbros de type II ont une composition de basalte alcalin.

3.3. ANALYSES CHIMIQUES DES MINÉRAUX
(localisation des échantillons : cf. Annexe et Fig. 3-2)

3.3.1. MAILLE DE LIBÉRATION DES MINÉRAUX SÉPARÉS

Les minéraux ont été séparés par la méthode GAGNY et NICOLAS (1966) sur des fractions de granulométrie 100 à 150 μ.

Cette dimension est inférieure à la maille de libération des néoblastes de pyroxène et des exsolutions internes en bouffées (dimension 1 mm). Elle est par contre supérieure à la dimension des exsolutions en lamelles ($< 10\ \mu$).

Le chimisme des minéraux analysés correspond donc à un équilibre paragénétique postérieur à la formation des néoblastes, mais antérieur à la dernière phase d'exsolution.

3.3.2. CHIMISME DES MINÉRAUX (Tableaux 3-5 à 3-9)

Les olivines, les orthopyroxènes et les clinopyroxènes analysés ne présentent pas de différences de composition systématiques dans les lherzolites, les dunites, les pyroxénolites et les gabbros de type I.

– L'olivine (Tableau 3-5) est une forstérite Fo_{89} à Fo_{91}, de formule structurale $(Mg_{1,8}\ Fe_{0,2})\ SiO_4$.

– L'orthopyroxène (Tableau 3-6) est une enstatite alumineuse En_{88} à En_{91} de formule structurale $Mg_{1,8}\ Fe_{0,2}\ (Si_{1,9}\ Al_{0,1})\ O_6$. Les teintes des grains peuvent présenter quelques variations :

- olive pâle (10 Y 6/2)* dans les lherzolites et pyroxénolites de Lanzo sud,
- jaune vert modéré (10 Y 7/4) dans les faciès faiblement recristallisés de Lanzo centre,
- orange gris (10 YR 7/4) dans les rubanements fortement recristallisés de Lanzo centre.

– Le clinopyroxène (Tableau 3-7) est un diopside alumineux et calcique dont la formule structurale moyenne peut s'écrire $Mg_{1,0}\ Ca_{0,8}\ Fe_{0,1}\ Al_{0,1}\ (Si_{1,9}\ Al_{0,1})\ O_6$.

Les diopsides les plus riches en calcium appartiennent aux faciès de lherzolite fortement déformée de la bordure N.O. de Lanzo centre. Ces faciès contiennent également un plagioclase plus sodique. L'intensité de la teinte verte du cpx décroît lorsqu'on passe à des faciès recristallisés :

- vert gris (5 GY 5/2) dans les faciès non recristallisés de Lanzo sud,
- vert jaune modéré (10 GY 6/4) dans les lherzolites de Lanzo nord,
- vert jaune bistré (10 GY 5/2) dans les gabbros I,
- gris olive (10 Y 4/2) dans les rubanements II.

---

* *Référence à la Charte internationale des couleurs (Rock-color Chart, GODDARD et al., 1970).*

TABLEAU 3-5

ANALYSES CHIMIQUES DES OLIVINES

	LHERZOLITE				DUNITE	PYROXENOLITE I	
	729b	674	716c	866b	676c	729a	779a
Analyse brute							
SiO_2	39.88	40.22	41.65	41.08	40.69	40.46	39.88
Al_2O_3	0.96	1.07	0.80	0.41	0.54	1.04	1.05
Fe_2O_3	0.66	0.92	0.69	1.31	0.54	0.90	2.22
FeO	9.42	9.58	7.79	8.74	8.53	9.05	8.43
MnO	0.13	0.18	0.11	0.10	0.18	0.17	0.10
MgO	47.58	47.12	48.63	46.54	46.79	47.28	47.39
CaO	tr	tr	0.03	0.09	0.32	0.33	0.44
Na_2O	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0.01
K_2O	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
TiO_2	0.08	0.13	0.13	tr	0.05	0.03	tr
P_2O_5	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04
Cr_2O_3	0.03	0.06	0.05	0.02	tr	0.06	tr
NiO	0.31	0.46	0.30	0.05	0.30	0.15	0.05
P.F.	1.04	0.19	0.59	0.50	1.67	0.55	0.22
H_2O	nd	0.53	nd	0.67	0.27	0.70	0.32
Total	100.10	100.48	100.78	99.52	99.90	100.74	100.15
Formule structurale (base 4 O)							
Si	0.979	0.988	1.007	1.016	1.015	0.993	0.984
Al^{IV}	0.021	0.012	-	-	-	0.007	0.016
Al^{VI}	0.007	0.019	0.023	0.012	0.016	0.023	0.002
Ti	0.015	0.005	0.002	-	0.002	0.001	-
Fe'''	0.012	0.017	0.012	0.024	0.001	0.017	0.041
Fe''	0.193	0.196	0.157	0.182	0.177	0.185	0.173
Mn	0.003	0.004	0.002	0.002	0.004	0.004	0.002
Mg	1.751	1.736	1.764	1.727	1.751	1.740	1.754
Ca	-	-	-	0.002	0.009	0.009	0.011
Na	-	-	-	-	-	-	-
P	-	0.005	-	-	-	-	-
Cr	0.001	0.001	0.001	-	-	-	-
Ni	0.008	0.009	0.003	0.001	0.003	0.003	0.001
Total	2.990	2.992	2.971	2.966	2.978	2.979	2.984
$\frac{Mg \times 100}{Mg+Fe+Mn}$	89.4	88.9	91.2	89.2	90.6	89.4	89.0
Densité	3.346		3.341		3.353	3.351	
Contamination	0.5% sp	1 % sp	0.5% sp	0.5% sp	nulle	0.5% sp	0.5% sp

TABLEAU 3-6

ANALYSES CHIMIQUES DES ORTHOPYROXENES

	LHERZOLITE				PYROXENOLITE I		PYROXENOLITE II	
	729b	716c	866b	368 *	729a	779a	731b	703a
Analyse brute								
SiO_2	52.99	54.73	51.08	54.10	52.44	54.05	53.92	53.82
Al_2O_3	2.42	3.17	1.88	3.10	3.65	2.96	3.26	3.90
Fe_2O_3	0.65	1.18	1.98	1.75	0.93	1.36	1.12	0.42
FeO	5.81	4.50	6.07	5.13	5.68	5.97	5.54	6.88
MnO	0.17	0.12	0.11	0.14	0.19	0.10	0.17	0.22
MgO	34.40	32.96	35.93	33.42	29.22	31.19	28.30	31.30
CaO	0.87	1.90	1.08	1.44	3.59	3.28	4.92	1.03
Na_2O	0.02	0.04	tr	0.04	0.09	0.09	0.21	0.11
K_2O	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0.02
TiO_2	0.75	0.33	0.07	0.30	0.32	0.40	0.88	0.47
P_2O_5	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.05	0.02	0.01
Cr_2O_3	0.61	0.74	0.54	nd	1.44	0.12	0.25	0.35
NiO	0.11	0.12	tr	nd	0.06	0.05	0.07	0.11
P.F.	0.64	0.39	0.44	0.54	0.71	0.31	0.26	0.67
H_2O	0.72	0.37	0.49	0.21	0.78	0.44	0.59	0.54
Total	100.18	100.58	99.68	99.86	99.12	100.37	99.55	99.85
Formule structurale (base 6 O)								
Si	1.865	1.886	1.819	1.886	1.881	1.895	1.911	1.896
Al^{IV}	0.100	0.115	0.079	0.114	0.119	0.105	0.089	0.104
Al^{VI}	-	0.013	-	0.013	0.035	0.007	0.046	0.058
Ti	0.020	0.008	0.002	0.008	0.009	–	0.023	0.012
Fe'''	0.017	0.031	0.048	0.046	0.025	0.035	0.030	0.011
Fe''	0.170	0.129	0.180	0.144	0.170	0.174	0.164	0.202
Mn	0.005	0.003	0.003	0.004	0.006	0.003	0.005	0.006
Mg	1.816	1.703	1.920	1.748	1.572	1.641	1.504	1.654
Ca	0.033	0.070	0.041	0.054	0.138	0.123	0.187	0.039
Na	0.001	0.002	–	0.003	0.006	–	0.014	0.007
K	–	–	–	–	–	–	–	0.001
Cr	0.017	0.020	0.015	(P) 0.001	0.041	0.003	0.008	0.009
Ni	0.002	0.008	–		0.002	0.001	0.002	0.003
Total	4.046	4.014	4.107	4.021	4.004	3.998	3.983	4.002
$\frac{Mg \times 100}{Mg+Fe+Mn}$	90.4	91.3	89.3	90.0	88.7	88.6	88.3	88.3
Densité	3.302	3.283		3.301	3.302		3.305	
Contamination	pas de mixtes	2 % di	2 % di	pas de mixtes	1 % di	2 % di	mixtes à di	mixtes à di

* *NICOLAS (1966)*

TABLEAU 3-7

ANALYSES CHIMIQUES DES CLINOPYROXENES

	LHERZOLITE								PYROXENOLITE I				PYROXENOLITE II				GABBRO I				GABBRO II
	674	702g	751-2g	866b	877b	368*	534F*	524*	729a	779a	801a	680c	731b	676	703a	744c	702b1	684d
Analyse brute																		
SiO_2	49.46	50.15	50.14	51.51	52.10	50.70	50.70	50.65	50.56	50.88	51.40	50.12	51.06	47.78	49.82	51.81	50.27	49.72
Al_2O_3	5.49	5.58	4.75	4.14	4.04	5.15	4.17	4.89	5.02	4.27	5.06	5.04	4.92	5.70	6.37	4.98	4.63	2.92
Fe_2O_3	1.35	1.02	0.98	1.87	1.47	1.38	1.47	1.17	0.74	1.79	1.29	2.00	0.95	1.15	1.20	1.37	1.18	1.81
FeO	2.62	3.03	2.72	2.44	3.16	2.50	2.11	2.64	2.69	2.67	3.42	3.44	2.92	2.82	2.91	1.91	3.63	7.79
MnO	0.11	0.08	0.09	0.08	0.06	0.09	0.08	0.09	0.10	0.05	0.19	0.14	0.17	0.08	0.11	0.07	0.09	0.25
MgO	14.87	16.85	17.74	18.15	19.68	16.90	17.31	16.85	17.72	16.81	19.30	16.71	16.97	18.43	17.19	17.86	17.68	15.73
CaO	21.70	19.15	18.88	17.97	17.31	21.16	21.74	21.45	20.23	20.19	17.22	19.70	20.23	21.24	18.48	17.76	18.80	18.16
Na_2O	0.74	0.49	0.66	0.49	0.64	0.62	0.50	0.66	0.47	0.52	0.45	0.59	0.49	0.55	0.91	0.64	0.54	0.66
K_2O	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0.01	tr	0.02	0.02	tr	0.01
TiO_2	0.86	0.60	0.60	0.62	0.40	0.86	0.66	0.97	0.65	1.14	0.36	0.52	1.20	0.84	0.90	0.25	0.55	0.98
P_2O_5	-	0.03	0.05	0.03	0.06	0.05	0.37	0.06	0.02	0.06	0.08	-	0.02	-	0.03	0.06	0.04	0.02
Cr_2O_3	1.23	1.38	1.43	1.05	0.29	nd	nd	nd	1.04	0.51	0.67	0.99	0.37	0.86	0.32	1.24	1.22	tr
NiO	nd	0.04	0.04	0.05	0.02	nd	nd	nd	nd	0.05	0.06	0.11	nd	0.05	0.05	0.03	0.04	0.02
P.F.	0.79	0.66	0.70	0.61	0.34	0.57	0.59	0.85	0.66	0.30	0.35	0.50	0.38	0.31	0.74	0.70	0.70	0.54
H_2O	nd	0.55	1.05	0.68	0.49	0.18	0.20	0.21	0.69	0.34	0.51	0.33	0.46	0.40	0.96	0.56	0.60	0.49
Total	99.62	99.71	99.83	99.69	100.06	99.88	99.70	100.04	100.59	99.58	100.36	100.19	100.15	100.21	100.01	99.26	99.97	99.10
Formule structurale (base 6 O)																		
Si	1.844	1.846	1.854	1.874	1.890	1.853	1.858	1.854	1.848	1.869	1.840	1.787	1.864	1.764	1.833	1.902	1.853	1.882
Al^{IV}	0.156	0.154	0.146	0.126	0.110	0.147	0.142	0.146	0.152	0.131	0.160	0.211	0.136	0.236	0.167	0.098	0.147	0.118
Al^{VI}	0.082	0.088	0.061	0.053	0.062	0.075	0.037	0.065	0.063	0.053	0.056	-	0.075	0.012	0.108	0.117	0.054	0.012
Ti	0.024	0.016	0.016	0.017	0.011	0.023	0.011	0.027	0.018	0.031	0.010	0.014	0.033	0.023	0.025	0.007	0.015	0.028
Fe^{III}	0.037	0.028	0.027	0.051	0.040	0.038	0.040	0.032	0.020	0.049	0.035	0.053	0.026	0.032	0.033	0.038	0.033	0.051
Fe^{II}	0.081	0.093	0.084	0.075	0.096	0.074	0.062	0.078	0.082	0.082	0.103	0.102	0.089	0.087	0.089	0.058	0.112	0.246
Mn	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.006	0.004	0.005	0.002	0.003	0.002	0.003	0.008
Mg	0.825	0.940	0.984	0.997	1.071	0.927	0.951	0.925	0.972	0.926	1.049	0.894	0.929	1.020	0.949	0.983	0.977	0.893
Ca	0.860	0.755	0.748	0.705	0.673	0.829	0.853	0.841	0.792	0.795	0.669	0.753	0.791	0.840	0.729	0.699	0.743	0.736
Na	0.053	0.035	0.047	0.034	0.045	0.044	0.035	0.047	0.033	0.037	0.032	0.041	0.035	0.039	0.065	0.045	0.038	0.048
P	-	-	-	-	0.002	tr	tr	-	-	0.002	0.002	-	-	-	0.001	0.001	-	-
Cr	0.036	0.040	0.041	0.030	0.008	0.002	-	0.002	0.030	0.015	0.019	0.028	0.011	0.025	0.009	0.036	0.035	-
Ni	-	-	-	0.002	-	-	-	-	-	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	-	-
Total	4.157	4.000	4.001	3.966	4.010	4.015	4.014	4.020	4.015	3.994	3.983	3.890	3.995	4.082	4.013	3.986	4.01	4.02
Mg x 100 / Mg+Fe+Mn	87.2	84.8	86.7	88.6	88.7	89.0	90.1	89.1	90.2	87.4	87.9	84.90	88.6	89.4	88.3	94.4	83.0	66.9
Paramètres d'O'Hara																		
α_c	48.6	42.1	41.1	41.0	36.7	45.2	45.7	45.5	42.7	46.0	36.6	42.9	43.5	43.0	41.1	40.1	40.5	39.0
β_c	5.6	5.6	5.0	2.9	2.8	4.8	2.9	3.4	4.6	3.1	3.5	5.5	4.3	4.9	5.5	5.4	5.8	3.2
Densité						3.321	3.309	3.301	3.314				3.296		3.272			
Contamination	2 % mixte Sp + saussurite	1 % mixtes sp + saussurite	1 % mixtes sp + saussurite	2 % mixtes sp + saussurite	1 % mixtes à saussurite	pas de mixtes	pas de mixtes	pas de mixtes	1 % mixtes	pas de mixtes	1 % mixtes	1 % en	1 % en	pas de mixtes	1 % en	5 % mixtes	pas de mixtes	pas de mixtes

* NICOLAS (1966)

TABLEAU 3-8

ANALYSES CHIMIQUES DES PLAGIOCLASES

	LHERZOLITE		PYROXENOLITE I		PYROXENOLITE II		GABBRO I			GABBRO II
	729b	368L	729a	801a	731b	703a	744c	702b1	368IV	684d
Analyse brute										
SiO_2	45.41	53.47	47.27	48.31	46.22	49.12	52.79	50.52	50.57	57.18
Al_2O_3	30.95	29.62	29.41	30.81	31.74	28.78	26.94	29.03	28.94	24.68
Fe_2O_3	0.22	0.12	0.34	0.38	0.29	–	0.41	0.37	0.31	0.33
FeO	0.44	0.31	0.62	0.12	0.22	0.44	0.20	0.23	0.23	0.44
MnO	0.02	0.07	0.09	0.06	0.02	0.04	tr	tr	tr	0.03
MgO	2.47	1.18	2.76	0.53	2.30	0.43	0.43	0.03	0.08	0.23
CaO	15.28	9.47	15.67	15.52	16.06	15.31	11.63	13.29	13.04	7.94
Na_2O	2.00	3.02	2.17	2.22	2.10	2.93	4.80	4.37	4.56	7.14
K_2O	0.01	tr	tr	0.02	tr	0.08	0.02	tr	tr	0.11
TiO_2	0.27	tr	0.05	0.10	0.13	0.09	tr	tr	tr	0.13
P_2O_5	0.02	tr	0.02	tr	tr	0.05	0.03	0.05	0.05	0.01
Cr_2O_3	0.02	nd	0.03	0.01	0.02	–	0.02	tr	tr	–
NiO	0.01	tr	0.02	tr	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
P.F.	0.53	0.32	0.69	0.13	0.37	0.39	1.57	0.69	0.64	0.56
H_2O	1.56	1.62	1.69	1.08	0.71	1.61	0.73	0.63	0.71	0.53
Total	99.21	99.20	100.83	99.29	100.19	99.29	99.58	99.22	99.14	99.32
Formule structurale (base 8 O)										
Si	2.155	2.494	2.217	2.256	2.118	2.317	2.461	2.357	2.385	2.617
Al^{IV}	1.728	1.506	1.623	1.693	1.711	1.597	1.478	1.593	1.590	1.329
Al^{VI}	-	0.119	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0.009		0.001	0.004	0.004	0.003	0.001	–	–	0.004
Fe^{III}	0.008	0.004	0.012	0.013	0.010	-	0.014	0.013	0.011	0.011
Fe^{II}	0.019	0.012	0.021	0.005	0.008	0.017	0.008	0.009	0.009	0.017
Mn	0.001	0.003	0.003	0.002	0.001	0.001	–	–	–	0.001
Mg	0.175	0.082	0.174	0.037	0.158	0.030	0.030	0.002	0.002	0.016
Ca	0.776	0.473	0.787	0.776	0.788	0.774	0.581	0.664	0.652	0.389
Na	0.184	0.272	0.197	0.201	0.186	0.267	0.433	0.395	0.412	0.633
K	-	-	-	0.001	-	0.005	0.001	–	–	0.006
P	-	-	-	-	-	0.001	0.001	0.001	0.001	-
Total	5.055	4.965	5.033	4.998	4.984	5.015	5.008	5.034	5.056	5.023
% An	An_{81}	An_{63}	An_{80}	An_{79}	An_{81}	An_{74}	An_{57}	An_{63}	An_{61}	An_{38}
Densité	2.808		2.747			2.746				
Contamination	50 % saussuritique pas de mixtes	3 % mixtes	75 % saussuritique pas de mixtes	10 % saussuritique	10 % saussuritique	saussuritique pas de mixtes	pas de mixtes	saussuritique pas de mixtes	pas de mixtes	pas de mixtes

TABLEAU 3-9

ANALYSES CHIMIQUES DES SPINELLES

	LHERZOLITE		DUNITE		PYROXENOLITE I		PYROXENOLITE II	
	751	702g	676c	860b	729a	779a	731b	703a
Analyse brute								
SiO_2	2.56	2.81	4.58	3.78	2.76	2.48	1.33	1.94
Al_2O_3	34.90	25.60	34.07	35.82	29.93	47.00	57.08	57.58
Fe_{total}	17.04		17.91	18.89	22.03	15.90	14.25	13.88
MnO	0.18		0.16	0.12	0.18	0.16	0.12	0.10
MgO	16.94		17.78	18.60	15.34	18.00	20.81	20.42
CaO	0.26		0.13	0.10	0.18	0.03	0.18	0.19
Na_2O	-		-	tr	-	0.50	-	-
K_2O	-		-	tr	-	-	-	-
TiO_2	0.86		0.31	0.98	0.68	1.52	0.32	0.28
P_2O_5	0.14		0.01	0.28	0.01	0.19	0.02	0.03
Cr_2O_3	25.92		23.66	19.84	27.80	12.81	5.78	3.90
NiO	nd		0.21	0.23	0.42	0.61	0.34	0.60
P.F.	nd		0.74	nd	nd	nd	0.78	0.47
H_2O	0.27		1.72	0.42	nd	nd	0.34	0.60
Total	99.07		101.28	99.06	99.33	99.20	101.35	99.99
Formule structurale (base 32 O)								
Si	0.573		1.010	0.833	0.627	0.524	0.266	0.395
Al	9.184		8.840	9.290	8.006	11.689	13.430	13.819
Cr	4.578		4.120	3.452	4.990	2.138	0.913	0.633
Fe'''	2.859		2.963	3.123	3.757	2.522	2.137	2.032
Mn	0.034		0.030	0.022	0.034	0.028	0.020	0.017
Mg	5.684		5.883	6.150	5.231	5.708	6.540	6.249
Ca	0.062		0.030	0.013	0.044	0.006	0.038	0.042
Na	-		-	-	-	0.204	-	-
Ti	0.145		0.052	0.149	0.116	0.241	0.048	0.042
Ni	-		0.037	0.041	0.076	0.102	0.054	0.098
Total	23.12		22.97	23.07	22.88	23.16	23.45	23.33
Teinte en L.M.	brun-rouge noir sombre		brun-rouge sombre	brun-rouge sombre	brun-rouge sombre		brun modéré	brun clair
*	10 R 3/4		10R 3/4	10R 3/4	10R 3/4		5YR 4/4	5YR 5/6
Densité	1.83				4.15		3.769	3.809
N	1.830				1.865		1.755	1.755
a_o	8.18				8.22		8.12	8.11
Contamination	5 % ol	10 % ol	7 % ol		10 % ol	5 % ol	5 % ol	5 % ol

* Référence à la Charte internationale des couleurs (Rock-Color Chart, Goddard et al., 1970).

Les valeurs du rapport Mg x 100 / Mg + Fe + Mn pour l'olivine, l'orthopyroxène et le clinopyroxène sont comprises entre 88,5 et 91,5 dans les lherzolites et les pyroxénolites. Dans les diopsides des gabbros I, ce rapport varie de 83 à 94,5.

– Le plagioclase (Tableau 3-8) passe d'une bytownite An_{80} dans la lherzolite de Lanzo sud et la pyroxénolite I associée, à un labrador An_{60} dans la lherzolite fortement déformée de la bordure N.O. de Lanzo centre. Le plagioclase des gabbros I est également un labrador An_{60}.

– Le spinelle (Tableau 3-9), dans les lherzolites et les rubanements I, est une hercynite brune de formule générale $2(Mg\,Al_2O_4) + Fe\,Cr_2O_4$. Il passe à une chromite après exsolution de plagioclase. Le spinelle des rubanements est une hercynite verte de formule structurale $6(Mg\,Al_2O_4) + Cr\,Fe_2O_4$.

Les minéraux des gabbros de type II présentent un chimisme particulier :

– le clinopyroxène est une augite, de formule structurale $Mg_{0,9}\,Ca_{0,8}\,Fe_{0,3}\,(Si_{1,9}\,Al_{0,1})\,O_6$. Sa teinte en grains est un brun jaune foncé (10 YR 5/4),

– le plagioclase est une andésine An_{40}.

3.4. ANALYSES DES MINÉRAUX A LA MICROSONDE

Cinquante-cinq analyses de minéraux (éléments majeurs) ont été effectués par le Dr. A. PECKETT dans la laboratoire du Pr. G.M. BROWN, à l'Université de Durham. Ces analyses constituent la partie préliminaire d'un programme plus important actuellement en cours de réalisation.

3.4.1. DESCRIPTION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

708 a - lherzolite feldspathique, structure porphyroclastique à gros grain, Lanzo sud (cf. paragraphe 2.2.2.).

- OL 1 - ol porphyroclastique déformée
- SP 1 - sp brun associé à l'opx
- CPX 1 - cpx porphyroclastique avec lamelles d'opx (10 μ)
- OPX 1 - opx porphyroclastique.

882 - lherzolite à spinelle à structure porphyroclastique partiellement recristallisée, Lanzo sud.

- OL 1 - ol porphyroclastique
- SP 1 - sp brun rouge associé à l'opx
- CPX 1 - cpx porphyroclastique avec lamelles d'opx (55 μ)
- OPX 1 - opx porphyroclastique avec lamelles de cpx (3 μ)

805 - lherzolite feldspathique à structure mylonitique, Lanzo centre (cf. paragraphe 2.2.2.).

- OL 1 - ol recristallisée autour d'un porphyroclaste (dimension 25 μ)
- SP 1 - sp brun sans auréole de plagioclase
- OPX 1 - opx porphyroclastique avec lamelles de cpx (10 μ)
- CPX 1 - cpx porphyroclastique avec lamelles d'opx (10 à 80 μ).

708 b - Rubanement websterítique, Lanzo sud (cf. paragraphe 2.4.1.).

- OL 1 - ol interstitielle porphyroclastique
- SP 1 - sp brun rouge auréolé de pl
- PL 1 - pl en frange à la limite opx / cpx
- PL 2 - pl exsolvé à l'intérieur d'un cpx (cpx 3)
- PL 3 - pl autour d'un sp (sp 1)
- CPX 1 - cpx porphyroclastique avec lamelles d'opx
- CPX 2 - cpx recristallisé à fines lamelles
- CPX 3 - cpx porphyroclastique avec lamelles d'opx
- CPX 4 - cpx recristallisé à fines lamelles
- OPX 1 - recristallisé sans lamelles visibles.

TABLEAU 3-10

ANALYSES A LA MICROSONDE

PLAGIOCLASE

	708B-PL 3	708B-PL 1	708B-PL 2	703-PL 1	703-PL 2	780-PL 1
SiO_2	46.56	47.06	48.20	49.33	49.30	48.54
TiO_2	–	–	–	0.04	0.01	0.04
Al_2O_3	33.38	32.84	33.62	32.02	32.00	32.51
FeO	0.11	0.10	0.21	0.14	0.07	0.03
MgO	0.13	0.13	0.16	0.05	0.03	0.05
CaO	17.57	17.16	17.74	15.33	15.30	15.86
Na_2O	1.76	2.02	1.68	2.80	3.01	2.63
K_2O	0.06	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04
Total	99.57	99.34	99.64	99.75	99.75	99.70
Ca	84.36	82.30	85.22	74.98	73.62	76.74
Na	15.29	17.53	14.61	24.78	26.21	23.03
K	0.34	0.17	0.17	0.23	0.17	0.23

SPINELLE

	708A-SP 1	882-SP 1	805-SP 1	708B-SP1	703-SP1	703-SP2	703-SP3	703-SP4	780-SP1	780-SP2	780-SP3
SiO_2	0.08	0.02	0.03	0.12	–	–	–	–	–	–	–
TiO_2	0.60	0.02	0.30	0.49	0.05	0.08	0.20	0.01	0.11	0.09	0.06
Al_2O_3	27.49	45.93	32.83	31.99	61.36	58.22	55.07	64.52	63.39	63.64	64.17
Fe_2O_3	3.83	1.14	4.96	3.82	2.04	1.66	1.11	2.86	2.91	2.71	3.11
FeO	16.70	12.29	18.38	12.75	11.09	13.60	15.05	11.07	11.53	11.42	11.87
MnO	0.35	0.21	0.37	0.33	0.08	0.12	0.13	0.05	0.17	0.17	0.18
MgO	12.73	17.50	11.92	15.70	19.72	17.66	16.39	19.88	19.63	19.71	19.72
CaO	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06	0.10	0.08	–	–	0.02
NiO	0.23	0.26	0.24	0.25	0.27	0.38	0.30	0.35	0.16	0.16	0.19
Cr_2O_3	37.24	23.26	30.17	33.63	4.95	7.81	10.82	0.40	1.35	1.23	1.38
Total	99.26	100.65	99.22	99.11	99.59	99.59	99.17	99.22	99.25	99.13	100.70
Ti	0.72	0.02	0.36	0.57	0.05	0.08	0.20	0.01	0.11	0.09	0.06
Al	52.01	74.63	61.64	58.31	94.82	91.67	88.17	99.58	98.48	98.63	98.52
Cr	47.26	25.35	38.00	41.12	5.13	8.25	11.62	0.41	1.41	1.28	1.42
Fe	42.40	28.26	46.38	31.30	23.98	30.17	34.00	23.80	24.79	24.53	25.24
Mg	57.60	71.74	53.62	68.70	76.02	69.83	66.00	76.20	75.21	75.47	74.76

OLIVINE

	708A-OL1	708A-OL2	882-OL1	805-OL1	708B-OL1	703-OL1	703-OL2	780-OL1	780-OL2
SiO_2	40.72	40.56	40.80	40.91	40.90	40.83	40.57	40.64	40.19
TiO_2	–	–	–	–	–	–	–	0.01	–
Al_2O_3	–	0.05	–	–	0.06	0.04	0.02	0.03	0.02
FeO	10.16	9.94	9.29	9.42	9.93	11.12	10.65	13.00	12.59
MnO	0.12	0.11	0.17	0.14	0.13	0.17	0.15	0.29	0.29
MgO	48.79	48.52	49.16	48.38	48.01	46.99	47.66	45.80	46.66
CaO	0.04	0.05	0.07	–	0.06	0.02	–	0.01	0.05
NiO	0.32	0.34	0.36	0.36	0.30	0.24	0.22	0.13	0.11
Cr_2O_3	0.01	0.01	–	–	0.01	–	–	0.02	–
Total	100.16	99.58	99.85	99.21	99.40	99.41	99.27	99.93	99.91
Fe	10.46	10.31	9.59	9.85	10.40	11.72	11.14	13.74	13.15
Mg	89.54	89.69	90.41	90.15	89.60	88.28	88.86	86.26	86.85

TABLEAU 3-11

ANALYSES A LA MICROSONDE

PYROXENE	708A – CPX 1			708A-OPX 1	882 – CPX 1		882-OPX 1	805 – CPX 1		
	hôte	lamelles	global	global	hôte	global	global	hôte	lamelles	global
SiO_2	50.51	53.17	50.49	54.47	51.90	52.60	56.29	50.19	54.48	51.13
TiO_2	0.38	0.13	0.40	0.19	0.06	0.06	0.07	0.56	0.09	0.56
Al_2O_3	6.33	5.51	6.15	4.00	5.35	5.33	4.06	7.35	6.07	6.33
FeO	3.41	6.88	3.90	6.09	2.91	3.01	5.84	2.88	6.69	3.67
MnO	0.10	0.13	0.11	0.13	0.12	0.12	0.13	0.08	0.12	0.09
MgO	16.17	30.81	18.09	31.30	16.10	17.40	31.30	13.91	31.37	16.81
CaO	22.03	1.61	18.72	2.97	21.90	19.98	1.17	22.93	0.54	18.90
Na_2O	0.32	–	0.20	0.06	0.46	0.40	0.11	0.79	0.05	0.60
NiO	–	0.06	–	0.02	0.06	0.06	0.03	0.13	0.07	0.10
Cr_2O_3	1.19	0.89	1.19	0.89	1.32	1.23	0.78	1.10	0.76	1.05
Total	100.44	99.19	99.25	100.12	100.18	100.19	100.38	99.92	100.24	99.24
Fe	5.64	10.77	6.49	9.27	4.88	5.05	9.14	5.05	10.57	6.34
Mg	47.67	86.00	53.63	84.94	48.10	52.02	87.31	43.46	88.34	51.80
Ca	46.69	3.23	39.89	5.79	47.03	42.93	3.55	51.49	1.09	41.86
α	50.25	3.71	43.36	6.63	50.53	46.41	4.07	54.94	1.26	45.31
β	6.77	6.35	6.89	4.62	5.75	5.80	4.66	7.28	6.81	6.54

	805 – OPX 1			805-OPX 2	703-CPX 1	703 – CPX 2		703-OPX 1	780-OPX1	780-OPX 2
	hôte	lamelles	global	global	global	hôte	lamelles	global	global	global
SiO_2	55.10	51.77	55.06	55.23	51.90	50.36	55.34	55.41	53.45	53.44
TiO_2	0.16	0.72	0.20	0.22	0.98	1.32	0.26	0.38	0.37	0.52
Al_2O_3	4.08	5.07	4.11	3.80	5.73	5.68	4.51	3.60	5.88	5.59
FeO	6.38	2.58	6.17	5.69	3.78	3.68	7.57	7.03	8.76	8.51
MnO	0.12	0.07	0.12	0.15	0.09	0.13	0.17	0.14	0.29	0.25
MgO	31.85	15.49	30.48	30.36	16.28	14.81	31.89	31.55	30.37	30.45
CaO	1.51	21.98	2.31	2.77	21.22	22.90	0.68	1.33	0.46	0.24
Na_2O	0.07	0.78	0.11	0.12	0.52	0.63	0.07	0.07	0.03	0.06
NiO	0.06	0.03	0.03	0.06	–	–	–	–	–	–
Cr_2O_3	0.80	1.16	0.85	0.84	0.49	0.45	0.26	0.39	0.10	0.07
Total	100.13	99.65	99.44	99.24	100.99	99.96	100.75	99.90	99.71	99.13
Fe	9.80	4.42	9.72	8.98	6.30	6.19	11.60	10.82	13.80	13.49
Mg	87.23	47.32	85.61	85.42	48.38	44.43	87.07	86.56	85.27	86.02
Ca	2.97	48.26	4.66	5.60	45.32	49.38	1.33	2.62	0.93	0.49
α	3.41	51.83	5.34	6.40	48.89	52.92	1.54	3.02	1.07	0.56
β	4.68	4.94	4.78	4.44	5.47	5.23	4.75	3.94	6.20	5.88

	708 B – CPX 1		708 B – CPX 2		708 B – CPX 3			708B-CPX4	708B-OPX 1
	hôte	lamelles	hôte	global	hôte	lamelles 1	lamelles 2	hôte	global
SiO_2	51.03	53.81	51.77	51.48	50.89	53.88	56.33	51.60	55.86
TiO_2	0.24	0.05	0.32	0.28	0.40	0.10	0.10	0.29	0.09
Al_2O_3	7.03	5.62	3.94	5.34	5.85	4.82	2.25	4.58	2.50
FeO	3.38	6.73	3.25	3.76	3.45	6.69	6.65	3.34	6.32
MnO	0.08	0.13	0.14	0.09	0.10	0.12	0.14	0.15	0.16
MgO	16.46	31.70	17.41	18.67	16.24	31.73	31.72	17.04	32.09
CaO	21.36	1.18	21.38	17.92	21.25	1.16	1.35	21.02	1.88
Na_2O	0.51	0.11	0.53	0.61	0.45	0.06	0.07	0.61	0.19
Cr_2O_3	0.77	0.50	0.99	0.91	0.80	0.54	0.62	0.97	0.62
Total	100.86	99.83	99.73	99.06	99.43	99.10	99.23	99.60	99.71
Fe	10.39	5.63	5.27	6.27	5.79	10.33	10.24	5.51	9.59
Mg	87.27	48.83	50.32	55.47	48.55	87.37	87.09	50.08	86.76
Ca	2.34	45.55	44.41	38.27	45.66	2.30	2.66	44.41	3.65
α	2.69	49.12	47.94	41.71	49.22	2.64	3.06	47.92	4.19
β	5.96	6.93	3.88	5.26	5.94	5.29	2.72	4.44	2.73

703 - Rubanement II ariégitique, Lanzo centre (cf. paragraphe 2.4.1.).

- OL 1 - ol recristallisée à la marge de sp
- SP 1 - zone centrale, verte } grand sp vert (5 mm)
- SP 2 - zone marginale, } avec auréole de pl
- SP 3 - brune } partiellement saussuritique
- SP 4 - zone marginale, noire
- PL 1 - pl exsolvé dans cpx (cpx 3)
- PL 2 - pl dans auréole autour du sp
- CPX 1 - cpx recristallisé avec lamelles très fines ($< 1\mu$)
- CPX 2 - cpx porphyroclastique avec lamelles d'opx (10 à 40μ) associées à des exsolutions de plagioclase
- OPX 1 - opx porphyroclastique.

780 - Rubanement II ariégitique recristallisé, Lanzo centre (cf. paragraphe 2.4.1.).

- OL 1, OL 2 } ol recristallisées contigües
- SP 1 - gros sp vert (3 mm) partiellement auréolé de pl.
- SP 2 - petit sp vert en inclusion dans opx (opx 1)
- SP 3 - petit sp vert (0,3 mm) interstitiel entre ol et pl
- PL 1 - pl au contact du sp vert (sp 1)
- OPX 1 - opx recristallisé, sans lamelles, avec sp vert en inclusion
- OPX 2 - opx recristallisé, sans lamelles.

2.4.2. *RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES* *

Les principaux résultats concernant les différents groupes de minéraux sont résumés dans le tableau 3-12.

TABLEAU 3-12

COMPOSITION DES MINERAUX

		882 lherz. à sp.	708 A lherz. à pl.	805 lherz. à pl.	708 B webstérite	703 B ariégite	780 ariégite
Ol		$Fo_{90.4}$	$Fo_{89.6}$	$Fo_{90.2}$	$Fo_{89.6}$	$Fo_{88.6}$	$Fo_{86.6}$
(1) CPx	Ca	43	40	42	38	45 ?	absent
	Mg	52	54	52	56	49	
	Fe	5	6	6	6	6	
(2)	α_c	46.4	43.4	45.3	41.8	48.9	
	β_c	5.8	6.9	6.5	5.3	5.5	
(1) CPx		4	6	5	4	3	1
		87	85	86	87	86	85
		9	9	9	9	11	14
Pl		absent	n.d.	n.d.	An_{82-85}	An_{74-75}	An_{77}
	Mg	25.4	47.2	38.0	41.1	5.1 → 11,6 → 0,4	1.4
	Cr	71.7	57.6	53.6	68.7	76 → 66 → 76	75.0

(1) compositions globales déterminées à partir de balayages linéaires. Peuvent être entachées d'erreurs si le rapport lamelle/hôte dans la zone balayée n'est pas représentatif.

(2) paramètres de O'HARA (1967b).

* *G.M. BROWN et A. PECKETT, communication écrite.*

Plagioclase. La composition du plagioclase varie de An_{82-85} dans le rubanement I webstéritique à An_{74-77} dans les rubanements II ariégitiques. On n'observe pas de variations de composition en relation avec la situation du plagioclase (association avec le spinelle ou le pyroxène). Il n'est pas zoné.

Spinelle. (a) Les spinelles se divisent en trois groupes en fonction des rapports $\frac{Cr}{Cr+Al+Ti}$ et $\frac{Mg}{Mg+Fe}$ (Fig. 3-10).

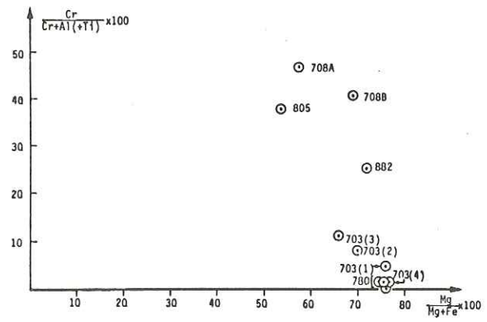


Fig. 3.10. Compositions comparées des spinelles (BROWN et PECKETT, communication écrite).

1) teneur élevée en Cr et Fe dans les lherzolites feldspathiques et le rubanement I webstéritique ;

2) teneur intermédiaire en Cr et Fe dans la lherzolite à spinelle ;

3) faibles teneurs en Cr et Fe dans les rubanements II ariégitiques.

(b) Le spinelle de l'ariégite 703 est zoné (vert → rose → noir). Ce zonage correspond à une augmentation progressive des teneurs en Cr et Fe, puis à une augmentation brutale de Al + Mg (Fig. 3-10).

Olivine. Les olivines ont une composition Fo 90 ± 1, à l'exception de l'olivine de l'ariégite recristallisée 780 de composition Fo 87.

Pyroxènes. (a) Les pyroxènes présentent des teneurs variables et élevées en Al_2O_3, des teneurs faibles en TiO_2 et Na_2O.

(b) Rapport Ca / Mg / Fe.

On n'observe pas de variations systématiques de ce rapport dans le cpx des différents faciès :

- Ca : 38 - 45
  Mg : 56 - 49
  Fe : 6

L'opx des ariégites tend à être plus pauvre en Ca et plus riche en Fe :

- lherzolites et webstérite : Ca : 4 – 6
  Mg : 85 – 87
  Fe : 9
- ariégites : Ca : 3 – 1
  Mg : 85 – 86
  Fe : 11 – 14

(c) Equilibre paragénétique. L'identité de composition des minéraux dans les échantillons analysés (à l'exception de l'ariégite éch. 780) semble indiquer que l'équilibre paragénétique a été atteint. La température d'équilibre paragénétique est en relation avec le coefficient de diffusion au sein de la paragenèse (distance moyenne entre minéraux de même nature). Les valeurs déterminées pour les coefficients de O'HARA (1967) concernant les clinopyroxènes : $\alpha_c = 45 \pm 3$ et $\beta_c = 6,5 \pm 1$ situent les conditions d'équilibre de la péridotite aux environs de 10 - 11 kb et 1250°C (Fig. 3-11), (cf. discussion p.124).

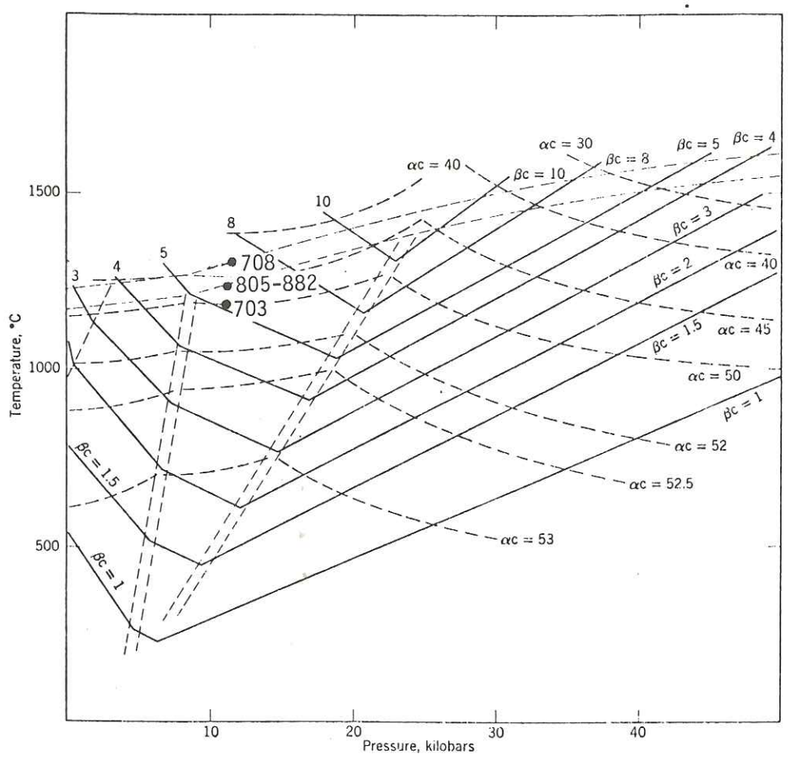


Fig. 3.11. Conditions P-T d'équilibre indiquées par la composition globale du cpx, sur la grille de O'HARA (1967 b)

(d) Conditions d'équilibre au sein du cristal indiquées par la démixtion dans les pyroxènes. L'équilibre intracristallin est postérieur à la réalisation de l'équilibre paragénétique ; il s'établit à plus basse température (diffusion intracristalline). L'écart séparant les points représentatifs, dans un diagramme triangulaire Ca/Mg/Fe, des compositions des pyroxènes hôtes et des lamelles exsolvées (Fig. 3-12), est en relation avec la température d'équilibre intracristallin. L'écart est maximum pour les pyroxènes de la lherzolite 805 à structure mylonitique (Fig. 3-12 B), ce qui signifierait que la réalisation de l'équilibre entre hôte et lamelles a pu se poursuivre plus tard et à température plus basse dans les zones les plus déformées. Cette relation demande à être vérifiée par une étude plus complète. Le géothermomètre de BOYD et NIXON (1972), établi dans le cas des lherzolites à grenat, indiquerait dans notre cas (Fig. 3-12) une température d'équilibre intracristallin inférieure à 900° pour les paragenèses à plagioclase (Fig. 3-12 A, B) et voisine de 950° pour la lherzolite à spinelle (Fig. 3-12C). Sur ce même diagramme (Fig. 3-12 A), la température maximum d'équilibre paragénétique indiqué par la composition globale du cpx est 1250°C.

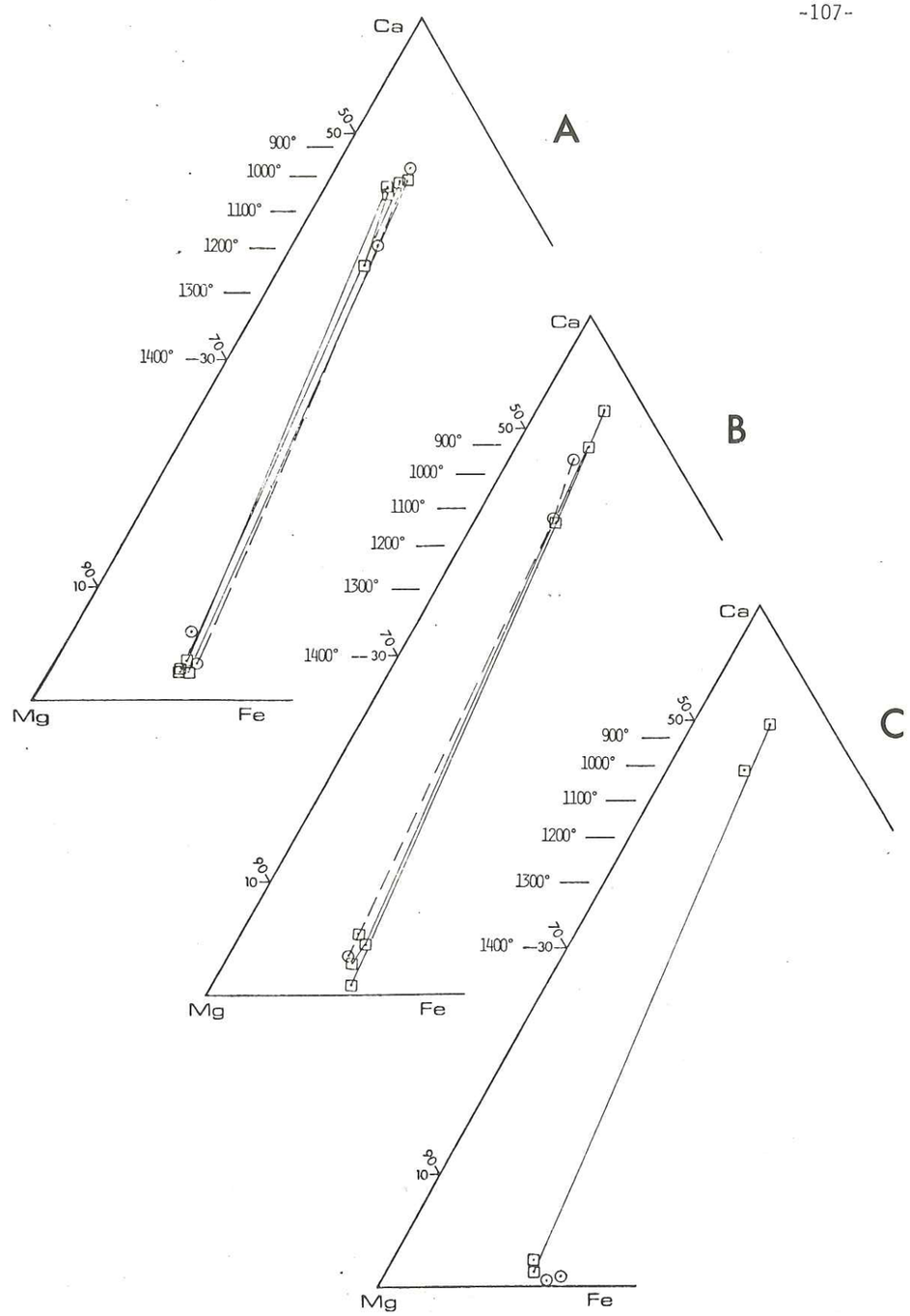


Fig. 3.12. Représentation sur une portion du diagramme Ca/Mg/Fe, des compositions des pyroxènes (hôte, lamelles, composition globale). Températures d'équilibre d'après BOYD et NIXON (1972), déterminées pour des péridotites à grenat.

A - lherzolite feldspathique 708 A ○, webstérite 708 B □

B - lherzolite feldspathique 805 □, lherzolite à spinelle 882 ○

C - ariégites 703 □, 780 ○

CHAPITRE 4

RELATIONS GABBROS-DUNITES

Le problème des relations gabbros-dunites dans le massif de Lanzo a été traité en grand détail dans ma thèse de 3e cycle. Seuls les points principaux de cette étude sont repris ici.

4.1. MODE D'ASSOCIATION DES GABBROS ET DES DUNITES

4.1.1. GABBROS

Les roches gabbroïques représentent moins de 1 % de la surface à l'affleurement.

Elles se présentent sous 3 aspects principaux :

1) des lentilles feldspathiques,

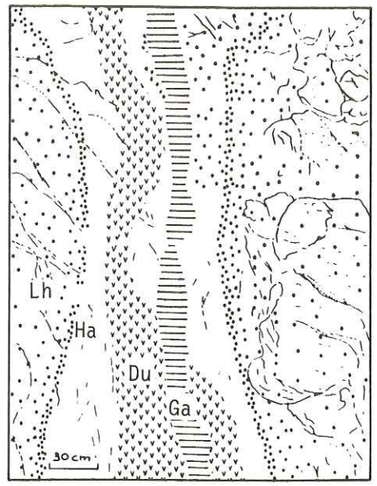
2) des filons "in situ",

3) des filons intrusifs.

Les deux premiers types sont concentrés exclusivement à la bordure Ouest du massif (cf. carte 2-6), les filons intrusifs peuvent affleurer dans les autres parties du massif.

1) Les lentilles feldspathiques, d'épaisseur centimétrique et de quelques décimètres de longueur, présentent la disposition de fentes de tension ; elles sont obliques sur la foliation (Photos VI-1, VI-2) et le plus souvent disposées en échelon entre les plans de foliation (Photo VI-3). Le groupement en échelon peut se faire suivant deux directions conjuguées par rapport à la foliation (photo VI-4). Les lentilles peuvent passer à des filonnets discontinus, et toutes les étapes existent entre les premières lentilles qui affleurent dans un contexte de lherzolite fortement feldspathique et homogène, les lentilles plus épaisses et les filonnets.

2) Les gabbros "in situ" ont des épaisseurs décimétriques et une extension qui dépasse celle de l'affleurement. Leurs épontes ne sont pas fortement tranchées. En certains endroits privilégiés (sous le Mte Arpone), on peut observer l'enracinement de ces filons dans la lherzolite sous forme de petits filonnets riches en plagioclase et clinopyroxène vert (Photo VI-5). On observe toujours, au contact direct de ces filons, et de part et d'autre, une bande de dunite ou de harzburgite dont l'épaisseur dépend de celle du filon (Photo VI-6). Dans certains cas, on observe un rubanement fruste parallèle à la direction cu filon, formé d'alternance de bandes de lherzolite plus ou moins appauvrie en pyroxène et plagioclase (Fig. 4-1). Le rubanement pyroxénilitique S_0 est totalement indépendant de cette direction qui l'oblitère (voir plus loin).



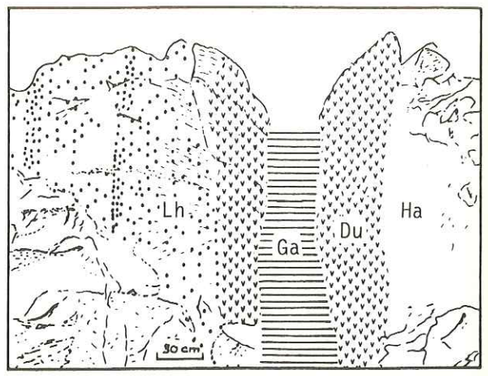


Fig. 4.1. Dessins d'après photo de filons de gabbros "in situ" bordés de dunites et de lherzolites appauvries en pyroxènes. Lh : lherzolite ; Ha : harzburgite ; Du : dunite ; Ga : gabbro.

A – Point 702, Col Madona della Bassa (L.S.), faciès de lherzolite feldspathique.

B – Point 751, sous le Mte Arpone (L.S.), faciès de lherzolite à spinelle.

3) Les gabbros intrusifs ont généralement une épaisseur plus importante (40 cm, pouvant atteindre 70 cm et même quelques mètres). Ce qui caractérise ces filons, c'est qu'ils ne présentent pas obligatoirement de la dunite aux épontes. Toutefois, il est habituel de rencontrer des dunites à leur voisinage. Ainsi, au Mte Arpone, où ils acquièrent une puissance de plusieurs mètres, leur association avec les dunites donne l'image d'une interstratification à l'échelle de la carte (Fig. 4-2).

4.1.2. DUNITES

Les dunites affleurent toujours au contact ou au voisinage des filons de gabbro. Elles sont concentrées dans la moitié sud-ouest de Lanzo sud (où elles couvrent une surface grossièrement évaluée à 25 % à l'affleurement) et le long de la bordure sud-ouest de Lanzo centre. Elles peuvent se présenter en bandes bordant le filon de façon plus ou moins régulière, et ayant elles-mêmes l'aspect d'un filon (Fig. 4-1), ou en lentilles hectométriques (Fig. 4-2). Elles contiennent toujours un semis de granules de spinelle, définissant un litage régulier, parfois déformé (Fig. 4-4), parfois parallèle au rubanement pyroxénolitique (Fig. 4-3) suggérant que ce litage de spinelle est l'équivalent, dans les dunites, du rubanement pyroxénolitique de la lherzolite.

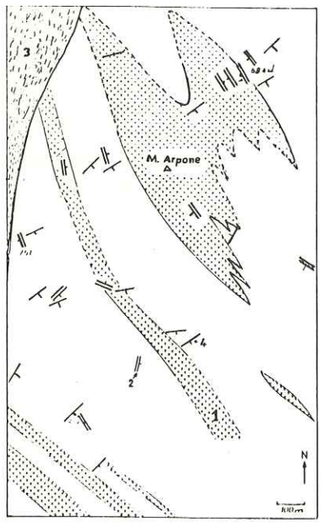


Fig. 4.2. Répartition des gabbros et des dunites au Mte Arpone, au sein des lherzolites rubanées.
1, dunite ; 2, gabbro ; 3, serpentinite ; 4, rubanement ; en blanc, lherzolite ; trait continu : contacts observés ; tiretés : contacts supposés.

4.2. ASPECT STRUCTURAL

4.2.1. DÉFORMATIONS DANS LES DUNITES

– A l'échelle du terrain, les dunites peuvent être déformées par un plissement de flux dont le plan axial est approximativement le plan S_1. Ce plissement est généralement visible grâce à la déformation des contacts lherzolite - dunite (Fig. 4-3). Dans Lanzo centre où la foliation

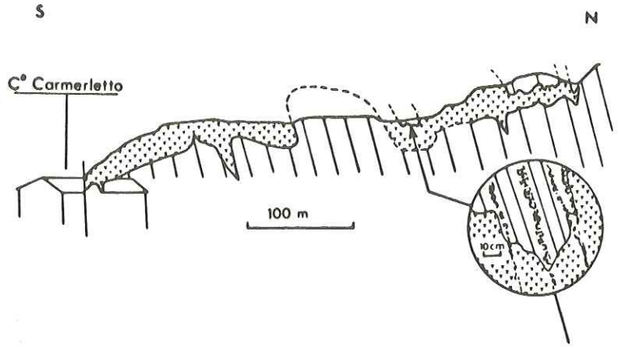


Fig. 4.3. Point 744, Castello Camerletto (L.S.). Coupe sur le versant sud du Mte Musine. Le plan axial de la déformation dans la dunite est le plan de foliation S_1, ici parallèle au rubanement pyroxénolitique S_0. Le litage de spinelle (équivalent, dans les dunites, du rubanement pyroxénolitique), n'est donc pas déformé ici et demeure en continuité avec le rubanement S_0 (cf. aussi Fig. 4.5 C).

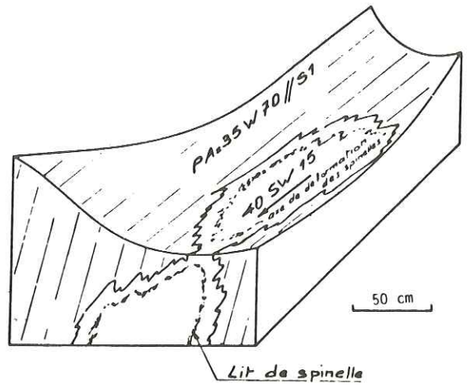


Fig. 4.4. Point 676, Val della Torre (L.C.). Un plissement de plan axial S_1 déforme le litage de spinelle oblique sur S_1, en même temps que le contact lherzolite - dunite. (cf. aussi Fig. 4.5 A).

est distincte du rubanement, le plissement des dunites est également souligné par la déformation du litage de spinelle (Fig. 4-4). Les axes construits des plis dans deux affleurements de dunite de Lanzo centre sont très proches des directions L_1 et D_e (Fig. 4-5 A et 4-5 B). Dans Lanzo sud, les axes construits n'ont pas d'orientation claire par rapport aux linéations mesurées (Fig. 4-5 C et 4-5 D) ; ce fait est à mettre en relation avec les caractères de la déformation dans Lanzo sud (cf. § 7-1) et la présence de deux linéations d'enstatite tabulaire.

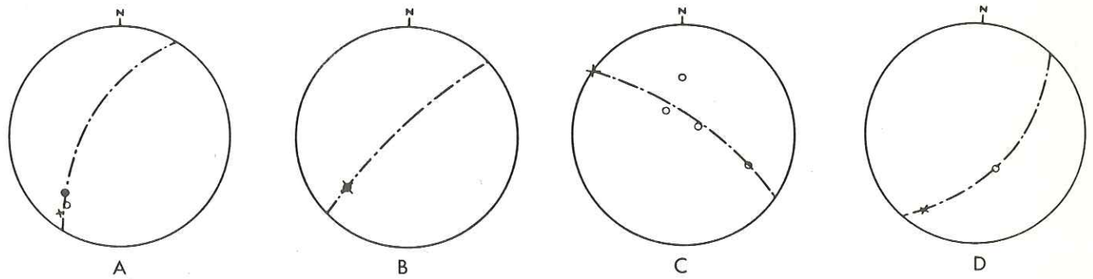


Fig. 4.5. Projections stéréographiques des axes construits des plis dans les dunites (+) par rapport à la linéation d'agrégat (o) et à la perpendiculaire dans S_1 à la linéation d'enstatite tabulaire (•).

A – Point 676 (Fig. 4.4.), Lanzo centre.
B – Point 679, Val della Torre, Lanzo centre.
C – Point 744 (Fig. 4.3.), Lanzo sud.
D – Point 702 (Fig. 4.1 A), Lanzo sud.

– A l'échelle de l'échantillon, les olivines des dunites ont des dimensions supérieures à celles de la lherzolite, indiquant une recristallisation poussée postérieure au développement des spinelles bruns -qui sont eux-mêmes recristallisés-,ou contemporaine,puisque les spinelles peuvent être englobés par les cristaux d'olivine.
Les porphyroclastes d'olivine (dimension 1 à 2 cm) sont allongés dans le plan de foliation (rapport d'allongement moyen : 2) et présentent des sous-grains dont les limites sont perpendiculaires à ce plan. Ils peuvent évoluer en grains recristallisés indépendants, formant une sous-structure de polygonisation (cf. § 2-4). Cette déformation des olivines est donc comprise entre deux épisodes de recristallisation : l'une par croissance exagérée, l'autre avec migration minime des joints de grains qui tendent à acquérir des formes de segments rectilignes (Fig. 4-6).

Le spinelle se présente en chapelets de petits grains arrondis, à contours réguliers, indifféremment en inclusion dans les plages d'olivine ou à leur périphérie.

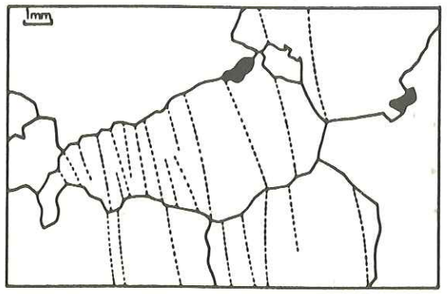


Fig. 4.6. Dessin d'après photo de la structure en lame mince d'une dunite largement recristallisée. Les joints de grains tendent à acquérir une forme en dents de scie en relation avec les sous-joints (pointillé). En noir, le spinelle.

L'étude des orientations préférentielles de l'olivine (Fig. 4-7A) dans la lentille de dunite du point 744 donne une fabrique comparable à celle obtenue pour la lherzolite encaissante (Fig. 2-14 B), avec toutefois, dans la dunite, une couronne, et non un maximum de $[00\bar{1}]_{ol}$ et $[100]_{ol}$ dans le plan S_0-S_1.

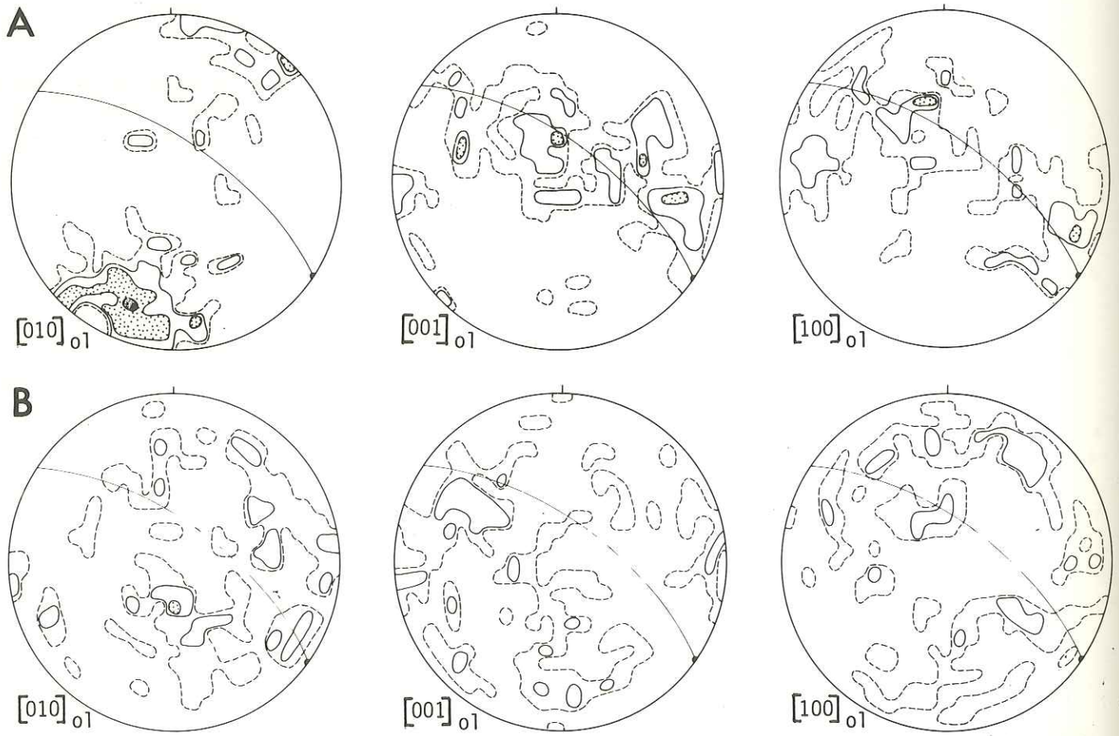


Fig. 4.7. Diagrammes d'orientation préférentielle des indices de l'olivine. Projection dans le plan horizontal, hémisphère inférieur. Contours 1, 2, 4, 8 %.
A – Dunite 744 d, Castello Camerletto (L.S.), 100 mesures
B – Gabbro 744 c, intrusif dans la dunite 744 d, Castello Camerletto (L.S.), 85 mesures. cf. aussi fig. 2.14 B

4.2.2. *ETUDE STRUCTURALE DES ROCHES GABBROIQUES*

– A l'échelle du terrain, les relations géométriques des lentilles feldspathiques et des gabbros avec les éléments structuraux de la lherzolite : plan de foliation S_1 et perpendiculaire d_e dans S_1 à la linéation d'enstatite tabulaire, sont indiquées Fig. 4-8. Les lentilles feldspathiques (Fig. 4-8 A) s'orientent dans un domaine de 30° par rapport à S_1 et leurs pôles se groupent dans un domaine situé entre 60° et 90° de d_e. Les filons de gabbros "in situ" ou intrusifs (Fig. 4-8 B) sont orientés perpendiculairement à S_1 et D_e.

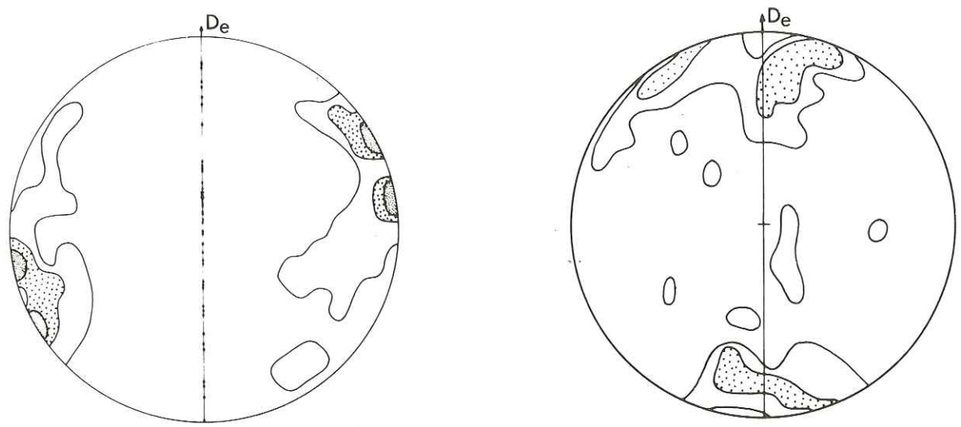


Fig. 4.8. Projection (hémisphère inférieur) des pôles des lentilles feldspathiques et filons. Les mesures ont subi une rotation individuelle telle que le plan S_1 soit vertical N-S et les directions d_e ou L_1 horizontales N-S.

A – Pôles des lentilles feldspathiques. 46 mesures.
B – Pôles des filons de gabbro. 189 mesures.

– A l'échelle de l'échantillon, on distingue deux types de filons :

- les filons de type I à caractère non magmatique groupent les filons "in situ" et une partie des filons intrusifs. Ils sont constitués des mêmes minéraux que la lherzolite et présentent les mêmes structures : joints irréguliers, traces de déformation plastique (sous-grains dans les olivines, extinctions ondulantes dans les pyroxènes et les plagioclases). La fabrique de l'olivine d'un filon intrusif de type I (point 744) s'est avérée aléatoire (Fig. 4-7 B) ;

- les filons de type II à caractère magmatique sont intrusifs. Ils contiennent des clinopyroxènes automorphes et mâclés. Les joints entre minéraux tendent à être réguliers. Seules les olivines peuvent présenter des traces de déformations (sous-grains). Ces filons affleurent exclusivement dans la partie N.O. de Lanzo sud : au Mte Arpone.

4.3. *MINÉRALOGIE*

4.3.1. *ROCHES GABBROIQUES*

Les lentilles obliques ont une composition d'anorthosite ; les filons sont tous des gabbros à olivine et clinopyroxène. La composition minéralogique permet de distinguer deux types pétrographiques :

– un type I constitué des mêmes minéraux que la lherzolite (lentilles feldspathiques, filons "in situ", filons intrusifs à caractère non magmatique),

– un type constitué de minéraux différents de ceux de la lherzolite (filons intrusifs à caractère magmatique).

– Minéraux constitutifs des filons de type I –

- L'olivine Fo_{91} à Fo_{93} (détermination par diffraction X) est légèrement plus magnésienne que celle de la lherzolite.

- Le clinopyroxène est un diopside vert chromifère de composition identique au diopside de la lherzolite (cf. § 3-3). Il contient des lamelles d'exsolution d'orthopyroxène disposées parallèlement au plan (100).

- Le plagioclase est un labrador An_{55} à An_{65}. Le plagioclase de la lherzolite de la bordure N.O. de Lanzo centre, où abondent les lentilles obliques est également un labrador, et non une bytownite comme dans l'ensemble du massif (cf. § 2-3).

– Minéraux constitutifs des filons de type II –

- L'olivine Fo_{70} (détermination par diffraction X) est une chrysolite.

- Le clinopyroxène est une augite ($2V_Z = 25°$) en larges cristaux automorphes, souvent mâclés suivant le plan (100).

- Le plagioclase est une andésine An_{37} à faciès malgachitique*.

- Le spinelle (magnésio-chromite) en grands cristaux automorphes est localement très abondant.

4.3.2. DUNITES

L'olivine des dunites a même composition que celle de la lherzolite (Fo_{89} à Fo_{91}).

Le spinelle varie d'une hercynite brun-rouge en lame mince à une magnésio-chromite noire.

*

Au microscope la couleur sombre des plagioclases apparaît provoquée par la présence de fines inclusions solides concentrées dans les plans de clivage. Il s'agit donc d'un phénomène de «clouding» plutôt que de malgachitisation (LASNIER, 1970)

2ème PARTIE

INTERPRETATIONS ET DISCUSSIONS

CHAPITRE 5

FUSION PARTIELLE GABBROIQUE

5.1. ORIGINE "IN SITU" DES GABBROS PAR FUSION PARTIELLE DE LA LHERZOLITE

Des arguments structuraux confirmés par les résultats de l'étude pétrologique ont permis d'envisager pour les gabbros de type I de Lanzo (cf. p.115) une origine sur place par fusion partielle de la lherzolite (BOUDIER, 1972 ; BOUDIER et NICOLAS, 1972).

5.1.1. SUR LE TERRAIN

(a) Le long de la bordure Ouest et Sud-Ouest du massif, on observe tous les stades de ségrégation d'un magma gabbroïque (cf. § 4.1.1 et Photos pl. VI) :

– dans les zones peu déformées de Lanzo sud, sous forme de vermicules feldspathiques dans une matrice de dunite ou de lherzolite, puis de filonnets centimétriques s'enracinant dans la lherzolite ou de filonnets plans en disposition conjuguée par rapport à la foliation ;

– dans les zones déformées de la bordure Ouest de Lanzo centre, sous forme de lentilles feldspathiques obliques sur la foliation, parfois groupées en échelon passant à des filonnets centimétriques ;

– enfin, sous forme de filons "in situ" décimétriques bordés symétriquement par des épontes de dunite, puis par des lherzolites appauvries en pyroxène (cf. Fig. 4-1). Les filons "in situ" ne diffèrent en rien des filons franchement intrusifs qui envahissent tout le massif et dont ils représentent la source.

(b) Au contact des filonnets et des filons "in situ", des bandes de dunite et des zones de lherzolite relativement enrichie en olivine et de harzburgite sont grossièrement parallèles au filon (cf. Fig. 4-1) ; elles sont interprétées comme le reliquat de la fusion partielle. Les faciès intermédiaires constituent des termes de passage continu sinon régulier des lherzolites normales aux dunites (Fig. 5-1).

5.1.2. EN LAME MINCE

Les structures des gabbros ne sont pas des structures magmatiques ; les minéraux sont xénomorphes, limités par des joints irréguliers. Au contact, ils s'enracinent profondément dans l'éponte du filon (Photo VI-7). La nature des minéraux est identique à celle des minéraux de la lherzolite. L'hypothèse selon laquelle les pyroxènes contenus dans les gabbros pourraient avoir été arrachés à la lherzolite ne peut être retenue ici. En effet, la dimension des cristaux croît avec l'épaisseur du filon et peut atteindre plusieurs centimètres, dimension bien supérieure à celle des cristaux de diopside dans la lherzolite.

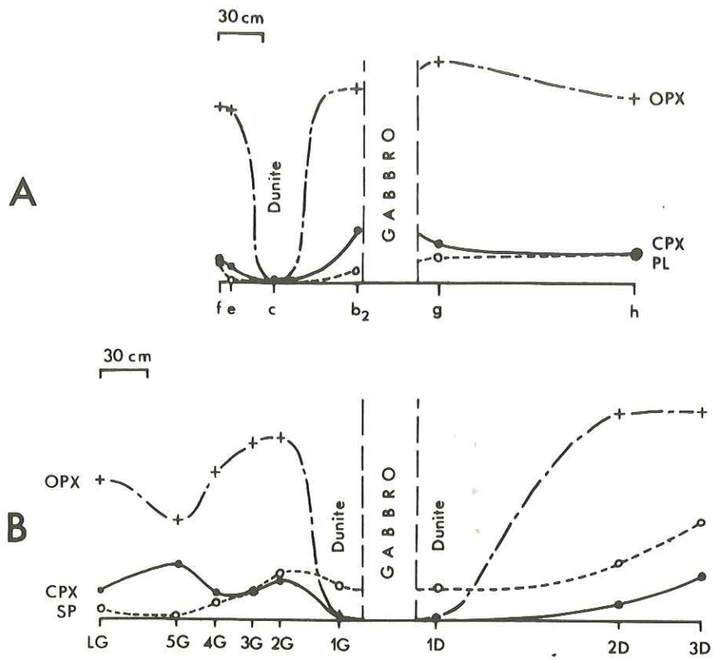


Fig. 5.1. Variation des compositions modales de la péridotite au contact des gabbros "in situ", cf. Fig. 4.1.

A - point 702 ;
B - point 751.

Noter qu'une invariance relative de l'opx (éch. 2 D, 3 D) correspond à une diminution dans l'absolu du pourcentage de ce minéral.

5.1.3. CARACTERES DE LA FUSION PARTIELLE GABBROIQUE

L'absence complète de minéraux hydratés dans les paragenèses indique qu'il s'agit d'une fusion sèche.

(a) Résidu solide. On a vu que sa composition modale variait de façon continue, mais il y a un passage brutal des lherzolites appauvries aux dunites (Fig. 5-1). Il semble aussi que dès les premiers stades de fusion, l'orthopyroxène intervienne, c'est en particulier apparent Fig. 5-1 B.

(b) Caractères du magma. Les gabbros de type I de Lanzo appartiennent à une même famille chimique, c'est ce qui ressort d'une comparaison avec d'autres gabbros associés à des lherzolites (cf. Fig. 3-6). Leur chimisme est celui d'un magma non évolué (valeurs élevées du rapport MgO/'FeO', peu différentes de celles calculées pour la lherzolite (Tableaux 3-3 et 3-4). Les différences mineures concernent les teneurs en Al_2O_3, en CaO et Na_2O (Tableau 3-4), les pourcentages de SiO_2 et MgO + 'FeO' sont pratiquement invariants.

5.1.4. ÉTAPES DE LA FUSION

Des tests effectués sur ordinateur utilisant un programme de résolution de systèmes surdéterminés (BOUCHEZ, 1971), permettent de combiner les différents oxydes composant un magma avec ceux du résidu solide pour reconstituer une roche parent (BOUDIER, 1972 ; BOUDIER et NICOLAS, 1972). Le test I (Tableau 5-1) montre que le gabbro "in situ" (éch. 702) n'a pas une composition complémentaire de la dunite pour donner une lherzolite "normale", mais est enrichi en Al_2O_3, CaO, Na_2O par rapport à un tel magma complémentaire.

Le gabbro "in situ" correspond donc à la somme de plusieurs magmas qui eux-mêmes ont pu évoluer au cours de leur génération. Considérant les compositions de la lherzolite "normale", le schéma suivant est proposé, s'appuyant sur les tests II, III, IV (Tableau 5-1) :

1) production d'un liquide Fi, combinaison de pl + cpx + opx, correspondant à environ 5 % de fusion partielle (test II) et laissant comme reliquat la lherzolite appauvrie.

2) production, à partir de la lherzolite appauvrie, d'un liquide Ff correspondant à environ 30 % de fusion partielle (test III) et laissant comme reliquat la dunite.

TABLEAU 5-1

TEST I

Système	dunite (moyenne) + gabbro (702 b_1) = Lherzolite "normale" (moyenne)										
Pourcentages volumiques	74,70			25,29							
Différence modèle calculé moins modèle testé	SiO_2	Al_2O_3	'FeO'	MnO	MgO	CaO	Na_2O	TiO_2	Cr_2O_3	NiO	Total
	-1,15	2,03	-0,09	-0,02	0,73	0,65	0,46	-0,18	-0,04	-0,10	1,41

TEST II

Système	plagioclase (702 b_1) + clinopyroxène (702 b_1) (Fi) + Lherzolite "déprimée" (702 f) = Lherzolite (702 g)										
Pourcentages volumiques	2,3		2,2			95,5				= 100,0	
Différence modèle calculé moins modèle testé	SiO_2	Al_2O_3	'FeO'	MnO	MgO	CaO	Na_2O	TiO_2	Cr_2O_3	D	Total
	-0,06	0,06	0,06	0,07	0,05	0,10	0,06	-0,28	0,04	-0,02	0,78
(Fi) = 51 % plagioclase + 49 % clinopyroxène											

TEST III

Système	plagioclase 702 b_1 + clinopyroxène (702 b_1) + orthopyroxène (729 b) (Ff) + dunite (702 c) = lherzolite appauvrie (702 e)										
Pourcentages volumiques	2,0		1,2		25,1		71,7			100,0	
Différence modèle calculé moins modèle testé	SiO_2	Al_2O_3	'FeO'	MnO	MgO	CaO	Na_2O	TiO_2	Cr_2O_3	D	Total
	0,00	-0,01	-0,01	-0,03	0,00	0,00	0,04	-0,10	0,02	0,08	-1,47
(Ff) = 7 % plagioclase + 4 % clinopyroxène + 89 % orthopyroxène											

TEST IV

Système	plagioclase (702 b_1) + (Fi) + (Ff) = gabbro (702 b_1)										
Pourcentages volumiques	30,4		46,8	22,8 = 100,0							
Différence modèle calculé moins modèle testé	SiO_2	Al_2O_3	'FeO'	MnO	MgO	CaO	Na_2O	TiO_2	Cr_2O_3	D	Total
	-0,28	0,40	-0,18	0,02	0,43	0,28	-0,20	0,13	0,23		0,33

3) le test IV montre que la production de Fi est précédée d'un enrichissement relatif en Na, Al (adjonction fictive de plagioclase pour reconstituer la composition du gabbro à partir de Fi et Ff), et sans doute en éléments volatils.

5.2. *RÉFÉRENCES AUX ÉTUDES THÉORIQUES ET EXPÉRIMENTALES*

Sans entrer dans le détail des équilibres thermodynamiques, la référence aux résultats des études théoriques et expérimentales, permet par comparaison avec la fusion observée sur le terrain, d'en préciser le mécanisme et les conditions.

5.2.1. *ÉTUDE THÉORIQUE*

Une étude théorique très complète de PRESNALL(1969) sur le processus de fusion partielle développe deux points principaux :

– dans la fusion partielle, contrairement à ce qui se passe au cours d'une cristallisation fractionnée, la variation du solide est continue (Fig. 5-2) ;

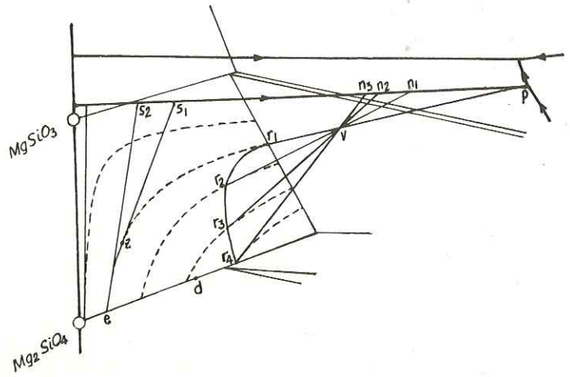


Fig. 5.2. Portion d'un diagramme à trois phases SiO_2, MgO, FeO montrant les chemins théoriques suivis par le liquide et le solide au cours de la fusion (1) à l'équilibre, (2) fractionnée, d'une péridotite de composition V. (PRESNALL,1969).

(1) fusion à l'équilibre : variation continue du solide (v, r1, r2, r3, r4, e); variation continue du liquide (p (eutectique), n1, n2, n3, V).

(2) fusion fractionnée : variation continue du solide le long d'une ligne de fractionnement du solidus (v, r1, z - e) ; variation discontinue du liquide (p - S2 ; d - Mg2 SiO4).

Traits épais : courbes de liquidus ; tiretés : lignes de fractionnement du solidus.

– le premier liquide produit à la composition de l'eutectique. Puis, cette composition varie d'une façon continue dans le cas d'une fusion à l'équilibre, de façon discontinue dans le cas d'une fusion fractionnée.

5.2.2. *ÉTUDES EXPÉRIMENTALES*

(a) O'HARA (1968), à la suite d'études expérimentales de fusion à l'équilibre d'une péridotite à grenat propose le schéma suivant (Fig. 5-3) en quatre étapes :

1) un liquide correspondant à moins de 1 % de fusion est émis, où se concentrent les éléments volatils ;

2) un liquide correspondant à moins de 5 % de fusion est le produit d'une fusion sélective de Fe/Mg, Na/Ca, Al/Cr, contrôlée par les quatre principales phases silicatées en présence et enrichi en éléments volatils ;

3) production d'un liquide correspondant à 15 % de fusion, en équilibre avec les quatre phases silicatées jusqu'à disparition d'une phase.

4) jusqu'à 40 % de fusion partielle, le liquide est caractérisé par une augmentation des teneurs en SiO_2, MgO + FeO, laissant un résidu harburgitique puis dunitique.

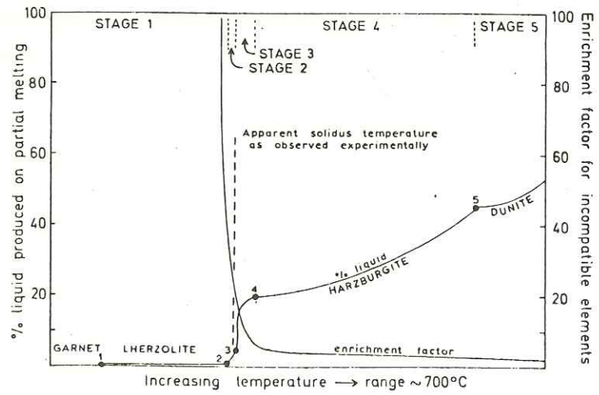


Fig. 5.3. Schéma de fusion expérimentale d'une péridotite à grenat (O'HARA, 1968).

(b) Deux séries d'expériences de fusion partielle à l'équilibre ont été réalisées respectivement à 7 et 15 kb sur un échantillon de lherzolite feldspathique de Lanzo et sur une lherzolite à spinelle en enclave dans les basaltes (NICOLAS, communication écrite). Ces expériences réalisées dans le "griggs apparatus" sur des échantillons naturels ont permis d'observer les modifications progressives du résidu au cours de la fusion. Les principaux résultats sont résumés Fig. 5-4. Il ressort, en outre de l'observation des différents résidus que dès le premier stade de fusion, tous les minéraux sont touchés, en particulier la fusion incongruente de l'opx intervient.

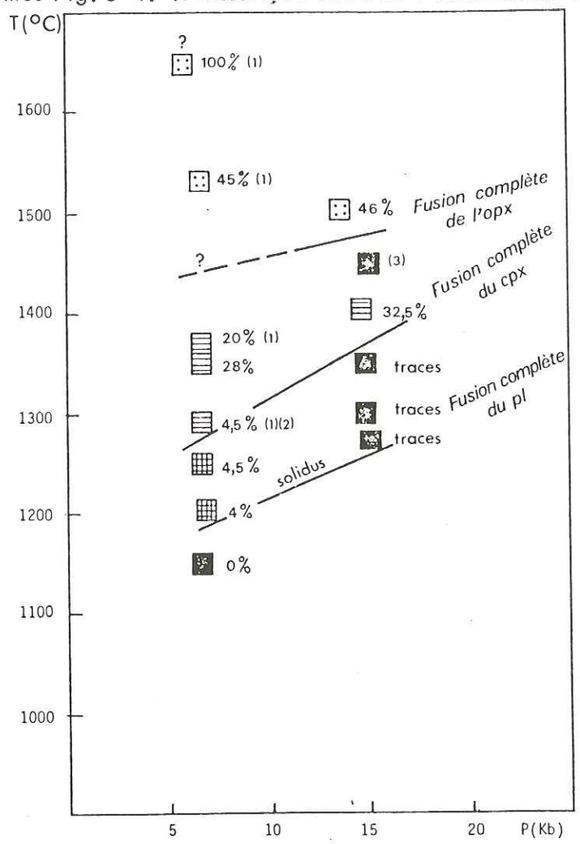


Fig. 5.4. Fusion partielle de péridotites naturelles : à 7 kb d'une lherzolite feldspathique de Lanzo (éch. 794), à 15 kb d'une lherzolite à spinelle d'enclave de basalte (éch. 70 SAL 27).

Phases en présence dans le résidu solide :

7 kb : ol – opx – cpx – sp – pl

15 kb : ol – opx – cpx – sp

7 kb : ol – opx – cpx – sp + verre

7 kb et 15 kb : ol – opx – sp + verre

7 kb et 15 kb : ol – sp + verre

fusion complète

(1) température incertaine, (2) fusion fractionnée, (3) équilibre de température non atteint.

(NICOLAS, communication écrite).

Le schéma de fusion partielle proposé § 5.1.4 est en accord avec le modèle de fusion de O'HARA et avec l'évolution du résidu observée dans la fusion expérimentale de lherzolite feldspathique. La production de Fi correspondrait à une fusion à l'équilibre, la production de Ff illustrerait plutôt une étape de fusion fractionnée à cause de la quasi-invariance des teneurs en SiO_2 et MgO + 'FeO' dans les différents gabbros *.

5.3. *CONDITIONS DE LA FUSION PARTIELLE*

5.3.1. *PRESSION*

La composition normative de tholéïte hyperalumineuse des gabbros de Lanzo permet, par référence aux travaux expérimentaux (YODER et TILLEY, 1962 ; GREEN et RINGWOOD, 1967 ; O'HARA, 1968 ; KUSHIRO, 1968) de situer dans un domaine de 5 à 12 kb la pression à laquelle

---

* *M. LOUBET (communication orale) arrive, à partir de l'analyse des terres rares dans les gabbros et les lherzolites de Lanzo, à une conclusion similaire :*

a) fusion à l'équilibre sans fractionnement (quelques pour cent)
b) fusion en déséquilibre localisée.

Il admet que cette fusion se situe dans le faciès à plagioclase (anomalie d'europium).

ces magmas ont pris naissance. O'HARA (1968) situe précisément ce domaine au niveau de la transition lherzolite à spinelle - lherzolite feldspathique (Fig. 5-5).

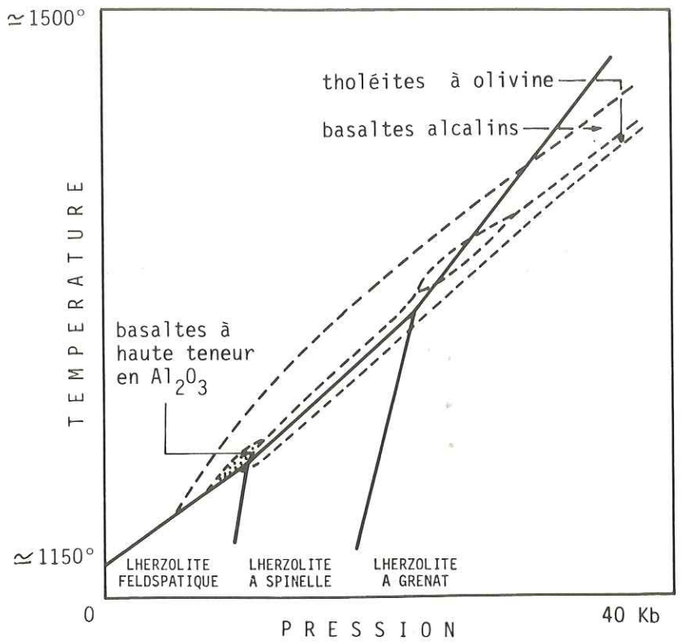


Fig. 5.5. Situation, dans un diagramme P-T, du domaine de production des basaltes à haute teneur en Al_2O_3, à la limite des champs lherzolite à spinelle – lherzolite feldspathique (O'HARA, 1968).

La présence des lherzolites à spinelle dans les zones où s'est développée la fusion partielle permet de préciser ces données. En effet l'association des lherzolites à spinelle avec des dunites, leur tendance à montrer des teneurs en Al_2O_3, CaO, Na_2O légèrement plus faibles que celles de la lherzolite feldspathique (tableau 3-2) indiquent que dans certaines zones la fusion partielle s'est développée dans le faciès à spinelle, laissant des roches déficitaires en alcalins qui n'ont pu se rééquilibrer dans le faciès à plagioclase. Par contre, la présence de roches à matrice dunitique contenant des concentrations de plagioclase en vermicules (Photo VI-8) de même que la formation de lentilles feldspathiques obliques sur la foliation elle-même marquée par le feldspath (Photos VI-1, 2, 3, 4), témoignent que dans la plupart des cas, la fusion partielle a eu lieu dans le champ des lherzolites feldspathiques.

La fusion partielle aurait donc eu lieu à Lanzo au moment du passage du champ des lherzolites à spinelle à celui des lherzolites feldspathiques (Fig. 5-5), c'est-à-dire entre 10 et 11 kb. Ce domaine correspond exactement à celui envisagé par O'HARA pour la production des magmas tholéïtiques hyperalumineux.

5.3.2. TEMPÉRATURE

La référence aux travaux expérimentaux précédemment cités et les conditions de pression évaluées situent un peu au-dessus de 1200° la température de fusion commençante. Les résultats des expériences de fusion effectuées sur la lherzolite de Lanzo (Fig. 5-3) montrent que tout le plagioclase fond dans un intervalle de quelques degrés C ; la disparition du cpx se situe au voisinage de 1300° et celle de l'opx autour de 1450° *.

Un intervalle de température d'environ 250° séparerait donc la fusion commençante de la dernière étape observée, laissant comme reliquat les dunites. Au voisinage des gabbros "in situ",

* *Il s'agit ici de la disparition de traces optiquement décelables.*
L'extrapolation au domaine des 10 kb des expériences réalisées sur des échantillons en poudre par ITO et KENNEDY (1967) donne une température voisine de 1600° pour la disparition de l'opx. la divergence est explicable dans la mesure où, dans ce dernier cas, les déterminations effectuées aux R.X. ne tiennent pas compte des recristallisations éventuelles à partir du liquide.

ce gradient de température est restreint à une distance de l'ordre du mètre (Fig. 4-1). Il semble que le seul processus physique capable de rendre compte d'un tel gradient de température est l'échauffement visqueux. Ce processus proposé par GRUNFEST (1963) a été invoqué par SHAW (1969), puis par FUJII et UYEDA (1974) pour expliquer la génération brutale de magmas basaltiques dans le manteau ; mais il n'a jamais, jusqu'à présent, été observé in situ. Nous verrons qu'il est cohérent avec le mécanisme proposé pour la mise en place du massif (chapitre 7).

Sans invoquer un tel gradient de température, le passage brutal et localisé aux faciès de dunites pourrait s'expliquer également par une corrosion de la lherzolite par le liquide formé.

5.3.3. RÉPARTITION DANS LE MASSIF

Nous avons vu (§ 4-1 et 4-2) que les filons "in situ", ainsi que les reliquats dunitiques sont localisés aux bordures SetO de Lanzo sud et de Lanzo centre. Les lentilles feldspathiques sont abondantes à la bordure Ouest de Lanzo centre (carte 2-6). Ailleurs, on ne trouve que des filons intrusifs ; dans Lanzo nord, on ne trouve pas de filons. La fusion partielle a été localisée à la partie Ouest du massif.

La comparaison des ellipses de Lanzo sud et Lanzo centre montre que les dunites sont surtout abondantes dans Lanzo sud (environ 25 % de la surface à l'affleurement). Il est envisageable que l'équivalent, dans Lanzo centre, en affleurements dunitiques se trouve engagé dans le large domaine serpentinisé de la bordure Ouest (cf. Fig. 1-2 et 1-6) ; on trouve effectivement dans ce domaine des boudins hectométriques de gabbros rodingitiques (NICOLAS, 1966).

5.3.4. CAS DES GABBROS DU Mte ARPONE

Il existe, localisés au Mte Arpone (Lanzo sud) un ensemble de filons de gabbro (gabbros de type II, cf. § 4-3) présentant des caractères particuliers, entre autres, une paragenèse à spinelle et augite et une composition chimique nettement différente de celle des autres gabbros (cf. Tableau 3-4, p.89). Ils présentent des structures en peigne. Leur épaisseur peut atteindre plusieurs mètres et ils sont toujours intrusifs, – recoupant les gabbros de type I – dans une zone où abondent les dunites et les lherzolites à spinelle. La composition normative de ces gabbros (basalte alcalin) permet, par référence aux données expérimentales d'envisager trois hypothèses pour leur origine :

(i) fusion partielle se situant dans un domaine de pression de 10 à 20 kb ;

(ii) évolution par cristallisation fractionnée à partir d'un magma tholéïtique ayant formé les gabbros I ;

(iii) concentration et réinjection tardive du premier liquide issu de la fusion décrite, enrichi en Al_2O_3, CaO, Na_2O, 'FeO'.

Le caractère intrusif tardif de ces gabbros, par conséquent l'absence de relations avec d'éventuelles roches parents ne permet pas d'éclairer le problème de leur origine *.

* *M. LOUBET (communication orale), à partir de l'analyse des terres rares, propose pour ces gabbros une origine par fusion partielle dans le faciès lherzolite à grenat (richesse en T R lourdes) suivie d'une contamination par un magma provenant d'une fusion dans le faciès lherzolite feldspathique (anomalie d'europium).*

CHAPITRE 6

INTERPRÉTATION PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE

6.1. CONDITIONS D'ÉQUILIBRE DE LA PÉRIDOTITE

L'objet de ce paragraphe est de préciser les conditions pression-température correspondant aux différents stades de la montée de la péridotite, et de relier les équilibres paragénétiques aux états structuraux.

Trois stades sont à envisager :

(1) l'équilibre réalisé au moment de la fusion partielle gabbroïque, dont les conditions ont été évaluées : 8 à 11 kb et environ 1250° (chapitre 5) ;

(2) l'équilibre des minéraux au sein de la paragenèse ; il peut se produire à une température inférieure ou égale à celle de la fusion partielle ;

(3) l'équilibre intracristallin dans les pyroxènes réalisé par exsolution ; il peut revêtir deux aspects : équilibre atteint entre pyroxène hôte et lamelles ou équilibre non atteint.

Ces équilibres sont l'expression d'une diffusion allant de l'échelle du massif (équilibre associé à la fusion partielle), à celle du cristal.

6.1.1. LIMITE THERMIQUE INFÉRIEURE DE L'ÉQUILIBRE PARAGÉNÉTIQUE

Il a été vu (§ 3.4) que les compositions globales des clinopyroxènes de la lherzolite avaient enregistré des conditions P-T d'équilibre d'environ 10-11 kb et 1250°C, par référence à la grille d'O'HARA (1969). Il est apparu également qu'à l'exception des spinelles dont le chimisme est fluctuant, les minéraux ont la même composition dans les deux lherzolites feldspathiques étudiées*, dans la lherzolite à spinelle et dans les rubanements de type I et II A (cf. Tableau 3-12) ; les clinopyroxènes des gabbros de type I et des lherzolites résiduelles (cf. chapitre 5) ont même chimisme que celui de la lherzolite normale (Tableau 3-7). Les seuls faciès comportant des minéraux de compositions chimiques différentes sont les rubanements de type II B (cf. Tableau 3-12) et les filons de gabbro de type II (cf. Tableau 3-7).

---

* *Un second programme d'analyses à la microsonde des cpx est actuellement en cours (A. PECKETT), de façon à tester leur composition chimique dans des faciès de lherzolite feldspathique diversement déformés, et choisis géographiquement suivant des coupes E-O dans le massif.*

Il en résulte que l'équilibre enregistré par les compositions globales des clinopyroxènes est contemporain de la fusion partielle gabbroïque. Il est également contemporain du passage dans le champ des lherzolites feldspathiques puisqu'on n'observe pas de différence de composition entre les pyroxènes des lherzolites feldspathiques et la lherzolite à spinelle, différence qui correspondrait à l'exsolution du plagioclase à partir des pyroxènes.

Les conditions de ce dernier équilibre : 10 - 11 kb, 1250°C se situent dans la partie inférieure du domaine correspondant au sous-faciès Seiland des lherzolites à spinelle (O'HARA, 1967a), ce qui n'est pas tout à fait en accord avec l'évidence de l'équilibre de la lherzolite de Lanzo dans le faciès lherzolite à plagioclase. L'utilisation des pyroxènes comme géobaromètre-géothermomètre dans des faciès autres que le faciès lherzolite à grenat est critiquée par HOWELLS et O'HARA (1975), par WILSHIRE et JACKSON (1975), par HERZBERG et CHAPMAN (sous presse). Ces derniers auteurs considèrent que dans le faciès lherzolite à spinelle, la composition des clinopyroxènes renseigne uniquement sur la température d'équilibre.

En choisissant les paramètres les plus sûrs :

(1) la température indiquée par les clinopyroxènes,

(2) la position de la limite des champs des lherzolites à spinelle et des lherzolites feldspathiques proposée par O'HARA (1968),

(3) l'évidence géologique d'un équilibre à la limite des deux faciès,

les conditions admises pour le dernier équilibre paragénétique de la péridotite de Lanzo sont 1250°C et 9-10 kb (Fig. 6-1). Ces conditions sont en accord avec le domaine pression-température prévu pour la production, par fusion partielle de la lherzolite, de gabbros tels que les nôtres, à composition de tholéïtes hyperalumineuses (cf. Fig. 5-4).

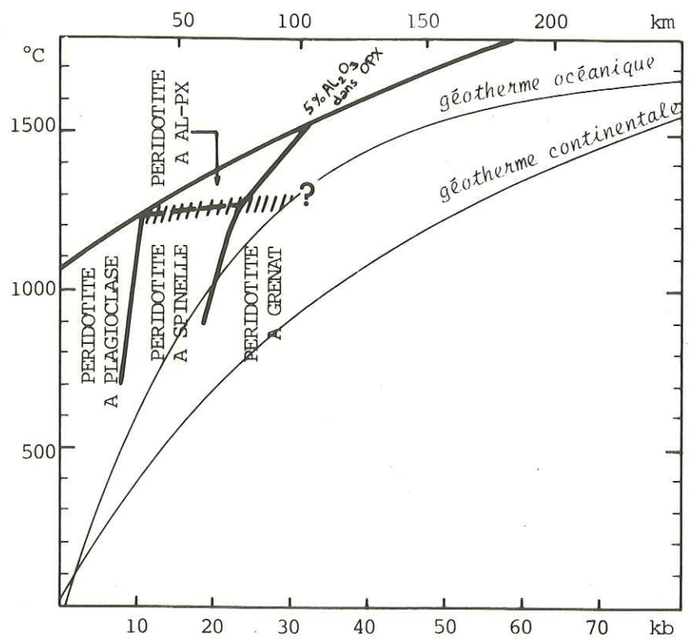


Fig. 6.1. Conditions d'équilibre de la péridotite de Lanzo dans le diagramme des limites de faciès de la pyrolite III (GREEN et RINGWOOD, 1967a) ; géothermes de RINGWOOD et al., 1964.

6.1.2. ÉQUILIBRE INTRACRISTALLIN DANS LES PYROXENES

Les exsolutions en lamelles dans les pyroxènes se produisent sous le solidus, au cours du refroidissement. Le processus d'exsolution est postérieur à l'atteinte de l'équilibre paragénétique, ainsi que l'indique l'homogénéité des compositions globales des pyroxènes (§ 6.1.1).

Deux cas peuvent être envisagés.

(1) Cristaux hôtes et lamelles de cpx, cristaux hôtes et lamelles d'opx ont même composition, indiquant que la diffusion a dépassé l'échelle du cristal ; c'est le cas dans les complexes magmatiques type Bushweld où l'équilibre chimique s'établit entre pyroxènes hôtes et exsolvés (BOYD et BROWN, 1969). Les compositions chimiques des pyroxènes hôtes et exsolvés renseignent alors sur la température du dernier équilibre intracristallin.

(2) Cristaux hôtes et lamelles de cpx, cristaux hôtes et lamelles d'opx ont des compositions chimiques différentes, indiquant que la diffusion n'a pas dépassé l'échelle du cristal; c'est le cas observé dans les massifs de lherzolite de Lizard et de Tinaquillo (GREEN, 1963).

Les analyses effectuées sur les échantillons de Lanzo (Tableau 3-11) montrent que l'équilibre est réalisé entre pyroxènes hôtes et exsolvés. Les points représentatifs des compositions des pyroxènes hôtes et lamelles dans les diagrammes Mg/Ca/Fe (cf. Fig. 3-12) montrent des écarts croissants entre pyroxènes complémentaires – donc des températures d'équilibre intracristallin décroissantes – lorsque l'on passe de la lherzolite à spinelle à la lherzolite feldspathique peu déformée et à la lherzolite feldspathique à structure mylonitique. Cette relation devra être confirmée par d'autres analyses. Elle indiquerait que la déformation peut favoriser l'équilibre intracristallin en agissant sur la cinétique des réactions. La bordure Ouest du massif où s'observent les mylonites se serait déformée à plus basse température que le reste du massif. Les températures indiquées par la composition des cpx, en référence au diagramme de BOYD et NIXON (1972) déterminé pour les lherzolites à grenat, seraient T_{max} (lherzolite à spinelle) : 950°C, T_{min} (lherzolite feldspathique mylonitique) < 900°C. Les pyroxènes complémentaires analysés dans un rubanement de type I et un rubanement de type II A indiquent le même domaine d'équilibre intracristallin que la lherzolite (Fig. 3-12 B et C).

6.1.3. HISTOIRE PRESSION - TEMPÉRATURE DE LA LHERZOLITE DE LANZO

La température – indiquée par la fusion partielle et par les conditions de l'équilibre paragénétique – spécialement élevée de la péridotite de Lanzo explique la réalisation de l'équilibre dans le domaine des lherzolites feldspathiques et le franchissement de son solidus aux environs de 9 - 10 kb. Autrement dit, la température était suffisamment élevée pour permettre, par réactions de subsolidus, le passage du faciès lherzolite à pyroxènes alumineux au faciès lherzolite feldspathique, et l'atteinte de l'équilibre paragénétique dans ce dernier faciès. Ce n'est pas le cas de la majorité des lherzolites affleurant, qui sont demeurées dans le faciès lherzolite à spinelle ou lherzolite à grenat et ont traversé le domaine d'équilibre des lherzolites feldspathiques à température trop basse pour se rééquilibrer dans ce faciès.

Deux processus thermodynamiques peuvent être envisagés pour la montée de la péridotite de Lanzo à partir du géotherme choisi (voir plus loin).

(1) Montée à enthalpie constante. Ce processus, suggéré par WALDBAUM (1971) peut entraîner une élévation de la température à pression décroissante ; il permettrait de situer l'origine de la péridotite de Lanzo sur une géotherme continentale, pour une profondeur d'origine raisonnable,mais la réalisation de conditions d'enthalpie constante implique théoriquement que la montée s'effectue en régime stationnaire,ce qui est très éloigné du modèle intrusif d'un massif, sauf si l'on se trouve très loin à l'intérieur des limites de la masse ascendante (Y.GUEGUEN, communication orale).

(2) Montée adiabatique. C'est le processus thermodynamique admis pour les mouvements diapiriques dans le manteau (D.H. GREEN et RINGWOOD, 1967a; H.W. GREEN et GUEGUEN, 1974). Il admet que la masse de péridotite montante possède une dimension suffisante pour que les pertes de chaleur par conduction soient négligeables. Dans ce cas, la montée se fait avec un abaissement de température d'environ 1°C pour 3 km. La droite représentative d'une telle montée dans un diagramme P-T a une pente minimale (Fig. 6-1). Si les conditions adiabatiques ne sont pas tout à fait réalisées, la droite représentative de la montée aura une pente plus forte.

Si l'on admet les conditions d'une montée adiabatique – et compte tenu du fait que la fusion partielle gabbroïque à Lanzo présente tous les caractères d'une fusion sèche – l'origine de la masse de péridotite se situe nécessairement sur une géotherme de pente supérieure à 5°/km (géotherme continentale, Fig. 6-1). Une montée adiabatique à partir d'une géotherme proche de la géotherme océanique situe la profondeur d'origine aux environs de 80 à 100 km (Fig. 6-1).

Cette position appartient au domaine de stabilité des péridotites à grenat. Or, dans les structures "à gros grain" qui apparaissent comme les plus anciennes parmi les structures des lherzolites de Lanzo (cf. § 2.2), on n'observe jamais de traces d'une éventuelle recristallisation du spinelle ou du plagioclase aux dépens d'anciens grenats, mais uniquement des traces de l'exsolution de ces minéraux à partir du pyroxène (cf. § 3.1). Le faciès le plus probable, depuis lequel a évolué la lherzolite à spinelle – ou directement la lherzolite feldspathique – est une lherzolite à pyroxènes alumineux. La montée adiabatique envisagée (Fig. 6-1) se situe effectivement à la limite du domaine de stabilité des péridotites à pyroxènes alumineux admis par BOYD et ENGLAND (1964), GREEN et RINGWOOD (1967a, 1970). Ce domaine couvre la zone sub-solidus des champs des péridotites à spinelle et des péridotites à grenat (Fig. 6-2). Ses limites, dans le diagramme de GREEN et RINGWOOD (1970), sont situées à 6 % d'Al_2O_3 dans l'opx, correspondant à la teneur en Al_2O_3 de la pyrolite III. Cette limite se situerait aux environs de 5,5 % d'Al_2O_3 dans l'opx pour la lherzolite de Lanzo moins alumineuse que la pyrolite III (cf. Tableau 3-1) :

$$\frac{\Delta \text{ pourcentage d'}Al_2O_3}{\text{pourcentage d'}Al_2O_3} \sim \frac{1}{5}.$$

Il paraît donc raisonnable d'envisager que l'équilibre dans le faciès péridotite à plagioclase (ou localement à spinelle) a succédé à un équilibre dans le faciès péridotite à pyroxènes alumineux.

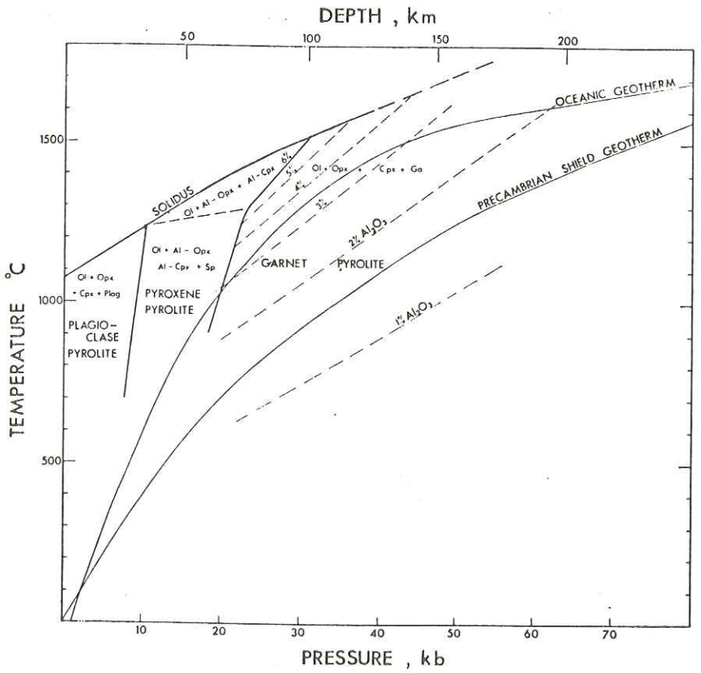


Fig. 6.2. Domaine d'extension du champ des péridotites à pyroxènes alumineux aux dépens de ceux des péridotites à spinelle et à grenat (GREEN et RINGWOOD, 1967a). Les pourcentages indiqués sont ceux d'Al_2O_3 dans l'opx.

6.2. RUBANEMENTS PYROXÉNOLITIQUES

6.2.1. SITUATION DU PROBLEME

Le problème général de l'origine et de l'évolution des rubanements et filons pyroxénolitiques est un problème fondamental et difficile, aux solutions probablement multiples. Pour essayer d'éclairer l'histoire des rubanements de Lanzo, il est fait référence d'une part aux travaux expérimentaux, d'autre part aux descriptions de pyroxénolites situées dans d'autres contextes.

Ainsi qu'il a été vu au chapitre 3, on peut classer les pyroxénolites en fonction des critères structuraux ou de critères pétrographiques.

(1) Définition structurale. Cette définition s'applique uniquement dans les massifs. Le rubanement S_0 est constitué de bancs d'orientation parallèle. Ces bancs ont occasionnellement un caractère intrusif (épontes tranchées). Les filons S' ont des orientations variables et recoupent le rubanement S_0, ils ont généralement un caractère intrusif.

(2) Définition pétrographique. On peut distinguer schématiquement deux grands groupes : les webstérites et les ariégites s.l., contenant des pourcentages importants d'un minéral riche en Al : grenat, spinelle ou feldspath. Les enstatitites forment un troisième groupe moins représenté.

Les relations entre les caractères structuraux et pétrographiques telles qu'elles s'observent dans les massifs des Alpes internes et de Méditerranée occidentale sont complexes. La relation la plus constante est la suivante :

– les rubanements parallèles à caractère non intrusif sont des webstérites,

– les filons intrusifs sont des ariégites. Mais il y a des exceptions :

- dans les massifs de Ronda, Lherz, Beni Bouchera, les ariégites sont souvent parallèles à S_0 (A. NICOLAS, communication orale),

- dans le massif de Balmuccia, des webstérites peuvent se recouper,

- dans le massif de Lanzo où toutes les pyroxénolites sont en rubanements parallèles, on observe le passage progressif des webstérites aux ariégites.

Enfin, il existe des filons plus tardifs à composition de gabbros dans les massifs de Lanzo, Ronda, Balmuccia, à composition lherzites dans les massifs de Lherz et Balmuccia.

6.2.2. RAPPEL DES PRINCIPAUX CARACTERES DES RUBANEMENTS DE LANZO

Les principaux caractères des rubanements étayant l'hypothèse proposée plus loin pour leur origine et leur évolution sont d'abord rappelés.

(1) Répartition sur le terrain (cf. § 2.4). Deux types de rubanements ont été distingués :

– dans Lanzo sud, les seuls rubanements représentés sont de type I webstéritiques, le plus souvent sans spinelle. Le caractère appauvri de la lherzolite au contact n'est pas constant ;

– dans Lanzo centre et Lanzo nord, les rubanements de type I webstéritiques et de type II ariégitiques sont associés. Les rubanements de type II sont plus abondants et plus épais dans la partie centrale du massif (zone des plis).

(2) Structures (cf. § 3.1). Les rubanements I ont une structure identique à celle de la lherzolite (porphyroclastes de pyroxène à contours irréguliers). Les rubanements II, plus épais, sont zonés : une partie externe websteritique et une partie interne ariégitique. On distingue des rubanements II A riches en sp à structure en cocarde partiellement recristallisée et des rubanements II B plus riches en pl, à structure en mosaïque, pouvant contenir quelques porphyroclastes résiduels.

(3) Compositions chimiques globales (cf. § 3.2). Les rubanements de type I et les épontes des rubanements de type II ont un chimisme relativement homogène, composition normative de picrite. Les rubanements de type II sont caractérisés par un enrichissement en Al_2O_3 qui croît avec l'épaisseur du rubanement.

(4) Chimisme des minéraux (cf. § 3.3 et 3.4). En dehors du spinelle de composition chimique variable, tous les minéraux des rubanements websteritiques de type I ont même composition chimique que ceux de la lherzolite. Dans les rubanements ariégitiques de type II A, seul le plagioclase (An_{75}) est différent de celui de la lherzolite (An_{85}). Dans les rubanements ariégitiques de type II B, tous les minéraux sont différents de ceux de la lherzolite : olivine et enstatite plus riche en Fe, plagioclase (An_{75}).

6.2.3. TRAVAUX EXPÉRIMENTAUX

(1) Sur le diagramme (Fig. 6-3) sont groupées les quelques courbes expérimentales de solidus de magmas basiques publiées dans la littérature : mélanges à composition de picrite, de tholéïte, de basalte alcalin (GREEN et RINGWOOD, 1967b), pyroxénolites naturelles (KORNPROBST, 1970). Ces courbes ont des positions et des pentes variables par rapport au solidus de la lherzolite.

Ces données pourraient rendre compte de la diversité des compositions chimiques des pyroxénolites dans les massifs de péridotite (cf. Fig. 3-9) : un massif au cours de son histoire peut avoir recoupé le solidus de ses rubanements de composition donnée, sans recouper le solidus de la lherzolite, les magmas produits pouvant à leur tour avoir une courbe de solidus très pentée, etc...

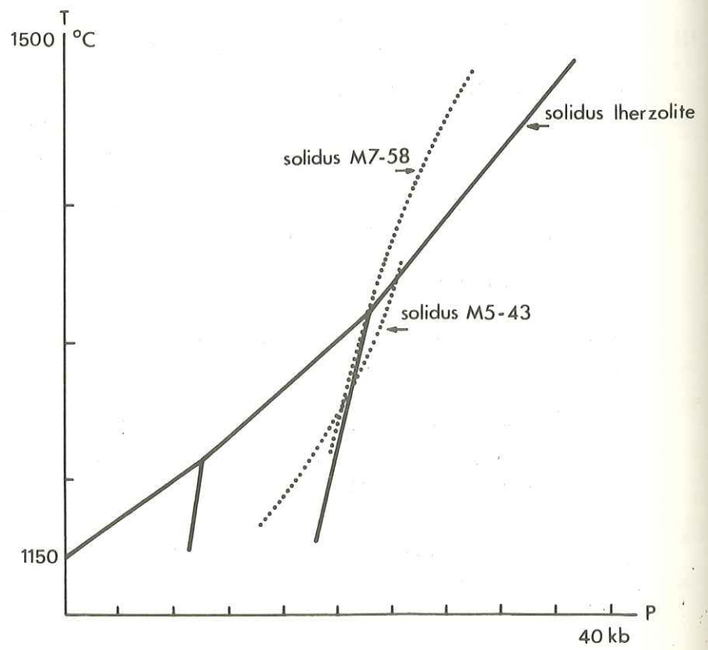


Fig. 6.3. Situation des courbes de solidus de différents magmas établies expérimentalement, par rapport au solidus de la lherzolite (O'HARA, 1968). Magmas naturels : M7-58 banc complexe de pyroxénolite, M 5-43 banc simple de pyroxénolite à grenat (KORNPROBST, 1970).

(2) Le second résultat apporté par les travaux expérimentaux est la détermination du chimisme des magmas en équilibre avec la lherzolite à diverses profondeurs (GREEN et RINGWOOD, 1967b ; O'HARA, 1968). Le schéma de GREEN et RINGWOOD (1967b) résume ces données dans l'hypothèse de magmas produits par fusion partielle de la pyrolite (Fig. 6-4). Ces auteurs précisent que, dans le cas qui nous intéresse, d'un liquide de composition picritique produit dans le domaine des 27 kb :

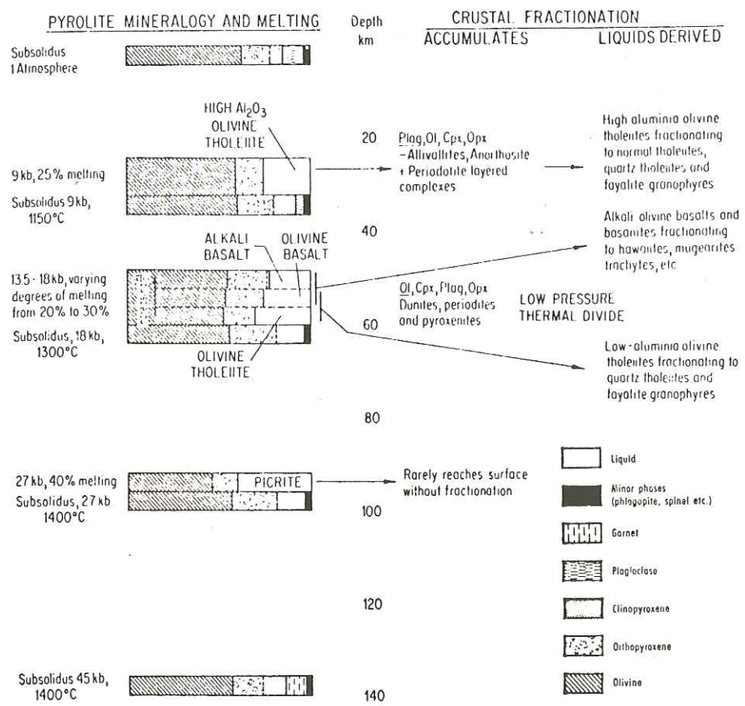


Fig. 6.4. Compositions des magmas produits par fusion partielle de la lherzolite (pyrolite III) en fonction de la profondeur (GREEN et RINGWOOD, 1967b).

– si le liquide a été isolé et cristallise indépendamment de l'olivine et du pyroxène résiduels, le fractionnement sera contrôlé par le grenat et le clinopyroxène ;

– si le liquide picritique cristallise sur place, le grenat et l'olivine sont incompatibles et réagissent pour former de l'enstatite alumineuse et de l'olivine.

Dans le cas de magma cristallisant en équilibre avec la péridotite parent, la valeur de son rapport MgO/FeO doit être identique à celle de la lherzolite.

Ainsi, les processus pouvant rendre compte de la diversité chimique des magmas associés aux péridotites sont :

(1) la fusion fractionnée ou à l'équilibre,

(2) la cristallisation fractionnée.

Ces processus pouvant concerner la lherzolite ou ses produits de différenciation, il en résulte une complexité croissante (par exemple : fusion fractionnée d'une pyroxénite résultant elle-même d'une cristallisation fractionnée).

6.2.4. *COMPARAISON DES CHIMISMES DES PYROXÉNOLITES*

(1) Les compositions normatives des rubanements et filons à constitution de webstérite ou d'ariégite, au sein d'un même massif se groupent (cf. § 3.2, Fig. 3-9), bien que les données utilisées soient incomplètes et dispersées. Dans le diagramme (Fig. 3-9), les webstérites et ariégites des rubanements de Lanzo se situent avec celles des rubanements de Baldissero dans le champ des picrites ; une partie d'entre eux tendent, ainsi que les ariégites de Ronda, vers le domaine des tholéites à olivine. Les gabbros de Lanzo sont groupés dans le champ des tholéites alumineuses. Les pyroxénolites de Lherz et les pyroxénolites à grenat ou spinelle de Ronda se situent dans le champ des basaltes alcalins. Les filons pyroxénolitiques de Baldissero couvrent le champ des tholéïtes à olivine, ainsi que les pyroxénolites de Beni Bouchera qui débordent sur le domaine des basaltes alcalins et sur celui des tholéïtes alumineuses. Enfin, sur ce diagramme sont reportées les compositions normatives de webstérites et pyroxénolites à grenat de xénolithes de basaltes d'Hawaï ; elles se groupent dans le domaine des tholéïtes à olivine.

(2) Le diagramme MgO – 'FeO' – Al_2O_3 (Fig. 6-5) donne une autre image des affinités de compositions chimiques. Toutes les webstérites sont groupées avec une valeur du rapport MgO/'FeO' comprise entre 4.2 et 4.6, très proche de la valeur caractéristique des lherzolites comprise entre 4.2 et 5.7 (cf. Tableau 3-1). Les autres assemblages correspondant aux ariégites, lherzites, ou gabbros, montrent dans chaque massif une tendance à se différencier soit vers le pôle Al_2O_3 (Lanzo, Baldissero, Balmuccia), soit vers le pôle 'FeO' (Beni Bouchera, Lherz); les pyroxénolites de Ronda évoluent dans une direction moyenne.

Ainsi, les webstérites pourraient apparaître comme un premier produit différencié de la lherzolite à partir duquel évolueraient d'autres magmas par les processus cités plus haut.

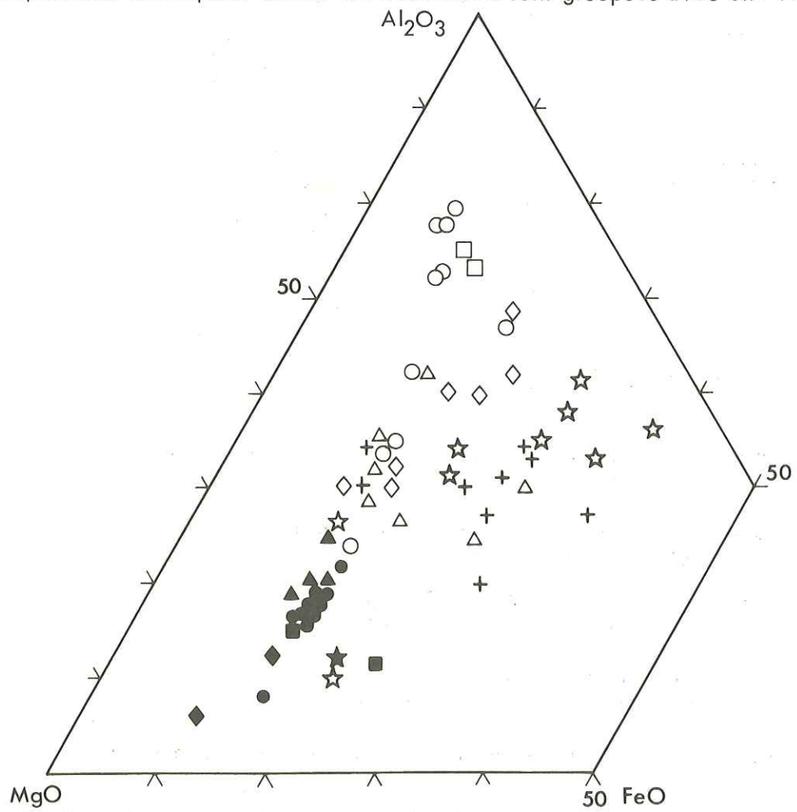


Fig. 6.5. Compositions, sur un diagramme MgO-'FeO'-Al_2O_3 de webstérites (en noir), ariégites et gabbros (en blanc), lherzites (croix) appartenant à différents massifs de péridotite de Méditerranée Occidentale : Lanzo (cercles), Baldissero (triangles), Balmuccia (carrés), Lherz (croix), Ronda (losange), Beni Bouchera (étoile).

6.2.5. *SCHÉMA PROPOSÉ POUR L'ORIGINE ET L'ÉVOLUTION DES RUBANEMENTS DE LANZO (Fig. 6-6).*

(1) Rubanements I webstéritiques. La relative homogénéité de composition chimique, leur structure porphyroclastique, invitent à considérer ces webstérites comme le produit non évolué de la cristallisation d'un magma en équilibre avec la lherzolite encaissante. Concernant l'origine de ce magma, deux hypothèses peuvent être retenues :

(a) Produit de la cristallisation première du manteau ;

(b) Résultat d'une fusion partielle de la lherzolite. Dans cette hypothèse, les travaux expérimentaux indiquent que la fusion aurait pris place aux environs de 27 - 30 kb, ce qui est compatible avec la profondeur d'origine présumée de la péridotite (Fig. 6-1). Dans ces conditions, une fusion suivie d'une cristallisation sur place à l'équilibre produirait un assemblage de pyroxènes alumineux, le grenat serait absent du liquidus (GREEN et RINGWOOD, 1967b). Ce processus rendrait compte de l'absence de toute trace d'ancien grenat dans les webstérites sans spinelle. Par contre, les plus rares webstérites à spinelle auraient pu contenir du grenat, et représenter le produit d'une cristallisation du même liquide après ségrégation (GREEN et RINGWOOD, 1967b).

La paragenèse des rubanements I webstéritiques n'aurait pas évolué, si ce n'est par exsolution du plagioclase au moment de l'équilibre dans le domaine des lherzolites feldspathiques (Fig. 6-5 I).

(2) Rubanements II A ariégitiques. La situation du spinelle dans ces ariégites, sans relation avec les pyroxènes, mais en grands cristaux indépendants concentrés au centre du rubanement, écarte l'hypothèse d'une exsolution de ce minéral à partir des pyroxènes. Le spinelle est primaire ou a cristallisé à partir de grenat. Il en résulte deux hypothèses pour expliquer le zonage pétrographique et chimique des rubanements II A (Fig. 6-6 II).

(a) La différenciation s'est produite dans le domaine des 30 kb par cristallisation fractionnée de liquide picritique dans un rubanement épais : d'abord une cristallisation à l'équilibre donne des épontes de webstérite à pyroxènes alumineux sans grenat, qui isolent un liquide ; ce liquide va cristalliser indépendamment de la lherzolite, produisant ainsi du grenat. Un argument peu favorable à cette hypothèse est que la composition du liquide évolué devrait avoir une tendance sous-saturée. Cette tendance s'observe à Beni Bouchera par le cœur des bancs complexes (KORNPROBST, 1969), elle n'apparaît pas à Lanzo.

L'évolution ultérieure de ces rubanements est liée à la montée de la péridotite : transformation du grenat en spinelle et recristallisation des pyroxènes, puis développement du plagioclase (Fig. 6-6 IIa).

(b) Les ariégites se sont développées à partir de rubanements primaires webstéritiques par fusion partielle localisée de la webstérite en liaison avec le plissement. Le liquide produit, à tendance plus tholéïtique que la webstérite aurait migré l'intérieur des rubanements et se serait concentré dans les charnières de plis entre deux épontes de webstérite. Selon la profondeur à laquelle se produirait cette fusion, le grenat (hypothèse (b)) ou le spinelle (hypothèse (b')) serait présent sur le liquidus (cf. Fig. 6-6II). L'évolution ultérieure serait celle envisagée dans l'hypothèse (a). Ce modèle s'appuie sur les arguments suivants :

– la présence exclusive des rubanements de type II dans Lanzo centre et Lanzo nord, leur abondance dans la zone des plis, ainsi que l'épaississement des rubanements et leur zonage observés dans les charnières de plis ;

– la présence occasionnelle sur le terrain (Photo I-3 et V-7) de rubanements à épontes webstéritiques et à cœur de dunite ou de lherzolite appauvrie en pyroxène, pouvant représenter le résidu de la fusion envisagée ;

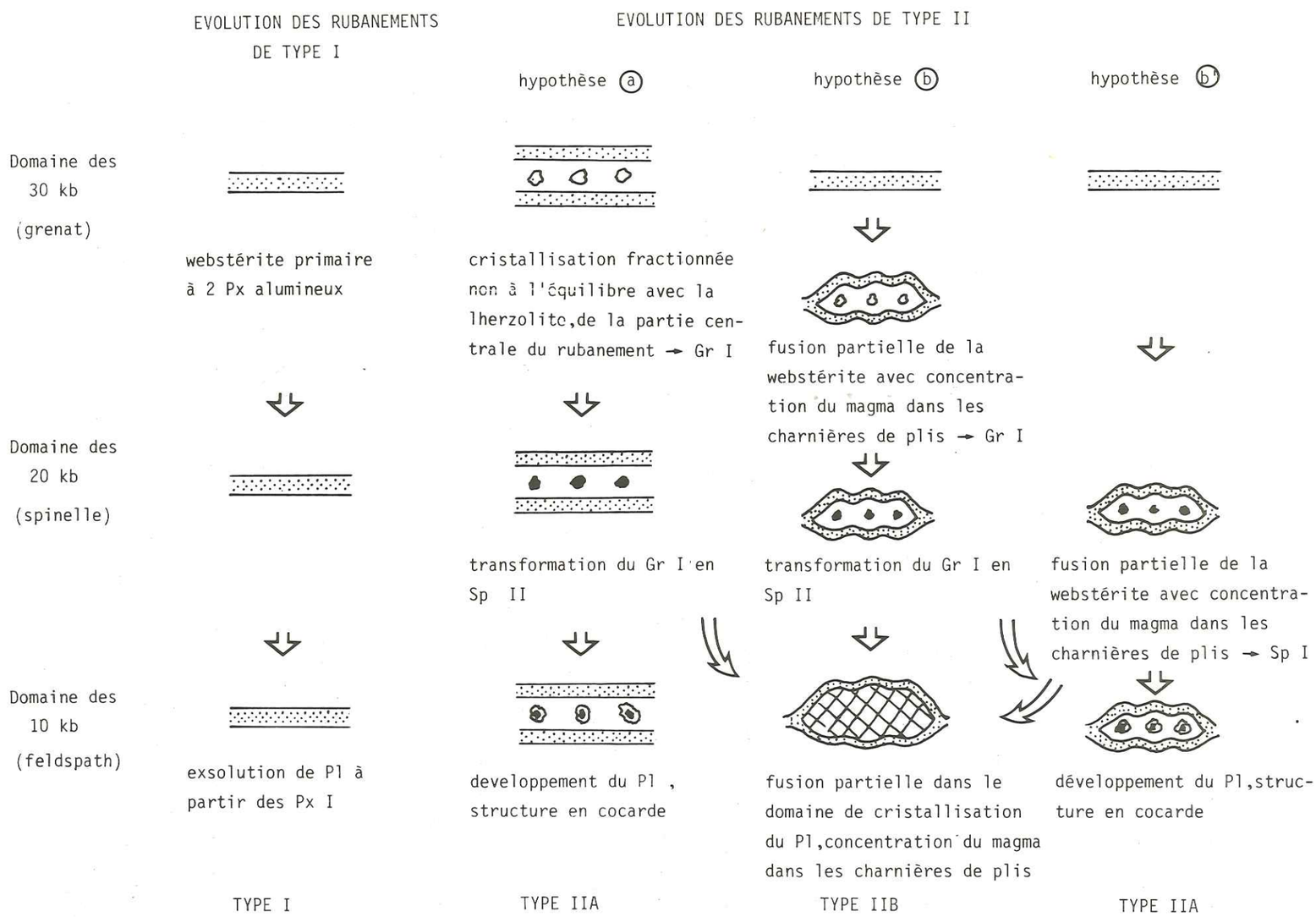


Fig. 6.6. Schéma proposé pour l'évolution des rubanements pyroxénolitiques de Lanzo. En pointillé : webstérites ; en blanc : zones ariégitiques.

— les contacts flous entre épontes webstéritiques et zone centrale, dans les rubanements de type II A (cf. Fig. 2-31), ainsi que la présence de porphyroclastes de pyroxène dans la zone interne recristallisée, évoquant la cristallisation d'un magma à l'équilibre avec la webstérite encaissante.

(3) Rubanements II B ariégitiques. Ils sont caractérisés par une structure en mosaïque et formés de minéraux non équilibrés avec ceux de la lherzolite (cf. § 3-4). Ceci ne peut s'expliquer que par un état magmatique au moment du dernier équilibre de toutes les paragenèses (y compris celles des gabbros), i.e. 9-10 kb et 1250° (Fig. 6-1). L'hypothèse proposée est une transposition de la précédente, c'est-à-dire une seconde fusion du rubanement ariégitique dans certaines charnières de plis, très ponctuelle et incomplète puisque l'on rencontre encore au sein de cette paragenèse des porphyroclastes reliques. Le développement des rubanements de type II B est en effet en liaison avec des épaississements pluridécimétriques. Les contacts entre épontes webstéritiques et zone centrale sont plus tranchés que dans les rubanements de type II A.

Les processus invoqués impliquent que les courbes de solidus de la webstérite et des ariégites de Lanzo ont été coupées, au cours de la montée, avant la courbe de solidus de la lherzolite (cf. Fig. 6-4). La détermination expérimentale de ces courbes permettrait de confirmer cette hypothèse.

CHAPITRE 7

INTERPRÉTATION CINÉMATIQUE DES STRUCTURES ET DES ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DES MINÉRAUX

Il a été montré (NICOLAS et al., 1971 ; NICOLAS et al., 1972) que les structures et les orientations préférentielles des minéraux dans la péridotite de Lanzo étaient dues à l'écoulement à l'état solide par glissement intracristallin avec recristallisation subordonnée. L'ensemble du problème a encore récemment été revu par A. NICOLAS (1974).

7.1. LE GLISSEMENT INTRACRISTALLIN COMME CAUSE DE LA FABRIQUE DANS LES PÉRIDOTITES

7.1.1. RELATION DE LA FABRIQUE AVEC LES SYSTEMES DE GLISSEMENT DE L'OLIVINE ET DE L'ENSTATITE

Nous avons vu (§ 2.3) que les péridotites de Lanzo présentaient dans l'ensemble les mêmes types de fabriques, se reliant aux éléments structuraux principaux de S_1 et L *.

La fabrique des porphyroclastes d'olivine et d'enstatite évolue entre deux tendances :

① maximum de $[010]_{ol}$ et $[100]_{en}$ subperpendiculaire à S_1, couronne des deux autres axes.

② maximum de $[100]_{ol}$ et $[001]_{en}$ oblique sur L, couronne des deux autres axes.

Les néoblastes d'olivine et d'enstatite présentent les mêmes types de fabriques, atténuées. Le diopside ne présente pas d'orientation préférentielle dans les échantillons où il a été étudié, contrairement à ce qu'on observe dans les rubanements pyroxénolitiques.

Les orientations préférentielles observées sont compatibles avec les systèmes de glissement intracristallins de haute température déterminés expérimentalement pour ces minéraux (§ 2.3.3) :

---

* *Rappelons que la direction L correspond dans Lanzo sud à la perpendiculaire dans S_1 à la linéation d'enstatite tabulaire (cf. paragraphe 2.3.2). Dans Lanzo centre et Lanzo nord, la même définition s'applique, mais la direction L est plus directement définie sur le terrain en considérant la linéation d'agrégat L_1, et au microscope en considérant la direction d'allongement maximum des cristaux d'olivine (cf. paragraphe 2.1.2).*

Olivine :	(010)	[100]	(1)
	(0kl)	[100]	(2)
enstatite :	(100)	[001]	

C'est-à-dire que dans les fabriques observées, les plans de glissement intracristallin de l'olivine et de l'enstatite tendent à s'orienter parallèlement à S_1 ; les directions de glissement tendent à s'orienter dans une direction faiblement oblique sur L.

La détermination optique des systèmes de glissement intracristallin qui ont engendré les sous-structures (§ 2.2.4) confirme l'activation des systèmes cités *.

Des déformations expérimentales effectuées sur des éprouvettes de dunite synthétique cristallisée ont montré (NICOLAS et al., 1973) que des déformations en régime de compression uniaxiale dans des domaines de pression confinante de 15 kb, développent, à partir d'une orientation aléatoire, une orientation préférentielle de l'olivine (Fig. 7-2) identique à la fabrique de type ① reconnue dans Lanzo. Les cristaux d'olivine se déforment individuellement par glissement suivant le schéma (Fig. 7-1). Seule l'orientation statistique des plans de glissement $(010)_{ol}$ révèle la symétrie axiale de cette déformation irrotationnelle (Fig. 7-2). Des déformations expérimentales en régime triaxial n'ont malheureusement jamais été réalisées.

Une étude théorique par simulation (ETCHECOPAR, 1974) a montré que la déformation par cisaillement plan (déformation rotationnelle) d'un agrégat polycristallin développe, pour des angles de cisaillements supérieurs à 60°, un maximum d'orientation des lignes de glissement sub-parallèles à la direction du cisaillement général et oblique sur la direction d'élongation de l'agrégat. Cette oblicité permet de déterminer le sens du cisaillement et théoriquement d'en évaluer l'angle (Fig. 7-3).

Ainsi, dans le processus invoqué, les orientations préférentielles de l'olivine et de l'enstatite sont liées à une déformation plastique de la péridotite, et le mécanisme de la déformation est le glissement intracristallin dans ces deux minéraux qui représentent respectivement 60 % et 25 % des constituants de la lherzolite. La considération de l'oblicité éventuelle de leur orientation préférentielle par rapport à S_1 indique le sens du cisaillement.

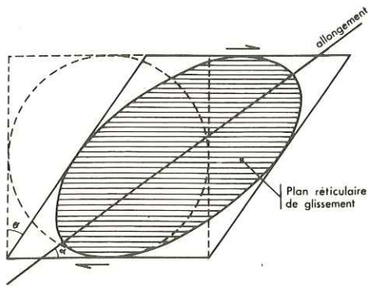


Fig. 7-1A. Schéma théorique de la déformation intracristalline par cisaillement (dextre).

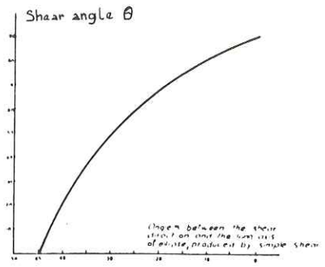


Fig. 7-1B. Relation existant entre l'angle de cisaillement θ et l'angle α (direction d'allongement ∧ trace du plan de glissement) (NICOLAS, BOUDIER, BOULLIER, 1973)

* *Depuis ces études, les progrès dans l'observation des dislocations au microscope électronique, puis au microscope optique, sont venues confirmer l'existence de ces systèmes de glissement dans les olivines des péridotites naturelles (GREEN et RADCLIFFE, 1972 ; GUEGUEN, communication orale).*

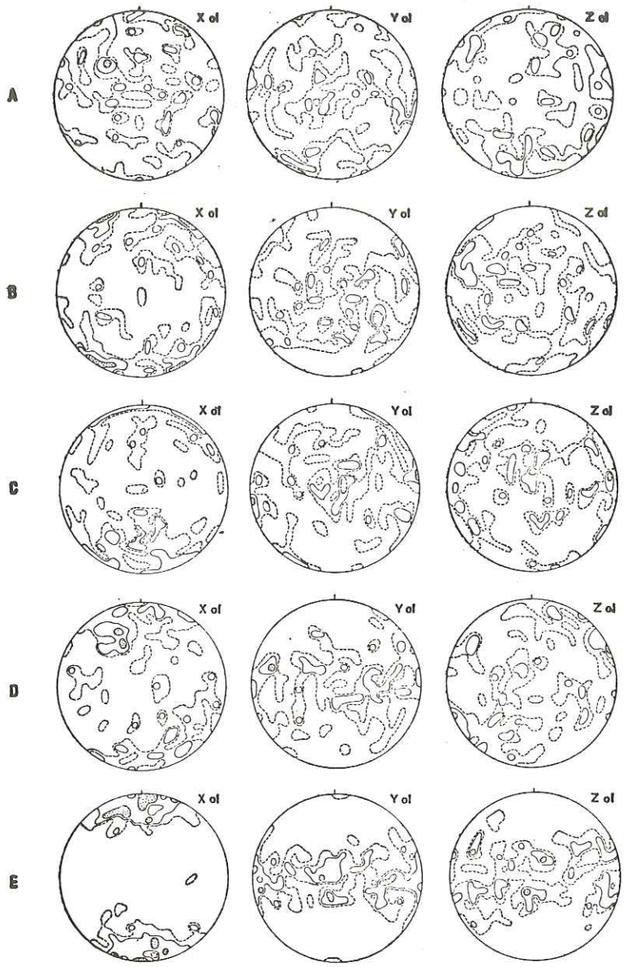


Fig. 7.2. Orientation préférentielle des cristaux d'olivine déformés par glissement intracristallin, développée par déformation expérimentale d'une dunite synthétique cristallisée, en régime de contrainte uniaxiale à pression confinante de 15 kb. Projection d'aires égales, hémisphère inférieur ; contours 1, 2, 4, 8 %. σ_1 est orienté NS

A – dunite non déformée

B à E – déformations croissantes de 20 à 58 %.
(NICOLAS, BOUDIER, BOULLIER, 1973).

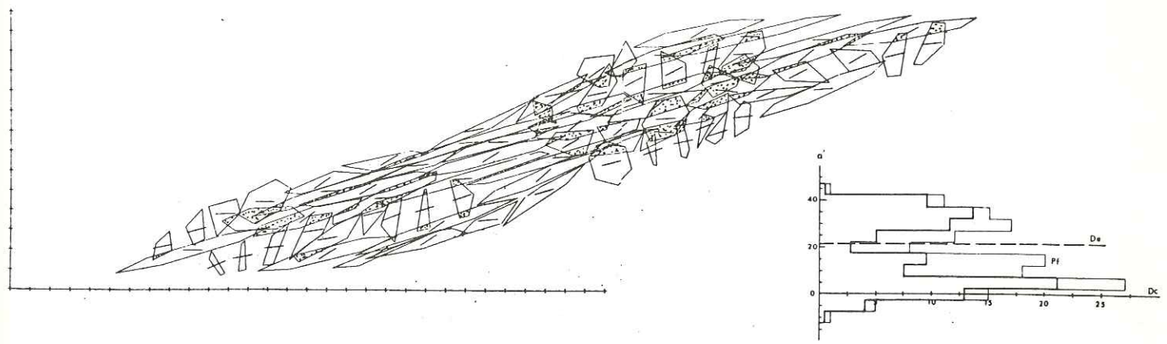


Fig. 7.3. Schéma de la déformation dans le plan, par cisaillement (dextre) d'un agrégat polycristallin, correspondant à 67 % de déformation (ETCHECOPAR, 1974). L'histogramme montre que pour un cisaillement important, il existe un maximum d'orientation préférentielle des lignes de glissement (Pf) situé à moins de 5° de la direction du cisaillement général (Dc). Cette direction peut alors être assimilée à la direction de cisaillement et les relations entre α et θ sont données par la courbe Fig. 7.1B.

7.1.2. INTERPRÉTATION CINÉMATIQUE DES FABRIQUES ET DES STRUCTURES

La figure 7-4 traduit l'évolution des fabriques du type ① au type ② dans Lanzo, en relation avec la structure au microscope (§ 2.2.3).

(a) Les structures à gros grain de Lanzo sud présentent la fabrique type ① (Fig. 2-14 à 2-16) : fabrique à symétrie orthorhombique avec un fort maximum de $[010]_{ol}$ et $[100]_{en}$ perpendiculaire à S_0/S_1 et une tendance pour $[100]_{ol}$ et $[001]_{en}$ à une concentration autour de L. Cette fabrique essentiellement planaire (orientation des plans de glissement) est à mettre en relation avec le faible développement des structures linéaires dans Lanzo sud (linéations d'enstatite floues). Elle est interprétée comme le résultat d'une déformation irrotationnelle (à composante d'écrasement dominante). La référence aux déformations expérimentales indique un pourcentage de déformation élevé. La dimension relativement importante des néoblastes d'olivine (1 à 2 mm), ainsi que le caractère (à l'échelle du microscope) parfaitement planaire des sous-joints indiquent qu'une restauration importante a accompagné ou suivi la déformation, correspondant à une température élevée ou à une vitesse de déformation lente : (NICOLAS et POIRIER, 1976).

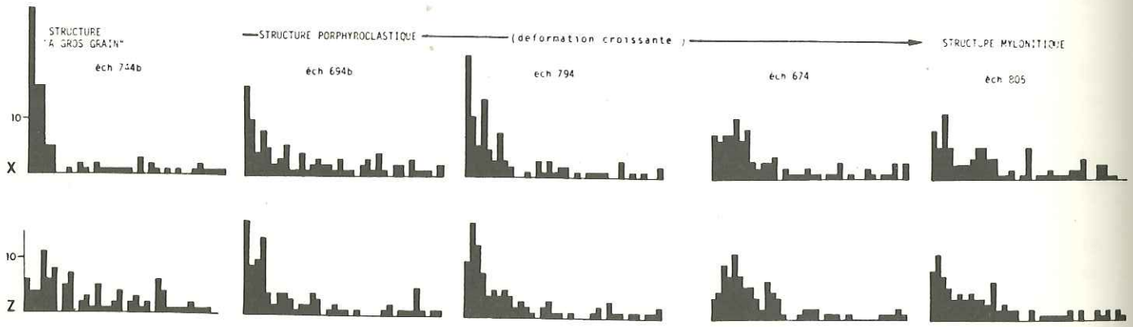


Fig. 7.4. Histogrammes des écarts au maximum, définis par classes de surfaces égales sur la sphère (DAROT et BOUCHEZ, sous presse), permettant de visualiser la qualité de la fabrique des axes $[010]_{ol}$ et $[100]_{ol}$ dans des échantillons représentatifs des principaux types de structure (cf. Fig. 2.14 à 2.22).

(b) Les structures porphyroclastiques recristallisées de Lanzo centre présentent la fabrique type ② (Fig. 2-18 à 2-21), à symétrie monoclinique avec un fort maximum de $[100]_{ol}$ et $[001]_{en}$ oblique sur L d'un angle allant de 5 à 30° (Fig. 2-24). Les axes $[010]_{ol}$ et $[100]_{en}$ tendent à former une couronne autour de L. Cette fabrique linéaire (orientation des axes de glissement) est à mettre en relation avec le développement des structures linéaires et spécialement de la linéation d'agrégat dans cette partie du massif. Elle est interprétée comme le résultat d'une déformation rotationnelle (à composante de cisaillement dominante) qui amène les directions de glissement $[100]_{ol}$ et $[001]_{en}$ dans une position oblique sur L. En application des relations décrites § 7.1.1., ces fabriques indiquent un sens de cisaillement senestre et un angle de cisaillement moyen de 70-75°. L'importance de la restauration indique, comme dans Lanzo sud, une température élevée ou une vitesse de déformation lente.

(c) Les structures fortement déformées à mylonitiques de la bordure N-O de Lanzo centre présentent une fabrique intermédiaire entre ① et ② (Fig. 2-22). La fabrique de l'olivine est assez médiocre, identique à la fabrique de type ②, avec une oblicité très faible du maximum de $[100]_{ol}$ sur L. La fabrique de l'enstatite est très forte, de symétrie orthorhombique, avec de forts maximums de $[001]_{en}$ sub-parallèle à L, de $[100]_{en}$ perpendiculaire à S_1 et de $[010]_{en}$ dans S_1. Dans ces faciès très fortement déformés, la médiocre fabrique de l'olivine s'explique par sa recristallisation quasi complète en une mosaïque de petits cristaux (0,1 mm).

La très forte fabrique de l'enstatite est à mettre en relation avec le fait que ce minéral glisse très bien dans ces conditions de déformation, ce qui se traduit par la présence d'une forte linéation d'enstatite lamellaire. Ce comportement particulier de l'enstatite résulte d'un cisaillement d'angle voisin de 85° indiqué par l'oblicité 5° des maximums des directions de glissement sur L (cf. Fig. 2-22). L'absence de restauration dans l'opx et son faible développement dans l'ol (faible dimension des néoblastes et sous-grains optiquement non homogènes) indiquent une température moins élevée ou une vitesse de déformation plus grande que dans les autres parties du massif.

7.1.3. GÉNÉRALITÉ DE LA FABRIQUE OBSERVÉE

Le tableau 7-1 tente de résumer de façon schématique les orientations préférentielles publiées dans la littérature pour l'olivine et l'enstatite des péridotites de massifs. L'orientation préférentielle est référée au plan S (foliation ou rubanement) ; lorsque celui-ci n'est pas indiqué, on a seulement comparé les orientations mutuelles de l'olivine et de l'enstatite. Les références concernant la fabrique du diopside dans les péridotites sont très peu nombreuses et ne permettent pas de comparaisons.

La fabrique la plus couramment décrite pour l'olivine est la fabrique type ① de Lanzo : maximum de $[010]_{ol}$ subperpendiculaire à S (34 cas sur 74) ; une fabrique à maximum de $[100]_{ol}$ dans S s'y substitue dans 18 cas sur 74 ; trois descriptions de fabriques n'entrant pas dans ce schéma appartiennent à des massifs situés dans un contexte crustal de métamorphisme élevé (Alpe Arami, Suisse ; Almklovdalen, Norvège ; Seiad, côte ouest des USA).

La fabrique la plus courante pour l'enstatite est celle décrite dans Lanzo sud : $[100]_{en}$ perpendiculaire à S, ou (lorsque S n'est pas repéré) parallèle à $[010]_{ol}$ (26 cas sur 42).

Ajoutons que dans les péridotites des xénolithes des basaltes, J.C. MERCIER (1972) décrit pour l'olivine une fabrique de type ① dans 7 cas sur 17, une fabrique du type ② dans 5 cas sur 17, et pour l'enstatite une fabrique de $[100]_{en}$ perpendiculaire à S dans 3 cas sur 13, dont 9 n'ont pas de fabrique caractéristique. Dans une étude parallèle des péridotites des xénolithes des kimberlites, A.M. BOULLIER (1975) décrit dans l'olivine une fabrique de type ① dans 12 cas sur 19, une fabrique de type ② dans 1 cas sur 19, et pour l'enstatite une fabrique de type ① dans 1 cas sur 17, une fabrique de type ② dans 8 cas sur 17.

Au total, dans les études recensées, les fabriques directement liées au glissement intracristallin s'observent dans 70 % des cas concernant l'ol et dans plus de 50 % des cas concernant l'opx. Dans le cas des fabriques sortant de ce schéma(qui sont le plus souvent des fabriques douteuses), le glissement intracristallin ne doit pas nécessairement être rejeté puisque des déformations ultérieures ou des recristallisations peuvent oblitérer d'anciennes fabriques.

7.2. INTERPRÉTATION CINÉMATIQUE DES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

7.2.1. SYSTEMES DE RÉFÉRENCE

Considérant que la déformation est homogène, l'interprétation cinématique des orientations préférentielles de l'olivine et de l'enstatite permet, comme on l'a vu, d'établir des relations entre les

TABLEAU 7-1

ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DE L'OLIVINE ET DE L'ENSTATITE DANS LES PERIDOTITES DE MASSIFS

	OLIVINE	ENSTATITE Référence à S ou Référence à ol	DIOPSIDE
ANDREATTA (1934)	$X_{ol} \perp S$ ④*		
BATTEY (1960) Dun Mountain	pas de S Z_{ol} // axes des plis		
COLLEE (1963) Lherz	pas de S	Y_{en} // X_{ol} ①	
YOSHINO (1964) Higashiakiaïshiyama	$X_{ol} \perp S$ ⑧ Y_{ol} // L ①		$Y_{di} \perp S$ ② ***
RALEIGH (1965) Cypress	pas de S	Y_{en} // X_{ol} ①	
AVE' LALLEMANT (1967) Lherz	$X_{ol} \perp S$ ⑩ max Z_{ol} dans S ③	$Y_{en} \perp S$ ① $X_{en} \perp S$ ① non défini ③	Z_{di} // Z_{en} ①
LAPPIN (1967) Almklovdalen	max Y_{ol} dans S (ou ≃) ③**		
MÖCKEL (1969) Alpe Arami	$Z_{ol} \perp S$ ⑩ $X_{ol} \perp S$ ①	$Y_{en} \perp S$ ⑩ non défini ①	$[001]_{di}$ max dans S ②
ETIENNE (1971) NICOLAS et al (1971) Baldissero	$X_{ol} \perp S_1$ ① non défini ①	$Y_{en} \perp S_1$ ① non défini ①	
DAROT (1973) Ronda	$X_{ol} \perp S_1$ ② $Y_{ol} \perp S_1$ ① non défini ②	$Y_{en} \perp S_1$ ③ non défini ①	
JUTEAU (1974) Adrasan	$X_{ol} \perp S_1$ ① Z_{ol} dans S_1 ③	non défini ③	
BOUDIER (1975) Lanzo	$X_{ol} \perp S_1$ ⑥ Z_{ol} dans S_1 ⑫ $Y_{ol} \perp S_1$ ②	$Y_{en} \perp S_1$ ⑥ Z_{en} max dans S ④ non défini ②	non défini ②
BOUDIER (non publié) Beni Bouchera	$X_{ol} \perp S_1$ ②	$Y_{en} \perp S_1$ ②	
BOUDIER (non publié) Seiad	couronne $Z_{ol} \perp S_1$ ①	$Y_{en} \perp S_1$ ①	

* nombre de descriptions

** olivines recristallisées

*** dans une dunite à cpx

directions cinématiques et les éléments structuraux pénétratifs. On peut donc adjoindre au système de référence cinématique un système de référence des déformations construit à partir des structures pénétratives (Fig. 7-5).

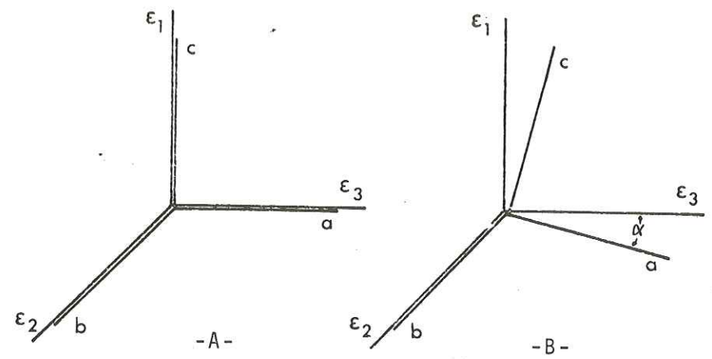


Fig. 7.5. Positions relatives des axes cinématiques a, b, c et des axes de l'ellipsoïde des déformations $\varepsilon 1 < \varepsilon 2 < \varepsilon 3$ dans une déformation plastique : A irrotationnelle (écrasement), B rotationnelle (cisaillement).
(DAROT et BOUDIER, 1975)

(1) Définition des axes de l'ellipsoïde des déformations dans la déformation plastique d'une péridotite :

- ε_3 : élongation des cristaux d'olivine dans le plan de foliation
- ε_2 : perpendiculaire à ε_3 dans le plan de foliation, parallèle à l'intersection des plans de foliation et d'écoulement
- ε_1 : perpendiculaire au plan de foliation défini comme le plan d'aplatissement statistique des cristaux.

(2) Définition des axes cinématiques dans la déformation plastique

- a : direction d'écoulement dans le plan d'écoulement
- b : perpendiculaire à l'axe a dans le plan d'écoulement (confondu avec l'axe ε_2)
- c : perpendiculaire au plan d'écoulement.

La direction cinématique a est assimilée au maximum d'orientation préférentielle des directions de glissement intracristallin ; le plan d'écoulement a b est assimilé au maximum d'orientation préférentielle des plans de glissement intracristallin.

En fonction de ces définitions, le meilleur plan d'observation pour la taille des lames minces est le plan contenant les directions ε_1, ε_3, a et c, c'est-à-dire le plan perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation L (voir plus loin).

Les positions relatives des axes de l'ellipsoïde des déformations (déduits des éléments structuraux pénétratifs et des fabriques de forme) et les directions cinématiques de l'écoulement illustrent les deux types de déformations considérées :

(1) dans la déformation irrotationnelle (Fig. 7-5 A) les deux systèmes d'axes sont confondus ;

(2) dans la déformation rotationnelle (Fig. 7-5 B), les axes ε_1, ε_3 et a, c sont obliques.

7.2.2. *SIGNIFICATION CINÉMATIQUE DES STRUCTURES PÉNÉTRATIVES*

(a) Le plan de foliation correspond par définition au plan $\varepsilon_2\ \varepsilon_3$ de l'ellipsoïde des déformations. Dans le cas d'une déformation irrotationnelle, il est confondu avec le plan d'écoulement (a b). Dans le cas d'une déformation rotationnelle, il est oblique d'un angle α sur le plan d'écoulement tel que $\alpha \neq \frac{\pi}{2} - \theta$ (angle de cisaillement).

(b) La linéation d'agrégat parallèle à la direction d'élongation de l'olivine correspond à l'axe ε_3. Lorsqu'elle est exprimée à Lanzo (Lanzo centre et Lanzo nord), elle est oblique sur la direction cinématique a ; cette oblicité permet d'évaluer l'angle et le sens de cisaillement (cf. Fig. 7-3).

(c) La linéation d'enstatite tabulaire perpendiculaire dans S_1 à la linéation d'agrégat, ou à un angle élevé de celle-ci (cf. Fig. 2-3), elle est donc parallèle à la direction ε_2. Elle a été interprétée (NICOLAS et al., 1971) comme une linéation par "pull-apart" (Fig. 7-6 et Photo III-2). Ce comportement de l'enstatite s'explique par la faible ductilité de ce minéral comparée à celle de l'olivine. La linéation d'enstatite tabulaire est la seule linéation visible dans Lanzo sud ; on en mesure souvent deux dans le plan S_1 (cf. § 2.1.2), ce qui est compatible avec la déformation à dominance irrotationnelle invoquée (§ 7.1.2).

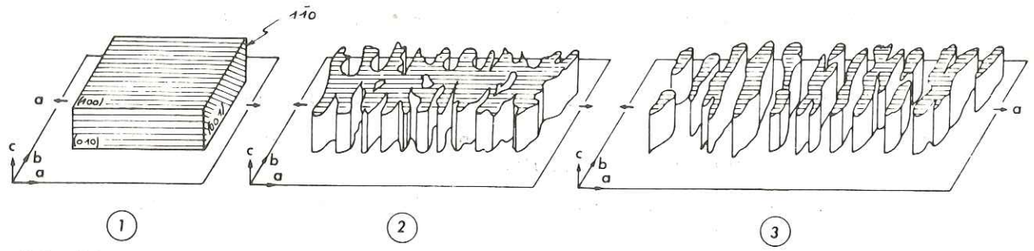


Fig. 7.6. Démembrement d'un cristal d'enstatite par étirement dans le plan de foliation parallèlement à la direction a. La linéation d'enstatite mesurable sur le terrain est une linéation b. Son orientation est perpendiculaire à la trace des clivages 110 dans le plan (100). (NICOLAS, BOUCHIEZ, BOUDIER, MERCIER, 1971)

(d) La linéation d'enstatite lamellaire se rencontre uniquement dans les faciès très déformés de la bordure N-O de Lanzo centre. Elle est déterminée par un glissement intense de cristaux d'enstatite favorablement orientés (cf. Photo III-6). L'étirement des cristaux d'enstatite est parallèle à la direction cinématique a elle-même sub-parallèle à ε_3 dans ces faciès fortement déformés (cf. Fig. 2-22 B).

Comportement différentiel des minéraux dans la déformation

La présence de différents types de linéations d'enstatite met l'accent sur les comportements variables de ce minéral relativement à l'olivine au cours des différents stades de déformation.

(1) dans les faciès peu déformés : structure porphyroclastique à gros grain, l'enstatite semble acquérir plus vite que l'olivine une orientation préférentielle de son plan de glissement (cf. Fig. 2-14 à 2-16). Si l'on admet que la fabrique est à l'origine une fabrique aléatoire, ce comportement peut s'expliquer par le jeu d'un seul système de glissement possible dans l'enstatite alors que l'olivine en comporte plusieurs (paragraphe 2.3.3.), et par le fait qu'au cours des premiers stades de déformation, une rotation importante des grains accompagne le glissement intracristallin (NICOLAS et al., 1973).

Dans des massifs tels que Baldissero et Lherz, déformés, à température moins élevée (NICOLAS et al., 1972), l'orientation préférentielle de l'enstatite est mauvaise, pour de faibles déformations, car le minéral ne glisse pas de façon évidente.

(2) Dans les structures porphyroclastiques recristallisées de Lanzo centre où la déformation devient rotationnelle, le comportement de "pull apart" de l'enstatite devient très fort (linéation d'enstatite très marquée). Il peut s'expliquer par l'atteinte par une partie des cristaux d'enstatite de positions de blocage (ETCHECOPAR, 1974) telles que le système de glissement unique ne peut pas être actif (cf. Photo III-6). Ces cristaux se fragmentent suivant un plan perpendiculaire à ε_3.

(3) Lorsque la déformation devient intense (structure mylonitique), certaines enstatites peuvent tourner et dépasser la position de blocage (enstatites en "cornue", Photo III-6). Le glissement est alors intense, l'allongement de l'enstatite pouvant atteindre un rapport de 60 (cf Photo III-5) dans une matrice d'olivine recristallisée.

7.2.3. *CARTES CINÉMATIQUES, MÉCANISME DE LA MISE EN PLACE DU MASSIF*

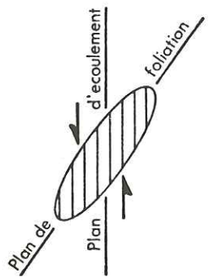
L'interprétation cinématique des fabriques développée dans les paragraphes précédents permet donc d'accorder une signification cinématique aux éléments structuraux mesurés sur le terrain.

– Les sens de cisaillement ont été déterminés :

– soit à partir des stéréogrammes d'orientations préférentielles (Fig. 2-15 à 2-23),

– soit directement sur des lames minces taillées dans le plan $\varepsilon_2\ \varepsilon_3$ en déterminant les positions relatives des traces des plans de glissement et de foliation (cf. M. DAROT, 1973) ;

– soit sur le terrain par l'orientation, par rapport à S_1, des lentilles feldspathiques obliques, interprétés comme des fentes de tension (cf. § 7.3).



La carte du cisaillement (carte 2-4) montre que dans Lanzo centre et Lanzo nord, la composante horizontale du cisaillement est senestre ; on observe cependant des cisaillements dextres suivant un couloir central orienté N-S, et dans les zones mylonitiques. Dans Lanzo sud, aucun sens de cisaillement ne domine.

– L'angle de cisaillement moyen déterminé à partir des stéréogrammes d'orientation préférentielle (cf. Fig. 2-24) se situe dans le domaine de 70° (valeur déterminée à partir de l'enstatite) à 75° (valeur déterminée à partir de l'olivine)*. La foliation est subverticale, de direction moyenne N 30 dans Lanzo centre et Lanzo nord (Fig. 2-6). Compte tenu du sens de cisaillement senestre, le plan d'écoulement (plan cinématique a c) a une direction approximativement N 10 et un fort pendage Est.

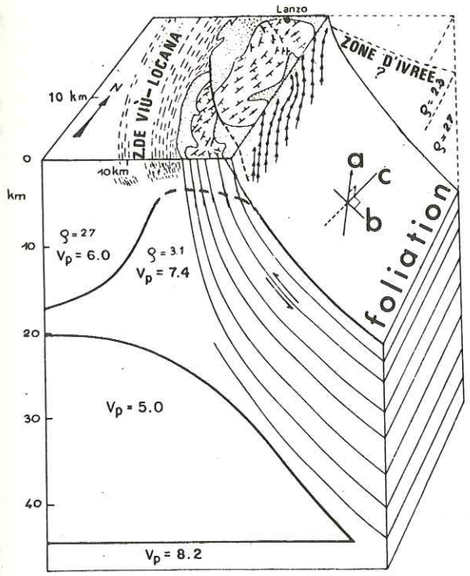


Fig. 7.7. Schéma de la mise en place du massif de Lanzo par cisaillement senestre (NICOLAS et al., 1972). Les mesures gravimétriques (ρ) et sismiques (V_p) sont extraites du modèle géophysique de BERCKHEMER (1969).

– La linéation d'agrégat et la perpendiculaire dans le plan de foliation à la linéation d'enstatite tabulaire (carte 2-2) indiquent de la même façon que S_1 (avec une approximation moyenne d'environ 15°) la direction de l'écoulement (direction cinématique a). La linéation d'agrégat dans Lanzo centre et Lanzo nord a un pendage moyen de 40 à 45° Sud dans le plan de foliation (Fig. 2-5 et 2-6). Compte tenu du sens de cisaillement, la direction cinématique a a un pendage Sud moyen de 25 à 30°. La perpendiculaire à la linéation d'enstatite tabulaire, dans Lanzo sud a un pendage variable dans le plan de foliation (Fig. 2-6) ; aucune direction d'écoulement dominante n'est enregistrée dans Lanzo sud.

Le schéma proposé pour la mise en place du massif de Lanzo (NICOLAS et al., 1972), est celui de l'intrusion par cisaillement senestre, à partir du manteau, d'une lame de péridotite (Fig. 7-7). Les données géophysiques (§ 1.2.1)

* *Cette valeur est déterminée à partir des relations α, θ indiquées Fig. 7-1B et compte tenu de la correction de 5° dûe à l'écart entre direction d'écoulement et maximum d'orientation préférentielle des directions de glissement (Fig. 7-3). Elle tend à être surévaluée par le rôle d'une composante mineure d'écrasement (cf. § 7-3-2).*

indiquent que la lame est actuellement enracinée dans le manteau*. Le plan de l'écoulement est subvertical orienté NE-SO, la direction d'écoulement dans Lanzo centre et Lanzo nord a un pendage moyen de 30° vers le Sud. Le sens de cisaillement est tel que la partie Est du massif se déplace vers le Nord et vers le haut relativement à la partie Ouest.

7.3. *INTERPRÉTATION CINÉMATIQUE DES PLIS*

7.3.1. *RELATIONS DES PLIS AVEC LES STRUCTURES DE L'ÉCOULEMENT*

La formation des plis dans les rubanements pyroxénolitiques ou leur modification définitive est contemporaine de l'écoulement plastique. Le plissement du rubanement, et la déformation plastique dans la lherzolite, scellés par les mêmes modifications paragénétiques (cf. § 3.1) l'attestent, ainsi que les relations géométriques entre structures du plissement et de la déformation plastique :

(1) les axes des plis sont (compte tenu de la marge d'erreur sur les mesures) parallèles à la linéation d'agrégat et à l'intersection S_0/S_1 (Fig. 2-44), c'est-à-dire obliques de 20° environ sur la direction d'écoulement (cf. § 7.2). Cette relation se vérifie également à l'échelle du pli kilométrique (cf. Fig. 2-45 et 2-46) ;

(2) les plans axiaux des plis sont généralement parallèles à la foliation bien que l'on observe dans certains cas un plissement antérieur à la foliation (cf. § 2.5.1). Le plan axial du plissement kilométrique coïncide avec l'orientation moyenne de la foliation (cf. Fig. 2-45 et 2-46).

7.3.2. *MÉCANISME DE LA FORMATION DES PLIS*

Le mécanisme proposé pour la formation des plis (A. NICOLAS et F. BOUDIER, 1975) est la flexuration accompagnée d'aplatissement (et non de cisaillement). Les plis correspondent (Fig. 7-8) à une composante mineure ($\varepsilon''_1 < \varepsilon''_2 < \varepsilon''_3$) de la déformation dont la composante majeure ($\varepsilon'_1 < \varepsilon'_2 < \varepsilon'_3$) est dûe à l'écoulement plastique. Les positions relatives de ces deux systèmes d'axes et des axes ($\varepsilon_1 < \varepsilon_2 < \varepsilon_3$) de l'ellipsoïde de la déformation totale sont indiquées Fig. 7-8). Les arguments de cette interprétation sont les suivants :

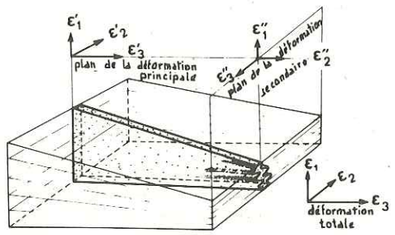


Fig. 7.8. Modèle théorique du développement de plis dans un rubanement (en pointillés) en réponse à une composante mineure de déformation ($\varepsilon''_2 \leqslant \varepsilon''_3$). Les structures d'écoulement dans la péridotite encaissante sont essentiellement dûes à la composante majeure de la déformation ($\varepsilon'_1 < \varepsilon'_2 < \varepsilon'_3$). La déformation totale résultante a pour axes $\varepsilon_1 < \varepsilon_2 < \varepsilon_3$. (NICOLAS et BOUDIER, 1975).

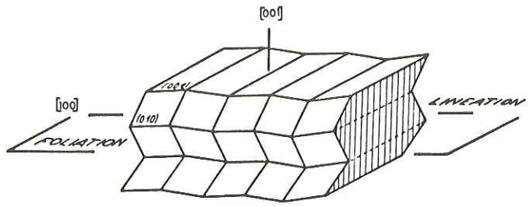
(1) Les orientations préférentielles des minéraux de la pyroxénolite dans les charnières de plis (cf. Fig. 2-48 et 2-51), comparées à celles mesurées dans les pyroxénolites non plissées (cf. Fig. 2-35 à 2-40) montrent une rotation des minéraux de la pyroxénolite autour de l'axe du pli.

(2) L'aplatissement ayant accompagné la flexuration est suggéré par la forme généralement semblable des charnières de plis.

(3) L'orientation préférentielle de l'olivine de la péridotite située à l'intrados des plis (cf. Fig. 2-49) montre un maximum de $[100]_{ol}$ subparallèle à l'axe du pli et à la linéation L et une couronne de $[010]_{ol}$, avec une tendance pour cet axe à s'orienter dans le plan de foliation. Cette particularité est peut-être à mettre en relation avec la plus grande fréquence du système de glissement d'axe [001] de l'olivine observée à l'intrados des plis (cf. Fig. 2-47 B)

* *Une étude récente (PESELNICK et al., 1974) de l'anisotropie sismique dans la péridotite de Lanzo montre que la plus grande vitesse (V_p = 7,9 Km/sec.) de propagation des ondes P correspond à la direction cinématique a . Ceci permet de prévoir l'anisotropie sismique du massif et de retrouver, par mesure sur échantillon, suivant la direction perpendiculaire à la foliation, une valeur V_p = 7,3 très proche de la valeur moyenne donnée par les profils seismiques E-O (cf. Fig. 7-7).*

et plus généralement dans les péridotites de la zone des plis (cf. § 2.3.3). Le jeu de ce système de glissement provoque un raccourcissement par formation de bandes de pliage (Fig. 7-9) qui évoluent en grains indépendants (cf. Fig. 2-47 A). Ce système concurrence le système (010) [100] lié à l'écoulement plastique et responsable de la formation des sous-grains (Fig. 7-9).



(4) L'orientation préférentielle de l'olivine dans la péridotite située à l'extrados des plis (cf. Fig. 2-50) est l'orientation de type ② (§ 7.1.2).

Fig. 7.9. Schéma théorique de la combinaison, dans un cristal d'olivine, des systèmes de glissement intracristallin d'axe [100] responsable de l'écoulement plastique et de la formation de sous-grains et d'axe [001] responsable d'un raccourcissement perpendiculairement à la foliation par formation de bandes de pliage.

7.3.3. *RELATION DU PLISSEMENT AVEC L'INTRUSION DU MASSIF*

L'introduction d'une composante mineure d'écrasement, dont témoigne le plissement du rubanement s'ajoutant à la composante majeure et largement dominante de la déformation liée à l'écoulement plastique permet de préciser le modèle proposé au § 7.2.3 de l'intrusion du massif. Le plan axial du plissement parallèle à la foliation est vertical orienté NE-SO, l'axe du plissement a un pendage sud moyen de 40°. La symétrie du pli kilométrique (cf. Fig. 2-43) et l'orthogonalité observée dans la zone des plis entre S_0 et S_1 (Fig. 2-41), conduisent à admettre qu'au stade de l'initiation du plissement dans le manteau, la foliation était – dans la partie correspondant à Lanzo centre – perpendiculaire au rubanement (Fig. 7-10). De plus, la composante mineure d'extension ε''_2 est orientée verticalement ; l'extension ne pouvant se produire que vers la surface, elle peut être responsable du redressement des lignes d'écoulement dans leur position actuelle. Il est raisonnable de penser qu'à l'initiation du mouvement, l'intersection rubanement-foliation ait pu être horizontale correspondant à un rubanement horizontal, et les lignes d'écoulement initialement horizontales ont pu se redresser progressivement au cours du mouvement ascendant (NICOLAS et BOUDIER, 1975).

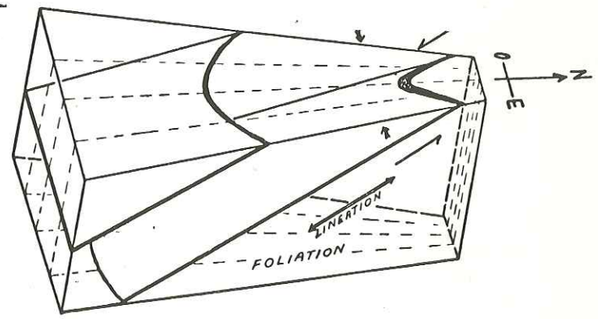


Fig. 7.10. Schéma du développement des plis dans le massif de Lanzo, d'après le modèle théorique (Fig. 7.8). La déformation moyenne est dûe au cisaillement, la déformation mineure est dûe à l'écrasement (NICOLAS et BOUDIER, 1975)

Dans Lanzo sud, l'absence de plissement de la structure s'explique par le parallélisme entre rubanement et foliation.

Le plissement lié à l'intrusion du massif n'est pas nécessairement responsable de tous les plis observés. En effet, certains plis isoclinaux serrés (cf. Photo V-3) pourraient être des plis anciens transposés ou repris lors du mécanisme de plissement lié à l'intrusion.

7.4. RELATION DE LA DÉFORMATION PLASTIQUE AVEC LA FUSION PARTIELLE GABBROÏQUE

On a vu (chapitre 5) que les filons et lentilles gabbroïques et les dunites associées pouvaient être les témoins d'un épisode de fusion partielle dont les conditions P-T ont été précisées. Il existe des relations structurales entre gabbros-dunites et éléments de la déformation plastique, qui permettent d'envisager que la fusion partielle gabbroïque est liée au mécanisme d'intrusion du massif (BOUDIER et NICOLAS, 1972).

7.4.1. RELATIONS GÉOMÉTRIQUES

(1) Les lentilles feldspathiques présentent une disposition en échelon (§ 4.1.1, Photo VI-3) similaire à celle de fentes de tension. Elles sont orientées obliquement sur la foliation (Photos VI-1, VI-2) et leur orientation par rapport au plan de cisaillement et à la direction d'écoulement (cf. Fig. 4-8 A) est compatible avec un sens de cisaillement senestre (Fig. 7-11). Ajoutons que cette orientation correspond à des lentilles concentrées à la bordure Ouest de Lanzo centre ; les lentilles sont rares dans Lanzo sud et présentent deux orientations conjuguées (cf. Photo VI-4). Les filons de gabbro sont statistiquement orientés perpendiculairement à la direction d'écoulement (cf. Fig. 4-8 B). Les magmas gabbroïques formés ont donc pu se concentrer dans des plans de tensions liés à la déformation.

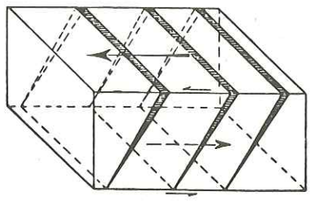


Fig. 7.11. Plans de détente (en hachures) en relation avec un cisaillement senestre suivant le plan horizontal (NICOLAS, BOUCHEZ, BOUDIER, 1972).

(2) Les dunites sont déformées par des plis de cisaillement (cf. § 4.2.1) admettant S_1 comme plan axial. Les axes de ces plis sont subparallèles à la direction cinématique a dans Lanzo centre (cf. Fig. 4-5 A et B) ; ils sont proches de la linéation d'enstatite tabulaire principale (i.e. direction cinématique b) dans Lanzo sud (cf. Fig. 4-5 C et D). La fabrique de l'olivine, dans une dunite de Lanzo sud (cf. Fig. 4-7 A) est identique à celle de la lherzolite encaissante et l'olivine présente le même type de sous-structures. Ainsi, les dunites portent les traces d'une déformation plastique postérieure à la fusion partielle. Les gabbros ne sont pas déformés ou le sont faiblement ; ils peuvent recouper la lherzolite et les dunites (cf. § 1-2-2) ; les olivines des gabbros ne présentent pas d'orientation préférentielle (cf. Fig. 4-7B). La fusion partielle apparaît donc comme contemporaine des dernières phases de la déformation plastique, imprimées dans les dunites, faiblement marquées dans les gabbros.

7.4.2. RELATION AVEC LE MÉCANISME D'INTRUSION DU MASSIF

Au cours de l'intrusion par cisaillement à partir d'une position située sur la géotherme (cf. Fig. 6-1), le massif aurait recoupé sa courbe de solidus dans un domaine situé aux environs de 9-10 kb et 1250°C (cf. § 5-3), provoquant la formation de magma qui s'est concentré suivant les plans de tension de la déformation.

Deux arguments peuvent rendre compte de la localisation de la fusion partielle à la bordure S et O des ellipses de Lanzo sud et Lanzo centre, témoignée par la concentration des dunites et des gabbros "in situ" dans cette zone (cf. § 4-1 et 4-2 et Fig. 7-12).

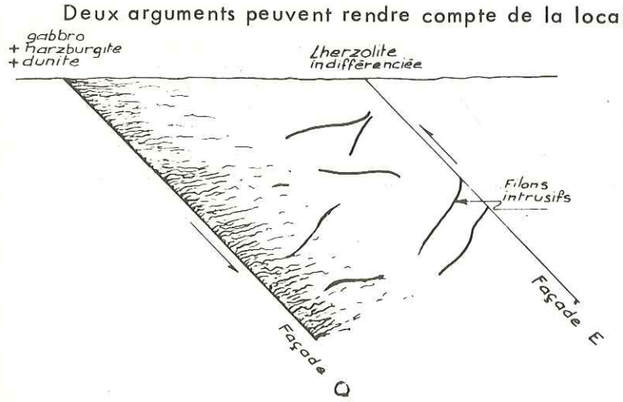


Fig. 7.12. Coupe interprétative E-O de la lame de lherzolite, montrant la concentration de la fusion partielle à la façade Ouest, tandis que la lherzolite de la partie Est est seulement recoupée par des filons intrusifs.

(a) Dans le mécanisme de mise en place proposé, la partie Ouest du massif correspond à la partie la plus profonde de la lame de lherzolite (Fig. 7-13) ; elle aurait donc franchi le solidus à température plus élevée que la partie Est.

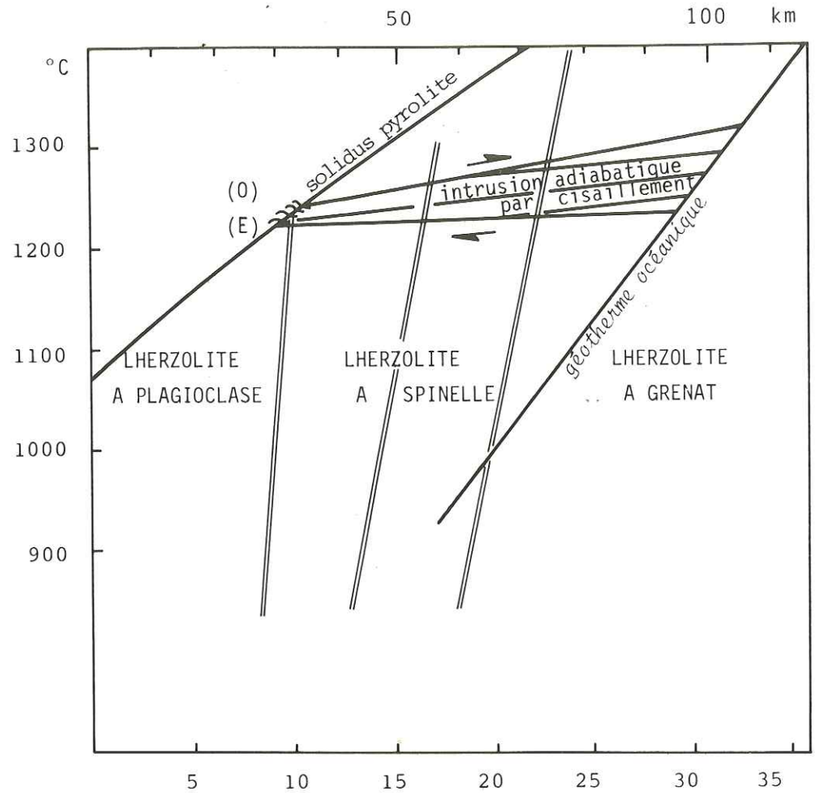


Fig. 7.13. Intrusion de la lame tectonique de Lanzo depuis une position à équilibre sur une géotherme moyenne. Les conditions P-T de la montée adiabatique sont déduites de l'étude pétrologique (ch. 3 et 4). L'épaisseur de la lame correspond approximativement à la dimension E-O du massif.

(b) Le processus d'échauffement visqueux invoqué pour expliquer l'exceptionnel gradient thermique observé (cf. § 5.3.2) est compatible avec le mécanisme d'intrusion proposé. Il est concevable qu'à la semelle de la lame de péridotite, la contrainte ait été suffisamment élevée pour qu'une fois franchie la courbe de solidus de la lherzolite, le seuil de ce processus d'auto-accélération de la déformation soit atteint.

CHAPITRE 8

SCHÉMA DE LA MISE EN PLACE

8.1. RAPPEL DES PRINCIPAUX RÉSULTATS

Cette étude a permis d'éclairer en partie le mécanisme et les conditions de la mise en place des péridotites du massif de Lanzo.

1 – La lherzolite montre en lame mince des variations de structure : (1) structure "à gros grain" portant les traces d'une déformation modérée (grain grossier, présence d'une sous-structure, recristallisation faible, bonne anisométrie planaire des minéraux), (2) passant à une structure porphyroclastique (présence d'une sous-structure plus dense que dans le cas précédent, et dont les sous-joints sont obliques par rapport à l'allongement des minéraux, recristallisation importante, anisométrie linéaire des minéraux fortement marquée), (3) puis à une structure mylonitique (porphyroclastes de pyroxène très étirés dans une matrice d'olivine recristallisée). La carte du grain montre que ces structures sont régulièrement distribuées dans le massif, avec une décroissance de la dimension du grain du centre vers la périphérie.

2 – Les diagrammes d'orientation préférentielle de l'olivine et de l'orthopyroxène dans la lherzolite ne montrent pas de variations importantes d'un faciès à l'autre ; ils s'interprètent en termes d'écoulement à l'état solide par glissement intracristallin, compte tenu des systèmes de glissement actifs à haute température dans ces deux minéraux. L'orientation préférentielle dominante est celle du plan de glissement dans les structures "à gros grain", et celle de la direction de glissement dans les structures porphyroclastiques.

3 – Cette interprétation des fabriques permet d'attribuer une signification cinématique aux structures de terrain (foliation voisine du plan d'écoulement, linéation de spinelle ou d'agrégat feldspath-spinelle voisine de la direction d'écoulement, linéation par démembrement d'enstatite perpendiculaire à la direction d'écoulement). Lorsque la déformation est rotationnelle, le sens de cisaillement peut être déterminé et l'angle de cisaillement grossièrement estimé.

4 – Les structures de terrain reportées en carte à l'échelle du 1/10 000e montrent une remarquable continuité et permettent de présenter un modèle d'intrusion du massif par cisaillement s'appuyant sur un plan d'écoulement de direction N-S* fortement penté vers l'Ouest, et suivant

---

* *cette direction est déterminée à partir de l'orientation moyenne du plan de foliation N 30, compte tenu du sens de cisaillement senestre et de l'évaluation approximative de l'angle de cisaillement.*

une direction d'écoulement plongeant à environ 30° vers le Sud. Le sens du cisaillement est tel que les compartiments Est se déplacent vers le haut et vers le Nord relativement aux compartiments Ouest. La limite supérieure de l'angle de cisaillement moyen se situerait autour de 70°, compte non tenu de la composante mineure d'écrasement (voir plus loin).

5 – Des plis déforment le rubanement pyroxénolitique dans les parties centre et Nord du massif; ils s'observent à toutes les échelles. L'axe est voisin de la direction d'écoulement et la foliation correspond à leur plan axial. Ils sont attribués à une composante mineure d'écrasement qui s'ajoute à la composante principale de cisaillement discutée plus haut. Des modifications de la paragenèse des rubanements pyroxénolitiques, en même temps que leur épaississement, apparaissent dans les charnières des plis.

6 – L'existence de fusion partielle dans la lherzolite découle de l'observation de lentilles et de filons de gabbro associés à des roches à caractère résiduel : dunites et lherzolites appauvries en pyroxène. Les relations géométriques des lentilles et des filons avec les structures de la déformation plastique et avec le plissement concomitant, ainsi que les déformations dans les dunites, montrent que la fusion partielle s'est produite durant l'intrusion. Le chimisme des gabbros permet de situer les conditions de la fusion partielle aux environs de 1250°C et de 8 à 12 kb. Incidemment, on montre que les "filons" de dunite décrits dans diverses péridotites (p. ex. LONEY et al., 1971 ; BEZZI et PICCARDO, 1971) sont généralement à rapporter à la fusion partielle et représentent les épontes résiduelles de filons de gabbro qui peuvent par la suite avoir entièrement quitté leur site de formation.

7 – Le chimisme des minéraux dans les différents faciès pétrographiques montre que toutes les paragenèses (à l'exception de certaines pyroxénolites recristallisées) se sont rééquilibrées dans les conditions P-T de la fusion gabbroïque. La position de cet équilibre à la limite de faciès lherzolite à spinelle – lherzolite à plagioclase permet d'en préciser les conditions : 1250°C et environ 10 kb.

Cette évaluation est corroborée par la composition chimique des pyroxènes utilisée comme géothermomètre : $T_{équilibre}$ = 1200 à 1250°C.

8 – Les conditions physiques du dernier équilibre impliquent –si l'on envisage une montée adiabatique à partir d'une position d'équilibre sur une géotherme océanique– une profondeur minimale d'origine située aux environs de 90 à 100 km*.

9 – Le contact du massif avec les ophiolites piémontaises, le long de la ligne de Viù-Locana est scellé par le métamorphisme alpin de haute pression. Celui-ci se développe dans les ophiolites et le long de la bordure Ouest du massif d'où l'on en perd la trace vers l'Est.

Il se manifeste par le développement d'antigorite à structure lamellaire à la bordure du massif, par la rodingitisation des gabbros et l'éclogitisation des diabases (paragenèses à jadéïte et à grenat). Ce métamorphisme est associé à des déformations qui relaient la déformation plastique (NICOLAS, 1974).

8.2. RELATION DE L'INTRUSION AVEC LES ÉVÉNEMENTS ALPINS

8.2.1. SITUATION STRUCTURALE

Le massif de Lanzo limitant au Sud la zone de Sesia Lanzo est séparé des ophiolites piémontaises par la ligne de Viù-locana, discontinuité structurale majeure limitant à l'Est le domaine des ophiolites mésozoïques. Par ailleurs, les profils géophysiques effectués dans notre région (BERCKHEMER, 1968 ; GIESE, 1968 ; VECCHIA, 1968) montrent une remarquable continuité de la remontée du manteau à l'aplomb de la zone d'Ivrée, de Locarno à Cunéo. Bien que les formations situées au contact Est du massif de Lanzo n'affleurent jamais, nous considérons (NICOLAS et al., 1972) que le massif est en contact, sous les sédiments de la Plaine du Pô, avec le socle granulitique d'Ivrée (Fig. 8-1), ainsi qu'on l'observe pour les autres massifs de péridotite jalonnant l'anomalie d'Ivrée plus au Nord. Nous admettons (NICOLAS et al., 1972) que les massifs de Lanzo, Baldissero, Balmuccia, représentent des écailles de manteau sous-jacent à la zone d'Ivrée – donc sub-continental – amenées à l'affleurement lors de la collision des plaques européenne et Sud-alpine.

* *Le choix d'une géotherme océanique sera justifié plus loin. La montée adiabatique à partir d'une géotherme continentale situerait la profondeur d'origine aux environs de 200 km.*

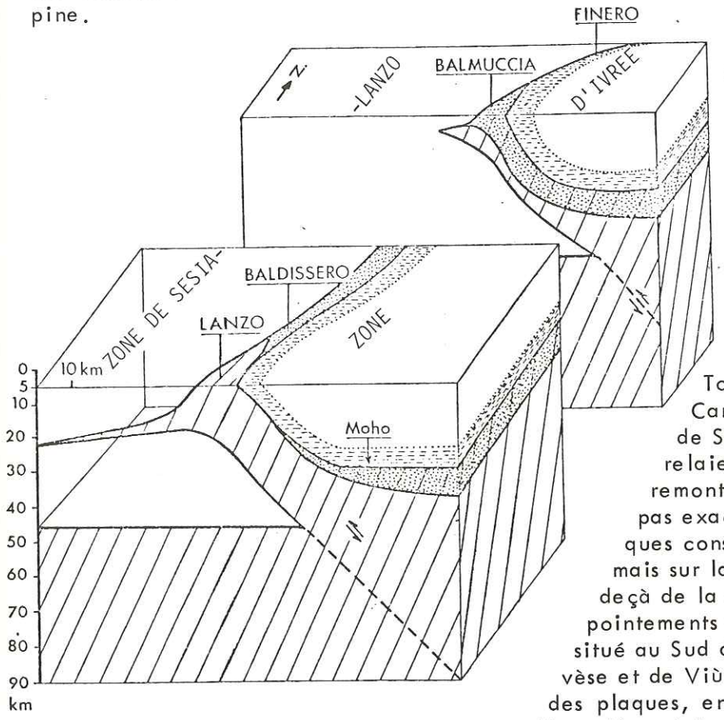


Fig. 8-1.- Schéma théorique illustrant les relations supposées des massifs ultrabasiques de Lanzo, Baldissero, Balmuccia avec la zone d'Ivrée. La structure profonde est inspirée des résultats de la géophysique (BERCKHEMER, 1968 ; GIESE, 1968). Hachures obliques, manteau ; en pointillé : zone du manteau supérieur d'où proviennent les lherzolites à spinelle de Baldissero et Balmuccia ; en blanc : écorce continentale (NICOLAS et al., 1972).

Tous ces massifs suivent la ligne du Canavèse qui est la limite entre la zone de Sesia Lanzo et la zone d'Ivrée et qui relaie vers le Sud la ligne insubrienne. La remontée de l'écaille de manteau ne se situe pas exactement le long de la suture des plaques constituée par la ligne de Viù-Locana, mais sur la marge du continent sud-alpin, en-deçà de la zone de Sesia Lanzo. De tous les pointements de péridotite, seul le massif de Lanzo situé au Sud de la convergence des lignes du Canavèse et de Viù-Locana, affleure le long de la suture des plaques, en contact tectonique avec les ophiolites piémontaises.

8.2.2. DIRECTION DES MOUVEMENTS - AGE DE L'INTRUSION

(1) Dans l'interprétation argumentée plus haut, l'écoulement enregistré dans la péridotite opère surtout par cisaillement suivant une direction N-S. Une composante mineure d'écrasement est responsable de la formation des plis dans Lanzo centre. Cet écoulement est compatible avec un coulissement entre les plaques européenne et Sud-alpine tel que la plaque Sud-alpine de déplace vers le Nord avec des composantes mineures de déplacement vers le haut et vers l'Ouest, le long d'un plan à fort pendage Est (Fig. 8-2).

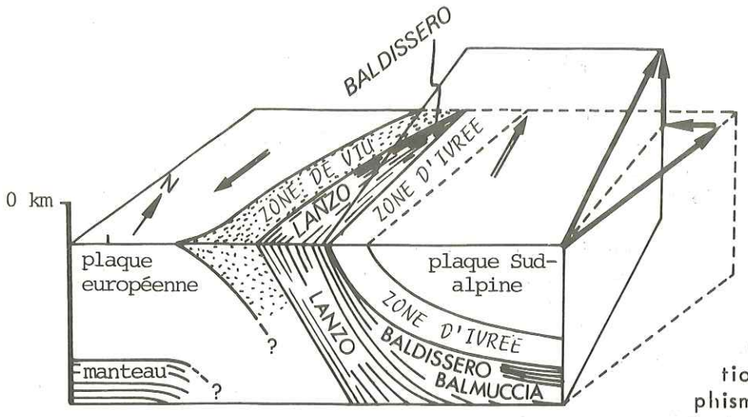


Fig. 8-2.– Schéma théorique des mouvements de la plaque Sud-alpine par rapport à la plaque européenne, enregistrés dans les déformations de la péridotite de Lanzo. Le déplacement principal est une translation horizontale vers le Nord avec des composantes mineures vers le haut et vers l'Ouest (NICOLAS, 1974).
En blanc : croûte continentale
En pointillé : croûte océanique

(2) L'intrusion succéderait à la résorption du bassin piémontais. Le métamorphisme de haute pression semble contemporain de la dernière phase de l'intrusion. Au contact Ouest du massif, la serpentinisation en antigorite (T_{max} = 500°C) et le développement de minéraux de haute pression dans les gabbros et diabases inclus dans la péridotite, relaient une déformation plastique de relativement basse température (T_{max} = 900°C) imprimée dans les péridotites du contact. Des linéations de glaucophane orientées NO - SE indiqueraient la direction du flux dans les ophiolites en cours de serrage (NICOLAS, 1974).

L'achèvement de la mise en place se situerait au Crétacé supérieur, l'âge radiogénique indiqué par la glaucophane est 80 à 100 M.A. (HUNZIKER, 1974).

Des plis à axes verticaux, déformant la foliation près du contact N - O, témoignent des derniers mouvements relatifs des deux plaques, lesquels se produisent aussitôt après le métamorphisme haute pression et pendant la transition vers les conditions du métamorphisme de faciès schistes verts.

(3) La résorption du bassin piémontais se fait le long d'un plan de Benioff situé sur la marge du continent Sud-alpin et penté vers celui-ci (NICOLAS et al., 1972 ; DAL PIAZ et al., 1972 ; ERNST, 1973 ; DEWEY et al., 1973). La lame tectonique de manteau amenée à l'affleurement lors de l'affrontement des plaques appartient à la partie obductée, caractérisée par une forte remontée des isogrades de température (p. ex. TOKSOZ et al., 1971). OXBURGH et TURCOTTE (1974) admettent qu'un flux de chaleur anormal provenant du manteau pendant et après l'affrontement des plaques européenne et Sud-alpine peut expliquer l'atteinte des conditions du métamorphisme de faciès amphibolite dans la croûte sus-jacente. La masse de péridotite de Lanzo serait donc à l'origine en équilibre sur une géotherme à forte pente. C'est pourquoi une géotherme océanique a été choisie dans le modèle proposé ; il donne une profondeur minimale d'origine des péridotites du massif de Lanzo située aux environs de 90 à 100 km. Compte tenu du pendage maximum de 30° admis pour la direction d'écoulement, le déplacement horizontal correspondant est de l'ordre de 150 à 200 km dans la direction N - S. Un calcul très grossier assumant une vitesse d'écoulement comprise entre 1 et 10 cm/an et une profondeur de 50 à 150 km pour l'origine de la péridotite donne une durée de l'intrusion comprise entre 1 et 30 M.A., donc une limite inférieure Crétacé moyen pour l'initiation du processus d'intrusion, compte tenu des relations établies plus haut avec le métamorphisme alpin HP d'âge Crétacé supérieur. DAL PIAZ et al. (1972), à partir d'un calcul également spéculatif, admettent une durée de 8 M.A. pour l'ensemble des processus de subduction et de remontée du matériel subducté.

8.2.3. CONDITIONS PHYSIQUES DE LA MONTÉE

Les trois types de structures considérés dans Lanzo correspondent à des conditions T, $\dot{\varepsilon}$, ε (température, taux de déformation et quantité de déformation) différentes. Le passage de la structure (1) à la structure (3) correspondrait à une température décroissante et à un taux et une quantité de

déformation croissants. Ces structures pourraient avoir été figées à différentes étapes de l'intrusion. La structure mylonitique de la bordure de Lanzo centre correspondrait à l'état le plus tardif (T_{max} = 900°C indiquée par les exsolutions des pyroxènes) ayant oblitéré les états (1) et (2). La structure porphyroclastique correspondrait à un état intermédiaire (T_{max} = 1250°C) ayant oblitéré l'état (1) le plus ancien dont témoigne la structure "à gros grain" correspondant peut-être elle-même à des températures supérieures à 1250°C.

Dans ce schéma, les faciès de l'ellipse de Lanzo sud (structure (1)), après une étape de déformation initiale à haute température, auraient été transportés passivement, l'écoulement se concentrant progressivement durant la montée dans les faciès de la masse de Lanzo centre (structure (2)), et finalement dans ceux de la bordure Ouest (structure (3)). A vitesse de montée constante, cette évolution s'exprime par une augmentation du taux de déformation et de la contrainte dans les faciès se déformant les derniers. Lorsque la déformation plastique est bloquée dans les péridotites par la chute de température, le relais est assuré par l'écoulement dans les serpentinites et les ophiolites encaissantes dans les conditions du métamorphisme alpin de haute pression.

Nous considérons que les massifs de Baldissero et Balmuccia situés au Nord de Lanzo et affleurant en contact visible avec les granulites d'Ivrée, proviennent d'une zone plus superficielle du manteau (Fig. 8-2) pour les deux raisons suivantes : (1) l'absence de fusion partielle gabbroïque synchrone de la déformation plastique, (2) leur paragenèse est demeurée équilibrée dans le faciès des lherzolites à spinelle, ce que nous attribuons à l'inefficacité de la diffusion en raison de températures trop basses. Notons aussi que les déformation ont un caractère de basse température.

8.3. CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DU MANTEAU SUPÉRIEUR

8.3.1. COMPARAISON AVEC LES STRUCTURES DES XÉNOLITHES

L'étude comparative des structures en lame mince des péridotites de massifs et de xénolithes des basaltes et des kimberlites apporte des données sur les déformations qui se produisent dans le manteau supérieur. Les points de comparaison entre les structures décrites dans Lanzo et dans les xénolithes ont été résumées p. 26 .

(1) La structure "à gros grain" de Lanzo Sud présente une similitude remarquable avec la structure protogranulaire des xénolithes des basaltes, en particulier on y reconnaît l'association caractéristique du spinelle avec l'orthopyroxène ou éventuellement le clinopyroxène et le groupement en agrégats de ces trois minéraux (MERCIER, 1972 ; MERCIER et NICOLAS, 1975). C'est l'indication d'une évolution dans le faciès à spinelle ou à plagioclase à partir d'un équilibre dans un faciès à pyroxènes alumineux. Elle diffère de la structure protogranulaire des xénolithes des basaltes et de la structure "équante à gros grain" des xénolithes des kimberlites par la présence d'une bonne anisométrie planaire des minéraux (foliation) et par l'existence d'orientations préférentielles de forme et de réseau, parallèles. Par ces derniers caractères, elle se rapproche de la structure "tabulaire à gros grain" des xénolithes des kimberlites (BOULLIER et NICOLAS, 1973 ; BOULLIER, 1975).

(2) La structure porphyroclastique de Lanzo centre est identique à la structure porphyroclastique des xénolithes –avec des degrés variables de restauration– aussi caractérisée par une oblicité des orientations préférentielles de forme et de réseau. Elle se distingue par des structures linéaires plus marquées jointes à de meilleurs maximums ponctuels des directions de glissement, suggérant un écoulement d'un type plus constrictif.

Les structures entièrement recristallisées décrites dans les xénolithes des basaltes n'existent pas dans le massif de Lanzo.

8.3.2. *ORIGINE DES RUBANEMENTS PYROXÉNOLITIQUES*

L'origine des rubanements pyroxénolitiques pose une question fondamentale quant à la connaissance du manteau supérieur. Parmi les hypothèses proposées, on peut distinguer :

(1) les processus de ségrégation à l'état solide

- litage tectonique (DICKEY, 1970)
- diffusion ionique à l'état solide

(2) les processus de ségrégation magmatique

- fusion partielle de la lherzolite (KORNPROBST, 1969 ; DICKEY, 1970 ; LOUBET, 1976)
- accumulation magmatique (CONQUERE, 1973).

La question ne paraît pas résolue ; l'étude des rubanements de Lanzo apporte quelques données en vue de ce débat.

1 – Les rubanements sont de deux types :

– les rubanements I à composition websténitique, d'épaisseur généralement inférieure à 5 cm ont une structure "à gros grain". Ils se développent typiquement dans Lanzo sud, et sont peu fréquents dans Lanzo centre ;

– les rubanements II à composition ariégitique, d'épaisseur généralement supérieure à 5 cm sont souvent différenciés avec spinelle et plagioclase concentrés dans la zone interne ; ils sont partiellement ou presque entièrement recristallisés – le degré de recristallisation croît avec l'épaisseur–. Ils se développent dans Lanzo centre et Lanzo nord, et sont absents dans Lanzo sud.

2 – On observe l'évolution régulière des rubanements du type I au type II, en particulier dans les charnières des plis où le rubanement s'épaissit. Les rubanements de type II sont interprétés comme résultant d'une fusion localisée des rubanements I avec concentration du liquide dans les charnières de plis.

3 – Dans les zones où les rubanements sont abondants, la lherzolite située entre les rubanements est appauvrie en pyroxènes par rapport aux zones dépourvues de rubanements.

4 – Sur le terrain, les rubanements des deux types sont toujours parallèles, on n'observe jamais, dans Lanzo, de filons pyroxénolitiques recoupant les rubanements. Dans Lanzo centre et Lanzo nord, le rubanement est plissé.

5 – Les rubanements I qui apparaissent comme les plus anciens montrent une bonne orientation préférentielle des clinopyroxènes : $[010]_{di}$ perpendiculaire à S_0. AVE LALLEMANT (1967) décrit une fabrique identique dans une websténite de Lherz. La fabrique observée est incompatible avec le jeu du glissement intracristallin car le seul système de glissement dans le clinopyroxène est [001] (100). Nous considérons qu'il s'agit d'une fabrique antérieure à celles que développe la déformation plastique, et par conséquent héritée du manteau supérieur.

Revenons maintenant sur les différents processus invoqués plus haut pour expliquer la ségrégation des rubanements pyroxénolitiques.

– La différenciation tectonique à l'état solide recouvre deux processus entièrement différents :

(1) la transposition de structures hétérogènes préexistantes à la déformation. Ainsi, dans notre cas, il est concevable que les rubanements centimétriques actuellement observés proviennent de filons ou d'amas de taille très supérieure, étirés et conduits à être parallèles lors d'un écoulement qui devrait être considérable.

(2) la création à partir d'un milieu homogène de lits différenciés pendant l'écoulement à l'état solide. Ce phénomène est en contradiction avec la tendance normale de la déformation qui consiste à homogénéiser. Cependant, dans des cas particuliers existe la possibilité de ségrégation en lits dont l'épaisseur ne saurait dépasser la dimension du minéral ou de quelques minéraux. Ainsi, dans les mylonites apparaît un litage millimétrique.

Le premier processus pourrait être envisagé. Toutefois, l'orientation préférentielle du clinopyroxène, signalée plus haut, est incompatible avec un écoulement plastique important dans le plan du rubanement.

– La fusion partielle de la lherzolite nécessite l'intervention d'un processus tectonique pour expliquer l'orientation parallèle des rubanements. Or, le système solide interstratifié avec des couches liquides serait mécaniquement tout à fait instable ; de plus, la fabrique du clinopyroxène exclue la possibilité que le plan du rubanement soit un plan de cisaillement.

– La diffusion ionique à l'état solide comme génératrice de litage a été invoquée par THOMPSON (1975) dans le cas du contact métamorphique entre des marbres et des schistes. Elle exige la présence d'un fort gradient chimique. Ce processus ne peut donc pas être retenu dans le cas qui nous intéresse en l'absence d'hétérogénéité chimique reconnue à grande échelle.

– L'hypothèse d'une accumulation magmatique rend compte en particulier de l'analogie de la fabrique du clinopyroxène avec celle des pyroxénolites de cumulats (JACKSON et al., 1975). Toutefois, il ne peut s'agir d'accumulation dans une chambre magmatique de dimension normale, car compte tenu de l'homogénéité chimique de la lherzolite observée à l'échelle des massifs les plus vastes : Ronda (DAROT, 1973) et Lanzo, une telle chambre magmatique devrait avoir des dimensions considérables. On est ainsi amené à envisager un processus de ségrégation se produisant lors du refroidissement de la Terre primitive, dont le manteau supérieur au moins aurait été fondu. Les rubanements ainsi formés auraient pu subir ultérieurement des transformations nombreuses, tant géochimiques que tectoniques oblitérant les traces de leur origine.

La question de l'origine des rubanements reste ouverte car dans d'autres massifs des situations différentes prévalent : la coupure entre websténites et ariégites y est parfois plus nette qu'à Lanzo ; les ariégites peuvent former des filons qui recoupent les websténites ; les websténites elles-mêmes peuvent se recouper sous des angles faibles.

''''''''''''

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANDREATTA C. (1934).– Analysi strutturali di rocci metamorfiche. V. Oliviniti. Period. Min. Anno V, 237-253.

AVE LALLEMANT H.G. (1967).– Structural and petrofabric analysis of an "Alpine-type" peridotite : the lherzolite of the French Pyrennees. Leidse Geol. Med., 42, 1-57.

BATTEY M.H. (1960).– The relationship between preferred orientation of olivine in dunite and the tectonic environment. Am. J. Science 258, 716-727.

BEESON M.H. and JACKSON E.D. (1970).– Origin of the garnet pyroxenite xenoliths at Salt Lake Crater, Oahu. Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap., 3, 95-112.

BERCKHEMER H. (1968).– Topographie des 'Ivrea Körpers' abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 48, 235-254.

BEZZI A. et PICCARDO G.B. (1971).– Structural features of the ligurian ophiolites : Petrologic evidence for the "oceanic" floor of the Northern Apennines geosyncline ; A contribution to the problem of the alpine type gabbro-peridotite associations. Mem. Soc. Geol. It., X, 53-63.

BOUCHEZ J.L. (1971).– Exemples de traitement automatique des données numériques en Géologie Structurale et en Pétrologie. Thèse 3e cycle, Nantes, 117 p.

BOUCHEZ J.L., BOUDIER F., MERCIER J.C., NICOLAS A. (1970).– Analyse Pétrofabrique. Travaux du Laboratoire de Géologie, Nantes, 75 p.

BOUCHEZ J.L. et MERCIER J.C. (1974).– Construction automatique des diagrammes de densité d'orientation. Présentation d'un réseau de comptage. Sciences de la Terre, Nancy, XIX, 55-64.

BOUDIER F. (1971).– Minéraux serpentineux extraits de péridotites serpentinisées des Alpes occidentales. Contr. Mineral. Petrol., 33, 331-345.

BOUDIER F. (1972).– Relations lherzolite - gabbro - dunite dans le massif de Lanzo (Alpes Piémontaises) : exemple de fusion partielle. Thèse 3e cycle, Nantes, 106 p.

BOUDIER F. et NICOLAS A. (1972).– Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises). Bull. Suisse Mineral. Petr., 52/1, 39-56.

BOULLIER A.M. (1975).– Structures des péridotites en enclaves dans les kimberlites d'Afrique du Sud. Thèse 3e cycle, Nantes, 112 p.

BOULLIER A.M. et NICOLAS A. (1973).– Texture and fabric of peridotite nodule from kimberlite at Mothae, Thaba Putsoa and Kimberley. In "Lesotho Kimberlites", ed. P.H. NIXON, 57-66.

BOYD F.R. and ENGLAND J.L. (1964).– The system Enstatite - Pyrope. Yb. Carnegie Instn., Wash. 63, 157-161.

BOYD F.R. and NIXON P.H. (1972).– Structure of the Upper Mantle beneath Lesotho. Yb. Carnegie Instn. Wash., 72, 431-445.

BOYD F.R. and BROWN G.M. (1969).– Electron Probe study of pyroxene exsolution. Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap., 2, 211-216.

BRUNN J.H. (1956).– Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. Annales géologiques des Pays Helleniques, VII, 358 p.

CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J. and VERHOOGEN J. (1974).– Igneous Petrology. Mc Graw Hill ed. New York.

CARTER N.L. et AVE'LALLEMANT H.G. (1970).– High Temperature Flow of Dunite and Peridotite. Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 218-2202.

COLLEE A.L.G. (1963).– A Fabric Study of Lherzolites with special reference to ultrabasic nodular inclusions in the lavas of Auvergne (France). Leidse Geol. Med., 28, 1-102.

CONQUÉRÉ F. (1971).– Les pyroxénolites à amphibole et les amphibolites associées aux lherzolites du gisement de Lherz (Ariège, France) : un exemple du rôle de l'eau au cours de la cristallisation fractionnée des liquides issus de la fusion partielle de lherzolites. Contr. Mineral. Petrol., 33, 32-61.

CONQUÉRÉ F. (1973).– L'origine des lherzolites et roches associées de l'Etang de Lherz (Ariège, France). C.R. Acad. Sci. Paris, 277, 1589-1592.

DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. e MARTINOTTI G. (1972).– La zona Sesia-Lanzo et l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. It., XI, 433-466.

DAROT M. (1973).– Méthodes d'analyse structurale et cinématique. Application à l'étude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Serrania de Ronda - Andalousie - Espagne). Thèse 3e cycle, Nantes, 120 p.

DAROT M. et BOUDIER F. (1975).– Mineral lineations in deformed peridotites : kinematic meaning. Petrologie, 1/3.

DAROT M. et BOUCHEZ J.L. (sous presse).– Study of directional data distributions from principal preferred orientation axes. J. Geol.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN M.A. (1962).– Rock forming Minerals. Vol. 1,2,4, Longmans, Green and Co Ltd, London.

DEWEY J.F., PITMAN III W.C., RYAN W.B.F., BONNIN J. (1973).– Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3137-3180.

DICKEY J.S. (1970).– Partial fusion products in alpine-type peridotites : Serrania de la Ronda and other examples. Mineral Soc. Amer. Spec. Pap., 3, 33-49.

DUBERTRET L. (1952).– Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Thèse, Paris, 179p.

ENGEL A.E.J., ENGEL C.G. (1964).– Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge. Science, 144, 1330-1333.

ENGEL C.G., FISHER R.L. (1969).– Lherzolite, Anorthosite, Gabbro, and Basalt dredged from the Mid-Indian Ocean Ridge. Science, 166, 1136-1140.

ERNST W.G. (1973).– Interpretative Synthesis of Metamorphism in the Alps. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 2053-2078.

ETCHECOPAR A. (1974).– Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse 3e cycle, Nantes, 135 p.

ETIENNE F. (1970).– La lherzolite rubanée de Baldissero Canavese. Thèse 3e cycle, Nancy, 156p.

FRANCONI A. (1967).– Etude géologique des ophiolites et schistes lustrés de la Casaluna entre Ponte-Lucca et Sermano (Corse). Thèse, 175 p.

FUJII N. and UYEDA S. (1974).– Thermal Instabilities During Flow of Magma in Volcanic Conduits. J. Geophys. Res., 79, 3367-3369.

GAGNY C. et NICOLAS A. (1966).– La séparation des minéraux dans les roches. Travaux du Laboratoire de Géologie, Nantes, 74 p.

GALLI M. (1963).– Studi petrografici sulla formazione ofiolitica dell'Apennino Ligure. Periodico di Mineralogica, XXXII/2-3, 575-623.

GIESE P. (1968).– Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea Zone. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 48, 261-284.

GREEN D.H. (1963).– Alumina content of enstatite in a Venezuelan High-Temperature Peridotite. Geol. Soc. Amer. Bull., 74, 1397-1402.

GREEN D.H. (1964).– The petrogenesis of the High-Temperature Peridotite Intrusion in the Lizard Area, Cornwall. J. Petrology, 5/1, 134-188.

GREEN D.H. and RINGWOOD A.E. (1970a).– The stability field of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. Earth Planet. Sc. Lett., 3, 151-160.

GREEN D.H. and RINGWOOD A.E. (1967b).– The Genesis of Basaltic Magmas. Contr. Mineral. Petrol., 15, 103-190.

GREEN D.H. and RINGWOOD A.E. (1970).– Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions. Phys. Earth. Planet. Int., 3, 359-371.

GREEN II H.W. and RADCLIFFE S.V. (1972).– Dislocation Mechanisms in Olivine and Flow in the upper Mantle. Earth Planet. Sci. Lett., 15, 239-247.

GREEN II H.W. and GUEGUEN Y. (1974).– Origin of Kimberlite pipes by diapiric upwelling in the upper mantle. Nature, 249, 617-620.

GRUNTFEST I.J. (1963).– Thermal feedback in liquid flow, plane shear at constant stress. Trans. Soc. Rheol. 7, 195-207.

HERZBERG C.T. and CHAPMAN N.A. (sous presse).– Clinopyroxene Geothermometry of Spinel-Lherzolites. Mineralog. Mag.

HOWELLS S. and O'HARA M.J. (1975).– Paleogeotherms and the diopside-enstatite solvus. Nature, 254, 406.

HUNZIKER J.C. (1974).– Rb-Sr and K-Ar Age Determination and the Alpine Tectonic History of the Western Alps. Mem. Ist. Geol. Miner., Padova, XXXI, 45 p.

ITO K. and KENNEDY G. (1967).– Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. Amer. J. Sci., 265, 519-538.

JACKSON E.D., GREEN H.W., MOORES E.M. (1975).– The Vourinos ophiolite, Greece : cyclic units of lineated cumulates overlying Harzburgite Tectonite. Geol. Soc. Am. Bull. 86, 390-398.

JUTEAU T. (1974).– Les ophiolites des nappes d'Antalya. Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique thethysienne. Thèse, Nancy, 692 p.

KORNPROBST J. (1969).– Le massif ultrabasique des Beni-Bouchera (Rif Interne, Maroc) : Etude des péridotites de haute température et de haute pression et des pyroxénolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées. Contr. Mineral. Petrol., 23, 283-322.

KORNPROBST J. (1970).– Les péridotites et les pyroxénolites du massif ultrabasique des Beni Bouchera : une étude expérimentale entre 1100 et 1550°C, sous 15 à 30 kilobars de pression sèche. Contr. Mineral. Petrol., 29, 290-309.

KORNPROBST J. et CONQUERE F. (1972).– Les pyroxénolites à grenat du massif de lherzolite de Moncaup (Haute-Garonne, France). Caractères communs avec certaines enclaves des basaltes alcalins. Earth Plan Sci. Lett., 16/1, 1-14.

KUSHIRO I. (1968).– Composition of magmas formed by partial zone melting of the earth's mantle. J. Geophys. Res., 73, 619-34.

KUSHIRO I. (1969).– Discussion of the paper "the origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth mantle" by D.H. Green. Tectonophysics, 7, 427-436.

LACROIX A. (1917).– Les péridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives non feldspathiques qui les accompagnent. C.R. Acad. Sci., Paris, 165, 381-387.

LAPPIN M.A. (1967).– Structural and petrofabric studies of the dunites of Almklovdalen, Nord fjord, Norway. In ultramafic and related rocks, Wyllie ed., 183-190.

LASNIER B. (1970).– Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale : Etude préliminaire des gabbros coronitiques du massif armoricain (France). Thèse 3e cycle, Nantes, 298 p.

LENSCH G. (1968).– Der normative Mineralbestand von Mafititen. N. Jb. Miner. Mh. 9, 306-320.

LENSCH G. (1971).– Die Ultramafitite der Zone von Ivrea. Annales Universitatis Saraviensis, 9, 146 p.

LONEY R.A., HIMMELBERG G.R., and COLEMAN R.G. (1971).– Structure and Petrology of the Alpine-type Peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A. J. Petrology, 12/2, 245-309.

LOUBET M. (1976).– Etude des éléments en trace dans les massifs de péridotite de haute température. Thèse, Paris, p.

MAISONNEUVE J. (1959).– Etude géologique sur le Sud de la Corse, région comprise entre Ajaccio et Porto-Vecchio. Bull. Serv. Carte Géol. France, 260, 41-289.

MELSON W.G. and THOMPSON G. (1970).– Layered Basic Complex in Oceanic Crust, Romanche fracture, Equatorial Atlantic Ocean. Science, 168, 817-20.

MERCIER J.C. (1972).– Structures des péridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawaï. Regards sur la constitution du manteau supérieur. Thèse 3e cycle, Nantes, 229 p.

MERCIER J.C. and NICOLAS A. (1975).– Textures and Fabrics of upper-mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. J. Petrology, 16/2, 454-487.

NICOLAS A. (1974).– Mise en place des péridotites de Lanzo (Alpes piémontaises). Relation avec tectonique et métamorphismes alpins. Conséquences géodynamiques. Bull. Suisse Mineral. Petr., 54, 449-460.

MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1970).– Crystallization and differentiation in abyssal tholeites and gabbros from mid-oceanic ridges. Earth planet. Sci. Lett., 7, 361-365.

MÖCKEL J.R. (1969).– Structural Petrology of the Garnet – Peridotite of Alpe Arami (Ticino, Switzerland). Leidse. Geol. Med., 42, 61-130.

MOORES E.M. (1969).– Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. Geol. Soc. Amer. Spec. pap., 118, 74 p.

NICOLAS A. (1966).– Le complexe Ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Tectonique et métamorphisme. Etude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Thèse Grenoble, 299 p.

NICOLAS A. (1967).– Géologie des Alpes piémontaises entre Dora Maïra et Grand Paradis. Travaux du Laboratoire de Géologie, Grenoble, 143, 139-167.

NICOLAS A. (1969).– Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes piémontaises). Bull. Suisse Mineral. Petr., 49/2, 359-377.

NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F., MERCIER J.C. (1971).– Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some european lherzolites. Tectonophysics, 12, 65-86.

NICOLAS A., BOUCHEZ J.L. and BOUDIER F. (1972).– Interpretation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo. Tectonophysics, 14, 143-171.

NICOLAS A. and JACKSON E.D. (1972).– Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : Implications géotectoniques. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 52, 479-495.

NICOLAS A., BOUDIER F., and BOULLIER A.M. (1973).– Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. Amer. J. Sci., 273, 853-876.

NICOLAS A. (1974).– Mise en place des péridotites de Lanzo (Alpes piémontaises). Relation avec tectonique et métamorphismes alpins. Conséquences géodynamiques. Bull. Suisse Mineral. Petr., 54, 449-460.

NICOLAS A. and BOUDIER F. (1975).– Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites. Tectonophysics, 25, 233-260.

NICOLAS A. and POIRIER J.P. (1976).– Crystalline plasticity and flow in metamorphic rocks. Wiley, Londres.

O'HARA M.J. and MERCY E.L. (1966).– Garnet peridotite and eclogite from Bellinzona, Switzerland. Earth Planet. Sci. Lett., 1, 295-300.

O'HARA M.J. (1967a).– Mineral parageneses in ultrabasic rocks. In Ultramafic and related rocks, P.J. Wyllie ed., 393-403.

O'HARA M.J. (1967b).– Mineral facies in ultrabasic rocks. In ultramafic and related rocks, P.J. Wyllie ed., 7-17.

O'HARA M.J. (1968).– The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Earth Sci. Rev., 4, 69-133.

OXBURGH E.R. and TURCOTTE D.L. (1974).– Thermal Gradients and Regional Metamorphism in Overthrust Terrains with Special Reference to the Eastern Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 54, 641-661.

PAROT J.F. (1967).– Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Thèse 3e cycle, Paris, 114 p.

PESELNICK L., NICOLAS A. and STEVENSON P.R. (1974).– Velocity Anisotropy in a Mantle Peridotite From the Ivrea Zone : Application to Upper-Mantle Anisotropy. J. Geophys. Res. 79, 1175-1182.

PRESNALL D.C. (1969).– The geometrical analysis of partial fusion. Amer. J. Sci., 267, 1178-1194.

RALEIGH C.B. (1965).– Structure and Petrology of an Alpine Peridotite on Cypress Island, Washington U.S.A. Contr. Mineral. Petrol., 11, 719-741.

RALEIGH C.B. (1967).– Plastic deformation of upper mantle – Silicate minerals. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 14, 45-49.

RALEIGH C.B. and TALBOT J.L. (1967).– Mechanical twinning in naturally and experimentally deformed diopside. Amer. J. Sci., 265, 151-165.

RALEIGH C.B. (1968).– Mechanisms of Plastic Deformation of Olivine. J. Geophys. Res., 73, 5391-5406.

RALEIGH C.B. and KIRBY S.H. (1970).– Creep in the upper mantle. Min. Soc. Amer. Spec. Pap., 3, 113-121.

RAMSAY J.G. (1967).– Folding and Fracturing of Rocks. Mc Graw Hill, New-York, 568 p.

RINGWOOD A.E. (1966).– The chemical composition and origin of the earth. In P.M. Hurley, ed., Advance in Earth Science, 287-356.

RINGWOOD A.E., MACGREGOR I.D., BOYD F.R. (1964).– Petrological Constitution of the upper Mantle. Yb. Carnegie Instn. Wash., 63, 147-157.

RODGERS K.A. and BROTHERS R.N. (1969).– Olivine, pyroxene, feldspar, and spinel in ultramafic nodules from Auckland, New Zeeland. Mineralog. Mag., 37, 374-389.

ROLLET M. (1969).– Recherches geologiques dans la Skopska Crna Gora-Karadagh (Macédoine yougoslave). Thèse, Besançon, 817 p.

SANDER B. (1950).– An Introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies. Pergamon, Oxford, 641 p. (Translation F.C. Phillips and G. Windsor).

SHAW H.R. (1969).– Rheology of basalt in the melting range. J. Petrology, 10, 510-535.

den TEX E. (1969).– Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history : a contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P.J. Wyllie. Tectonophysics, 7, 457-488.

den TEX E. (1970).– Principal olivine fabrics. Their tectonic and metamorphic significance. In Experimental and natural rock deformation, Paulitsch ed., Springer-Verlag, Berlin, 486-496.

den TEX E. (1971).– Age, Origin, and Emplacement of sone Alpidic Peridotites in the light of recent petrofabric researches. Fortschr. Miner. 48/1, 69-74.

THOMPSON A.B. (1975).– Calc-Silicate Diffusion Zones between Marble and Pelitic Schist. J. Petrology, 16, 314-346.

TOKSOZ M.N., MINEAR J.W. and JULIAN B.R. (1971).– Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. J. Geophys. Res. 76, 1113-1138.

TURNER F.J. (1942).– Prefered Orientation of Olivine Crystal in Peridotites, with Special Reference to New-Zealand Examples. Roy. Soc. New-Zealand Proc. Trans., 72, 280-300.

TURNER F.J. and WEISS L.E. (1963).– Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. Mc Graw-Hill, New York, 545 p.

WALDBAUM D.R. (1971).– Temperature Changes associated with Adiabatic Decompression in Geological Processes. Nature, 232, 545-547.

WARNAARS F.W. (1967).– Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain). Publ. Univ. Leyden 38.

WILSHIRE H.G. and JACKSON E.D. (1975).– Problems in determining mantle geotherms from pyroxene compositions of ultramafic rocks. J. Geol., 83, 313-329.

WILSHIRE H.G. and SHERVAIS J.W. (1974).– Al-Augite and Cr-Diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from western United States : Structural and textural relationships. Phys. Chem. Earth, 9.

YODER H.S., TILLEY C.E. (1962).– Origin of basalt magmas : An experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrology, 3, 342-532.

YOSHINO G. (1964).– Ultrabasic mass in the Higashi-akaishiyama district, Shikoku, Japan. Hiroshima Univ. Jour. Sci., Ser. C, 4, 333-364.

LOCALISATION DES ECHANTILLONS

			COORDONNEES GEOGRAPHIQUES 1/25000e Italien	
			X	Y
368	Stura di Viù	(LC)	376.30	5010.80
521	Germagnano	(LN)	379.20	5014.85
524	Stura di Viù	(LC)	377.75	5013.55
534 F	Stura di Viù	(LC)	377.68	5013.40
599	Castello Camerletto	(LS)	379.15	4995.35
672	Rio Ordagna	(LC)	376.92	5012.60
674	Rio Ordagna	(LC)	377.20	5012.80
676	Montelera	(LC)	378.20	5002.13
684 b et d	Mte Arpone	(LS)	374.30	5004.40
694 b	Costa Druina	(LC)	379.90	5008.27
702 b_1, c et g	Col Madona della Bessa	(LS)	375.10	5002.40
703 a	Rio Malora	(LC)	379.15	5012.45
705 b	Mte Arpone	(LS)	373.72	5004.08
712 c	Ponte Barolo	(LC)	377.20	5011.48
716 c	Givoletto	(LC)	380.88	5003.48
729 a et b	Trana	(LS)	375.13	4989.78
731 b	Montelera	(LC)	378.22	5002.25
741 a et b	Mte Curt	(LS)	374.95	4999.60
743 h	Castello Camerletto	(LS)	379.20	4995.30
744 c	Castello Camerletto	(LS)	379.15	4995.56
748	Mte Colombano	(LC)	376.49	5007.62
749	Mte Colombano	(LC)	376.35	5008.05
751 c, 2g, 1d	Mte Arpone	(LS)	373.56	5003.72
754	Mte Arpone	(LS)	373.62	5003.52
755 b	Passo della Crocce	(LC)	378.38	5009.62
759	Mte Lera	(LC)	378,60	5003.20
775	Costa di Snis	(LC)	378.38	5011.20
777	Mte Druina	(LC)	378.90	5008.45
779 a et b	Costa Moncolombon	(LC)	378.70	5005.75
780	Costa Moncolombon	(LC)	378.75	5006.80
793 c_1 et c_2	Stura di Viù	(LC)	377.18	5011.82
801 a	Mte Arpone	(LS)	374.80	5002.75
808 b	Rio Malora	(LC)	379.66	5011.88
816	Fond Val della Torre	(LC)	376.78	5004.13
831	Champ de tir	(LC)	378.60	5006.10
864	Mte Arpone	(LS)	374.46	5002.70
866 b	Mte Lera	(LC)	378.82	5004.14
881 ce et ep	Costa Moncolombon	(LC)	378.25	5007.27
882	Mte Musiné	(LS)	378.07	4996.28

866 b	Mte Lera	(LC)	378.82	5004.14
881 ce et ep	Costa Moncolombon	(LC)	378.25	5007.27
882	Mte Musiné	(LS)	378.07	4996.28
886	Mte Musiné	(LS)	379.50	4996.23
887	Mte Musiné	(LS)	379.35	4995.85
907	Mte Arpone	(LS)	374.40	5005.85
912 a et b	Montelera	(LC)	379.70	5001.25
927	Mte Curt	(LS)	374.55	5000.38

TABLE DES ABREVIATIONS

LS : Lanzo sud

LC : Lanzo centre

LN : Lanzo nord

S_0 : plan du rubanement

S_1 : plan de foliation

L_{te} : linéation d'enstatite tabulaire

L_{le} : linéation d'enstatite lamellaire

L { L_1 : linéation d'agrégat
L { D_e : perpendiculaire à L_{te}, dans le plan de foliation

D_i : intersection construite de S_0 et S_1

Ol : olivine

Fo : forstérite

Opx : orthopyroxène

En : enstatite

Cpx : clinopyroxène

Di : diopside

Sp : spinelle

Pl : plagioclase

'FeO' : $(Fe_2O_3 \times 0{,}9) + FeO$

Equivalences indices - axes cristallographiques :

$X = \quad = N_P = [010]_{ol} = [010]_{en}$

$Y = \quad = N_M = [001]_{ol} = [100]_{en} = [010]_{di}$

$Z = \quad = N_G = [100]_{ol} = [001]_{en}$

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION 1

CHAPITRE 1 - CADRE DE L'ETUDE. 3

1.1. Situation géographique du massif de Lanzo 3
1.2. Relation avec les unités alpines encaissantes 4
1.2.1. Situation par rapport à la zone de Sesia Lanzo et à la zone d'Ivrée 4
1.2.2. Relation avec les schistes lustrés et ophiolites de la zone pennique. 6

CHAPITRE 2 - LA STRUCTURE. 11

INTRODUCTION. 11

2.1. Structures de terrain 11
2.1.1. Mesures de terrain : précision et traitement. . . . 11
2.1.2. Définitions des éléments structuraux. 12
2.1.3. Relations géométriques entre les linéations 13
2.1.4. Les éléments structuraux dans le massif 15

2.2. Structures en lame mince des lherzolites. 19
2.2.1. Introduction. 19
2.2.2. Principaux types de structures. 19
2.2.3. Description des échantillons types. 20
2.2.4. Sous-structure. 24
2.2.5. Comparaison avec les péridotites des xénolithes . . 26

2.3. Orientations préférentielles des minéraux des lherzolites . 27
2.3.1. Généralités 27
2.3.2. Orientations préférentielles des minéraux 29
2.3.3. Glissement intracristallin. 40
2.3.4. Distribution spatiale des orientations préférentielles 41

2.4. Rubanements pyroxénolitiques. 43
2.4.1. Structures des rubanements. 43
2.4.2. Exsolutions 47
2.4.3. Orientations préférentielles des minéraux 48
2.4.4. Comparaison avec d'autres pyroxénolites 56

2.5. Plis. 58
2.5.1. Description des plis aux différentes échelles . . . 58
2.5.2. Structures et orientations préférentielles des minéraux dans les charnières de plis. 60

CHAPITRE 3 - MINERALOGIE ET GEOCHIMIE. 79

3.1. Relations pétrogénétiques entre les minéraux dans les lherzolites et pyroxénolites. 79
3.1.1. Lherzolite. 79
3.1.2. Pyroxénolite. 80

3.2. Analyses chimiques des roches 83
3.2.1. Echantillons analysés 83
3.2.2. Diagrammes en MgO 91
3.2.3. Compositions normatives 94

3.3. Analyses chimiques des minéraux 95
3.3.1. Maille de libération des minéraux séparés 95
3.3.2. Chimisme des minéraux 95

3.4. Analyses des minéraux à la microsonde 101
3.4.1. Description des échantillons analysés 101
3.4.2. Résultats préliminaires 104

CHAPITRE 4 - RELATIONS GABBROS - DUNITES 109

4.1. Mode d'association des gabbros et des dunites 109
4.1.1. Gabbros 109
4.1.2. Dunites 110

4.2. Aspect structural 111
4.2.1. Déformations dans les dunites 111
4.2.2. Etude structurale des roches gabbroïques. 113

4.3. Minéralogie 113
4.3.1. Roches gabbroïques. 113
4.3.2. Dunites 114

CHAPITRE 5 - FUSION PARTIELLE GABBROIQUE 115

5.1. Origine "in situ" des gabbros par fusion partielle de la lherzolite. 115
5.1.1. Sur le terrain. 115
5.1.2. En lame mince 115
5.1.3. Caractères de la fusion partielle gabbroïque. . . . 116
5.1.4. Etapes de la fusion 116

5.2. Références aux études théoriques et expérimentales. 118
5.2.1. Etude théorique 118
5.2.2. Etudes expérimentales 118

5.3. Conditions de la fusion partielle 119
5.3.1. Pression. 119
5.3.2. Température 120
5.3.3. Répartition dans le massif. 121
5.3.4. Cas des gabbros du Mte Arpone 121

CHAPITRE 6 - INTERPRETATION PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE. 123

6.1. Conditions d'équilibre de la péridotite 123
6.1.1. Limite thermique inférieure de l'équilibre paragénétique 123
6.1.2. Equilibre intracristallin dans les pyroxènes. . . . 125
6.1.3. Histoire pression - température de la lherzolite de Lanzo. 125

6.2. Rubanements pyroxénolitiques. 127
6.2.1. Situation du problème 127
6.2.2. Rappel des principaux caractères des rubanements de Lanzo. 127
6.2.3. Travaux expérimentaux 128
6.2.4. Comparaison des chimismes des pyroxénolites 130
6.2.5. Schéma proposé pour l'origine et l'évolution des rubanements de Lanzo. 131

CHAPITRE 7 - INTERPRETATION CINEMATIQUE DES STRUCTURES ET DES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES 135

7.1. Le glissement intracristallin comme cause de la fabrique dans les péridotites. 135
7.1.1. Relation de la fabrique avec les systèmes de glissement de l'olivine et de l'enstatite 135
7.1.2. Interprétation cinématique des fabriques et des structures. 138
7.1.3. Généralité de la fabrique observée. 139

7.2. Interprétation cinématique des éléments structuraux 139
7.2.1. Systèmes de référence 139
7.2.2. Signification cinématique des structures pénétratives 142
7.2.3. Cartes cinématiques, mécanisme de la mise en place du massif 143

7.3. Interprétation cinématique des plis 144
7.3.1. Relations des plis avec les structures de l'écoulement. 144
7.3.2. Mécanisme de la formation des plis. 144
7.3.3. Relation du plissement avec l'intrusion du massif . 145

7.4. Relation de la déformation plastique avec la fusion partielle gabbroïque. 146
7.4.1. Relations géométriques. 146
7.4.2. Relation avec le mécanisme d'intrusion du massif. . 146

CHAPITRE 8 - SCHEMA DE LA MISE EN PLACE. 149

8.1. Rappel des principaux résultats 149

8.2. Relation de l'intrusion avec les évènements alpins. 150
8.2.1. Situation structurale 150
8.2.2. Direction des mouvements - Age de l'intrusion . . . 151
8.2.3. Conditions physiques de la montée 152

8.3. Contribution à la connaissance du manteau supérieur 153
8.3.1. Comparaison avec les structures des xénolithes. . . 153
8.3.2. Origine des rubanements pyroxénolitiques. 154

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES. 157

TABLE DES ILLUSTRATIONS

— Figures

1.1. Situation du massif de Lanzo au sein des unités structurales dans les Alpes occidentales. 3

1.2. Bloc diagramme représentant le massif de Lanzo. 4

1.3. Carte de situation du massif de Lanzo par rapport à la zone d'Ivrée . . 5

1.4. Coupes interprétatives à travers les Alpes internes d'après les données séismiques. 5

1.5. Coupe interprétative de l'anomalie gravimétrique à l'aplomb d'Ivrée . . 6

1.6. Relations du massif de Lanzo avec les ophiolites piémontaises 6

1.7. Projection stéréographique des axes des plis de la seconde déformation alpine. 7

1.8. Projection stéréographique des pôles des filons de diabase. 8

2.1. Linéation d'enstatite tabulaire 12

2.2. Linéation d'enstatite lamellaire. 12

2.3. Histogrammes des relations angulaires entre linéations et directions construites 14

2.4. Relations angulaires en un même site entre L_1 et D_i 15

2.5. } Diagrammes de projection des densités de répartition des éléments
2.6. } structuraux 16-17

2.7. Dessins des structures des lherzolites, faciès de Lanzo sud 22

2.8. Dessins des structures des lherzolites, faciès de Lanzo centre. 23

2.9. Schéma des relations géométriques entre 2 bandes de pliage. 25

2.10. Schémas des deux types de sous-structure, et histogrammes des angles. . 25

2.11. Coefficient d'orientation préférentielle en fonction du nombre de mesures 27

2.12. Cristallographie des minéraux étudiés 28

2.13. Construction en projection stéréographique de l'axe [001] des Cpx . . . 28

2.14. Orientation préférentielle des minéraux dans les lherzolites, Ech. 708a et 744b 30

2.15. Orientation préférentielle des minéraux dans les lherzolites, Ech. 726. 31

2.16. Orientation préférentielle des minéraux dans les lherzolites, Ech. 729b et 711a 32

2.17. Orientation préférentielle des minéraux dans les lherzolites, Ech. 878. 33

2.18. Orientation préférentielle des minéraux dans les lherzolites, Ech. 694a et 755. 34

2.19. Orientation préférentielle des minéraux dans les lherzolites, Ech. 825 et 826. 35

2.20. Orientation préférentielle des minéraux dans les lherzolites, Ech. 824 et 712. 36
2.21. Orientation préférentielle des minéraux dans les lherzolites, Ech. 794. 37
2.22. Orientation préférentielle des minéraux dans les lherzolites, Ech. 674 et 805. 38
2.23. Orientation préférentielle des minéraux dans les lherzolites, Ech. 935. 39
2.24. Histogrammes des valeurs de l'angle α entre maximum d'orientation préférentielle et éléments structuraux. 39
2.25. Systèmes de glissement intracristallin dans l'olivine 40
2.26. Axes de rotation des sous-grains. 41
2.27. Sous-structure dans l'Ech. 726. 42
2.28. Distribution spatiale des orientations de l'olivine, Ech. 729b. 42
2.29. Coupe dans la lherzolite rubanée. 43
2.30. Relations des rubanements I avec la lherzolite. 44
2.31. Structures différenciées dans les rubanements II. 45
2.32. Dimensions moyennes des pyroxènes dans les rubanements I. 46
2.33. Relations cristallographiques entre Cpx hôte et Opx exsolvé 48
2.34. Relations cristallographiques entre Opx hôte et Cpx exsolvé 48
2.35. Orientation préférentielle des minéraux dans les pyroxénolites, Ech. 729a 49
2.36. Orientation préférentielle des minéraux dans les pyroxénolites, Ech. 779a 50-51
2.37. Orientation préférentielle des minéraux dans les pyroxénolites, Ech. 708b 51
2.38. Orientation préférentielle des minéraux dans les pyroxénolites, Ech. 694a 52
2.39. Orientation préférentielle des minéraux dans les pyroxénolites, Ech. 703. 53-54
2.40. Orientation préférentielle des minéraux dans les pyroxénolites, Ech. 876 55
2.41. Carte de la zone des plis 58
2.42. Dessin d'un pli semblable repris. 59
2.43. Carte interprétative du plissement du rubanement. 59
2.44. Histogrammes des angles entre axes des plis et linéations 60
2.45. Projections stéréographiques des éléments structuraux dans la zone des plis. 61
2.46. Projection des maximums ponctuels 61
2.47. Structure de la lherzolite à l'intrados du pli 756. 62
2.48. Dessins des charnières de plis avec la trace des plans de glissement des minéraux. 63
2.49. Orientation préférentielle des minéraux dans les charnières de plis, intrados des plis 64
2.50. Orientation préférentielle des minéraux dans les charnières de plis, extrados des plis 65
2.51. Orientation préférentielle des minéraux dans les charnières de plis, rubanement plissé 66
3.1. Schéma de l'évolution des structures dans les rubanements 82
3.2. Carte de localisation des échantillons analysés 84
3.3. Carte de répartition des teneurs en Al_2O_3 85
3.4. Carte de répartition des teneurs en CaO 85
3.5. Diagrammes des pourcentages d'oxydes dans les pyroxénolites et les gabbros 86
3.6. Diagrammes MgO - 'FeO' - Alc dans des gabbros associés aux péridotites. 90
3.7. Teneurs en TiO_2, K_2O, Sr. 91
3.8. Diagrammes de répartition des différents oxydes en fonction de MgO. . . 92-93
3.9. Compositions normatives comparées des rubanements et filons. 94
3.10. Compositions comparées des spinelles. 105
3.11. Conditions P - T indiquées par la composition globale du Cpx. 106
3.12. Composition Ca/Mg/Fe des pyroxènes. 107
4.1. Dessins des affleurements 702 et 751. 110
4.2. Carte d'affleurements des dunites du Mte Arpone 110
4.3. Coupe dans la dunite du point 744 111
4.4. Coupe dans la dunite du point 676 111
4.5. Projections des axes construits des plis dans les dunites 111
4.6. Structure en lame mince dans les dunites. 112
4.7. Diagrammes d'orientation préférentielle de l'olivine dans une dunite et dans un gabbro 112
4.8. Projection stéréographique des pôles des lentilles et des filons gabbroïques 113
5.1. Variations des compositions modales de la péridotite au contact des gabbros "in situ" 116
5.2. Schéma théorique de fusion partielle de PRESNALL. 118
5.3. Schéma de fusion partielle expérimentale d'O'HARA 118
5.4. Fusion partielle expérimentale de péridotites naturelles. 119
5.5. Zone de production des magmas hyperalumineux dans le diagramme d'équilibre des péridotites 120
6.1. Conditions d'équilibre de la péridotite de Lanzo dans le diagramme d'équilibre des péridotites 124
6.2. Domaine d'extension du champ des péridotites à pyroxènes alumineux. . . 126
6.3. Courbes expérimentales de solidus de différents magmas. 128
6.4. Compositions des magmas produits par fusion partielle de péridotite, en fonction de la profondeur. 129
6.5. Diagramme MgO - 'FeO' - Al_2O_3 pour des pyroxénolites et gabbros appartenant à des massifs 130
6.6. Schéma de l'évolution des rubanements de Lanzo. 132
7.1. Schéma théorique de la déformation intracristalline 136
7.2. Orientations préférentielles développées par déformation expérimentale. 137
7.3. Déformation simulée d'un agrégat polycristallin 137
7.4. Histogrammes des écarts angulaires entre maximums d'orientation préférentielle et éléments structuraux. 138
7.5. Systèmes de référence : axes cinématiques et ellipsoïde des déformations 141
7.6. Démembrement d'un cristal d'enstatite donnant la linéation d'enstatite tabulaire 142

7.7. Schéma de la mise en place du massif. 143
7.8. Modèle théorique du développement des plis dans le rubanement 144
7.9. Combinaison des deux systèmes de glissement dans l'olivine. 145
7.10. Schéma du développement des plis dans le massif de Lanzo. 145
7.11. Plans de détente en relation avec un cisaillement senestre. 146
7.12. Coupe interprétative E-O montrant la concentration de la fusion partielle à la façade Ouest 146
7.13. Intrusion de la lame tectonique coupant le solidus de la lherzolite . . 147
8.1. Schéma théorique des relations des massifs ultrabasiques avec la zone d'Ivrée 151
8.2. Schéma théorique du mouvement de la plaque Sud-Alpine par rapport à la plaque européenne 152

— Cartes

1.1. Toponymie et limites de serpentinisation.

2.1. Plans de rubanement et de foliation.

2.2. Linéation L_1 et Direction D_e.

2.3. Limites des six zones structurales définies et fabriques caractéristiques de chaque zone.

2.4. Courbes d'égale dimension du grain et sens du cisaillement.

2.5. Localisation des échantillons étudiés en pétrofabrique.

2.6. Filons et lentilles gabbroïques.

2.7. Carte interprétative des relations entre rubanement et foliation.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

STRUCTURES DE TERRAIN

Photo 1 — Foliation S_1 recoupant le rubanement S_0 et le décalant (mte Druina, Lanzo centre).

Photo 2 — Foliation S_1 recoupant le rubanement avec réfraction. Rubanement type II, bordé de lherzolite non appauvrie en pyroxènes (Rio Malora, Lanzo centre).

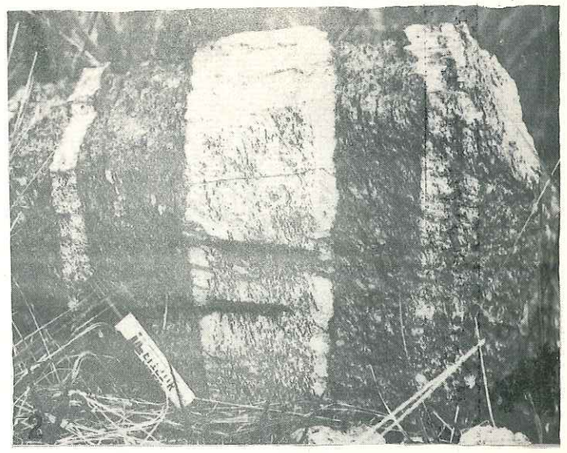
Photo 3 — Rubanement type II, passant à une bande de dunite (Pte Diavalo, Lanzo nord)

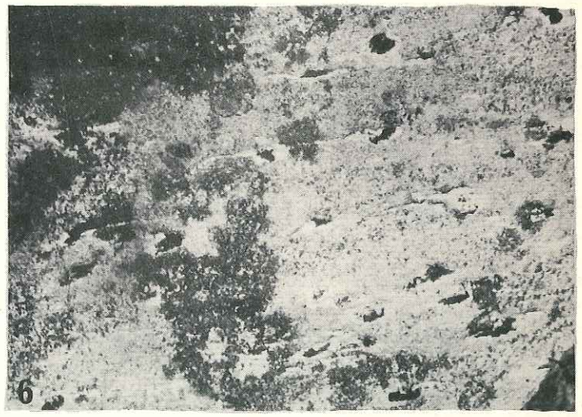
Photo 4 — Linéation de spinelle (L_1) (parallèle au stylo), dans un rubanement type II - Point 703, Rio Malora, Lanzo centre).

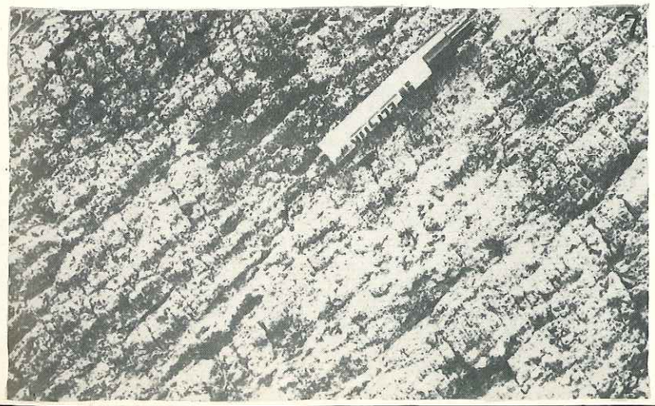
Photo 5 — Linéation d'enstatite tabulaire (L_{te}) (orientée N.S. sur la photo), dans le plan S_1. (point 744, Castello Camerletto, Lanzo sud).

Photo 6 — Linéation d'agrégat (L_1) dans un rubanement type II, photo dans le plan de rubanement. (versant Nord du mte Lera, Lanzo centre).

Photo 7 et 8 — Linéation (L_1) fortement marquée dans la lherzolite, lui conférant un débit en «rods» ; photo dans le plan de foliation (Mte Druina, Lanzo centre).







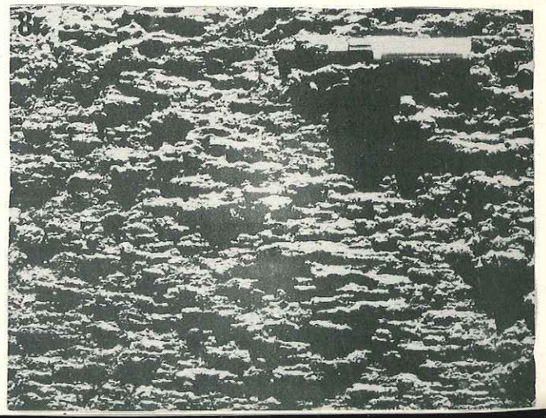


PLANCHE II

STRUCTURES EN LAME MINCE DES LHERZOLITES.
LAMES TAILLEES PERPENDICULAIREMENT A S_1
(TRACE ORIENTEE E-O SUR LA PHOTO)
ET PARALLELEMENT A L_1 (ORIENTEE E-O SUR LA PHOTO).

Photo 1 — STRUCTURE «A GROS GRAIN». Le champ de la photo est presque entièrement couvert par un cristal d'olivine de 20 mm divisé en sous-grains et contenant des grains recristallisés millimétriques. Les traces des sous joints sont subperpendiculaires à S_1 (Ech 726, Lanzo sud)

Photo 2 — Serpentinisation en lizardite d'une dunite. Premier réseau (orienté horizontalement) de bandes de serpentine à extinction ondulante, correspondant à un plan de cisaillement. Le deuxième réseau, à 45° du premier correspondrait à des fentes de tension. (Ech. 599, Lanzo sud).

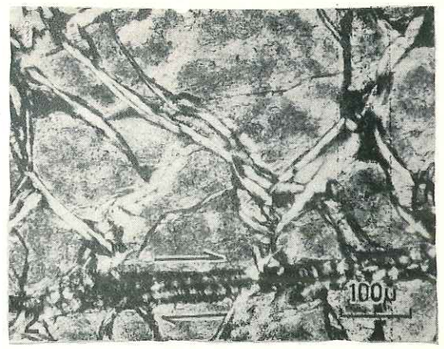
Photo 3 — Détail de bandes de pliage dans l'olivine. La trace des sous-joints est parallèle à S_1. (Ech. 824 Lanzo centre).

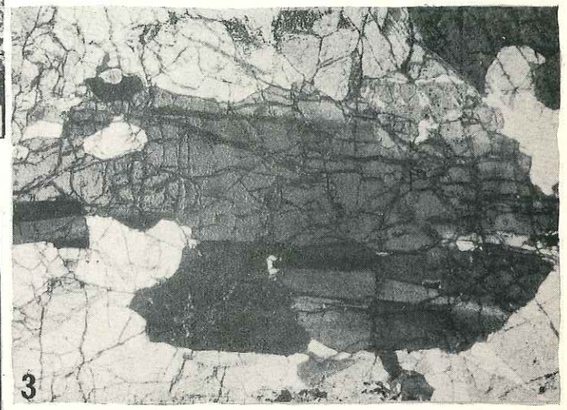
Photo 4 — STRUCTURE A «GROS GRAIN» dans la lherzolite à spinelle. Sous joints dans l'olivine subperpendiculaires à S_1. Lamelles d'exsolution (100) dans l'enstatite, subparallèles à S_1. (Ech 744, Lanzo sud).

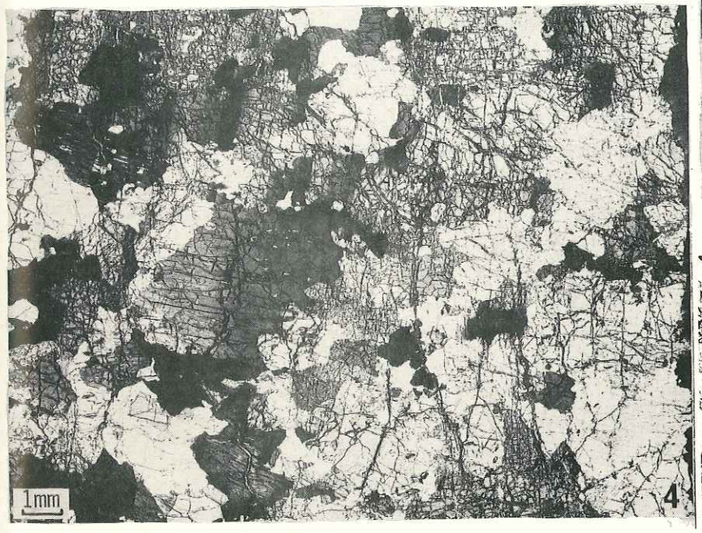
Photo 5 — Détail des relations d'exsolution entre l'orthopyroxène et le spinelle dans une lherzolite à spinelle. (Ech. 751, Lanzo sud).

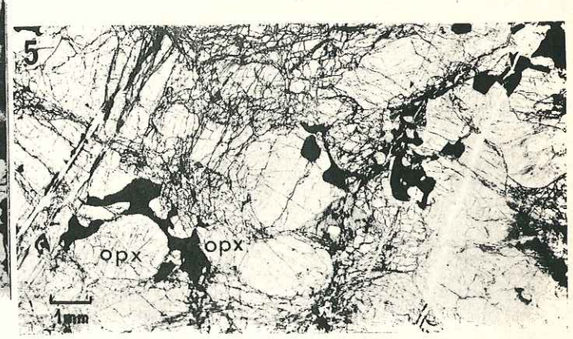
Photo 6 — STRUCTURE A «GROS GRAIN» dans la lherzolite feldspathique (Ech. 729 b, Lanzo sud)

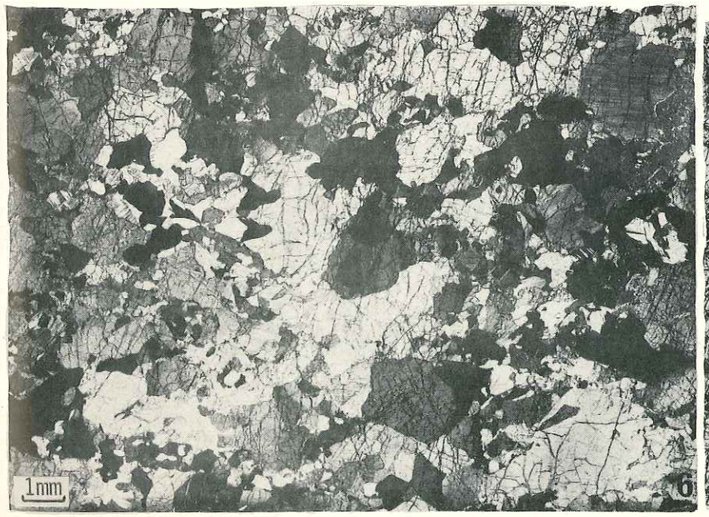
Photo 7 — Détail des relations d'exsolution entre l'orthopyroxène et le plagioclase dans la lherzolite feldspathique (Ech 708 a, Lanzo sud).











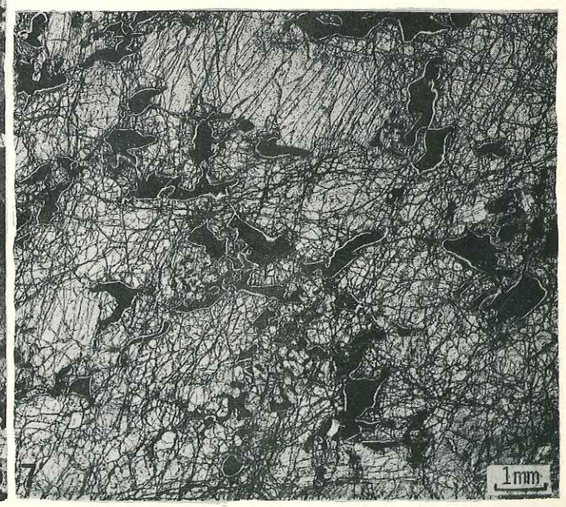


PLANCHE III

STRUCTURES EN LAME MINCE DES LHERZOLITES
LAMES TAILLEES PERPENDICULAIREMENT A S_1
(TRACE ORIENTEE E-O SUR LA PHOTO)
ET PARALLELEMENT A L_1 (ORIENTEE E-O SUR LA PHOTO)

Photo 1 — STRUCTURE PORPHYROCLASTIQUE. Sous-joints dans l'olivine obliques sur S_1. Spinelle exsolvé associé au pyroxène recristallisé formant un litage parallèle à S_1 (Ech. 878, Lanzo centre)

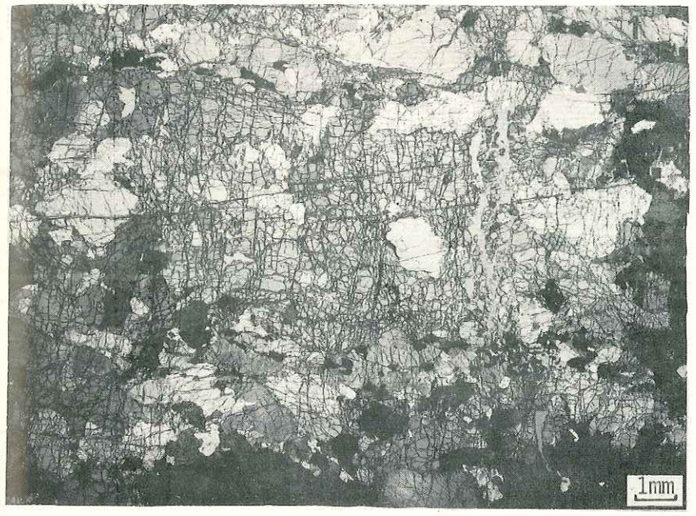
Photo 2 — Détail du démembrement de l'enstatite déterminant dans le plan S_1 la linéation d'enstatite tabulaire L_{te} subperpendiculaire à la direction cinématique $\underline{a}$ (Ech. 874, Lanzo centre)

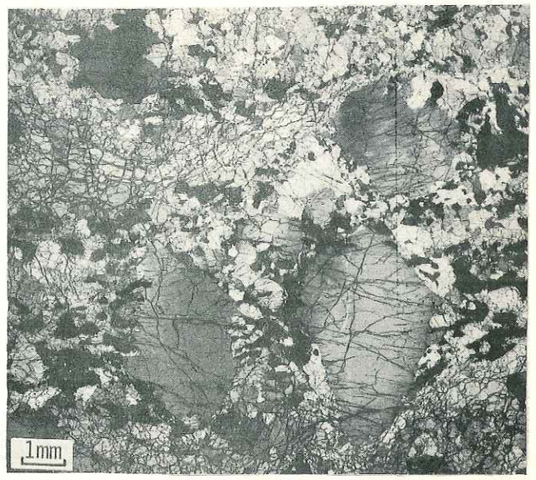
Photo 3 — STRUCTURE PORPHYROCLASTIQUE à porphyroclastes d'olivine allongés, sous-joints obliques sur S_1 (Ech. 824, Lanzo centre)

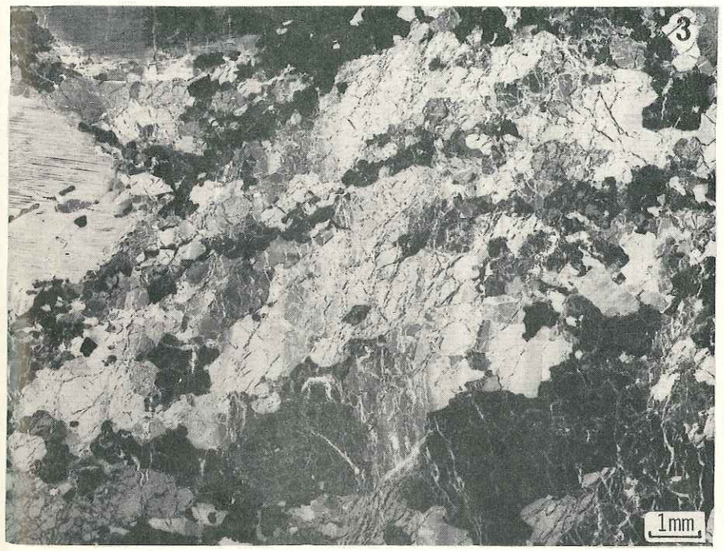
Photo 4 — Détail d'un porphyroclaste de diopside partiellement recristallisé et contenant des exsolutions «en bouffées» d'enstatite. (Ech. 824, Lanzo centre)

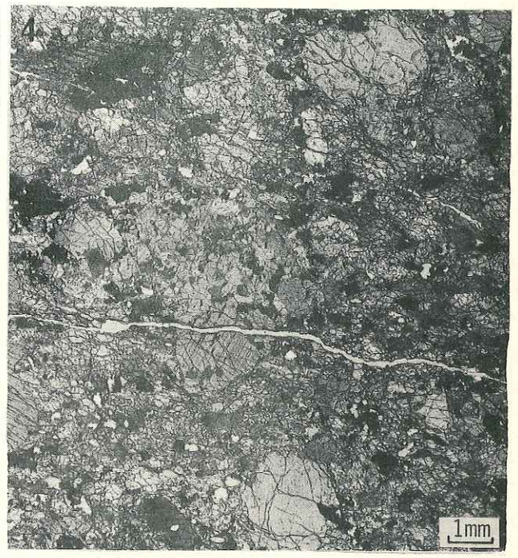
Photo 5 — STRUCTURE MYLONITIQUE, avec une enstatite en ruban fortement allongée suivant la direction cinématique $\underline{a}$ (linéation d'enstatite lamellaire L_{le}) (Ech. 805, Lanzo centre)

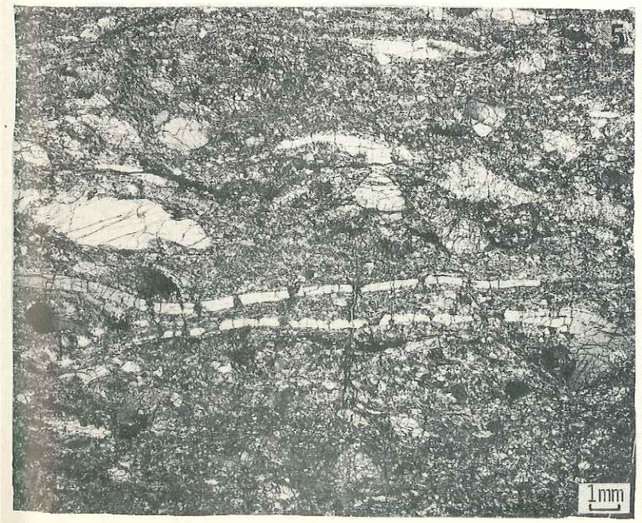
Photo 6 — Détail de la forme «en cornue» de cette enstatite. Dans le corps de la cornue, les plans (100) sont orientés de façon défavorable pour glisser par cisaillement senestre. Dans le col de la cornue, les plans (100) ont subi une légère rotation conduisant à une position de glissement optimum dans un cisaillement senestre.











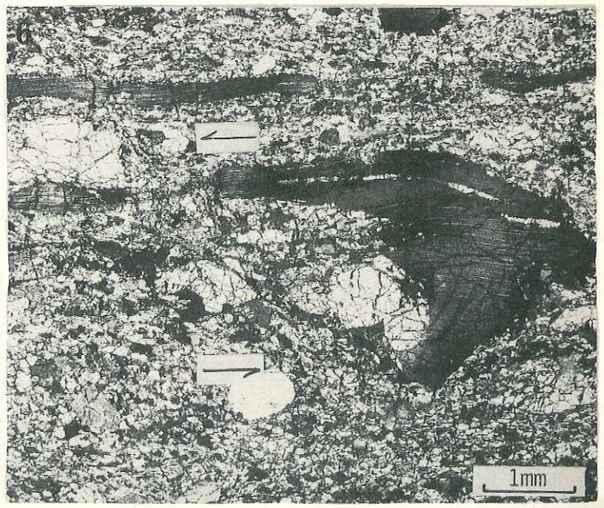


PLANCHE IV

STRUCTURES EN LAME MINCE DES RUBANEMENTS PYROXENOLITIQUES

Photo 1 — Structure d'un rubanement de type I. Grands porphyroclastes de pyroxène chargés d'exsolutions en lamelles et en bouffées, frangés de plagioclase exsolvé (Ech. 708 b, Lanzo sud)

Photo 2-3 4-5 — Détails d'exsolutions dans les rubanements I.

2 - exsolutions d'enstatite dans un diopside hôte (Ech. 779, Lanzo centre)

3 - exsolutions d'enstatite +plagioclase dans un diopside hôte (Ech. 708, Lanzo centre)

4 - exsolutions en plages d'enstatite dans un diopside hôte, contenant elles-mêmes des lamelles d'exsolution parallèles au plan (100) commun. (Ech. 779, Lanzo centre)

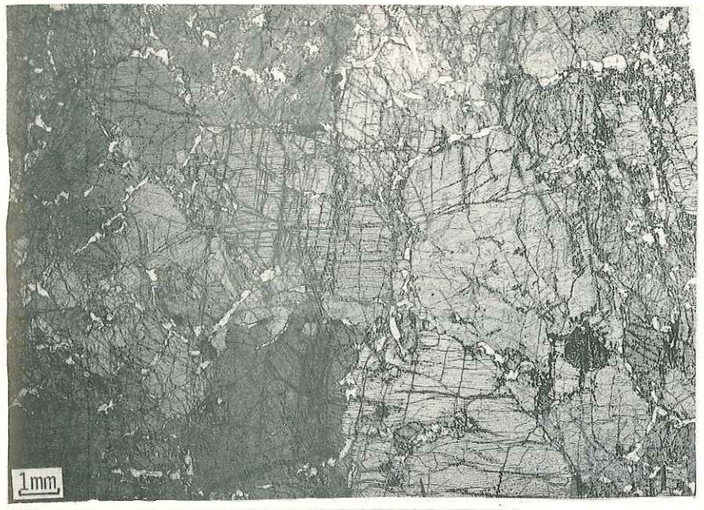
5 - exsolutions de plagioclase concentré suivant les plans (001) de l'enstatite hôte (Ech. 939, Lanzo sud)

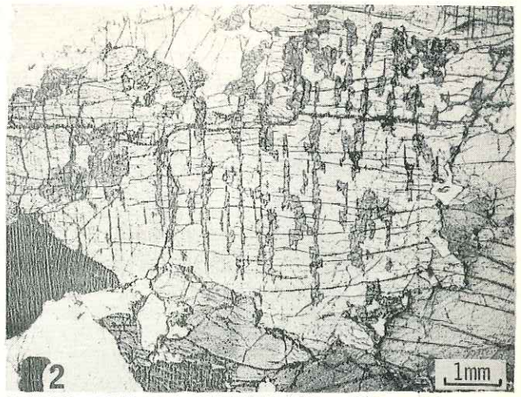
Photo 6 — Structure d'un rubanement de type II A avec spinelle auréolé de plagioclase, associés à l'olivine, et pyroxènes partiellement recristallisés (Ech. 881, Lanzo centre)

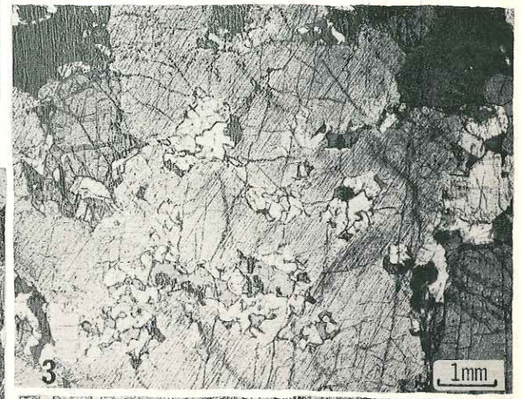
Photo 7 — Auréole de plagioclase +olivine autour du spinelle dans un rubanement de type II A (ech 703, Lanzo centre)

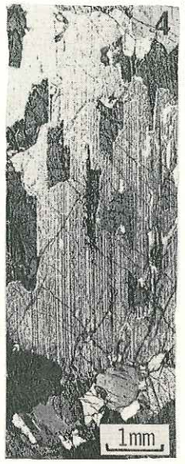
Photo 8 — Recristallisation d'un porphyroclaste de diopside conduisant à une structure en mosaïque (Ech. 703, Lanzo centre)

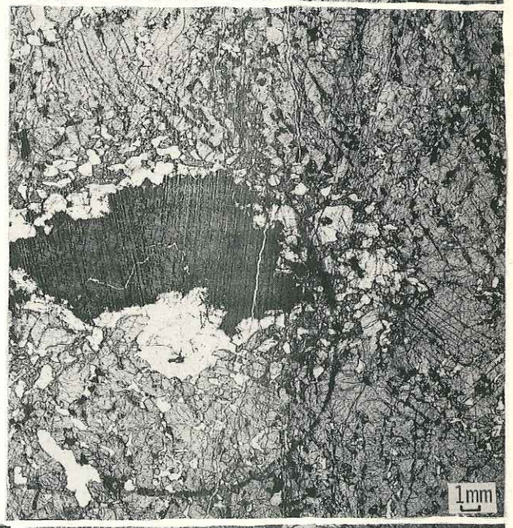
Photo 9 — Structure en mosaïque d'un rubanement de type II B. Alternance de lits à olivine + plagioclase et de lits à deux pyroxènes. Présence d'un porphyroclaste rélictuel d'enstatite, chargé d'exsolution (en haut à droite) (Ech. 954, Lanzo centre).











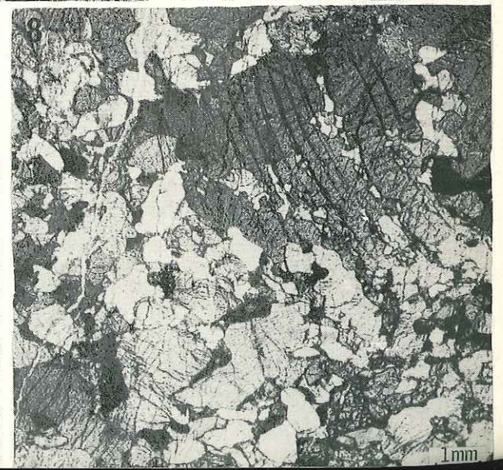


PLANCHE V

DIFFERENTS STYLES DE PLIS DANS LE PLI A GRANDE ECHELLE

Photo 1 — Plis semblables isoclinaux à déversement Ouest. Foliation parallèle au plan axial. Flanc Est de la structure.

Photo 2 — Pli isoclinal à déversement Ouest repris par un plissement à déversement Est admettant S_1 comme plan axial. Flanc Ouest de la structure.

Photo 3 — Pli isoclinal parallèle. Foliation parallèle au plan axial. Charnière de la structure.

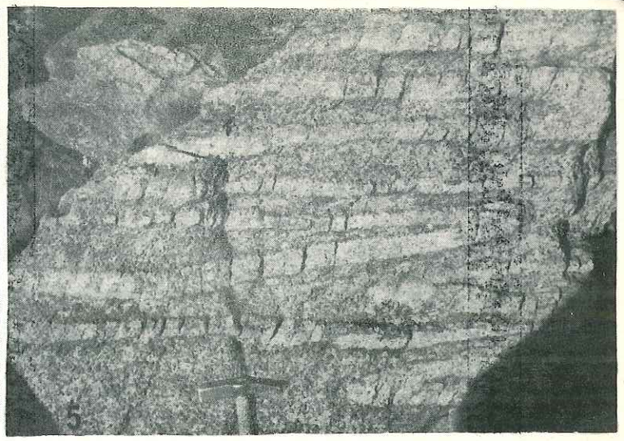
Photo 4 — Pli ouvert parallèle à géométrie complexe, dans la zone charnière de la structure. Foliation parallèle au plan axial.

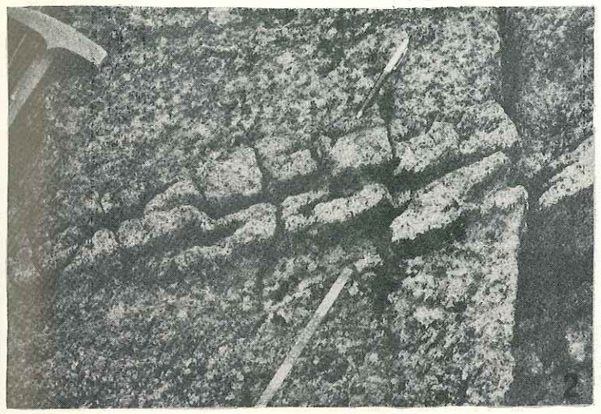
Photo 5 — Pli isoclinaux serrés sans déversement. Foliation parallèle au plan axial. Flanc Est de la structure.

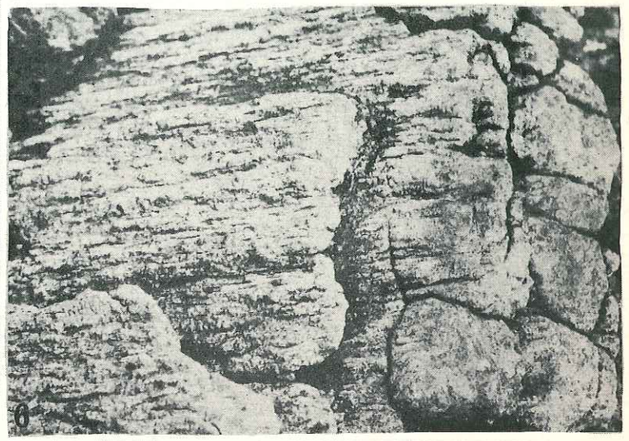
Photo 6 — Tête de pli avec une forte linéation d'agrégat parallèle à l'axe du pli. Flanc Est, près de la charnière de la structure.

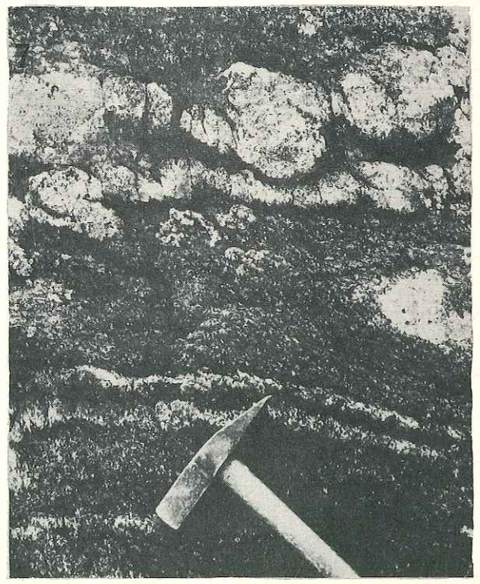
Photo 7 — Plis déversés. Foliation parallèle au plan axial, mais oblique sur le rubanement qui est déformé par cisaillement senestre. Le sens de cisaillement est en accord avec le sens de déversement des plis. Charnière de la structure.

Photo 8 — Pli ouvert probablement dû à un mécanisme de cisaillement. Foliation parallèle au plan axial. Flanc Est de la structure.









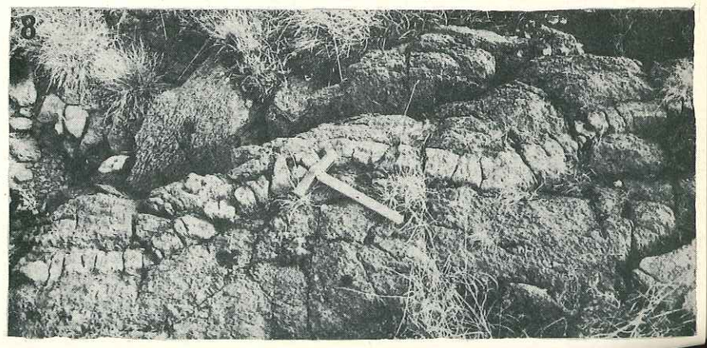


PLANCHE VI

FUSION PARTIELLE GABBROIQUE

Photo 1 et 2 — Lentilles feldspathiques obliques sur la foliation. Lanzo centre.

Photo 3 — Lentilles feldpathiques en échelon, obliques sur la foliation. La péridotite, au contact des lentilles est pauvre en felspath. Lanzo centre.

Photo 4 — Deux directions conjuguées de mobilisation (M_1 et M'_1) dans la lherzolite irrégulièrement appauvrie en pyroxène au contact de ces lentilles. Le rubanement pyroxenolitique et la foliation sont ici parallèles. Lanzo centre.

Photo 5 — Contact entre un gabbro «in situ» et la lherzolite appauvrie en pyroxène. La foliation (trace orientée E-O sur la photo) se poursuit dans le gabbro. On peut observer dans la lherzolite deux directions conjuguées de mobilisation. (g = gabbro ; ld = lherzolite appauvrie en pyroxène et plagioclase). Lanzo sud.

Photo 6 — Naissance de filonnets entourés par une zone dunitique. Lanzo sud.

Photo 7 — En lame mince, contact entre un filon «in situ» et la lherzolite encaissante montrant l'enracinement des pyroxènes dans la lherzolite. (g = gabbro, lh = lherzolite).

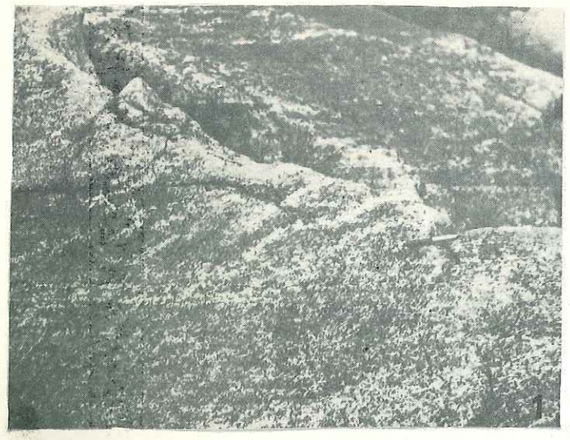
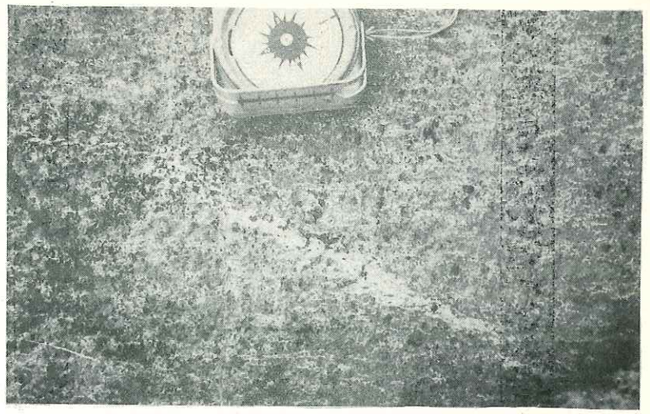
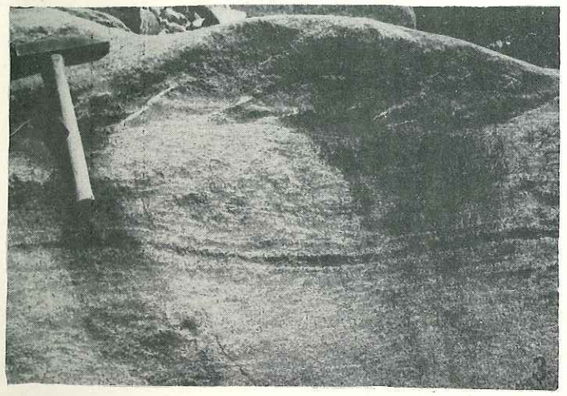
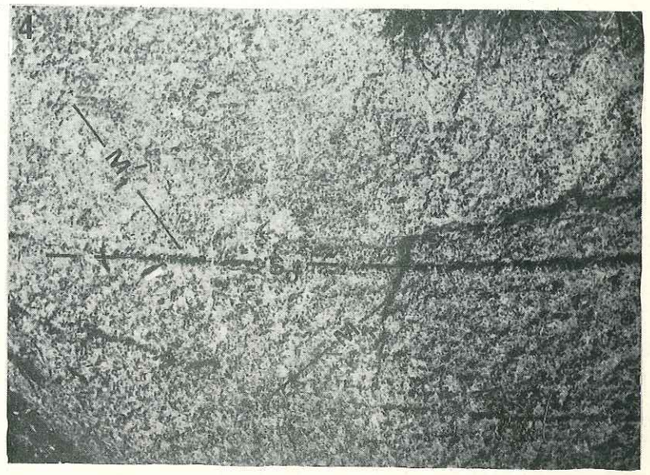
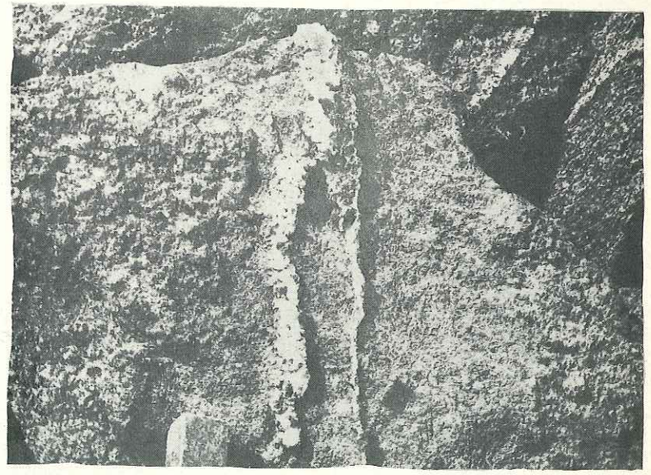
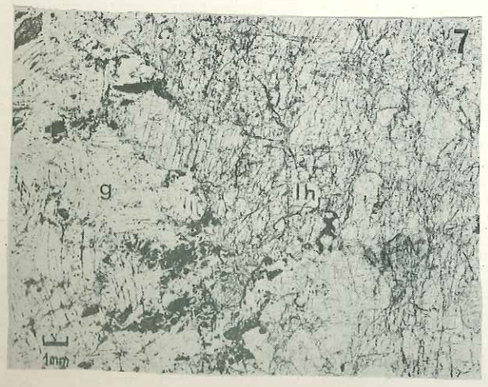
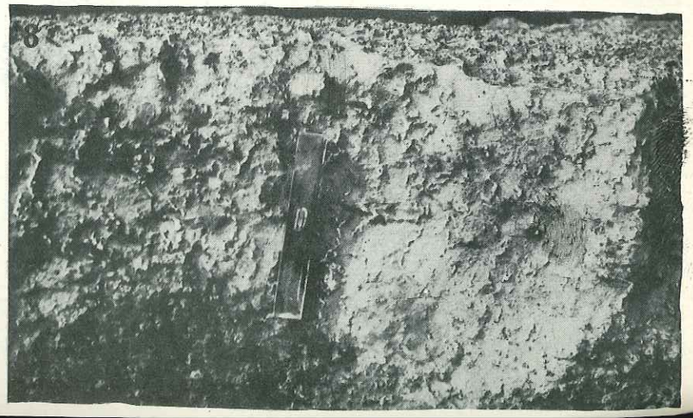



Photo 8 — «Dunite» avec concentration de plagioclase en forme de vermicules. Lanzo sud.