



HAL
open science

Interprétation des ophiolites piémontaises entre le Grand Paradis et la Dora Maira : conséquences paléogéographiques et structurales

Adolphe Nicolas

► **To cite this version:**

Adolphe Nicolas. Interprétation des ophiolites piémontaises entre le Grand Paradis et la Dora Maira : conséquences paléogéographiques et structurales. Géochimie. Faculte des Sciences de l'Université de Grenoble, 1966. Français. NNT: . tel-00588094v2

HAL Id: tel-00588094

<https://theses.hal.science/tel-00588094v2>

Submitted on 22 Aug 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.

Doctorat d'Etat
N° d'ordre :

THESES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Adolphe NICOLAS

Maître-Assistant à la Faculté des Sciences de NANTES

1 ère Thèse : T. II

**Le complexe Ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maïra et
Grand Paradis (Alpes piémontaises)**

Tectonique et métamorphisme

2 ème Thèse : T. I

**Étude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux entre
Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises)**

Soutenues le 1^{er} Octobre 1966 devant la Commission d'Examen

Messieurs :

R. BARBIER	Professeur	Président
R. MICHEL	Professeur	Examineurs
J. DEBELMAS	Professeur	
P. GIRAUD	Professeur	
F.-H. FORESTIER	Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Nantes	

Adolphe NICOLAS

Docteur ès Sciences
Maître-Assistant à la Faculté des Sciences de Nantes

**Le complexe Ophiolites-Schistes lustrés
entre Dora-Maira et Grand Paradis
(Alpes piémontaises)
Tectonique et métamorphisme**

Tome II

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
1 RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

— NANTES, 1966 —

10465920

SOMMAIRE

Univ. J. Ferrer - O.S.U.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 03 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

INTRODUCTION

- Délimitation géographique	183
- Le relief	185
- Principaux traits géologiques	187
- Etat des connaissances - Buts de l'ouvrage	188

01 SEP: 2003

PREMIERE PARTIE

LE CADRE GEOLOGIQUE DES ROCHES VERTES

<u>INTRODUCTION</u>	193
<u>CHAPITRE I - LES FORMATIONS PALEOZOÏQUES</u>	195
- Extension	195
- Principaux faciès pétrographiques	196
- Bordure du Grand Paradis et de la Dora Mafra	196
- Bordure de la zone de Sesia-Lanzo	196
- Relation avec les formations mésozoïques	197
- Conclusions	198
<u>CHAPITRE II - LE TRIAS</u>	199
- Extension	199
- Relations avec les formations paléozoïques et les Schistes lustrés	199
<u>CHAPITRE III - LA SERIE DES SCHISTES LUSTRES</u>	201
- Extension	201
- Age de la série des Schistes lustrés	202
- Principaux faciès pétrographiques	203
- Caractères pétrographiques des principaux faciès	203
A - Les marbres et quartzites phylliteux	203
B - Les calcaires phylliteux	204
C - Les calcschistes et faciès associés	204
- Succession stratigraphique	204
- Levés sédimentologiques : problème des calcschistes albitiques	205
- Redoublements tectoniques	205
- Interprétation sédimentologique	206

- Origine des gneiss albitiques et des prasinites interstratifiées	207
- Conclusions	210
- Echelle stratigraphique	210
- Relation avec les Roches vertes ; le problème des gneiss albitiques	210

DEUXIEME PARTIE

LES ROCHES VERTES

<u>INTRODUCTION</u>	213
<u>CHAPITRE I - LES ULTRABASITES</u>	215
- Introduction	215
I - LES LHERZOLITES FELDSPATHIQUES	215
- Extension	215
- Travaux antérieurs	216
- Description	216
- Rubanement	217
- Origine des rubanements	218
- Relation avec le massif de Castellamonte-Baldissero	223
LES PERIDOTITES LAMINEES	223
- Extension	223
- Description	224
II - LES SERPENTINITES	225
- Extension	225
- Description	225
- Origine des serpentinites	225
LES FACIES ASSOCIES AUX SERPENTINITES	226
<u>CHAPITRE II - LES GABBROS METAMORPHIQUES</u>	229
- Extension	229
- Description	230
- Les gabbros métamorphiques	230
- Les gabbros rodingitiques en enclaves dans les serpentinites	230
- Les pegmatofides de troctolite dans les lherzolites	231
- Relation avec les ultrabasites	231
<u>CHAPITRE III - LES PRASINITES ET LES FACIES ASSOCIES</u>	233
1 - LES PRASINITES	233
- Extension	233
- Description	233
- Les prasinites s. s.	233
- Les ovardites	234
- Les prasinites à glaucophane et pistacite	234
- Origine	234
- Relations avec les formations voisines	235

II - LES SEGREGATIONS PYROXENITIQUES DANS LES PRASINITES ...	236
- Ovoldes d'origine tectonique	236
- Origine	237
III - LES FACIES ECLOGITIQUES	238
- Extension	238
- Description	238
- Origine	239

TROISIEME PARTIE

TECTONIQUE ET METAMORPHISME ALPINS	241
<u>INTRODUCTION</u>	243
<u>CHAPITRE I - LA STRUCTURE</u>	245
- Etat des connaissances	245
- Méthode	246
- 1) Plissement d'axe N. S. tardif	246
- 2) Plissement d'axe E. O.	248
- Relation entre le plissement E. O. et les mouvements du socle ...	250
- Origine du plissement d'axe E. O.	250
- 3) Le plissement d'axe N. S. précoce (écoulement vers l'Ouest)	252
- Tectonique	253
- Microtectonique	253
- Tectonique de cisaillement	255
- " Plis de diaclases "	255
- Profils tectoniques	255
- Epaisseur du complexe ophiolitique	256
- Conclusion	257
<u>CHAPITRE II - LE METAMORPHISME</u>	259
- Etat des connaissances	259
- Les diverses paragenèses et leur succession	260
- Apports de l'étude pétrochimique	260
- Absence d'échanges chimiques	260
- Apport de l'étude pétrogénétique des amphiboles	261
- Critique de la notion de métamorphisme " géosynclinal " de " haute " pression "	261
- Relation entre les épisodes métamorphiques et les phases tectoniques ...	263
- Histoire du métamorphisme	264
- Les serpentinites : écran vis-à-vis du métamorphisme	265
- Problème de l'espacement chronologique entre les épisodes métamorphiques.	265
- Cause du métamorphisme	266

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES	269
<u>CHAPITRE I - RESULTATS DE L'ETUDE REGIONALE</u>	271
- Introduction	271
- Les Roches vertes	271
- Disposition	273
- Age et mode de mise en place	274
- Traits paléogéographiques et tectogénèse	274
<u>CHAPITRE II - RESULTATS GENERAUX - METHODOLOGIE</u>	281
- Introduction	281
- Tectonique et métamorphisme	281
- Métamorphisme et échanges chimiques	282
- Calcul des représentations modales pondérales	283
- Utilisation du mode pondéral calculé	283
- Etude des corrélations entre le chimisme de la roche et celui de ses minéraux	284
- Autres résultats	285
- Homogénéité d'un minéral	285
- "Adaptation" des pyroxènes	286
- La serpentinitisation	286
- Architecture de l'étude	287

TABLE DES FIGURES

Fig. 35	— La région étudiée dans les Alpes occidentales.....	183
Fig. 36	— Vue panoramique de la région d'Est en Ouest	184
Fig. 37	— Carte structurale des zones internes	187
Fig. 38	— Levé détaillé d'un contact Schistes lustrés - Trias	200
Fig. 39	— Levé du rubanement dans la lherzolite feldspathique ...	217
Fig. 40	— Coupe dans le massif de Lanzo, depuis Givoletto jusque sous le Monte Colombano.....	221
Fig. 41	— Superposition de la tectonique d'axe N. S. tardive à la tec- tonique d'axe E. O.	247
Fig. 42	— Linéations et axes N. S. tardifs.....	247
Fig. 43	— Plissement d'axe E. O. dans une falaise à l'Ouest du Rio d'Arnas (Pian della Mussa).....	248
Fig. 44	— Linéations et axe E. O.	249
Fig. 45	— Isobathes supposées de la surface séparant les socles cristallins des formations mésozoïques	251
Fig. 46	— Linéations et axe N. S. précoces	253
Fig. 47	— Levé des plans de rubanement dans la lherzolite du mas- sif satellite de Lanzo.	254
Fig. 48	— Reconstitution schématique de la tectogenèse	279

I N T R O D U C T I O N

DELIMITATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée dans ce mémoire couvre environ 900 km². Elle appartient à la province italienne du Piémont et se rattache à l'unité géographique constituée par les Alpes Graies.

Elle forme un rectangle approximatif dont les côtés seraient respectivement orientés E - O et N - S (fig. N° 35). Ces derniers sont, à l'Ouest, la ligne des crêtes séparant l'Italie de la France ; à l'Est, la limite de la plaine du Pô. Les côtés E - O du rectangle sont deux vallées dont les tracés suivent, à peu près, les limites entre la région étudiée et deux massifs cristallins paléozoïques : au Nord, la Stura di Vallegrande, séparant ce terrain du massif du Grand Paradis ; au sud, le Val de Susse le séparant du massif de la Dora Mafra.

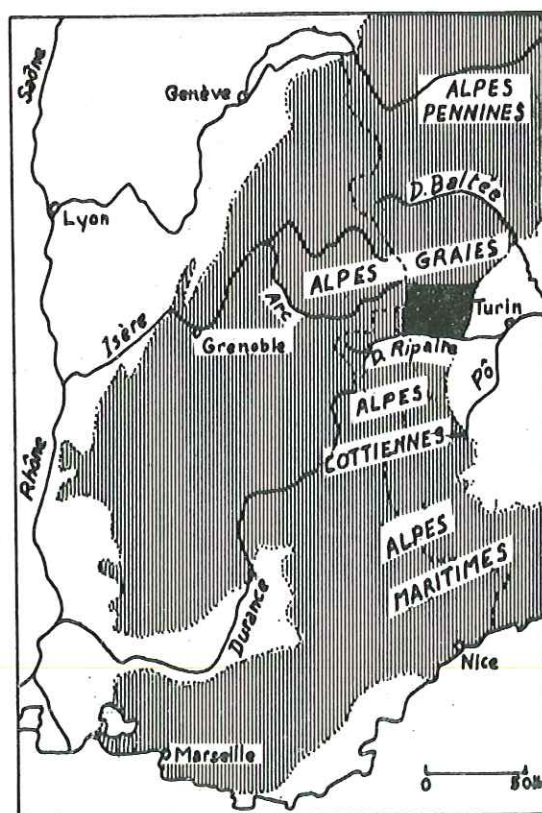


Fig. N° 35 - La région étudiée dans les Alpes occidentales (tache sombre).



Figure N° 37 - Vue panoramique d'Est en Ouest de la région étudiée
(d'après un document de la Province de Turin et du Conseil des Vallées de Lanzo).

LE RELIEF

En bordure Sud de la région étudiée, la Doire Ripaire a aménagé le Val de Suse en l'une des plus belles voies de communication transversale des Alpes occidentales. Au Nord, la Stura di Vallegrande est encore relativement ouverte. Entre ces deux vallées et parallèlement à leur tracé, ce sont deux profondes échancrures où roulent de sauvages torrents : la Stura di Viù et la Stura d'Ala plus au Nord. Elles rejoignent la Stura di Vallegrande pour constituer, peu avant le débouché dans la plaine du Pô, la Stura di Lanzo. (fig. N° 36). Entre ces entrailles, les lignes de crêtes, rameaux perpendiculaires de la chaîne principale des sommets frontaliers, demeurent élevés : à une dizaine de km de la plaine, ils la dominent encore de 2.000 m. La haute vallée des Stura est cependant plus ouverte : Pian della Mussa en amont de la Stura d'Ala, dominé par l'Uja di Ciamarella (point culminant de la région, à 3.676 m) ; Pian de Malciaussa, avec son petit lac de retenue niché entre le Monte Lera (3.355 m.) et Roche Melon (Rocciamelone, 3.538 m.), où prend naissance la Stura di Viù. Il n'existe aucune voie de communication directe d'une Stura à l'autre, sinon le Col del Lis rapprochant la Stura di Viù du Val de Suse.

Pour compléter et réhausser ce bref aperçu*, je me permettrai d'emprunter à R. MICHEL (1953, p. 5 et 6) un long passage. Il y évoque, en des termes que je ne saurais retrouver, ces montagnes qu'il a longuement parcourues.

Après nous avoir rappelé que, dans le Grand Paradis, le faite des Alpes s'est considérablement déplacé vers l'Ouest par érosion régressive de l'Orco, il ajoute : " Plus au Sud, les Stura, dispersant leurs efforts en trident, n'ont pu faire reculer l'ancien faite qui coïncide à peu près avec la ligne de partage des eaux actuelle ; il est vrai que ces rivières avaient à traverser, avant de gagner la plaine, la massive barrière des Roches vertes de la région de Lanzo et que leur cours supérieur devait se frayer un passage soit dans les gneiss du Grand Paradis où la Stura di Vallegrande a tout de même installé une vallée relativement large et profonde, soit dans d'autres amas de Roches vertes ou de prasinites pour les Stura di Viù et d'Ala.

Cette force d'érosion, surexcitée par la pente et l'abondance des précipitations, rendue ainsi capable d'aérer largement une zone montagneuse aussi massive, a conduit d'autre part à une disposition toute particulière du réseau hydrographique. Malgré l'hétérogénéité du matériel, malgré la complexité structurale de la région, toutes les vallées principales sont orientées d'Ouest en Est, c'est-à-dire perpendiculairement à la direction des plis ou à l'allongement des zones lithologiques et tectoniques. Ainsi, cette portion du vertigineux rempart piémontais est échancrée de nombreuses entailles parallèles. Chacune de ces vallées, isolée de ses voisines par de hautes crêtes, forme à tous points de vue un élément individuel, rigoureusement clos, sinon vers l'aval. C'est sans doute cet aspect très particulier, peut-être encore plus frappant à l'époque où il voyageait, qui a inspiré à J.F. d'Aubuisson (1811, p. 250 in R. MICHEL) ces lignes pittoresques : " Les vallées transversales sont encore bien plus étroites que celle de la Doire. Que l'imagination éloigne

* La morphologie de cette région et plus particulièrement ses relations avec l'affaissement du Pô ont fait l'objet d'une étude récente et détaillée de P. GABERT (1962), sans oublier l'oeuvre fondamentale de R. BLANCHARD (1952).

d'elles tout ce que le nom de vallée pourrait rappeler d'agréable ou de riant : ce ne sont, dans presque toute leur étendue, que d'énormes fentes, d'horribles anfractuosités dans une immense masse de roches. Un chemin taillé sur leurs flancs escarpés tient le voyageur comme suspendu au-dessus d'un abîme, au fond duquel un torrent, que l'oeil peut à peine atteindre, roule avec fracas des ondes sales et courroucées. Dans les endroits où le sol prend un peu plus d'inclinaison, on aperçoit quelques champs étroits et soutenus par des terrasses. De petites habitations, basses et enfumées, fixent de loin en loin les regards et excitent dans l'âme un sentiment de compassion pour les êtres destinés à passer leur vie dans des lieux si retirés et si sauvages. Quelquefois la vallée s'élargit un instant et montre au fond du bassin un petit hameau entouré de prairies et de quelques bouquets de bois : au-dessus et sur une exposition propice, on voit des moissons auxquelles le soleil d'été peut donner à peine une teinte dorée. La courte satisfaction qu'on éprouve à l'aspect de ce paysage n'est due qu'au contraste : ailleurs, cette vue serait sans effet, mais ici elle recrée un moment l'esprit attristé du ton aride et monotone des lieux qu'on vient de traverser. Tout le reste de la vallée n'offre plus que des rochers nus et quelques sombres forêts de sapins et de mélèzes".

Cette description, assez pessimiste, s'applique surtout à la partie haute des vallées, toujours très sauvage et dépeuplée. Là, d'étroits verrous, modelés par les glaciations quaternaires qui, par ailleurs, n'ont pas joué un rôle capital dans l'évolution du relief (R. BLANCHARD, 1952), séparent des ombilics de très faibles dimensions... La part laissée à l'habitat et aux pâturages est très faible ; aussi la densité de la population ne dépasse que rarement 5 à 10 habitants au kilomètre carré. Par contre, au voisinage de la plaine, les vallées, fortement élargies et anormalement surpeuplées (100 à 300 habitants au kilomètre carré), sont infiniment plus riantes : les pentes, plus faibles, plus arrosées, dotées d'un sol relativement profond ou enduites de dépôts glaciaires, sont parsemées de grasses prairies et de châtaigneraies touffues. Ainsi, les contrastes dus au relief sont-ils accentués par ces étonnantes oppositions qui caractérisent la végétation, la culture et l'habitat dans les parties inférieures et supérieures de chaque vallée.

Finalement, cette région, comme tout le reste du versant piémontais, est un domaine d'érosion intense et de forts contrastes. Ces dures barrières de roches éventrées par de modestes torrents partant à la conquête, ces vieilles masses cristallines mises à nu, débarrassées de leur épaisse couverture de Schistes lustrés et entaillées elles-mêmes profondément, ces altiers pitons de roches vertes mis en relief par déblaiement de leur gangue de calcschistes, ces bassins étriqués dominés souvent de plus de 2000 mètres par des cimes vertigineuses, tout cela est l'oeuvre de l'érosion. C'est elle qui a amené cette région à cet état d'évolution avancée du relief où voisinent les collines usées et arrondies de la bordure de la plaine et les chafnes intensément découpées, frangées de glaciers, divergentes à partir des points culminants.

Le géologue, et tout particulièrement le pétrographe, ne peut que se réjouir d'avoir un champ d'études aussi bien ciselé, où les vallées encaissées offrent de magnifiques coupes naturelles et où les parois dénudées livrent une débauche d'échantillons frais".

PRINCIPAUX TRAITS GEOLOGIQUES

La région étudiée appartient au domaine le plus interne des Alpes occidentales (zone piémontaise des Pennides) (fig. N° 37). Elle correspond à un ensellement synclinal occupé par des formations mésozoïques : Schistes lustrés et Roches vertes, entre les massifs cristallins internes de Grand Paradis au Nord et de Dora Maira au Sud. Ces formations sont intimement mêlées par l'effet de la tectonique alpine et maquillées par un métamorphisme épizonal également alpin.

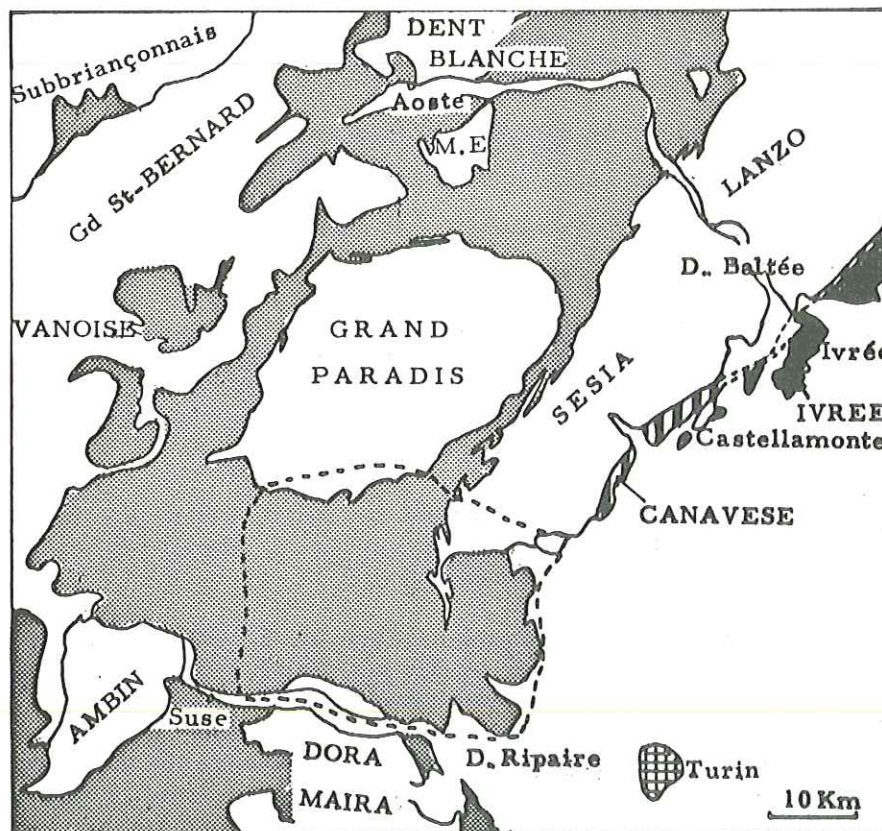


Fig. N° 37 - Carte structurale des zones internes. (d'après F. HERMANN, simplifiée)
En grisé, domaine des Schistes lustrés ophiolitifères.

La structure de l'ensellement est déterminée par celle des socles sous-jacents. Dans l'Ouest de la région, là où le Grand Paradis et la Dora Mafra sont le plus rapprochés, il se creuse en un sillon. Vers l'Est, l'éloignement des deux coupoles cristallines favorise un évasement et l'ouverture en éventail des rameaux de plis. Cet effet est accentué par l'intervention d'un troisième élément de socle : l'unité structurale de Sesia-Lanzo, dont nous n'observons ici que l'extrémité méridionale. Traditionnellement, cette unité de socle appartient au domaine austro-alpin. Elle est séparée du Grand Paradis par la bande N-S mésozoïque de Locana, prolongée dans notre région par la zone des écaïlles de Viù et se suivant depuis le pourtour Nord du Grand Paradis jusqu'au-delà du Val de Suse où elle disparaît sous la plaine du Pô.

La zone d'écaïlles de Viù-Locana est une cicatrice majeure. A sa faveur, dans la région de Viù, des éléments de socle remontent jusqu'au coeur de la série mésozoïque. Elle sépare l'ensellement précédant où se mêlent de façon confuse les Roches vertes et les Schistes lustrés métamorphiques d'une région orientale à serpentinites et périclites fraîches, constituant le gros massif de Lanzo. Dans l'ensellement, les formations mésozoïques reposent sur les prolongements du Grand Paradis et de Dora Mafra ; dans le compartiment oriental, sur le socle de Sesia-Lanzo. La tectonique et le métamorphisme y ont des effets plus limités.

ÉTAT DES CONNAISSANCES - BUTS DE L'OUVRAGE

A part quelques exceptions citées dans le texte, la région étudiée n'a jamais fait l'objet de travaux spécifiques. En raison de sa tectonique particulièrement indéchiffrable, elle n'a été d'aucun appoint dans les synthèses successives qui ont prévalu dans les Alpes occidentales. Je me bornerai, dans les conclusions de l'ouvrage, à préciser la place qui lui revient dans les interprétations actuelles.

Les Roches vertes occupent l'essentiel de la région et sont au centre de cette étude. Aussi est-ce utile de faire rapidement le point sur l'état de leur connaissance dans ces régions internes des Alpes occidentales.

Après la période des grandes reconnaissances (A. SISMONDA, 1838, 1866), (B. GASTALDI, 1871, 1878), celle du classement des premières acquisitions (V. NOVARESE, 1894), nous nous trouvons, au début du siècle, d'emblée confrontés avec les problèmes de la pétrographie moderne des ophiolites grâce à S. FRANCHI. Ce géologue, avec les moyens et les connaissances de l'époque - je devrais dire contre les connaissances de l'époque - pressent déjà en 1902 plusieurs solutions à de grands problèmes de la pétrographie alpine. Des exemples :

- Il met en évidence le synchronisme du plissement et du métamorphisme et s'insurge contre le " métamorphisme abyssal ". Parmi les facteurs du métamorphisme, outre les déformations et certaines conditions de pression et de température, il insiste sur le rôle capital de l'eau et démonte le mécanisme de son action.

- Cherchant la source de chaleur nécessaire au métamorphisme, il conclut au rôle essentiel du gradient géothermique. La difficulté due à la grande épaisseur de terrain nécessaire comme surcharge, est tournée en envisageant l'éventualité d'une couverture relativement mince, mais d'épaisseur multipliée par de nombreux plis. N'est-ce-pas la notion de " géosynclinal de nappes " ?

- Il est le premier, je crois, à avoir vu dans les Alpes au moins les liens entre diabases, euphotides et ultrabasites et à proposer pour l'ensemble, l'hypothèse d'un épanchement sous-marin. Son argumentation n'est pas démodée : après avoir établi l'origine diabasique des prasinites et montré leur liaison avec les euphotides et les ultrabasites, il note leur caractère volcanique sous-marin (variolites) et leur association génétique avec des faciès sédimentaires (radiolarites).

- Il propose une origine volcano-sédimentaire pour les prasinites associées aux Schistes lustrés : projections de tufs et concentration de l'albite par des processus sédimentaires.

- Le métamorphisme lui semble incapable de provoquer la migration des éléments et il admet que les recristallisations se font sans échange. Mes études pétrochimiques (p. 60) m'ont permis de confirmer pleinement ces prévisions.

- FRANCHI appuie ses résultats sur des descriptions excellentes, riches d'une connaissance des Roches vertes allant des Alpes ligures au Val d'Aoste. Il tire magnifiquement parti de ce matériel. La pensée est claire, sûre, objective, pénétrante.

Dans son étude des ophiolites de la Grivola, G. B. DAL PIAZ (1928) démontre implicitement le caractère polyphasé du métamorphisme alpin. Comme S. FRANCHI, il considère que la paragenèse à glaucophane et grenat (éclogites) est chimiquement l'équivalent de celle à albite et actinote (prasinite). Mais ayant établi l'antériorité de la première, il l'attribue à des conditions de métamorphisme tectonique plus superficielles. La " prasinitisation " se produit lors d'une descente dans une zone plus profonde. Les études modernes n'apportent que peu de retouches à ces vues prophétiques. Pour cet auteur, les diabases à l'origine de ces faciès proviennent de la limite sial-sima, les ultrabasites du sima sous-jacent. Il explique ainsi le hiatus chimique entre ces unités pétrographiques. L'intrusion est lente, favorisée par les mouvements orogéniques.

Après G. B. DAL PIAZ, il faut attendre R. MICHEL (1953) pour constater un renouveau d'études des Roches vertes. Dans le cadre d'une étude des schistes cristallins du Grand Paradis, cet auteur considère les Schistes lustrés albitiques et une partie des prasinites comme le résultat d'une métagénèse sodique liée au métamorphisme alpin, affectant des faciès d'origine sédimentaire. L'interprétation d'ensemble est rapidement remise en question par R. VITERBO, 1959, E. CALLEGARI et A. MONESE, 1959, 1960), parfois avec des arguments très contestables, ce qui excuse d'autant moins le tour parfois polémique (A. BIANCHI, G. B. DAL PIAZ et C. VITERBO, 1965).

Il faut enfin signaler les travaux de S. CONTI (1954, 1964) tendant à démontrer l'origine des ophiolites par métagénèse de dolomies et de calcaires magnésiens. Dans notre région, aucun argument ne permet de retenir cette hypothèse que je ne discuterai pas davantage. Elle est aussi écartée par M. LEMOINE (1955) pour les ophiolites du Queyras, dans une note où il reprend, par ailleurs, l'interprétation de S. FRANCHI par épanchement sous-marin.

Dans ces conditions, l'étude détaillée d'un des massifs de Roches vertes du feston interne de la chaîne alpine s'avérait nécessaire. Le choix s'arrêta sur celui qui affleure entre le Grand Paradis et la Dora Mafra en raison de son importance ; c'est le plus gros des Alpes occidentales avec celui du Val d'Aoste-Mont Rose et le seul à être directement associé à des péridotites non serpentinisées.

Le but de ce mémoire est de donner une description pétrographique et minéralogique détaillée des Roches vertes. Son intérêt est double : améliorer notre connaissance sur le métamorphisme épizonal des roches basiques et préciser la nature originelle des divers faciès des Roches vertes, ainsi que leurs relations avec les péridotites de Lanzo. Cet ensemble constitue-t-il un complexe ophiolitique ? Quels sont ses liens avec la série sédimentaire dont proviennent les Schistes lustrés et, par-delà, peut-on tracer un schéma paléogéographique et reconstituer la tectogenèse de cette zone interne de la chaîne alpine ?

Ces objectifs se placent à des étages successifs de connaissance ou d'hypothèse. Ils n'ont pu être atteints que dans un ordre déterminé et par la mise en oeuvre de moyens nombreux et appropriés. Un organigramme (p. 287) permet d'apprécier l'enchaînement de l'ensemble et en facilite la critique.

P R E M I E R E P A R T I E

LE CADRE GEOLOGIQUE DES ROCHES VERTES

INTRODUCTION

Nous étudions dans cette première partie, les unités stratigraphiques composant le cadre géologique des Roches vertes : les formations paléozoïques, le Trias et la série des Schistes lustrés métamorphiques. Nous procéderons à un rapide inventaire pétrographique, surtout pour les formations paléozoïques et le Trias, en insistant seulement sur l'aspect stratigraphique et sur les relations avec les Roches vertes.

Les formations des socles paléozoïques limitant au Nord notre région ont été récemment étudiées par R. MICHEL (1953), G. ELTER (1960), A. BIANCHI, G. B. DAL PIAZ et C. VITERBO (1965). Leurs pendants au Sud (Dora Maira et Val de Suse) font l'objet de recherches actuelles de P. VIALON. Les premiers résultats de cet auteur sont publiés (P. VIALON, 1960, 1961, 1962, 1963 a), 1963 b).

Quant à la série des Schistes lustrés, dont les faciès sont intimement associés aux Roches vertes sur le terrain, son étude est d'une telle complexité que je ne pouvais prétendre la développer en même temps que celle des Roches vertes. Il ne nous sera possible de la mener à bien, en l'absence de repères paléontologiques ou stratigraphiques, qu'en multipliant les levés sédimentologiques minutieux, tout en sachant que leur interprétation sera toujours hypothéquée par le maquillage métamorphique et les effets de la tectonique. Dans cet esprit, je présenterai trois coupes détaillées autorisant déjà quelques conclusions importantes.

CHAPITRE I - LES FORMATIONS PALEOZOIQUES *

EXTENSION

Les formations paléozoïques du Grand Paradis limitent au Nord la région étudiée. Des faciès comparables se retrouvent immédiatement à l'Est, au-delà de la bande mésozoïque de Viù-Locana, dans la région de Lanzo où elles constituent la terminaison Sud de l'unité structurale de Sesia-Lanzo. Remontées au sein de la bande tectonique de Viù-Locana, elles affleurent, vers le Sud, jusqu'à Viù. Les mêmes faciès appartenant au massif de Dora-Maïra, bordent au Sud notre région. Leur limite suit le Val de Suse, à part une avancée vers le Nord dans la zone de Bussoleno.

La Carte géologique d'Italie au 1/100.000^e (feuille Susa), celle de F. HERMANN au 1/200.000^e (1937), ainsi que les publications de cet auteur (1930), mentionnent la présence de gneiss minuti à l'intérieur de la masse mésozoïque sous forme de nombreuses lentilles dont une, particulièrement importante, affleure dans la région de Lemie-Usseglio. Sur la carte italienne les gneiss sont prudemment représentés en tant que faciès, sans indication d'âge. F. HERMANN les considère comme des éléments de socle, pincés tectoniquement dans les Schistes lustrés.

Le levé détaillé m'a permis de découvrir, sous la Punta Lunella, une fenêtre de socle (faciès micaschiste quartzitique grenatifère). C'est le seul affleurement indiscutable dans la masse mésozoïque. Les nombreuses intercalations mentionnées plus haut sont, le plus souvent, des niveaux quartzitiques et albitiques de la série des Schistes lustrés**. Leur origine sera discutée plus loin.

* J'utilise le mot " paléozoïque " pour désigner toutes les formations des socles cristallins. Il se pourrait que certaines représentent déjà le Trias, sous un faciès différent de celui qui est décrit plus loin.

** La grosse lentille de Lemie-Usseglio figurant sur les diverses cartes, n'existe pas. On observe des prasinites à pistacite (faciès lité, voir p. 234), cartographiés par A. STELLA comme gneiss prasinitiques et ensuite mal interprétés par F. HERMANN sans doute par suite de l'ambiguïté du figuré.

PRINCIPAUX FACIES PETROGRAPHIQUES

BORDURE DU GRAND PARADIS ET DE LA DORA - MAÏRA

L'étude des faciès pétrographiques des socles cristallins sort du cadre de cette étude. Remarquons simplement qu'une succession identique semble s'observer, à la limite des formations mésozoïques, dans le Grand Paradis au Nord, et dans la Dora Maïra au Sud :

- d'abord des gneiss ocellés (gneiss glanduleux de la Carte géologique d'Italie au 1/100.000^e) ;

- au-dessus des gneiss albitiques fins : gneiss minuti "de Sparone" de R. MICHEL (1953) dans le Grand Paradis, gneiss "à faciès Clapier" ou "Luserna" de P. VIALON (1961) en Dora Maïra. Cet auteur leur attribue une origine détritico (arkoses et tufs volcaniques acides) et un âge permien s.l.

- La série paléozoïques pourrait se terminer par des micaschistes quartzitiques, pauvres ou dépourvus d'albite, parfois grenatifères. P. VIALON (communication orale) connaît de tels faciès en Dora Maïra. Il les rattache à l'ensemble stratigraphiquement le plus élevé dans le cristallin (ensemble de Sampeyre) correspondant aux niveaux les plus élevés du Permien (1962) et pouvant passer aux quartzites de la base du Trias. Pour ma part, je les ai observés sous le Trias du Val de Suse. J.M.L. BERTRAND (1965) arrive aux mêmes conclusions dans la partie occidentale du Grand Paradis : les gneiss minuti passent progressivement aux quartzites triasiques par augmentation de la teneur en quartz. G. ELTER (1960) signale sur la bordure Nord du Grand Paradis des faciès comparables, qu'il considère comme permo-éotriasiques ou éotriasiques. Toutefois, il envisage qu'ils puissent ne pas être solidaires du socle paléozoïque. Il est enfin possible que l' "unité II" (quartzites phylliteux et schistes verts) de M. GAY (1963), dans le massif d'Ambin, corresponde aussi à ce faciès. Elle est, en effet, rapportée au Permien et coiffe des gneiss albitiques.

BORDURE DE LA ZONE DE SESIA - LANZO

J'ai rapidement parcouru la bordure Sud de la zone de Sesia-Lanzo (Messenile, Pessinetto, Ceres, Monastero, Lanzo) pour étudier ses relations avec les formations mésozoïques. Le faciès dominant est un gneiss albitique fin à phengite et biotite en reliques décrit comme gneiss minuti sur la Carte géologique d'Italie au 1/100.000^e. R. MICHEL (1953, p. 28) l'a baptisé "gneiss de Pessinetto", du nom de cette localité de la Stura du Lanzo ; il le considère aussi comme un faciès de gneiss minuti (analyse chimique, planche X, N° 5).

Il existe, dans cette région, des intercalations de nombreux autres faciès, décrits par R. MICHEL (1953, p. 178) et par A. BIANCHI, G.B. DAL PIAZ et C. VITERBO (1965). Ces derniers ont plus spécialement étudié les masses d'amphibolites gabbroïques affleurant immédiatement au Nord. Ils concluent à une origine éruptive, de nature basique, et au polymétamorphisme dont une phase, au moins, est antéalpine.

Je me contenterai de signaler la découverte, dans le gneiss minuti, au-dessus de Gisola, d'un niveau probablement conglomératique : galets à allure leptynitique, pouvant dépasser 10 cm, dans une matrice amphibolique largement cristallisée. Si l'étude de ce niveau devait confirmer ce diagnostic rapide, il faudrait voir là l'indice d'une origine

détritique. Cette hypothèse trouverait confirmation dans la présence, au sein d'un faciès leucocrate à chlorite de la région de Viù, de petites plages de microcline albitisées sur leur pourtour. Or, je ne connais pas ce feldspath dans les formations mésozoïques métamorphiques. Toutefois, avant de lui attribuer une origine détritique, il faudrait écarter l'éventualité d'une origine éruptive directe (la roche n'étant pas alors initialement un sédiment, mais une roche éruptive, ou un tuf) ou celle d'une cristallisation lors d'un métamorphisme plus ancien.

En vue d'éviter toute confusion avec leurs équivalents mésozoïques, il convient de signaler la présence, dans ces formations, de niveaux prasinitiques répétés, sans qu'il soit possible de préciser si la répétition est ou non tectonique. Le faciès le plus courant s'apparente aux ovardites des Roches vertes mésozoïques, avec un grand développement de la chlorite et de l'albite ocellée. Il passe, par apparition de la phengite et résorption de la chlorite, au gneiss albitique clair. Doit-on rapprocher ce faciès des amphibolites mentionnées ci-dessus et lui attribuer une origine directement éruptive ? C'est assurément le cas pour certaines prasinites mélanocrates, très chargées en pistacite et parfois en glaucophane. Il n'existe, d'ailleurs, aucune roche comparable dans la série mésozoïque.

Enfin, un fait se dégage dans la région de Viù à Pessinetto que j'ai plus spécialement étudiée : le développement des micaschistes quartzitiques, au détriment des faciès albitiques, au voisinage des Schistes lustrés. Dans la boutonnière de Trave, un contact qui pourrait être naturel juxtapose ces micaschistes quartzitiques à ces marbres phylliteux de la série des Schistes lustrés, par l'intermédiaire d'un niveau décimétrique de quartzite d'un blanc pur, très peu micacé.

Le développement de micaschistes quartzitiques pose, d'ailleurs, un problème dans le levé géologique de la région de Viù ; là aussi, en effet, les Schistes lustrés sont représentés par des micaschistes quartzitiques alternant avec des marbres phylliteux en bancs parfois épais. La distinction entre les divers micaschistes devient impossible, même sous le microscope, quand l'affleurement ne montre pas l'association avec les marbres.

RELATION AVEC LES FORMATIONS MESOZOIQUES

Les formations paléozoïques sont surmontées dans le Val de Suse par le Trias. Celui-ci n'existe pas, ou n'apparaît pas en bordure du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. Le socle est donc ici directement en contact avec la série des Schistes lustrés ou avec les ophiolites. Les relations entre ces unités sont toujours difficiles à apprécier en raison de la nature tectonique de la plupart des contacts.

CONCLUSIONS

Je n'ai étudié que les formations paléozoïques immédiatement en contact avec ma série mésozoïque en bordure du Grand Paradis, de Sesia-Lanzo et de Dora Maïra. Encore ne l'ai-je fait que sommairement et d'un point de vue " extérieur ". Aussi les conclusions avancées ne prétendent-elles pas être plus que des hypothèses provisoires.

- A s'en tenir aux gneiss minuti et aux faciès quartzitiques sus-jacents, il faut souligner la ressemblance des séries Grand Paradis, Sesia-Lanzo et Dora Maïra. Ces trois socles pourraient avoir reçu, sans présumer de leurs positions originelles relatives, la même couverture* sédimentaire détritique, de nature principalement arkosique, devenant progressivement gréseuse (au Permien, Permien-Eotrias ?).

- Comme en Dora Maïra et sur la bordure du Grand Paradis, il semble, dans la partie Sud de Sesia-Lanzo au moins, (région de Viù) que les gneiss minuti puissent ainsi passer, sans discontinuité, aux formations mésozoïques, par enrichissement progressif en quartz et appauvrissement en albite. En Dora Maïra et dans le Grand Paradis, ils passeraient aux quartzites triasiques et, en bordure de Sesia-Lanzo, directement aux marbres phylliteux à niveaux quartzitiques de la série des Schistes lustrés, en l'absence du Trias (série compréhensive ?)



* R. MICHEL (1953, p. 205) l'admet déjà pour le Grand Paradis et Sesia-Lanzo.

CHAPITRE II - LE TRIAS

EXTENSION

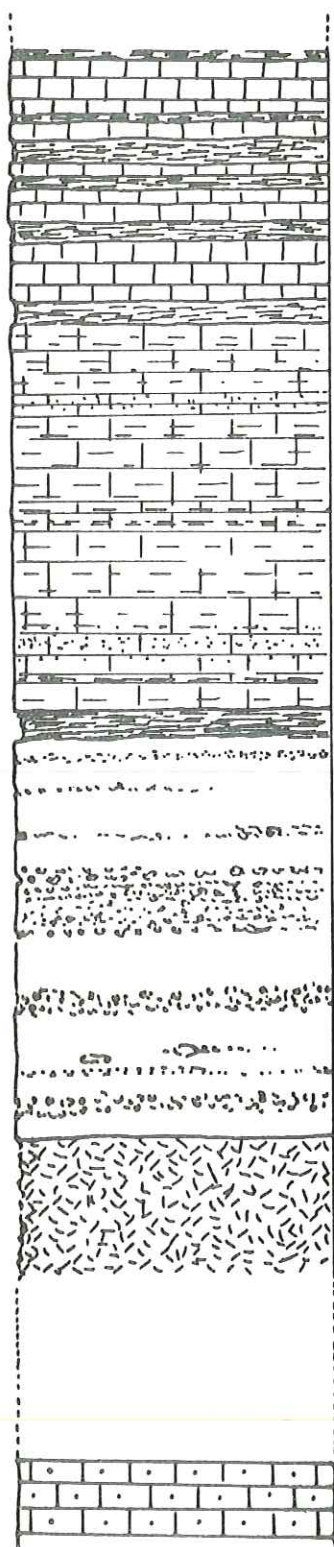
Les affleurements triasiques ne se rencontrent qu'à la limite S - O de la région étudiée, dans le Val de Suse, associés aux formations cristallophylliennes de Dora Mafra. La feuille Susa de la Carte géologique d'Italie signale, en outre, trois petites lentilles à Usseglio, en plein coeur de la série des Schistes lustrés ophiolitifères. Malgré des recherches attentives, je ne les ai pas retrouvées et suppose qu'il y a eu confusion avec les marbres et quartzites phylliteux de la série des Schistes lustrés, relativement purs en ce lieu (voir planche 8).

Au-delà des affleurements du Val de Suse vers l'Est et le Nord, il n'y a plus trace de Trias et les Schistes lustrés ou Roches vertes reposent directement sur le socle, ainsi que l'avait déjà observé R. MICHEL (1953, p. 247).

RELATIONS AVEC LES FORMATIONS PALEOZOIQUES ET LES SCHISTES LUSTRES

Les relations du Trias avec les formations paléozoïques et les Schistes lustrés dans le Val de Suse ont été étudiées en détail par S. FRANCHI (1897, 1898). Cet auteur décrit, au-dessus des gneiss ocellés et des micaschistes quartzitiques du socle de Dora Mafra, des calcaires marmoréens dolomitiques affleurant verticalement sur 700 m. La découverte d'Encrines lui a permis de les attribuer au Trias. Il conclut à leur passage stratigraphique normal aux calcschistes sus-jacents. Dans plusieurs notes successives il insiste sur les passages progressifs des formations de socles de Dora Mafra et l'Ambin au Trias et, par l'intermédiaire de celui-ci, aux Schistes lustrés (1904, 1925), sur ce dernier point en accord avec M. BERTRAND (1894) mais en opposition avec D. ZACCAGNA (1901, 1902, 1903), puis avec P. TERMIER et W. KILIAN (1920).

Je me garderai de chercher à ranimer ces vieilles querelles, d'autant plus que mon propos est ailleurs. Toutefois, les coupes effectuées au-dessus du Val de Suse, en vue d'étudier le passage du Trias aux Schistes lustrés m'ont montré à deux reprises, près des villages de Pavaglione et de Maffiotto, des contacts apparemment normaux indiquant un passage progressif du Trias aux termes inférieurs de la série des Schistes lustrés (voir p. 205). Le levé détaillé du second contact est reproduit fig. N° 38.



Nombreuses alternances décimétriques de marbres gris, très faiblement phengitiques, exempts de quartz, et de micaschistes quartzitiques grenatiformes, bien cristallisés, de teinte blanc-verdâtre pure.

Marbre homogène à part un litage fruste et discret souligné par une abondance variable du quartz et de la phengite. Présence de grenats et de tourmaline. Patine et cassure fraîche de teinte rousse. L'homogénéité distingue clairement ce niveau des voisins.

Lit de micaschiste quartzitique très riche en phengite.

Marbre quartzitique et un peu phengitique (ancien calcaire gréseux et argileux), microcaverneux. Les cavités s'alignent grossièrement. Elles sont occupées, par place, par des "galets" de quartz et de schistes graphitiques. Il existe des niveaux plus riches en quartz. Traces de tourmaline. La teinte est rousse, le grain subsaccharoïde.

Au contact précis, la roche est plus massive et plus phengitique.

Calcaire dolomitique (?) caverneux (allure de carogneule). Quelques cavités sont occupées par du quartz. Teinte beige virant au roux, au contact. Cassure saccharoïde.

(observé sous ce faciès dans l'autre contact : marbre dolomitique (?) blanc très pur et très peu micacé constituant la masse du Trias et où S. FRANCHI découvrit des Encrines).

Fig. N° 38 - Levé détaillé d'un contact Schistes lustrés - Trias.

CHAPITRE III - LA SERIE DES SCHISTES LUSTRES

EXTENSION

Les Schistes lustrés s'étendent largement au-delà de la frontière, en territoire français, où ils constituent la "Nappe des Schistes lustrés". Les intercalations de Roches vertes y sont relativement modestes. Passée la frontière, leur abondance décroît progressivement au profit des Roches vertes. En toute rigueur, leur régression ne se fait pas d'Ouest en Est, mais de l'O. S. O. à l'E. N. E. Ainsi la région s'étendant d'Ussiglio au Val de Suse montre encore une dominance des Schistes lustrés, tandis qu'au Nord on pénètre dans le pays des Roches vertes.

En allant vers l'Est, si l'on néglige de modestes intercalations dans les Roches vertes, il faut atteindre, pour retrouver les Schistes lustrés, la zone des écailles de Viù, qu'ils soulignent sur toute sa longueur dans la région étudiée, c'est-à-dire depuis la Stura di Vallegrande au Nord, jusqu'au Val de Suse. Au-delà vers l'Est, ils s'observent encore à la faveur de deux fenêtres dans les serpentinites (Trave et Bertesseno) avec leur faciès de base, puis disparaissent. Dans la région de Lanzo, les Roches vertes sont immédiatement en contact avec le cristallin.

Cette disparition n'est pas un trait local. On ne connaît pas davantage de Schistes lustrés plus au Nord, en couverture de la zone de Sesia-Lanzo ; par contre, des Roches vertes mésozoïques y affleurent (voir p. 223) Quant à la zone du Canavese, plus interne encore, les formations mésozoïques y sont représentées, dans la région de Cuorgne, par une série Tithonique - Crétacé de caractère bathial évoquant une sédimentation de talus continental (P. BAGGIO, 1963) et n'ayant plus rien à voir avec les Schistes lustrés. Plus au Sud, l'étude des formations détritiques tertiaires des collines de Turin a conduit successivement L. PERETTI (1928) et P. GABERT (1962, p. 16-18) aux conclusions suivantes. Les zones d'Ivrée-Canavese se prolongeaient jusqu'à la fin du Miocène, aussi loin vers le Sud que ces collines, s'étendant aussi en direction des Alpes. Elles supportaient une couverture de calcaires "alberese" déposés pendant le Crétacé et l'Eocène*. Dans l'ouvrage de P. GABERT (p. 15 à 26), on ne trouve nulle indication

* Si cette conclusion reçoit toutes les confirmations nécessaires, une conséquence capitale en découle : les zones d'Ivrée et du Canavese ne peuvent être séparées tectoniquement par la coupure majeure qu'est la ligne dinarique.

explicite d'un apport détritique de Schistes lustrés à partir de la zone de Sesia Lanzo et de son prolongement méridional, situés directement à l'Ouest des zones précédentes. Les éléments originaires de ces zones seraient composés exclusivement de Roches vertes ou de fragments de socle.

Il semble donc que l'on puisse déjà conclure à une diminution progressive de l'épaisseur des Schistes lustrés vers l'Est et à leur disparition dans la zone de Sesia Lanzo, au profit des Roches vertes. Nous préciserons ces résultats ultérieurement.

AGE DE LA SERIE DES SCHISTES LUSTRES

Reconnaissons que, pour l'instant, leur âge n'est pas déterminé de façon sûre. Les découvertes paléontologiques de S. FRANCHI (1896, a, b, 1898) en Val Grana, en Val Maïra et dans la haute vallée de Suse permettent d'attribuer au Rhétien la base de la série des Schistes lustrés et au Jurassique moyen et supérieur ses termes supérieurs, par continuité. Depuis, F. ELLENBERGER, A. MICHARD et C. STURANI (1964) ont découvert dans les Alpes cottiennes un gisement situé plus haut stratigraphiquement et caractérisant le Sinémurien terminal. Malheureusement il n'est pas certain que ces résultats soient applicables à notre série qui pourrait correspondre, dans la terminologie quelque peu confuse de A. MICHARD (1961) à l' " unité IV " : Schistes lustrés non fossilifères, riches en ophiolites, sans niveaux bréchiqes. Il semble, en effet, que les faciès fossilifères sinémuriens et rhétiens appartiennent à l'unité III de cet auteur (Schistes lustrés fossilifères à la base, absence d'ophiolites, niveaux bréchiqes), qui fut à un moment considérée comme " prépiémontaise " (A. MICHARD, 1961) (M. LEMOINE et A. MICHARD, 1963), l' " unité IV " étant d'origine probablement plus interne. Depuis, peut-être à la suite de la découverte d'éléments de Roches vertes au sommet de cette " unité III ", A. MICHARD et C. STURANI (1964) s'accordent à lui attribuer une origine également interne ; en même temps, un nouveau nom apparaît, pour désigner, semble-t-il, la même unité : " Nappe piémontaise inférieure " (F. ELLENBERGER, A. MICHARD et C. STURANI, 1964)*. Les Schistes lustrés étudiés ici et dont la définition est jusqu'à maintenant en accord avec celle des faciès de l' " unité IV " (" Nappe piémontaise supérieure " ?), sont-ils ou non concernés par ces découvertes ? La comparaison entre les deux séries ne fait pas apparaître d'affinités très nettes. Il est vrai que géographiquement, la distance qui les sépare est importante. Retenons simplement, pour l'instant un âge probable Jurassique à Eocrétacé.

* Une mise au point claire serait, comme on le voit, utile. Elle devrait éviter les renvois à des définitions antérieures, partiellement caduques.

PRINCIPAUX FACIES PETROGRAPHIQUES

L'étude des Schistes lustrés est rendue complexe par l'absence de repères lithologiques ou paléontologiques, l'apparente monotonie de la série, enfin les effets du métamorphisme et de la tectonique de style souple. Celle-ci, lors des plissements d'axe E - O, a tout particulièrement affecté la série, provoquant des répétitions multiples et difficilement décelables. Je me contenterai donc d'une étude générale, " statistique", en m'efforçant de reconnaître les principales unités et leur distribution dans la région, complétée, toutefois, par l'interprétation de levés " sédimentologiques". J'insiste sur le caractère hypothétique des résultats.

Ainsi considérés, les Schistes lustrés peuvent se diviser en trois faciès lithologiques principaux :

- A - Les marbres phylliteux alternant avec des niveaux de quartzites phylliteux,
- B - les calcaires phylliteux roux, habituellement en plaquettes,
- C - les calcschistes très phylliteux, souvent à chloritoïde.

Ces divers faciès sont affectés par le métamorphisme épizonal alpin dont le principal effet a été d'oblitérer toutes les microstructures. L'examen en lame mince ne permet donc que de confirmer et de préciser le diagnostic minéralogique. Par contre, au moins dans les marbres et quartzites phylliteux, où la tectonique n'a engendré que des plis souples, des structures fines liées à des différences de composition, sont encore parfaitement visibles sur échantillon (voir levés " sédimentologiques", planche N° 8). Dans les calcschistes phylliteux, de nature plus souple, les déformations sont intimes et masquent d'éventuelles structures sédimentaires. Ainsi, on y observe communément un débit cylindrique, résultat d'un enroulement des feuillets suivant l'axe de plissement, ainsi que des nodules phylliteux provenant du nourrissage de charnières de micropli (J. GROLIER et P. VIALON, 1964).

CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES PRINCIPAUX FACIES

Cherchons à préciser les traits propres à chacun de ces faciès et permettant de les distinguer sur le terrain.

A - LES MARBRES ET QUARTZITES PHYLLITEUX.

(Analyses chimiques, planche X, N° 1 et 2, description p. 167)

C'est une série à dominance calcaire mais riche en quartz. Les bancs calcaires sont peu micacés (voir analyse modale d'un échantillon-type, p. 177). La phengite y est répartie dans la masse ou forme des petits lits millimétriques. Parfois blanche, la teinte est habituellement grise par suite d'une imprégnation de la calcite et de la phengite par des matières organiques. Enfin, la présence de petits nodules pyriteux, mesurant au plus quelques cm. de long et dont il ne reste souvent, après dissolution, que le

logement.

Les niveaux siliceux, relativement pauvres en phengite, sont plutôt des quartzites phylliteux que des micaschistes quartzitiques. Exceptionnellement, on peut y voir de la fuchsite. Ils contiennent habituellement un peu de chlorite. J'ai pu constater, en un point, que celle-ci provenait d'une biotite ancienne, dont les reliques se distinguent assez bien des néoformations métamorphiques. L'origine détritique semble prouvée puisque ces formations n'ont subi que le métamorphisme alpin. L'albite y est rare, tandis qu'elle est exceptionnelle dans les faciès calcaires.

B - LES CALCAIRES PHYLLITEUX

Ces calcaires se caractérisent par leur homogénéité. Ainsi, sur le versant Sud de la Stura di Viù, à hauteur d'Usseglio où ils s'appuient sur les prasinites, ils forment des massifs épais de deux à trois cents mètres (puissance apparente). Aucun changement de faciès ne s'y note. C'est ce que confirme un levé qui sera examiné plus loin.

La roche doit une foliation nette à l'abondance et à la disposition régulière de la phengite. Elle se débite en dalles à l'affleurement et en plaquettes sur échantillon. Elle perd cette propriété lorsque les micas se concentrent en lentilles étirées. La teinte est habituellement rousse, parfois grise (présence de matières organiques). Il y a, par rapport aux marbres précédents, enrichissement en phengite, quartz, chlorite, tourmaline et oxydes de fer sous forme diffuse. En moyenne, la teneur en calcite est de l'ordre de 50 %.

C - LES CALCSCHISTES ET FACIES ASSOCIES

(analyse chimique, planche X, N° 3 et 4, description p. 113)

Ce groupe est moins clairement défini que les précédents. On peut, en première approximation, y ranger tous les faciès dont la teneur en carbonate est sensiblement inférieure à 50 %. Ils sont variés et vont du calcschiste proche des calcaires phylliteux au micaschiste presque exclusivement composé de phengite et d'ailleurs souvent graphiteux, en passant par des faciès quartzitiques ou riches en minéraux divers : chlorite, grenat, tourmaline, albite, chloritoïde. Ce dernier minéral, parfois en quantité notable, ne se rencontre que dans cette unité lithologique qu'il caractérise à mon avis.

On voit se dégager un type moyen, proche de l'échantillon-type 535 E (p. 113) : calcschiste à 35 % de calcite, riche en phengite et en quartz, à chloritoïde, chlorite et traces de tourmaline. Il faut pourtant insister sur le développement local des faciès de micaschistes quartzitiques, particulièrement au contact des prasinites (anciennes radiolarites ?)

SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE

Si la distinction des faciès lithologiques est relativement facile, il reste à savoir si elle présente une valeur stratigraphique. La carte établie d'après ces faciès montre une répartition en zones assez bien définies (fig. N° 45). On peut y voir un indice de réponse positive, confirmée dans ses grandes lignes par un levé dans les Schistes lustrés, continu sur plus de 500 m. (voir plus loin). On peut donc considérer que les trois principaux faciès

étudiés plus haut correspondent aux grandes unités de la série des Schistes lustrés dans notre région.

La succession stratigraphique serait :

- à la base, les marbres et quartzites phylliteux,
- puis les calcaires phylliteux,
- enfin, les calcschistes.

Cette interprétation repose sur les considérations suivantes :

- succession dans ce même ordre sur le terrain (voir plus loin),
- présence des marbres et quartzites surtout à la base des séries, et à proximité des socles (position périphérique dans la région étudiée (voir fig. N° 45),
- passages progressifs (?) des marbres et quartzites phylliteux au Trias (p. 200) et aux faciès quartzitiques des gneiss minuti (p. 198)
- inversement, les calcschistes occupent les positions élevées et prennent un grand développement dans la région des sommets frontaliers.

R. MICHEL (1953, p. 66) considère aussi que " les marbres phylliteux établissent un passage transitionnel entre les marbres dolomitiques triasiques et les calcschistes proprement dits ". Dans son étude récente de la bordure Nord du Grand Paradis, G. ELTER (1960, p. 57) rejoint cette conclusion.

LEVES SEDIMENTOLOGIQUES : PROBLEME DES CALCSCHISTES ALBITIQUES

Comme je l'ai déjà dit dans l'introduction, je suis persuadé qu'une bonne connaissance de cette série ne pourra provenir que de la comparaison de multiples levés aussi minutieux que ceux que l'on effectue en série sédimentaire. Je présente en fin d'ouvrage (planches 7 et 8) trois levés dont le principal correspond à 540 m de coupe continue dans la série des Schistes lustrés. Les deux autres sont des coupes de détail dans l'unité A. Nous allons voir qu'une analyse rapide du levé principal (planche 8) est riche d'enseignement.

Ce levé provient du versant Nord de la Stura di Viù, au-dessus d'Usseglio. Un fond de torrent poli par l'écoulement m'a procuré des conditions d'observations parfaites et continues, depuis l'altitude 1.390 m jusqu'à la masse des prasinites de la Torre d'Ovarda à 1.750 m.*

REDOUBLEMENTS TECTONIQUES

Une première constatation lève l'hypothèque de complications tectoniques graves : il n'y a pas de redoublement majeur dans la coupe. En effet, la transformation des faciès se suit de façon progressive d'un bout à l'autre du levé. On ne saurait considérer la récurrence de type A, venant après le type B (cote 160), comme étant d'origine tectonique; la comparaison avec le type A de la base montre en effet de sérieuses différences quant à l'épaisseur relative des couches (qu'il faudrait expliquer par des étirements différentiels) et surtout quant à leur disposition et à leur nature (plus calcaire, moins gréseuse**)

* Un pendage moyen de 50° à contre-pente a permis d'étudier une épaisseur de 540 m de Schistes lustrés pour un dénivelé de 360 m seulement.

** Afin de faciliter l'interprétation, je désigne ici les faciès en termes sédimentaires et non métamorphiques. Cette substitution me semble légitime. Toutefois, pour garder aux levés leur complète objectivité, je les décris sous leur aspect métamorphique actuel.

et montrant une première apparition de l'albite). Le seul redoublement tectonique important qu'on ne puisse exclure, est marqué, à la cote 422, par la réapparition au sein des calcschistes et après la séquence d'abord calcaréo-gréseuse, puis marneuse, qui débute à la cote 372, d'une séquence semblable (à la cote 422). Il pourrait y avoir superposition par écaille. Le contact tectonique étant indécélable, il y aurait eu cicatrisation métamorphique, ce qui n'a rien d'invraisemblable.

Il ne faut cependant pas exclure des redoublements mineurs ou des réductions partielles par failles. Ainsi, les intercalations prasinitiques aux cotes 305 et 480 correspondent vraisemblablement à des écailles tectoniques, comme nous le verrons plus loin. Leurs effets seraient de faire varier les épaisseurs relatives des diverses unités. Quoiqu'il en soit, les étirements de couches accompagnant le métamorphisme syntectonique interdisent toute investigation sérieuse dans cette direction.

INTERPRETATION SEDIMENTOLOGIQUE *

En laissant de côté le problème des intercalations prasinitiques dont il sera question plus loin, trois unités se distinguent, correspondant précisément à celles que l'étude générale a mis en évidence. Elles se succèdent dans le même ordre avec cependant des récurrences. Les critères de polarité indiquent que la coupe est normale.

UNITE A - (planche 8 ; cote** 0 à 30)

C'est le terme inférieur de la série. Elle correspond à l'unité des marbres et quartzites phylliteux. La sédimentation se caractérise par un apport calcaréo-marneux rythmé. La portion de coupe initiale montre ainsi sept séquences en trente mètres. Chaque séquence débute par des calcaires presque purs pour se terminer par des marnes. A ce fond continu se superpose un apport détritique (grès et grès argileux), suivant un nouveau rythme de nature accidentelle. On peut juger de son indépendance par rapport au premier en remarquant que les trois arrivées détritiques (à la partie inférieure du levé, cotes 0, 12 et 30) se mêlent indifféremment aux calcaires ou aux marnes. Ces apports détritiques se réorganisent en fines séquences.

UNITE B - (planche 8 ; cotes 30 à 160)

Elle succède directement à la précédente et correspond à l'unité des calcaires phylliteux. Son épaisseur atteint ici 130 m, ce qui pourrait être une approximation de la puissance réelle. La sédimentation est homogène ; toutefois, dans les 20 derniers mètres, le calcaire marneux tend à se purifier en même temps que l'apport micacé se distribue suivant un rythme fin et régulier. Contrairement à ce qui a lieu pour l'unité sous-jacente, il n'y a pas d'arrivées détritiques brutales et massives (la présence d'un certain pourcentage de quartz est le signe d'un apport détritique continu). Cette unité pourrait avoir une valeur stratigraphique et représenter un étage.

* J'ai été guidé dans le levé de cette coupe et dans son interprétation par mon ami Cl. GAGNY. C'est lui qui m'a suggéré d'appliquer ces méthodes à la série des Schistes lus-trés en dépit du métamorphisme et de la tectonique. Je fus convaincu de leur intérêt après avoir apprécié les résultats obtenus dans le Dévero-Dinantien et le Culm des Vosges que je connaissais, les ayant étudiés, sans grand succès par les méthodes pétrographiques habituelles.

** Les cotes sont en mètres, le zéro étant le bas de la coupe.

RECURRENCE DE TYPE A - (cotes 160 à 195)

Avant le passage aux calcschistes, on assiste à une récurrence de type A (calcaires et grès), entre les cotes 160 et 195. Le fond continu montre une évolution d'ensemble depuis des calcaires peu micacés jusqu'à des marnes. Ces deux faciès alternent dans le détail suivant un rythme fin. L'apport accidentel détritique se distribue en trois séquences principales. Dès la seconde, l'albite, la chlorite et du sphène en granules se mêlent au quartz. L'albite déborde les niveaux détritiques et envahit en bordure les calcaires sur quelques centimètres, y cristallisant en grosses ocelles poeciloblastiques ou " spongieuses " à bords lobés. Nous verrons plus loin l'interprétation qu'il convient de donner à l'apparition de ce minéral.

UNITE C - (planche 8 , cote 195 à 535)

C'est l'unité des calcschistes. Son analyse est rendue délicate par la tectonisation. Retenons les séquences principales suivantes en négligeant les épisodes albitiques et prasinitiques et en ne perdant pas de vue la possibilité de complications tectoniques. De bas en haut :

- marne calcaire (cote 195 à 240),
- marne argileuse et gréseuse, riche en fer, (chloritoïde) (cote 240 à 280),
- marne calcaire devenant plus argileuse et plus gréseuse vers le haut (cote 280 à 372),
- marne gréseuse à épisodes calcaires, devenant rapidement argileuse (cote 372 à 422),
- même séquence (répétition tectonique ?) compliquée, dans sa partie terminale, par des déformations liées à la superposition de la masse prasinitique, charriée, de la Torre d'Ovarda (800 m de Roches vertes) (cote 422 à 535).

ORIGINE DES GNEISS ALBITIQUES ET DES PRASINITES INTERSTRATIFIEES

Le problème est important, l'existence de gneiss albitiques (gneiss du Charbonnel) dans la série des Schistes lustrés étant un puissant argument en faveur de l'hypothèse d'une métasomatose sodique liée au métamorphisme alpin (R. MICHEL, 1953).

Trois types de roches contenant de l'albite sont interstratifiés dans l'unité des calcschistes :

- des micaschistes et gneiss albitiques,
- des ovardites annoncées par les faciès précédents,
- des prasinites s. s. ou à pistacite et amphiboles sodiques, aux contacts tranchés avec les calcschistes encaissants.

1) PRASINITES A CONTACTS NETS

Ce type se rencontre aux cotes 305 et 480, abstraction faite des dernières dizaines de mètres du levé, en raison des complications tectoniques. Ces prasinites correspondent elles-mêmes vraisemblablement à des écailles insérées tectoniquement dans la série : stratifications et contacts non toujours concordants avec les calcschistes, absence de zones transitionnelles.

2) MICASCHISTES ET GNEISS ALBITIQUES

Les micaschistes et gneiss albitiques forment un grand nombre d'horizons aux contacts parfois irréguliers par rapport au plan de stratification des calcschistes. Pour les micaschistes, citons les niveaux des cotes 200, 223, 283, 294, 312 ; pour les gneiss, les niveaux des cotes 239, 283, 320. La différence entre ces deux faciès tient à une meilleure cohésion dans le cas des gneiss. Leur intercalation dans la série marneuse pré-

sente le même caractère accidentel que celle des niveaux de quartzites phylliteux de l'unité de base : indépendance par rapport au fond continu, épaisseur très variable mais habituellement faible (quelques décimètres). En outre, l'albite n'apparaît que dans les horizons gréseux et, le plus souvent, associée à la chlorite. On peut interpréter ces observations, dans l'hypothèse d'une métasomatose sodique liée au métamorphisme, en admettant que l'albite se formera de préférence dans les niveaux siliceux. On peut aussi penser que ce minéral, ainsi que la chlorite, ont une origine éruptive et qu'ils sont remaniés dans ces niveaux détritiques, à moins qu'ils ne résultent d'un processus volcano-sédimentaire. Les discordances légères sur la stratification pourraient provenir d'un ravinement(?) Une partie du quartz pourrait avoir la même origine. Je penche pour cette seconde hypothèse, déjà proposée par F. ELLENBERGER (1958, p. 345), qui marquait une certaine réserve vis-à-vis du recours à la métasomatose sodique. De fait, rien ne permet de l'envisager dans mes séries (p. 135).

Il faut cependant remarquer que l'albite, la chlorite et le quartz de ces niveaux détritiques sont des minéraux incontestablement métamorphiques. On peut même préciser, à propos de l'albite, qu'elle a cristallisé entre deux phases de déformation, car elle contient des phyllites ou des lignes d'inclusions charbonneuses déjà plissées, tout en étant elle-même fracturée. Sa génération relativement tardive est attestée, en outre, par ses formes de poeciloblastes géants (dépassant le 1/2 cm) disséminés dans le schiste.

Dans l'hypothèse d'une origine détritique ou volcano-sédimentaire (voir plus loin), le matériel éruptif était constitué par un feldspath quelconque dont la démolition métamorphique aurait fourni le sodium nécessaire à la cristallisation (ou à la néogenèse) d'albite (l'aluminium et le calcium passant soit dans la phengite et la calcite, soit dans l'épidote, souvent présente). De même, la chlorite peut provenir aussi bien d'une chlorite plus ancienne que d'une biotite (le potassium passant dans la phengite). Si la roche éruptive originelle est de nature spilitique (albite et chlorite), les transformations métamorphiques se limitent à une simple recristallisation.

3) OVARDITES A BORDS DIFFUS

Les deux intercalations principales sont épaisses de 5 m et entourées de micaschistes albitiques sur des distances de 5 à 15 m (cotes 212 et 338). Plusieurs niveaux moins épais, comme ceux de la cote 365, sont associés à des bancs métriques de calcschistes et de gneiss albitiques. Ces derniers ne diffèrent en rien de ceux que nous venons d'étudier.

Le passage du micaschiste à l'ovardite est progressif, mais rapide. Il s'opère par enrichissement en chlorite et en albite et, corrélativement, par perte de la trame micaschisteuse au profit d'une texture plus massive. L'ovardite se rapproche de celles que nous avons décrites (p. 105). Elle est plus riche en pistacite et actinote. On y observe la transformation métamorphique de chlorite en biotite, alors que les micaschistes voisins ne contiennent que de la chlorite. Il semble que la transformation n'ait pu s'y réaliser par manque de magnésium. En effet, chimiquement, la différence la plus importante entre les calcschistes albitiques et les ovardites tient à la teneur en magnésium : de l'ordre de 1 à 2 % dans le faciès d'origine sédimentaire, contre de 7 à 10 % dans l'ovardite. Ceci confirme les remarques de la page 121 : l'apparition de biotite à partir d'une autre phyllite (ici chlorite ou phengite) est, en partie, déterminée par les disponibilités chimiques du milieu.

Ces ovardites sont des prasinites ayant subi une cristallisation métamorphique en présence de CO₂ et H₂O (p. 113). Comme les prasinites, ce sont donc d'anciennes roches éruptives basiques et probablement des basaltes, peut-être même de nature spilitique (p. 235). On ne peut préciser le mode de mise en place (coulées ou projections ?) V. NOVARESE (1894) a proposé une origine pyroclastique pour des faciès de prasinites gneis-

siques riches en quartz et en phengite. Dans l'hypothèse d'une mise en place par projection, les horizons albitiques auraient une origine volcano-sédimentaire directe. Chaque niveau serait le témoin d'une émission indépendante, son épaisseur étant fonction de l'ampleur de celle-ci et de la proximité de la source volcanique. De telles projections sous-marines ne sont toutefois possibles qu'à des profondeurs inférieures à 2.000 m. (A. RITTMAN, 1963, p. 95) ; or, nous ignorons tout des conditions bathymétriques de dépôt des Schistes lustrés. Dans l'hypothèse d'une mise en place par coulées, (avec ou sans pillows-lavas) les horizons albitiques correspondraient à des remaniements détritiques de coulées sous-jacentes ou voisines, et peut-être aussi, à la fixation directe d'émanations acides liées aux émissions*. Il est possible que l'activité volcanique se soit accompagnée de déformations ayant favorisé le remaniement détritique.

L'identité des niveaux sédimentaires albitiques au contact des ovardites avec les calc-schistes témoigne d'une même origine. Dans l'hypothèse d'une origine éruptive avec remaniement, ou volcano-sédimentaire avec projections, il est aisé de rendre compte des niveaux sus-jacents ; ainsi, les fins horizons surmontant directement les masses principales aux cotes 222 et 355 ont été manifestement engendrés par remaniement direct. Il est, par contre, plus difficile d'expliquer la présence de ces mêmes niveaux sous l'ovardite.

On peut imaginer un processus volcanique, annoncé par des émissions ou émanations acides, ou bien dont le déclenchement aurait été précédé par des mouvements favorisant les remaniements. Il ne faut pas non plus exclure l'hypothèse de diffusions métamorphiques. Elle me paraît pourtant difficile à retenir pour deux raisons :

- l'étude pétrochimique m'a montré le faible rôle joué par les phénomènes de diffusion dans les contacts (voir 2e partie de cette étude). On peut aussi observer que les intercalations de prasinites s. s. probablement tectoniques, mais alors liées à la phase qui s'accompagne de métamorphisme, ne présentent aucune diffusion. Il est vrai que celle-ci semble gouvernée par des lois encore bien mystérieuses, faisant intervenir les natures du contact, du métamorphisme, des roches en présence etc.....

- c'est pourquoi j'attache plus de prix à l'objection suivante. On conçoit mal qu'un niveau prasinitique épais de 5 m et possédant une teneur en sodium normale (à en juger par l'abondance de l'albite) puisse enrichir de façon notable en cet élément (pour ne considérer que lui), une bordure atteignant une dizaine de mètres de part et d'autre.

Il est certain que l'hypothèse d'une métasomatose sodique écarte cette difficulté.

* Lors d'une tournée commune dans le Montgenèvre, où affleurent des ophiolites non touchées par le métamorphisme, M. VUAGNAT et L. PUSZTASZERI n'ont montré un contact normal entre des pillows-lavas spilitiques et des schistes avec, entre ces formations, développement sur 1 m environ de brèches à ciment schisteux et éléments d'albite à grain fin. L'albite semble provenir d'un enrichissement fréquemment observé en bordure des pillows-lavas.

CONCLUSIONS

ECHELLE STRATIGRAPHIQUE

Il semble que la succession stratigraphique normale soit la suivante :

- marbres phylliteux gris, en bancs métriques, alternant avec des quartzites phylliteux moins épais ; l'épaisseur de cette unité de base pourrait être de l'ordre de 50 m ;
- calcaires phylliteux homogènes, roux, au débit en plaquettes ; épaisseur de l'ordre de 100 à 200 m ?
- calcschistes aux nombreux faciès déterminés par la teneur en calcite (passage aux calcaires précédents), en quartz, en matières charbonneuses, en phyllites, en minéraux divers. Le chloritoïde, largement répandu, caractérise assez bien cette unité. L'épaisseur est difficile à apprécier, la série étant intimement plissée, mais dépasse probablement 200 m.

RELATION AVEC LES ROCHES VERTES ; LE PROBLEME DES GNEISS ALBITIQUES

Le levé sédimentologique détaillé apporte de fortes présomptions en faveur des hypothèses suivantes :

- des formations volcaniques basiques (spilitiques ?) se seraient mises en place dans les calcschistes, sous forme de minces coulées ou de projections sous-marines (fig.48) ;
- que ce soit à la suite de remaniements détritiques des coulées (peut-être liés à des mouvements du fond au moment des éruptions) ou directement (dans l'hypothèse de projections ou d'émanations volcaniques), du matériel éruptif se serait trouvé mêlé aux apports sédimentaires, l'ensemble donnant, après métamorphisme, les calcschistes et gneiss albitiques.

L'étude pétrogénétique (p. 135) permet d'écarter l'hypothèse d'une origine par métasomatose sodique due au métamorphisme alpin.

Dans notre interprétation, l'intervention des premiers niveaux albitiques après le dépôt des calcaires phylliteux (unité B) permet de dater les premières manifestations volcaniques du début de la sédimentation des calcschistes. Elles se poursuivent avec une intensité et une fréquence croissante pendant une grande partie de la période de dépôt de ces formations*. Cette interprétation nous permettra d'apporter, dans les conclusions générales, des précisions quant à l'âge des termes supérieurs des Schistes lustrés.

* G. ELTER (1960, p. 57) remarque, en Val d'Aoste, que la quantité de Roches Vertes incluses dans les Schistes lustrés s'accroît vers le haut de la série.

DEUXIEME PARTIE

LES ROCHES VERTES

INTRODUCTION

Le but de cette deuxième partie est de dégager les traits dominants des grandes unités pétrographiques et de préciser leurs relations telles qu'elles apparaissent sur le terrain. Elle complète ainsi l'étude minéralogique et peut même en préparer la lecture (voir l'avertissement en tête du mémoire). En raison de son caractère synthétique, elle coordonne les conclusions partielles échelonnées dans cette étude.

Les trois chapitres correspondent aux trois principales unités de la série des Roches vertes :

- les ultrabasites, elles-mêmes constituées de péridotites et de leurs divers produits de transformation : péridotites laminées, serpentinites et roches associées ;
- les gabbros métamorphiques ;
- enfin, les prasinites et ces faciès exceptionnels que sont les éclogites, schistes à glaucophane et pyroxénites.

CHAPITRE I – LES ULTRABASITES

INTRODUCTION

Ce chapitre se divise en deux parties correspondant aux principaux faciès d'ultrabasites : les lherzolites feldspathiques et les serpentinites. Nous rattacherons aux premières les lherzolites laminées créant une transition sur le terrain aux serpentinites. A la suite de ces dernières, nous étudierons les divers types de chloritoschistes qui leur sont associés.

I - LES LHERZOLITES FELDSPATHIQUES

EXTENSION

Enveloppées de toutes parts par les lherzolites laminées et les serpentinites, les lherzolites feldspathiques affleurent, dans le massif ultrabasique de Lanzo, sur 80 km² environ pour une superficie totale de l'ordre de 150 km². Ce massif est coupé obliquement par une grande faille cisailante au tracé rectiligne sur 10 km environ. Elle est responsable de la profonde échancrure du Val della Torre. Le compartiment Sud, traduit vers le N. N. O. d'environ 3 km, présente une structure complexe avec de grands plis à axes subverticaux (voir p. 254)

Il n'existe pas de lherzolite fraîche en dehors du massif de Lanzo, du moins dans le secteur prospecté, car, plus au Sud, au-delà du Val de Suse, elles réapparaissent dans son prolongement pour s'envoyer rapidement sous la plaine du Pô. Au Nord, plusieurs petits affleurements de péridotites plus ou moins serpentinisées sont accolés, comme notre

massif d'ailleurs, à des unités de socle internes, Sesia-Lanzo, Cavanese ou Ivrée. Nous y reviendrons, le problème de leurs relations avec les lherzolites de Lanzo n'étant pas clair.

TRAVAUX ANTERIEURS

Les ultrabasites du massif de Lanzo sont les seules ophiolites de la région ayant fait l'objet de descriptions modernes et détaillées : E. SANERO (1932), pour les affleurements du Monte Musine à la pointe Sud du massif et plus récemment G. RIGALT (1958), pour ceux de Germagnano, à proximité de Lanzo. On trouve dans ces travaux plusieurs analyses chimiques complétées par des dosages de traces* (planche I, N° 4 et 5 ; planche II, N° 4 et 5). E. SANERO signale quatre pyroxènes différents dans la lherzolite. Il semble avoir cherché à distinguer des espèces à clivage supplémentaire (100) d'autres qui en seraient dépourvues. Ces dernières correspondent simplement à des sections peu favorables à cette observation.

Dans le cadre d'une étude des gisements de magnésite ($Mg CO_3$) des Préalpes piémontaises, M. FENOGLIO et E. SANERO (1941) consacrent plusieurs pages aux anciennes exploitations qui jalonnent la bordure S.E. du massif. S'opposant aux hypothèses génétiques "per descensum" précédemment soutenues, ils envisagent une origine hydrothermale liée aux stades magmatiques tardifs et contemporaine de la serpentinitisation.

Enfin, E. SANERO (1931) et M. FENOGLIO (1933, 1956) donnent des descriptions détaillées des petits massifs péridotiques de Pesmonte, Castellamonte et Baldissero affleurant au Nord de notre région (voir plus loin).

DESCRIPTION

Ce sont des lherzolites feldspathiques composées d'environ 60 % de forstérite, 15 à 20 % d'enstatite, 6 à 10 % d'endiopside, 6 à 8 % de labrador et 2 % de spinelles chromifères (voir étude pétrochimique p. 15 et suivantes). La grande ressemblance des échantillons étudiés n'est pas un hasard. Des prélèvements effectués en tous points, sur des faciès non rubanés, montrent toujours la même lherzolite. Compte tenu de l'extension et de la puissance considérable du massif, une telle homogénéité est remarquable. En particulier, aucune variation de composition chimique ne ressort de l'examen des diagrammes (fig. N° 14). On peut conclure à l'absence d'évolution magmatique à l'intérieur de cet ensemble.

* Le dosage du sodium est suspect dans ces analyses. La teneur est sensiblement supérieure à la normale et à celle de mes analyses pour lesquelles je dispose du contrôle des bilans minéralogiques.

RUBANEMENT

A l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, le stock feldspathique et pyroxénitique n'est pas toujours uniformément réparti. Tantôt les plagioclases se disposent au sein de la lherzolite, en lentilles plates allongées parallèlement, conférant à la roche une orientation nette (p. 15, 18 et 21). Tantôt ils se rassemblent pour constituer avec les pyroxènes et un peu d'olivine des lits bien individualisés, troctolitiques ou pyroxénitiques quand dominant l'enstatite et le diopside. Ces lits sont parallèles et limités par des surfaces parfaitement planes (planche N° 5). J'utiliserai le terme de "rubanement" pour désigner cette disposition. La régularité de leur tracé sur le terrain est plus frappante encore à l'échelle du massif qu'à celle de l'affleurement. Dans la partie Est du massif de Lanzo, moins tectonisée que la bordure occidentale et surtout que la lentille satellite au Sud du cisaillement du Val della Torre, ils se relaient sur 8 km, sans variation de direction ou de pendage dépassant 15°.

L'épaisseur et la fréquence des rubanements varient, comme le montre la figure N° 39

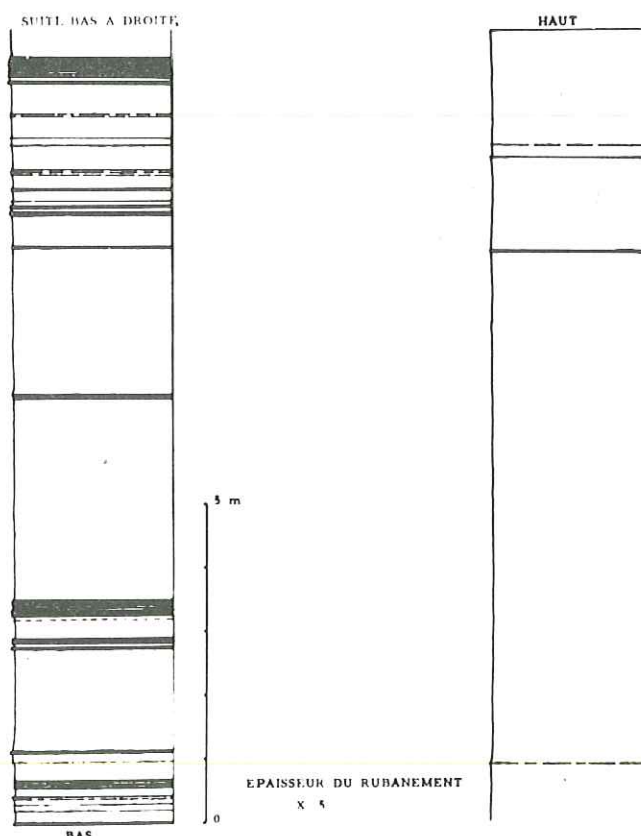


Fig. N° 39 - levé du rubanement dans la lherzolite feldspathique.(25 m).

Je n'ai pas observé de lits excédant 30 à 40 cm. de puissance. Qu'ils soient épais ou ténus (monominéraux), le plagioclase, l'olivine et les pyroxènes y sont les mêmes que dans la péridotite massive (p. 16). Le passage à celle-ci est tranché sur le terrain

par suite d'une altération différentielle ; en lame mince, il est au contraire, insensible. Dans les lits gabbroïques, le plagioclase, souvent malgachitique, forme un fond isogranulaire fin, mosaïqué, supportant de petites plages arrondies d'olivine ou de spinelle chromifère. Les pyroxènes et spécialement le diopside constituent souvent, sur quelques millimètres, une zone de transition avec la lherzolite. La structure de cette zone, identique à celle des gros rubanements pyroxénitiques, évoque une juxtaposition de pièces de puzzle, surtout frappante pour les plages de plagioclase. Leur allure amiboïde et envahissante pourrait être le résultat d'une corrosion des autres minéraux. Des réactions de ce type ont eu lieu, si on juge par des cristallisations d'enstatite le long des clivages du diopside.

Même dans les lits les plus épais, je n'ai pas réussi à mettre en évidence une répartition stratifiée des minéraux sauf, en bordure, un éventuel double liseré pyroxénitique. Je n'ai pas davantage observé de microstructures facilement interprétables. Cet échec interdit toute conclusion trop nette à propos de l'origine du rubanement et, dans l'immédiat, prive de précieux critères de polarité. L'enjeu vaudrait que l'étude de ce phénomène soit reprise de façon très détaillée.

Des filons secondaires au tracé irrégulier recoupent parfois ces lits (p. 16). Ils se distinguent aisément du rubanement primaire, par leur gisement et par la présence d'un plagioclase plus acide, quand il n'est pas complètement saussuritisé (andésine malgachitique dans l'échantillon décrit). Ils possèdent enfin des structures à gros grain, se rapprochant ainsi des lentilles de pegmatite de troctolite (chapitre III de l'étude pétrochimique).

ORIGINE DES RUBANEMENTS

Nous allons passer en revue les trois hypothèses habituellement avancées pour expliquer la fréquence du rubanement dans les péridotites. La première s'élimine rapidement. Les deux autres ont une large portée. Elles proposent une origine des complexes basiques et ultrabasiques et, en particulier, des stratifications observées à toutes les échelles.

Ces hypothèses doivent expliquer les principaux faits ressortant de l'étude précédente et concernant le rubanement :

- extension à tout le massif de lherzolite, bien que parfois remplacé par des lentilles feldspathiques disséminées dans la roche,
- régularité parfaite et parallélisme des lits,
- absence d'organisation interne,
- identité minéralogique avec la lherzolite encaissante,
- passage à celle-ci rapide mais progressive sous le microscope,
- structures étirées.

1) HYPOTHESE D'INTRUSIONS FILONIENNES

Soutenue par E. SANERO (1932), qui avait reconnu la présence de lits gabbroïques*

* Cet auteur décrit au même endroit dans la lherzolite (p. 103) des filons éclogitiques semblables en tous points à ceux des Roches vertes métamorphiques (p. 45, 85, 105 et suivantes). Je n'ai pas retrouvé leurs gisements. Par contre, j'ai fréquemment observé de tels faciès en dépôt morainiques sur les lherzolites. Ils sont, en effet, plus abondants à proximité de la plaine en raison de leur résistance extraordinaire à l'érosion. On voit mal, par ailleurs, comment des faciès présentant les paragenèses du métamorphisme alpin pourraient avoir leur gisement initial dans les roches qui en sont exemptes. Il faut cependant signaler l'existence d'un petit massif au-dessus d'Almese, à proximité des lherzolites, mais dans les serpentinites et les prasinites.

dans la lherzolite du Monte Musine (extrémité S. E. du massif de Lanzo), elle est difficilement conciliable avec les faits mentionnés ci-dessus. Elle ne s'applique qu'aux filons secondaires plus acides.

2) HYPOTHESE D'UNE DIFFERENCIATION MAGMATIQUE

Fort ancienne, elle est retenue par J. H. BRUNN (1956, p. 313 à 315) dans le cas du complexe ophiolitique du Pinde pour expliquer des alternances d'allure comparable aux nôtres, mettant en jeu d'abord des dunités et des péridotites à pyroxènes, puis des péridotites serpentinisées et des troctolites. En raison de la qualité de son argumentation, je me permets un large emprunt à cet auteur.

" Le caractère le plus constant des stratifications dans les roches éruptives est, ... le parallélisme entre elles et la base du complexe éruptif. Cette concordance se retrouve, ... dans tous les massifs éruptifs stratifiés - Duluth, Stillwater, ophiolites de Syrie, etc. Le fait que la masse magmatique ait été limitée vers le bas par un fond solide joue donc un rôle déterminant dans la genèse des alternances. Une seconde condition apparaît comme nécessaire à savoir que la consolidation totale du magma se soit propagée de bas en haut, ce qui paraît inévitable dans une masse de la dimension supposée (qui est en outre mauvaise conductrice de la chaleur et de grande chaleur spécifique, cas des roches basiques) lorsque les matériaux consolidés sont plus denses que la phase fluide dont ils émanent. Une troisième exigence ... est que la masse solide ne résulte pas de l'accumulation de cristaux préformés, mais se trouve dans un rapport génétique actif avec la phase fluide qui la surmonte. La quatrième condition, qui est réalisée à coup sûr, est que la phase fluide présente un degré de viscosité susceptible de ralentir les échanges. Une dernière condition est que la phase fluide représente un mélange de minéraux possibles et non un seul minéral potentiel ; nous avons vu au paragraphe précédent que cette condition offre d'autant plus de probabilités de réalisation qu'on s'éloigne de la base de la masse magmatique.

Ces conditions particulières étant réalisées, les alternances doivent résulter du jeu des lois générales qui gouvernent la cristallisation, à savoir : 1), que la cristallisation est un phénomène doué d'une certaine inertie qui se manifeste par le retard à la fusion et à la cristallisation (surfusion) ; or, l'inertie est à l'origine de tout phénomène périodique ; 2), que les possibilités de groupement de la matière en cristaux sont discontinues ; 3), que dans un mélange fondu de deux corps non miscibles à l'état solide, celui des deux qui est en excès sur la proportion eutectique cristallise d'abord. Ainsi, le processus étant déclenché et la surface de la phase solide jouant le rôle de centre de cristallisation pour le minéral en excès, les régions immédiatement supérieures vont s'enrichir des composants de l'autre minéral possible (ou des autres minéraux possibles) et la viscosité empêchera que cet enrichissement ne soit aussi rapidement compensé. Cependant, en raison de l'inertie, le point d'eutexie sera dépassé et la cristallisation de l'autre minéral ne commencera que lorsque celui-ci sera à son tour en excès.

On voit que le phénomène sera normalement périodique, si aucun facteur de trouble n'intervient - un brassage excessif, par exemple. On peut même prévoir certaines des lois qui le régiront. Par exemple, que plus les minéraux possibles seront de compositions voisines, plus l'amplitude des périodes sera grande : c'est le cas de l'olivine et de l'enstatite dans les alternances de dunité et de harzburgite du Vourinos ; au contraire plus on se rapprochera des conditions de formation de minéraux fixant des ions différents, plus les alternances seront rapides ; c'est ce que l'on constate

dans les gabbros*. Pour une même composition chimique, on peut prévoir que les fréquences se trouveront accélérées en fonction soit de la viscosité, soit de la vitesse de cristallisation, pour finalement disparaître ".

L. R. WAGER (1953, 1963) et H. H. HESS (1960, p. 133) suggèrent à propos des grands complexes basiques (Skaergaard, Bushveld, Stillwater) une origine par différenciation par gravité, le rythme étant créé par des courants de convection circulant dans la masse en cours de cristallisation. A. POLDERVAART, V. H. TAUBENECK (1960), dans une revue des différents processus générateurs de rubanement, concluent de façon proche pour les complexes ultrabasiques épais.

3) HYPOTHESE D'UNE ORIGINE TECTONIQUE AVEC ECOULEMENT LAMINAIRE ("FLOW LAYERING").

Les faciès présentant des alternances de nature différente sont les produits d'une première différenciation sous-crustale, intimement mêlés lors de la montée tectonique vers leur gisement actuel. Les stratifications fines et régulières proviennent de mouvements et d'écoulements laminaires des faciès les plus fluides, favorisés par une montée à l'état semi-cristallin ou par une mobilisation partielle contemporaine. BHATTACHARJI, SOMDEV et C. H. SMITH (1964) décrivent une expérience illustrant cette hypothèse dans le cas de conduits allongés (dykes)

Cet exposé, sommaire car les spécialistes sont divisés sur le rôle à attribuer à chacun des facteurs, correspond au point de vue de T. P. THAYER (1960), l'un des plus ardents défenseurs de cette hypothèse. F. ROST (1959) et W. P. DE ROEVER (1957, 1961) estiment que les rubanements sont essentiellement tectoniques ou hérités de différenciations datant d'un stade précoce de la montée, celle-ci s'effectuant à l'état solide. Au contraire, P. DE WIJKERSLOOTH (1942), H. H. HESS (1955), J. F. G. WILKINSON (1953), J. A. NOBLE et H. P. TAYLOR (1960) défendent des conceptions plus proches de celle de J. H. BRUNN : ascension d'un magma non cristallisé mais contenant déjà des parties cristallines. Les rubanements ont une origine mixte par "flow layering" lors de la montée et différenciation tardive.

Cette revue très superficielle montre que la question est discutée.** Elle l'est d'autant plus qu'elle constitue un des aspects les plus importants du problème de la mise en place des complexes basiques et ultrabasiques.

Il serait imprudent de ma part de prendre fermement position. En raison des transformations subies par les ophiolites piémontaises, je ne dispose, en effet, que d'une vue très limitée sur l'ensemble du problème : celle que m'offre précisément, avec ses rubanements, la lherzolite de Lanzo exempte de métamorphisme et peu touchée par la tectonique.

L'hypothèse d'une origine par différenciation magmatique lors d'une cristallisation in situ me semble mieux adaptée. Elle explique correctement la régularité, le rythme et le passage progressif des rubanements à la lherzolite encaissante (rappelons, par exemple, que ces rubanements sont souvent remplacés par des filets feldspathiques dans la lherzolite).

* Et dans les lherzolites feldspathiques

** On trouvera dans les comptes-rendus d'un séminaire tenu à Athènes en 1962 sur les méthodes de prospection de la chromite (C. R. coordonné par R. WOODTLI, publ. O. C. D. E., Paris, 1963), ainsi que dans le special paper N° 1 de la Mineralogical Society of America (1963) de nombreuses mises au point sur le sujet.

Il est vrai que des étirements tectoniques primaires sont la règle dans la lherzolite (p. 15 et 18). J'ai observé, exceptionnellement, des plis couchés d'ordre métrique affectant des rubanements. Mais, dans notre cas au moins, les généralisations de T. P. THAYER (1963) ne sont pas admissibles. Ces déformations peuvent s'expliquer par des mouvements accompagnant la cristallisation et peut-être provoqués par les déséquilibres mécaniques accompagnant une telle transformation.*

DISPOSITION EN EVENTAIL DES RUBANEMENTS DANS LE MASSIF DE LANZO.
PUISSANCE DES PERIDOTITES

Quelle que soit son origine, "flow layering" ou produit d'une cristallisation fractionnée, le rubanement primaire est habituellement considéré comme parallèle aux surfaces des roches encaissantes (J. H. BRUNN, 1956) (L. R. WAGER, 1953) (H. BORCHERT, 1963) (W. E. PETRASCHECK, 1959) (M. K. WELLS, 1962). En raison de la forme aplatie de tous ces complexes, on peut admettre qu'après la mise en place, le rubanement était parallèle au socle sous-jacent. Du levé de ces plans à travers le massif de Lanzo, ressort une remarquable disposition en éventail, illustrée par la coupe de la figure N° 40, perpendiculaire à la direction du rubanement en surface (voir aussi planche hors texte, profil a)

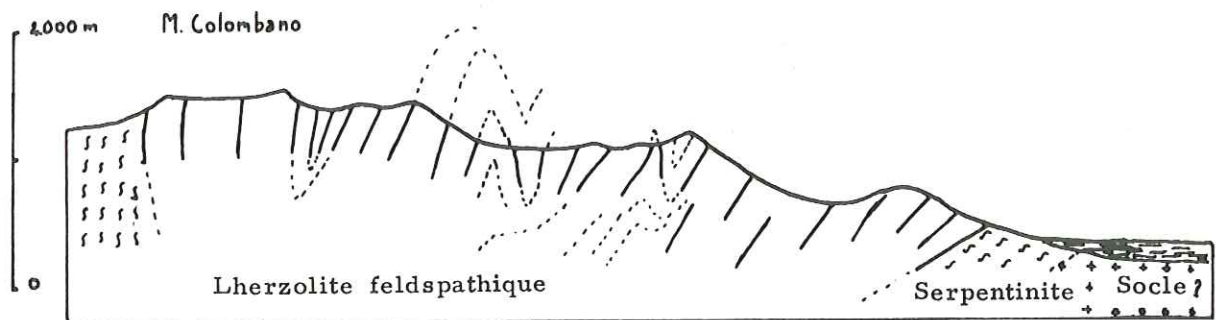


Fig. N° 40 - Coupe dans le massif de Lanzo, depuis Givoletto jusque sous le Monte Colombano.

Nous verrons, après l'étude structurale, les hypothèses que l'on peut avancer pour expliquer cette disposition (p.273). Essayons, dans l'immédiat, d'en obtenir une appréciation de la puissance des lherzolites non serpentinisées.

Même en tenant compte du repli supposé (fig. N° 40), cette puissance reste considérable : de l'ordre de 2.000 à 3.000 m. C'est une épaisseur normale dans un complexe ophiolitique alpin (G. ROSSELLO, 1964).

* Cette hypothèse est développée par E. KÜNDIG (1956)

ORIGINE DE LA LHERZOLITE FELDSPATHIQUE

La lherzolite de Lanzo se distingue des péridotites d'autres complexes alpins à plus d'un titre. Elle présente à l'échelle du massif une homogénéité remarquable, contrastant avec la disposition stratifiée des diverses ultrabasites dans ces complexes : dunites, hartzburgites, lherzolites, pyroxénites. Leur succession s'établit généralement dans cet ordre, évoquant une origine par différenciation magmatique. Elle est toutefois plus ou moins complète et perturbée par des récurrences. Rien de tel n'apparaît dans le massif de Lanzo, en dépit d'une puissance comparable. Il semble que cette particularité soit liée à celle de son chimisme et surtout à celle de sa composition minéralogique. La présence d'un plagioclase comme constituant primaire dispersé est rare dans une péridotite. Ainsi, la lherzolite de l'étang de Lherz (A. LACROIX, 1917) de chimisme proche sinon plus alumineux, ne contient pas de plagioclase. Le diopside, ainsi que le spinelle et le grenat dans les ariégites associées à ces roches, y fixent l'aluminium, le calcium et probablement aussi le sodium. Dans notre roche, ces éléments sont mobilisés par le feldspath. Notons au passage que les péridotites du manteau, soumises à des pressions extrêmes, contiendraient à la place, du pyrope*.

La présence du feldspath au lieu des édifices minéralogiques habituels peut être le signe d'une cristallisation du magma ultrabasique dans des conditions relativement superficielles (pressions plus basses). J. H. BRUNN (1956, p. 316) retient cette interprétation pour les troctolites associées aux péridotites du Pinde (voir page 7). L'absence de différenciation aurait deux causes possibles :

- si le chimisme de la lherzolite de Lanzo correspond à celui des péridotites du manteau, on peut imaginer une montée directe dans une zone superficielle, suivie d'une cristallisation, ou recristallisation rapide interdisant d'importantes réorganisations. Les seuls effets de différenciation seraient internes à la masse sous forme de ségrégation de lits gabbroïques et pyroxénitiques (à moins qu'ils ne soient d'origine tectonique : " flow layering ").

- si le chimisme de la lherzolite n'est pas celui de la péridotite-mère, on peut envisager qu'elle représente déjà un terme relativement supérieur (plus acide) d'une différenciation ayant eu lieu dans une zone profonde de l'écorce.

Le chimisme des lherzolites correspond assez bien à l'image que l'on se fait actuellement de la péridotite à grenat du manteau, ce qui vient à l'appui de la première hypothèse.

* Ces considérations soulignent l'intérêt de l'aluminium comme élément-index des conditions de pression ayant contrôlé la cristallisation (voir pages 145 et 156).

RELATION AVEC LE MASSIF DE CASTELLAMONTE - BALDISSERO

Ce massif de taille modeste, affleurant à une vingtaine de kilomètres au N.E. de Lanzo, est l'un des jalons ultrabasiques des unités de socle internes, en l'occurrence la zone du Canavese. E. SANERO (1931) et M. FENOGLIO (1956) l'ont étudié en détail. Ils y ont reconnu une lherzolite en tous points semblable, y compris le chimisme, à celle du Monte Musine, (extrémité Sud du Massif de Lanzo), déjà étudiée par E. SANERO. Néanmoins, ils leur attribuent des origines distinctes : celle de Lanzo, associée aux Schistes lustrés, est mésozoïque ; celle de Castellamonte - Baldissero, liée selon eux à la série basique d'Ivrée, pré-carbonifère. M. FENOGLIO (1933) considère comme mésozoïque un petit relais de lherzolite serpentinisée situé à Pesmonte entre le massif de Lanzo et Castellamonte. L'argumentation avancée est pauvre*, pour ne pas dire inexistante. En attendant une démonstration plus convaincante, je considère, au vu des descriptions et des analyses de ces auteurs, que ces massifs appartiennent à la même venue magmatique que la lherzolite de Lanzo et qu'ils sont des témoins épargnés par l'érosion d'une même couverture péridotique, à moins qu'ils ne jalonnent la zone de montée ophiolitique. On ne saurait les rapprocher, pétrographiquement, de la péridotite micacée de Finero (Zone d'Ivrée) dont l'âge paléozoïque a été établi (D. KRUMMENACHER, J.F. EVERNEDEN et M. VUAGNAT, 1960).

LES PERIDOTITES LAMINEES

EXTENSION

Les péridotites laminées couvrent environ 30 km² dans la région étudiée, soit associées aux lherzolites de Lanzo, soit en massifs indépendants au-delà de la zone de Viù.

* Ainsi pour démontrer ce dernier point, les arguments sont :

- le gisement de l'affleurement de Pesmonte dans les formations sédimentaires mésozoïques du Canavese. Aucune indication n'est donnée sur les relations entre la roche ultrabasique et les sédiments, de sorte que le gisement pourrait aussi bien être tectonique ;
- l'échantillon choisi se rapproche chimiquement plus de la lherzolite du Monte Musine (massif de Lanzo) que de celle de Baldissero. Or les échantillons de Pesmonte et du Monte Musine sont tous deux serpentinisés (6 % d'eau), tandis que celui de Baldissero est frais. Un rapide calcul de pourcentage éliminant l'eau dans les trois analyses convainc de leur similitude. D'ailleurs, dans d'autres publications, cet auteur admettra cette similitude entre la lherzolite du Monte Musine et de Baldissero, tout en niant leur parenté.

Dans le massif de Lanzo, elles ménagent la transition aux serpentinites. Leur épaisseur est de l'ordre de la centaine de mètres, mais avec des développements plus importants. Ainsi, dans le prolongement de la Stura di Lanzo, suivant une direction NNO - SSE, coupent-elles le massif de part en part sur une largeur de 300 m à 1 km.

A l'ouest de la zone de Viù, les péridotites laminées constituent plusieurs massifs indépendants, confondus jusqu'ici avec des serpentinites. Leur superficie est de l'ordre de 22 km². La résistance de la roche à l'érosion leur donne une allure altière avec des crêtes aigües qui font la joie des alpinistes : Rosso d'Ala, Uja di Mondrone, Rocca Moross, Curbassera ... Ces massifs reposent sur un coussin de serpentinites, souvent lui-même frangé à la base de chloritoschistes et de talcschistes à divers minéraux. Quand ils possèdent une couverture, une gaine peu épaisse et même discontinue de serpentinites les en sépare.

DESCRIPTION

Les péridotites laminées ont un aspect typique qui se retrouve d'un massif à l'autre : roches denses très bien foliées, se débitant en dalles régulières, de couleur gris-brun sur cassure fraîche et rousse sur les surfaces patinées. Cette patine rappelle celles des lherzolites et permet de distinguer immédiatement ces faciès des serpentinites vraies dont la teinte, sur l'affleurement, est un gris terne.

Les massifs de péridotites laminées ont un aspect très caractéristique. De loin, le regard saisit d'immenses dalles rouges* aux surfaces parfaitement parallèles (voir, par exemple le profil b, planche hors-texte). Le comportement mécanique confirme cette impression visuelle. Quand ils ne sont plus emboutis dans d'autres formations, dégagés par le travail de l'érosion, ils semblent capables de déplacements propres sous l'effet de leur poids, à la façon d'un radeau ayant largué ses amarres.** Ces déplacements sont favorisés par le contraste entre leur rigidité et la plasticité de leur semelle serpentineuse.

Sous le microscope, les effets du laminage sont remarquables ; des fibres de serpentine allongées parallèlement, parfois de grande taille, découpent à l'emporte-pièce les plages d'olivine et de pyroxène (planche N° 1). Il n'en reste que des fuseaux très étirés, prolongés par un sillage de débris. Ce sont ces reliques de minéraux qui confèrent sa rigidité à la roche.

L'étude à la platine universelle de l'olivine, de l'enstatite et du diopside montre sans ambiguïté que ces minéraux sont identiques à ceux de la lherzolite de Lanzo. Dans le cas des massifs isolés, situés au-delà de la zone de Viù, ce résultat est intéressant. L'analogie entre la péridotite laminée de ces massifs et celle qui entoure la lherzolite de Lanzo est déjà un argument pour les rapprocher. L'identité des minéraux constitutifs permet de les considérer comme des lambeaux détachés du massif lherzolitique principal. Leur association intime avec les Roches vertes métamorphiques

* C'est à cette teinte que plusieurs massifs doivent leur nom : Monte Rosso, Rosso d'Ala, Cima Rossa, Punta Rossa, Rocca Moross.

** ce qui rend compte de la dissymétrie de la gaine serpentineuse

témoigne indirectement de l'appartenance à la série ophiolitique mésozoïque* des lherzolites de Lanzo, pourtant coupées des Roches vertes sur le terrain par la zone de Viù.

II - LES SERPENTINITES

EXTENSION

Les serpentinites couvrent environ 130 km² dans la région étudiée. Elles sont associées sur le terrain aux lherzolites fraîches et laminées qu'elles enveloppent, comme nous l'avons vu. Elles constituent, en outre, d'importants massifs et d'innombrables lentilles de taille réduite où il n'y a plus trace de péridotite. Les deux principaux massifs sont celui de la Punta Lunella (environ 11 km²) et celui de Lemie-Monte Civrari (environ 25 km²) étudié en détail dans le voisinage de Lemie (étude pétrochimique, 1^o partie, chap. IV ; 2^o partie, chap. 1). Ce dernier est particulièrement dilaté.

DESCRIPTION

Pour compléter les descriptions des pages 33, 34 et 91, signalons dans les massifs relativement importants, la fréquence des faciès à reliques de pyroxènes, de diopside surtout, car l'enstatite est remplacé par de grandes lames de bastite. Ces serpentinites possèdent une structure maillée, disparaissant dans les échantillons plus transformés. Sur la roche, les pyroxènes se signalent par l'éclat de leur clivage ou simplement par des taches blanches, suivant l'avancement du remplacement. Leur alignement évoque parfois le rubanement de la lherzolite originelle.

ORIGINE DES SERPENTINITES

Les serpentinites proviennent incontestablement des lherzolites comme le montrent de nombreuses preuves de remplacement. Le mécanisme de la transformation a fait l'objet d'une étude particulière (p. 171). De graves questions restent posées : la serpentinisation est-elle contemporaine de la mise en place du complexe, plus ancienne, ou

* Confirmant ce résultat, j'ai trouvé, dans le massif de serpentinites du Civrari, un bloc de lherzolite comparable en tous points à celle de Lanzo. Je n'ai malheureusement pu repérer le gisement précis.

due au métamorphisme dynamique alpin ? Quel est le rôle des déformations dans ce processus ?

Les auteurs traitant de complexes ophiolitiques alpinotypes tendent à considérer la serpentinitisation comme liée au métamorphisme dynamique alpin, même dans des régions où celui-ci ne dépasse pas l'épizone supérieure, mettant alors l'accent sur le caractère tectonique de la transformation. Loin de nier la relation entre les déformations et l'apparition des serpentinites au dépens de péridotites, je me demande si leur rôle n'est pas exagéré, si parfois celles-ci ne sont pas plus effet que cause (voir p. 177); la tectonique alpine en est-elle seule responsable ?

Comme l'indiquent quelques présomptions, l'essentiel de la serpentinitisation pourrait être indépendant du métamorphisme alpin et contemporain de l'épisode magmatique (p. 31 et 177). Nous avons, par ailleurs, conclu à l'issue de l'étude de cette transformation à une augmentation de volume de l'ordre de 30 % par rapport à la lherzolite originelle (p. 177). L'énergie mécanique ainsi libérée aurait favorisé la montée des ultrabasites, dans l'hypothèse d'une mise en place par intrusion. Dans l'hypothèse d'un épanchement sous-marin et d'une serpentinitisation en fin de cristallisation, l'énergie se serait dissipée sur place, l'expansion étant facilitée par une pression hydrostatique modérée*. Une partie des déformations pourrait donc provenir de l'énergie libérée par la serpentinitisation.

La déformation dans les péridotites laminées étant incontestablement alpine, il est vraisemblable que la serpentinitisation associée est elle-même due au métamorphisme alpin (pl. N° 1). Celui-ci est par ailleurs responsable d'une recristallisation des serpentinites**, avec disparition de la structure maillée, homogénéisation du grain, tendance à la foliation allant jusqu'à l'acquisition d'une texture schisteuse et enfin expulsion et concentration de la magnétite dans des plans particuliers.

Les conditions réglant le processus de la serpentinitisation sont peu sévères : température inférieure à 400°, présence d'eau, déformations mécaniques. Elles se seraient réalisées dans des circonstances diverses, principalement lors de la montée du complexe ophiolitique ou à la fin de sa cristallisation, accessoirement lors du métamorphisme alpin.

LES FACIES ASSOCIES AUX SERPENTINITES

L'étude pétrochimique (p. 34 et suivantes) fournit les descriptions des principaux faciès associés aux serpentinites : chloritites, trémolitites, chloritoschistes à actinote, talcschistes à minéraux. Il est utile de rassembler et de compléter les conclusions par-

* Pour la masse principale des serpentinites située au toit des lherzolites, la pression aurait été créée par 1.000 à 1.500 m d'ophiolites sus-jacentes et une lame d'eau probablement peu épaisse (voir conclusions générales). Elle serait donc nettement plus faible que celle qui a présidé au métamorphisme (p. 262).

** S'accompagnant dans les contacts, à la suite d'échanges, du développement de chloritoschistes à divers minéraux.

tielles émises à propos de leur origine.

Ces faciès proviennent de transformations des serpentinites, suivant l'opinion courante fondée sur leur passage progressif à ces roches et certainement guidée par la ressemblance extérieure des chloritoschistes et des serpentinites schisteuses. L'association à ce dernier faciès et le développement en bordure des massifs ou des écailles de serpentinites s'interprètent comme des témoignages de la nature "dynamo-métamorphique" de la transformation. Telle quelle, cette hypothèse est inadmissible. Il ressort de l'étude pétrochimique que les divers chloritoschistes et talcschistes sont chimiquement très différents les uns des autres et, en particulier, des serpentinites. Ils ne peuvent, tous, dériver de serpentinites par une simple transformation métamorphique (voir p. 36).

Tournant cette difficulté, H. H. HESS (1933) propose une hypothèse génétique par transformation hydrothermale, toujours à partir des serpentinites, dans un stade antérieur au métamorphisme. Reprise par J. J. GUILLOU et L. PRIMEL (1964) pour des ophiolites tout à fait comparables aux nôtres, affleurant dans le Cap Corse, elle ne paraît pas davantage acceptable. Les écarts chimiques s'expliqueraient par des apports et des départs dus aux solutions hydrothermales. Outre que leurs effets ne s'observent pas dans les roches encaissantes, comment expliquer les faciès divers des chloritoschistes. La succession paragénétique proposée, serpentinite → actinotite → chloritite → talcschiste à carbonates, ne simplifie pas le problème ; au contraire, car les venues hydrothermales successives à température décroissante devraient modifier, plusieurs fois consécutives, le chimisme de la roche. Enfin, il ne faut pas oublier que les espèces minérales observées sont métamorphiques comme le montre clairement l'étude pétrochimique.

Une première conclusion est donc que la transformation conduisant aux faciès observés est effectivement métamorphique. D'ailleurs, oublions l'existence de paragenèses métamorphiques et supposons une seconde qu'elle soit plus ancienne. Le métamorphisme étant lui-même contemporain de la tectonique, les circulations hydrothermales auraient dû envahir le complexe avant sa déformation. Pourquoi en observerait-on actuellement les effets aux contacts précis des serpentinites avec d'autres formations spécialement dans les zones tectonisées ?

Il semble que les difficultés tiennent surtout au fait que l'on cherche une même roche d'origine pour les divers faciès. Renonçant à ce préalable, il faut distinguer :

a) ZONES REACTIONNELLES

En raison du fort gradient chimique qui a dû exister au moment du métamorphisme entre les serpentinites et les roches au contact, des échanges ont pu se réaliser conduisant, du côté serpentinites, éventuellement à des talcschistes à minéraux et, du côté roche basique, à des chloritites pures incolores à clinochlore magnésien (voir par exemple les contacts des pages 35, 44 et 91). On peut considérer ces faciès comme des zones réactionnelles. Cette conclusion est en plein accord avec celle de A. H. CHIDESTER (1962) qui a réétudié, après H. H. HESS, les gisements de stéatite du Vermont.

b) TRANSFORMATION DE PYROXENITES

Différent semble le cas de chloritites et chloritoschistes à clinochlore vert-bouteille ferrique et divers minéraux (grenat, épidote, actinote, diopside, talc, calcite) ainsi, peut-être, que celui des actinotites ou trémolitites (p. 37, 38 et 39). Contrairement aux précédents, ces faciès se rencontrent parfois au sein des serpentinites. Ils se rapprochent chimiquement, parfois de façon frappante, des pyroxénites dont ils semblent provenir.

(comparer, par exemple, les analyses des pl. III, an. 3 et pl. V, an. 4). Celles-ci, incluses dans les serpentinites, auraient résisté à la serpentinitisation ; n'oublions pas que l'endiopside est relativement réfractaire. L'observation de pyroxénites passant à des chloritoschistes par démolition de la salite (p. 102) confirme cette hypothèse. Des différences originelles amplifiées par des transformations minéralogiques et des échanges chimiques, dépendant de conditions locales, expliquent la variété des faciès observés. La recristallisation (ou la cristallisation ?) métamorphique de la serpentinite en est responsable.

Des niveaux de pyroxénites sont connus dans les complexes ophiolitiques où ils semblent se disposer dans la partie supérieure des ultrabasites, près du contact avec les gabbros* (L. DUBERTRET, 1953, p. 83) (J.H. BRUNN, 1956, p. 304). De fait, dans notre région, les contacts serpentinites-gabbros métamorphiques sont fréquemment soulignés par la présence de pyroxénites chloritisées (p. 102). Le passage serpentinites-gabbros dans le complexe originel devait donc être marqué par le développement d'horizons pyroxénitiques. Cette zone particulière, peut-être déjà partiellement chloritisée avant les mouvements tectoniques, a pu servir de niveau de décollement ; ainsi s'expliquerait la fréquence des chloritoschistes dans les zones tectonisées (rappelons qu'ils se rencontrent aussi à l'intérieur des masses de serpentinites)

c) CHLORITITES PRIMAIRES

Enfin, il ne faut pas écarter l'éventualité de chloritites primaires dans les ultrabasites (M. VUAGNAT, communication orale) (J. ORCEL, 1927, p. 224).

Elles proviendraient de transformations hydrothermales tardi-magmatiques et pourraient conduire à certains faciès observés par recristallisations métamorphiques.



* la coupe du Chenaillet dans le massif du Montgenèvre, où affleurent des ophiolites frais, montre dans les euphotides des ségragations chloriteuses riches en pyroxènes. M. VUAGNAT les interprète comme d'anciennes pyroxénites. Elles se disposent près du contact avec les serpentinites. On ne peut, malheureusement assurer qu'il soit normal.

CHAPITRE II - LES GABBROS METAMORPHIQUES

EXTENSION

En dehors des innombrables petites écailles tectoniques insérées dans les zones de plissements intenses, les gabbros métamorphiques constituent deux grands massifs, celui d'Ala di Stura (35 km² environ) et celui de Chiavrie (10 km² environ) au-dessus du Val de Suse. Entre eux, plusieurs jalons allongés dont la lentille de Forno qui a fourni des échantillons-types. La surface totale d'affleurement des gabbros est de l'ordre de 55 à 60 km²*. C'est peu en comparaison des 180 km² de prasinites. Comme nous le verrons plus loin, les roches basiques à grain fin, dont sont issues les prasinites, devaient couvrir initialement une superficie plus importante que les gabbros et elles étaient plus épaisses.

La carte géologique montre une répartition approximative suivant une bande N. S., limitée à l'Est par la zone des écailles de Viù et à l'Ouest par le méridien de Lemie. Entre la Stura di Viù et la Stura d'Ala, ils se prolongent vers l'Ouest, sous les serpentines et les prasinites, au-delà de cette dernière ligne comme l'indiquent les deux fenêtres de Balme et de la Torre d'Ovarda, sans dépasser de beaucoup le méridien d'Usseglio.

Le découpage actuel en deux massifs principaux entourés de satellites est un effet des tectoniques successives et principalement du plissement d'axe E. O., dont une charnière majeure suit le tracé de la Stura di Viù. Les jalons intermédiaires entre ces deux massifs témoignent de leur unité initiale (planche hors texte, profil c).

* La carte géologique d'Italie au 1/100,000° (feuille Susa) ne mentionne qu'un petit massif sous le Civrari. A la suite des définitions de V. NOVARESE (1894) et de S. FRANCHI (1894, 1902), les auteurs n'ont cartographié comme gabbros (euphotides) que les faciès présentant encore des reliques de pyroxène, groupant les gabbros complètement recristallisés avec les prasinites.

DESCRIPTION

Je me contenterai ici d'aperçus généraux sur les divers types de gabbros et de rappels sur les résultats saillants de l'étude pétrochimique.

LES GABBROS METAMORPHIQUES

Cinq échantillons-types sont décrits dans l'étude pétrochimique. Deux proviennent du massif d'Ala (p. 55 et 60), deux de la lentille de Forno (p. 65), un du massif de Chiavrie (p. 69). Il faut ajouter les faciès prélevés au contact entre les serpentinites de Lemie et la lentille de Forno.

Ces roches sont homogènes à l'échelle du massif, mais variées sur l'affleurement ; parfois se reconnaît encore un ancien litage fruste (planches N° 2 et 5), facile à distinguer de la foliation métamorphique. La recristallisation métamorphique y est complète, puisque le pyroxène en reliques est lui-même le produit d'un premier épisode de métamorphisme (voir p. 141). Néanmoins, les structures gabbroïques sont bien conservées et la confusion avec les prasinites est impossible*. On regrette d'autant plus que les grands géologues italiens V. NOVARESE, S. FRANCHI et A. STELLA n'aient pas cherché à faire cette distinction sur le terrain (voir remarque infrapaginale de la page 229). Il y a, toutefois, deux cas où elle est difficile; dans les zones de passage dont nous parlerons plus loin et dans les régions où le premier épisode de métamorphisme a uniformément transformé les roches en mylonites éclo-gitiques.

Les gabbros métamorphiques contiennent parfois des nodules ferro-magnésiens à tré-molite, chlorite et fuchsite représentant d'anciennes pyroxénites composées probablement de bronzite et de diopside chromifère (voir p. 73 et suivantes).

Chimiquement les gabbros sont homogènes et s'apparentent à des variétés à olivine (p. 135). C'est ce que confirment les calculs pétrochimiques destinés à connaître quantitativement la paragenèse originelle (p. 58, 64 et 71) : labrador à 60 % An, constituant environ 50 % de la roche, olivine, salite ou augite et hornblende alumi-neuse.

LES GABBROS RODINGITIQUES EN ENCLAVES DANS LES SERPENTINITES

L'étude de plusieurs échantillons, provenant surtout de lentilles et de filons dans les serpentinites de Lemie (p. 41 et suivantes), montre qu'il est possible de discerner d'anciens gabbros sous les maquillages variés qu'adoptent les roches en enclaves, jusque dans le cas des grenatites massives. Les transformations subies, surtout caractérisées par un enrichissement en calcium, sont dues à la serpentinitisation (p. 171). Le remplacement des endiopsides magmatiques s'opère suivant un processus ori-ginal (p. 100 et 144).

* Par boutade, on pourrait dire que les gabbros métamorphiques présentent des taches vertes dans un fond blanc et la prasinite des taches blanches dans un fond vert. Lors-que la mobilisation métamorphique est entière, les gabbros acquièrent une texture ocellée comme les prasinites. Ils s'en distinguent encore à leur teinte nettement plus claire.

Compte tenu d'éventuelles migrations métamorphiques, incontestables dans le cas des filons de grenatites, les faciès gabbroïques semblent résulter d'une ségrégation magmatique originelle dans les lherzolites. La taille souvent exceptionnelle des pyroxènes est un argument dans ce sens, car elle autorise le rapprochement avec les lentilles de pegmatoides incluses dans les lherzolites.

LES PEGMATOÏDES DE TROCTOLITE DANS LES LHERZOLITES

Ces faciès sont décrits page 25 et suivantes. J'ai envisagé à leur propos l'hypothèse d'intrusions dans la lherzolite en fin de cycle magmatique (p. 32).

Pour terminer cette revue, il faudrait mentionner les rubanements troctolitiques et les filons gabbroïques intimement liés aux lherzolites (p. 16 et 217).

Enfin, l'absence de diorites ou de roches plus acides est remarquable car ce sont des constituants habituels, bien que mineurs, des complexes ophiolitiques. Cette lacune tient peut-être à la pauvreté en silicium de nos roches basiques comparées à celles d'autres complexes (p. 132).

RELATION AVEC LES ULTRABASITES

Ce problème ne se pose que pour la masse principale des gabbros métamorphiques, les gabbros rodingitiques et les pegmatoides ayant un gisement primaire dans les ultrabasites. Comme nous l'avons vu dans le cas des roches d'origine sédimentaire, les relations entre unités distinctes sont difficiles à appréhender correctement par suite des déformations intenses et du métamorphisme. Il convient de ne pas attacher de signification définitive à un contact, aussi beau soit-il, mais de considérer sa fréquence relative.

A cet égard, les gabbros métamorphiques ne sont pratiquement juxtaposés sur le terrain qu'à deux faciès pétrographiques : les prasinites et les serpentinites. Nous étudierons les relations avec les prasinites dans le prochain chapitre. L'association actuelle gabbros métamorphiques - serpentinites correspond à une association originelle gabbros-lherzolites comme le montre l'étude pétrochimique d'un contact (p. 99)

L'étude pétrochimique décrit les divers termes du passage serpentinites-gabbros métamorphiques tel qu'il s'observe " statistiquement " (p. 91, 102, 103) :

- partant des serpentinites, transition progressive à une zone de pyroxénites à salite brune en cristaux pouvant atteindre 15 cm de longueur, partiellement transformée en chloritoschiste à minéraux ;
- au contact, gabbros à pyroxènes magmatiques frais, souvent de grande taille (effet d'écran des serpentinites, voir p. 100) ;
- en s'éloignant de quelques dizaines de mètres, remplacement du pyroxène par trémolite et chlorite et acquisition du faciès habituel des gabbros métamorphiques.

Nous avons vu dans le chapitre précédent qu'une telle disposition est commune dans les complexes ophiolitiques au passage des ultrabasites aux gabbros. J. H. BRUNN (1956, p. 320) note également la présence de gros pyroxènes à la base de l'unité des gabbros.

Sans exclure la possibilité de décollements au niveau des pyroxénites chloritiques et de déplacements relatifs, il semble que ces contacts soient souvent naturels (ou peu déplacés) et qu'ils attestent d'un passage rapide mais progressif des ultrabasites aux gabbros, dans le complexe originel.

CHAPITRE III - LES PRASINITES ET LES FACIES ASSOCIES

1 - LES PRASINITES

EXTENSION

Les prasinites couvrent environ 180 km² dans la région étudiée, moins que l'ensemble des ultrabasites (240 km²), mais sensiblement plus que les gabbros métamorphiques (60 km²). Outre les innombrables petites écailles des zones très tectonisées, elles constituent plusieurs gros massifs dont celui de la Torre d'Ovarda qui dépasse 50 km². Ces massifs aux formes dilacérées sont presque tous reliés entre eux par des pédoncules. Il est donc vraisemblable qu'ils représentent les restes d'une même couverture déchirée par la tectonique.

Leur répartition actuelle dessine une ceinture autour des autres formations de Roches vertes.

DESCRIPTION

L'étude pétrochimique nous a donné l'occasion de décrire trois faciès principaux de prasinites, correspondant à peu près aux types définis par V. NOVARESE (1894) et excellentement décrits par S. FRANCHI (1894, 1902)*.

LES PRASINITES s. s. (p. 79 et 82)

Ce faciès forme l'essentiel des prasinites de la région. On peut marcher des heures

* Je rappelle que pour ces auteurs les gabbros complètement recristallisés sont considérés comme des prasinites.

sur ces roches sans noter de changement. Les seules variations concernent la présence et la répartition de ségrégations pyroxénitiques, ainsi que de structures métamorphiques particulières étudiées plus loin (p. 236).

LES OVARDITES (p. 105)

Les ovardites tirent leur nom d'un sommet de la région, la Torre d'Ovarda. Elles ont été baptisées par STRUVER, en 1872, comme contenant un feldspath, une épidote et de la chlorite. L. BUCCA (1886) reprenant le même échantillon pour un examen sous le microscope, identifie de l'amphibole. L'ovardite de la Torre d'Ovarda est donc une prasinite s. s. ; c'est ce que m'a confirmé l'étude de ce massif. Le terme cependant est resté et dans sa mise au point, V. NOVARESE (1894) retient comme constituants l'albite, la chlorite et l'épidote. On en donne actuellement une définition plus restrictive : albite et chlorite, sans calcium (J. JUNG, 1958). Mais là ne s'arrêtent pas les vicissitudes de ce nom, comme nous allons le voir.

Les ovardites sont rares dans la région. Elles ne se rencontrent guère que dans les intercalations prasinitiques des Schistes lustrés (p. 208) ou dans leur contact avec de gros massifs de prasinites s. s. . Les échantillons-types décrits proviennent d'un de ces contacts. Je rappelle que ce sont des roches à structure ocellée très nette, composées d'albite en édifices maclés à contour automorphe de formesphérique, sertis dans une matrice chloriteuse. L'épidote et surtout l'actinote sont rares. Par contre, il y a toujours une quantité appréciable de calcite. La définition actuelle ne leur convient pas. Il n'existe pas, dans la région, de roches répondant à cette définition. Je propose donc de revenir à celle de NOVARESE : les ovardites sont des prasinites riches en chlorite et pauvres en amphibole.

L'association avec les Schistes lustrés et l'abondance de calcite dans la roche s'expliquent par le processus génétique : ce sont des prasinites ayant cristallisé en présence d'eau et de gaz carbonique, fournis précisément par les calcaires voisins (p. 113).

LES PRASINITES A GLAUCOPHANE ET PISTACITE (p. 113)

Ce sont des faciès particuliers des prasinites s. s. se développant dans les massifs et surtout le long de leur bordure, suivant d'étroites bandes, souvent associées à des écailles de Schistes lustrés. C'est en bordure d'une telle écaille qu'ont été prélevés les échantillons-types de prasinite à glaucophane décrits. Ces faciès font souvent le passage entre les prasinites s. s. et les éclogites ou schistes à glaucophane. Ils possèdent un aspect gneissique caractéristique, avec des alternances, parfois très fines, de lits riches en pistacite de teinte jaune et d'autres composés uniquement d'amphiboles sodiques, glaucophane et quelquefois édénite (planche n° 5). Un plissement spectaculaire les affecte souvent.

Leur origine est longuement discutée dans l'étude pétrochimique (p. 121 et 122).

ORIGINE

La cristallisation métamorphique interdit toute reconnaissance de structures antérieures dans les prasinites. Nous verrons que les découvertes de reliques volcaniques (brèches et pillows-lavas) doivent être considérées avec prudence ; je me refuse actuel-

lement à en tirer argument. Enfin, les pyroxènes des niveaux pyroxénitiques ou en reliques dans les prasinites n'ont pas davantage de signification génétique directe, car ils résultent d'une cristallisation métamorphique ancienne. Néanmoins, l'origine éruptive semble incontestable pour les raisons suivantes :

- les prasinites montrent, comme nous allons le voir, des liens originels avec les gabbros ;
- leur homogénéité remarquable est incompatible avec une origine sédimentaire. Ainsi, sur une épaisseur dépassant 500 m (p. 256), aucune différence minéralogique ou chimique n'apparaît, sinon celle due aux niveaux pyroxénitiques ;
- S. FRANCHI (1894) décrit en Val Grana et Maïra le passage diabase ou porphyrite diabasique à des prasinites. Personnellement j'ai trouvé, dans le lit d'un torrent, sous les prasinites du sommet du Monte Lera, des blocs de prasinite peu cristalline ayant une texture de labradorite typique ;
- enfin, chimiquement, les prasinites correspondent parfaitement à des dolérites et basaltes et montrent une filiation avec les gabbros (voir étude pétrochimique, 3^e partie, chap. I).

Il semble probable que les prasinites représentent une convergence métamorphique de divers faciès éruptifs basiques, tous à grain fin ce qui explique l'absence de structures magmatiques en reliques, à la différence des gabbros métamorphiques. La relative constance du chimisme des prasinites, en négligeant la faible différenciation mise en évidence (fig. N° 14), indique que les éventuelles variations des roches éruptives originelles ne devraient provenir que du mode de mise en place. Comme on l'observe encore au Montgenèvre, accompagnant des basaltes en pillows-lavas, en coulées ou en projections sous-marines, il y eut probablement des spilites, ainsi que des intrusions doléritiques.

RELATIONS AVEC LES FORMATIONS VOISINES

En appliquant les remarques de la page 231, nous devons nous intéresser aux relations des prasinites avec deux formations : les Schistes lustrés et les gabbros. Ils ne sont en contact, pratiquement, qu'avec eux. Il est ainsi remarquable d'observer que la limite entre prasinites et serpentinites est habituellement soulignée par un liseré de gabbros métamorphiques. L'inverse, liseré de prasinite entre serpentinites et gabbros, ne se présente jamais.

PRASINITES - SCHISTES LUSTRES

Nous avons étudié les relations prasinites - Schistes lustrés, que ce soit à propos des contacts de nature présumée tectonique (p. 105 et 113) ou originelle (p. 207).

PRASINITES - GABBROS METAMORPHIQUES

Le passage prasinites-gabbros métamorphiques s'opère de façon progressive mais rapide sur échantillon (planche N° 2) et tranchée sur le terrain. Il est cependant prolongé dans les gabbros par des récurrences de prasinites et parfois des pyroxénites que nous allons décrire. Elles se disposent en bandes grossièrement parallèles (pl. N° 5). L'origine magmatique est vraisemblable. En effet, les limites sont irrégulières dans le

détail, le passage progressif et enfin ces alternances ne s'observent que du côté gabbro du contact, ce qui n'aurait pas lieu d'être si la tectonique en était responsable. Il est impossible de préciser s'il s'agit d'anciens lits ou d'intrusions de roche basique à grain fin (dolérite) dans le gabbro.

II - LES SEGREGATIONS PYROXENITIQUES DANS LES PRASINITES

Ces ségrégations se rencontrent dans les prasinites s. s. , exceptionnellement dans le gabbro métamorphique. Un échantillon-type est décrit page 84. La " prasinitisation " débutante, signalée dans cette roche, est bien souvent complète ; la structure reste néanmoins fine et enchevêtrée.

Les pyroxénites se présentent d'ordinaire sous forme de lits-lentilles centimétriques, interstratifiés dans une prasinite orientée. Souvent, elles forment des ovoïdes de taille variable mais ne dépassant guère quelques décimètres (pl. N° 4). Ils sont irrégulièrement répartis dans la prasinite. En raison de leur dureté extraordinaire, contrastant avec une bordure plus tendre de prasinite largement cristalline et riche en chlorite, ils font saillie à l'affleurement ou, par déchaussement, déterminent des cavités arrondies. Certains grands massifs prasinitiques offrent ainsi des parois verticales à allure cavernuse (pl. N° 4).

L'interprétation consistant à voir dans ces ovoïdes des éléments de brèches volcaniques et des pillows-lavas, quand leur forme et leur abondance l'évoquent (P. BEARTH, 1959), (R. MICHEL et A. NICOLAS, 1961) vient immédiatement à l'esprit. Elle doit être envisagée avec une prudence extrême. Dominé par des parois prasinitiques piquées de cavités, sous le hameau de Monavie (Stura d'Ala), le lit d'un petit torrent parfaitement poli par le ruissellement m'a permis de faire des observations, répétées par la suite, prouvant de façon indiscutable l'origine tectonique de certains blocs.

OVOÏDES D'ORIGINE TECTONIQUE

Les prasinites contenant les ovoïdes montrent, au lieu d'une foliation régulière avec de petites ocelles millimétriques, un assemblage de cellules claires atteignant 2 à 3 cm dans la longueur, séparées par de minces lits ferro-magnésiens. Les cellules contiennent elles-mêmes de petites cloisons ferro-magnésiennes. En suivant le passage de la structure foliée à cette dernière, on s'aperçoit qu'elle apparaît en même temps qu'un microplissement " en accordéon ". C'est lui qui en est responsable en déplaçant les minéraux leucocrates (albite et clinozoisite), d'habitus isométrique, vers les zones de détente que sont les charnières des microplis et les ferro-magnésiens (actinote et chlorite), d'habitus aciculaire ou planaire, vers les zones de pression que sont les flancs de plis (pl. N° 3). Un étirement, suivi d'une recristallisation des minéraux, complète souvent la transformation, accusant l'aspect lenticulaire des cellules et l'empreinte d'une nouvelle foliation, indépendante d'un éventuel litage originel. Ces observations et leur

interprétation sont conformes aux conclusions de J. GROLIER et P. VIALON (1964), en particulier en ce qui concerne " le nourrissage " des charnières. Toutefois, le "nourrissage" décrit dans des micaschistes en Dora Mafra conduit à la concentration du mica dans les têtes de microplis.

Ce mécanisme se répète dans le cas des lits-lentilles pyroxénitiques. Pris dans le plissement isoclinal, ils se boudinent et, en raison de leur dureté supérieure à celle de la prasinite encaissante, " bourrent " dans les têtes de plis (pl. N° 3). Partant d'un lit centimétrique au plus décimétrique, se crée ainsi un fuseau épais ou des ovoïdes, quand le plan axial du plissement ne coïncide pas avec le " litage " pyroxénitique initial ou que l'étirement boudine les fuseaux. Comme autour des cellules claires de la prasinite, le plissement favorise une concentration chloriteuse en bordure de ces noyaux durs (pl. N° 4). Lors de la relaxation terminale, de grosses albites pourront y bourgeonner, évoquant de façon frappante une structure de pillow-lava.

Dans ces conditions, la prudence la plus grande s'impose avant d'interpréter comme des structures volcaniques primaires les ovoïdes ou les lentilles pyroxénitiques des prasinites.

ORIGINE

En écartant les effets de la seconde phase tectonique-métamorphique (acquisition de structures pseudo-magmatiques et " prasinitisation "), ces faciès apparaissent comme des omphacites à grain relativement grossier (p. 85) dont la cristallisation relève du premier épisode métamorphique (p. 144). Elles forment des lits-lentilles mesurant quelques centimètres de puissance pour une longueur de l'ordre du mètre, de répartition irrégulière au sein des prasinites. Chimiquement, l'écart avec les prasinites est insignifiant : un peu plus de silicium et un peu moins d'aluminium (comparer l'analyse N° 3, pl. IX à celles de la pl. VII). Je propose deux hypothèses :

- lors du premier épisode métamorphique (p. 144), les cristallisations liées à des déformations étroitement localisées (p. 264) auraient engendré, par place, ces pyroxénites à partir des roches basiques originelles ;

- ou bien ce serait d'anciennes ségrégations volcaniques (bombes, pillows-lavas ?) peut-être déjà composées essentiellement de pyroxènes sodiques. Leur structure et leur minéralogie particulière auraient déterminé, après un étirement considérable, une cristallisation en omphacite lors du premier épisode métamorphique. Leurs structures actuelles pseudo-magmatiques seraient héritées d'authentiques structures magmatiques.

MI - LES FACIES ECLOGITIQUES

EXTENSION

Souvent associés aux prasinites à glaucophane, les faciès éclogitiques et les schistes à glaucophane constituent, dans les régions hautement tectoniques, des bandes étroites et allongées. Soulignant la limite entre les formations mésozoïques et les gneiss sous-jacents du Grand-Paradis, ils prennent au-dessus d'Ala di Stura un développement considérable sous un faciès de mylonites éclogitiques.

DESCRIPTION

Les éclogites et schistes à glaucophane ont fait l'objet de plusieurs études dans leurs divers gisements des Alpes internes (S. FRANCHI, 1902)(G. B. DAL PIAZ, 1928) (P. BEARTH, 1959). Un schiste à glaucophane est décrit page 85, aussi je me bornerai ici à situer les principaux types les uns par rapport aux autres.

Laissons de côté les faciès éclogitiques inclus dans les serpentinites que P. BEARTH caractérise par la présence de chloromélanite (diopside aegyrinique, description d'un tel faciès p. 47), les opposant ainsi aux éclogites de gabbros et prasinites, à omphacite. Ces dernières sont de belles roches massives et denses à omphacite et almandin, riches en minéraux titanés. Elles affleurent, au sein des prasinites et des gabbros, en reliques partiellement remplacées par des schistes à glaucophane passant à leur tour à des prasinites gneissiques à glaucophane et pistacite (pl. N° 2) ou à des gabbros à pistacite et actinote sodique sombre au litage métamorphique marqué. Dans les masses éclogitiques, une ancienne structure gabbroïque ou pyroxénitique se reconnaît parfois à de grands pyroxènes pseudomorphosés. Les faciès éclogitiques semblent très fréquents dans la zone du passage des gabbros métamorphiques aux prasinites. Des schistes à glaucophane s'observent aussi dans les prasinites, près du contact avec les Schistes lustrés.

Sont probablement à classer à part les mylonites éclogitiques de la bordure du Grand Paradis. Leur extension est sans commune mesure avec les éclogites précédentes. Contrairement à celles-ci, elles semblent chimiquement l'équivalent des gabbros et des prasinites dont elles proviennent. Les minéraux éclogitiques, la glaucophane et le grenat surtout, s'y développent dans un fond finement laminé et mylonitisé.

ORIGINE

La cristallisation des faciès éclogitiques relève d'un premier épisode métamorphique (P. BEARTH, 1959, p. 87), s'opérant dans le cas des mylonites éclogitiques, à partir de gabbros et de roches basiques à grain fin. L'origine des autres faciès éclogitiques est plus mystérieuse en raison des particularités de leur chimisme. On peut envisager soit un processus d'échanges métagénétiques affectant des roches basiques lors du métamorphisme (voir p. 113), soit un chimisme magmatique original (intrusions tardi-magmatiques sodiques et minéralisées, enclaves profondes ?). Le problème nécessite une étude pétrochimique spéciale.

TROISIEME PARTIE

TECTONIQUE ET METAMORPHISME

ALPINS

INTRODUCTION

Nous allons maintenant étudier les phases tectoniques successives, mises en évidence par l'analyse structurale et par des profils suivant différentes directions. Puis, une fois rappelés et coordonnés les résultats acquis sur le métamorphisme alpin, dans l'étude pétrochimique, nous préciserons la relation entre les phases tectoniques et les épisodes métamorphiques.

CHAPITRE I - LA STRUCTURE

ÉTAT DES CONNAISSANCES

Les régions internes de la chaîne alpine tout autour de la zone étudiée ont fait l'objet d'études structurologiques dont les résultats convergent remarquablement ; en Vanoise, F. ELLENBERGER (1958) ; dans le massif de Dora Maira, P. VIALON (1962) ; dans le massif d'Ambin, M. GAY (1964) ; en bordure occidentale du Grand Paradis, J. M. L. BERTRAND et P. SALIOT (1966). Enfin, N. D. CHATTERJEE (1963), dans une étude détaillée sur la partie Nord de Dora Maira, donne la première carte structurale de notre région.

C'est à ma connaissance à F. ELLENBERGER que revient le mérite d'avoir le premier, dans ces régions, dégagé les traits de la structure et de la microstructure et déterminé la succession des diverses phases tectoniques. Il distingue en particulier :

- la mise en place de la Nappe des Schistes lustrés progressant vers l'Ouest ou le N. O. et atteignant la Vanoise au Priabonien ou au début de l'Oligocène (op. cit., p. 459) ; engendrant le microplissement d'axe E. O. et le métamorphisme principal. Une étude très récente (P. COLLOMB et F. ELLENBERGER, 1966) met en relief l'indépendance entre la linéation née de cette phase tectonique et les grands mouvements tangentiels, insistant, par contre, sur la liaison avec le métamorphisme.

- le rétro-écoulement vers l'Est, suivant presque immédiatement le flux initial vers l'Ouest. Bien que notant la postériorité de l'empreinte microtectonique due à ce plissement (N. 65° E.) par rapport à la linéation E. O. (p. 392), l'auteur ne sépare pas nettement ce rétro-écoulement du plissement d'axe E. O. (p. 396). Le style est isoclinal avec déversement vers l'Est et le S. E., le métamorphisme de caractère terminal.

P. VIALON, M. GAY, J. M. L. BERTRAND et P. SALIOT, tout en faisant état de particularités propres aux massifs respectivement étudiés, distinguent deux phases de plissement successives de directions approximatives E. O. et N. S. (N. N. O. et S. S. O. en bordure occidentale du Grand Paradis) et qui s'accompagnent d'épisodes de métamorphisme. Ils ne notent pas trace d'une phase plus ancienne d'écoulement vers l'Ouest. Par contre, R. CABY (1964) en admet l'existence tandis que N. D. CHATTERJEE lui attribue certaines linéations, dans la zone de Cesana-Bardonecchia ; il considère que son absence vers l'Est tient à l'autochtonie des séries mésozoïques ne devenant progressivement allochtones que dans les zones relativement externes. A cette tectonique

pourrait être attribué un métamorphisme de caractère local et précédant de peu la cristallisation principale. L'étude pétrogénétique des minéraux me conduit à des conclusions identiques (voir p. 264).

METHODE

L'analyse structurologique entreprise n'a pas le caractère raffiné de certaines études. Elle correspond à une reconnaissance détaillée dans une région où tout ou presque était à faire. Elle valide une extension à notre région des résultats acquis dans les massifs périphériques et constitue un canevas structural suffisamment serré pour guider des recherches plus fines, nécessitées par une tectonique complexe. Les résultats analytiques sont rassemblés sur une carte hors texte, superposable à la carte géologique.

J'ai levé chaque fois que possible les linéations gravées dans les roches. Ce sont surtout des gaufrages et des microplis ; les linéations engendrées par alignement des minéraux sont plus rares. L'axe des plis décamétriques ou hectométriques, déterminé par visées ou par construction dans les cas favorables, s'avère dans toutes mes mesures, parallèle à ces linéations. Leur signification semble donc dépasser celle de la tectonique à l'échelle de l'affleurement. J'ai naturellement apporté un soin particulier à l'étude des cas favorables où plusieurs linéations se superposent.

L'analyse structurale montre la superposition certaine de deux phases de plissement et laisse supposer l'existence d'une troisième plus ancienne. Nous allons les examiner en commençant par la plus récente.

†) PLISSEMENT D'AXE N.S TARDIF

Le plissement tardif d'axe N.S. se matérialise à l'échelle de l'échantillon par des microplis légèrement déversés vers l'Est ou par des flexures en marches d'escalier, souvent cisailées. Les minéraux sont déformés par ce plissement. A grande échelle, ses conséquences semblent modestes, ainsi que le note déjà N.D. CHATTERJEE, (1963). J'ai pu les apprécier dans les meilleures conditions dans le gros massif prasinitique de la Torre d'Ovarda, grâce à une disposition d'ensemble relativement calme et régulière où les prasinites présentent une foliation presque horizontale. Ce trait, exceptionnel dans la région, résulte de la dimension du massif et de l'homogénéité du matériel constitutif. Le plissement N.S. y imprime quelques plis à plan axial vertical ou faiblement déversés vers l'Est, d'amplitude hectométrique et se suivant dans une direction N.N.E., sur un ou deux kilomètres. L'érosion glaciaire a dû tenir compte de ces froncements comme le montre le beau cirque s'étagant sous le Servin, au-dessus de la Stura d'Ala. La figure N° 41 illustre l'effet de cette déformation sur une écaille de Schistes lustrés pincée dans les prasinites par le plissement d'axe E.O.

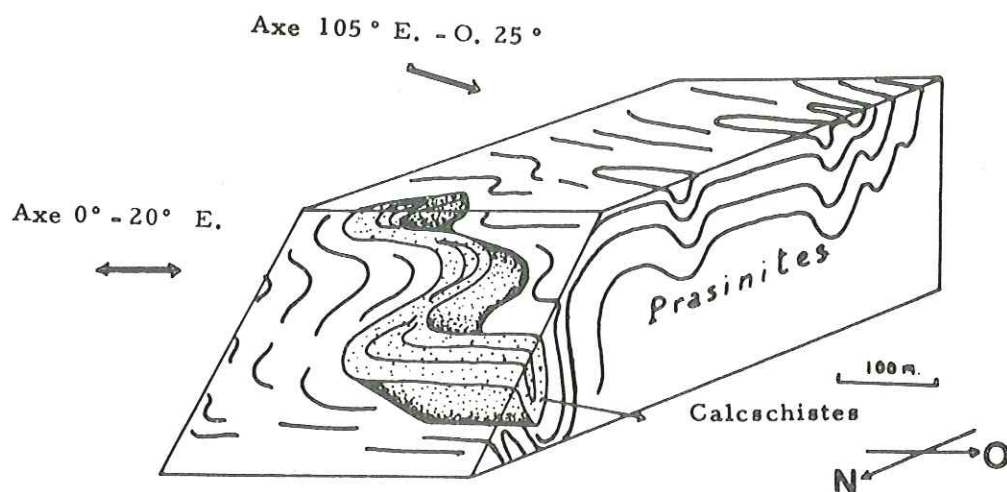


Fig. N° 41 - Superposition de la tectonique d'axe N. S. tardive à la tectonique d'axe E. O.

Elle constitue à cette échelle une démonstration de la postériorité du plissement d'axe N. S. par rapport à celui d'axe E. O. Ce caractère tardif est encore confirmé par la constance en direction et la faible inclinaison des linéations (fig. N° 42). La direction moyenne est de 10° E, la pente n'exède pas 20°.

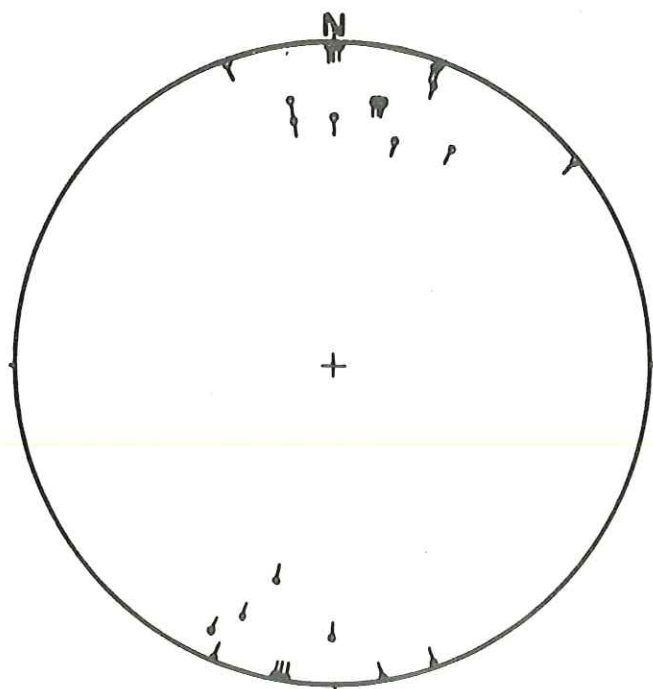


Fig. N° 42 - Linéations et axes N. S. tardifs.
Canevas de Wülf - hémisphère supérieur.

2) PLISSEMENT D'AXE E.O.

Le plissement d'axe E. O. est omniprésent dans la région et son empreinte est telle qu'il est difficile et souvent hasardeux de prétendre reconnaître des structures plus anciennes. L'intensité des déformations et surtout le développement généralisé des recristallisations métamorphiques qui l'accompagnent en sont responsables. Ses effets dans les prasinites constituent une excellente illustration (p. 236).

STYLE DU PLISSEMENT

Le plissement d'axe E. O. conserve à peu près le même style aux diverses échelles. L'étude dans les prasinites permet de l'apprécier au niveau de la lame mince et de l'affleurement, la figure N° 43 au niveau d'une falaise et enfin les profils b et c de la planche hors texte, au niveau de la chafne. C'est un empilement de plis couchés isoclinaux, à foliation de plan axial (J. GROLIER et P. VIALON, 1964). Ses effets sont spectaculaires sur l'affleurement, dans certaines zones qui correspondent probablement aux charnières de plis plus vastes. A l'échelle régionale, ce plissement ne semble pas avoir provoqué de déplacements tangentiels considérables, à la différence du charriage initial dont nous parlerons plus loin. Ainsi, le massif de la Torre d'Ovarda déjà mentionné pour la tranquillité apparente de ses affleurements, présente pourtant un microplissement intense.

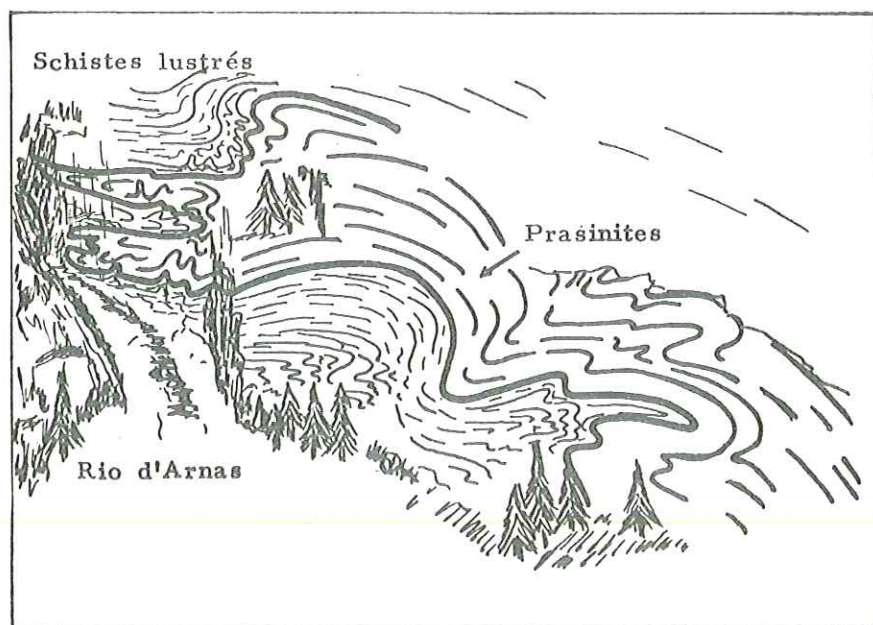


Fig. N° 43 - Plissement d'axe E. O. dans une falaise à l'Ouest du Rio d'Arnas (Pian della Mussa).

DISPOSITION DES PLANS AXIAUX

Matérialisés par la foliation, les plans axiaux sont régulièrement inclinés vers le Nord de 20° à 30° depuis le Val de Suse jusqu'à la Stura d'Ala. Au-delà vers le Nord, ils présentent un pendage Sud de 30 à 40° . Cette disposition est nette surtout dans les régions occidentales où le plissement d'axe E. O. a laissé une profonde empreinte (planche hors texte, profil b). Vers l'Est, elle reste bien visible de part et d'autre de la Stura d'Ala (profil c). Le torrent a d'ailleurs profité de cet ensoleillement. Il ne commence à se creuser en remontant la vallée qu'après avoir quitté la zone de Sesia-Lanzo et traversé celle des écaillés de Viù, s'encasturant progressivement tandis que diminue la distance entre les coupes du Grand Paradis et de Dora Maïra. L'enracinement le plus profond, à hauteur de Balme, coïncide avec la plus faible distance entre ces massifs. Dans le Pian della Mussa, immédiatement à l'Ouest, cette disposition s'efface ; la distance entre les coupes du Grand Paradis et de Dora Maïra augmente de nouveau.

INTERPRETATION DU STRUCTUROGRAMME

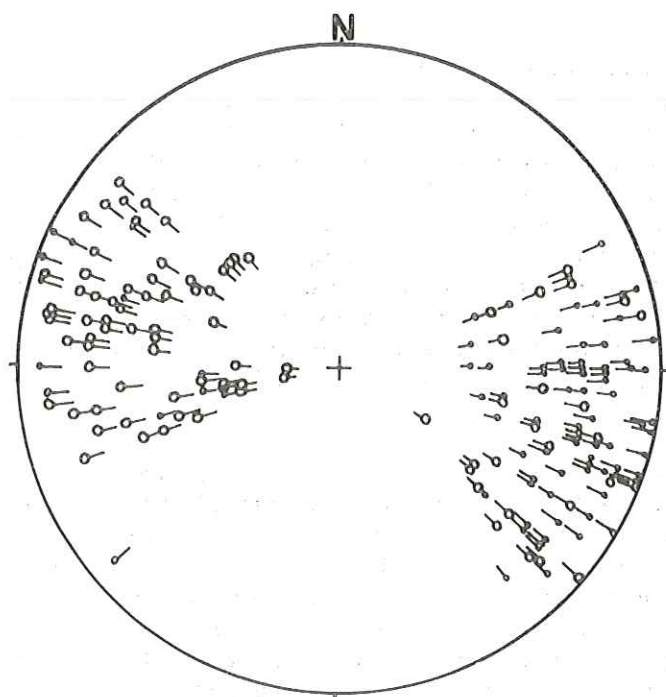


Fig. N° 44 - Linéations et axes E. O.

- Ouest du méridien en aval d'Usseglio
- Est de ce méridien

Canevas de Wülf - hémisphère supérieur.

Le structurogramme de la figure N° 44 éclaire sur la répartition d'ensemble, dans la région étudiée, des linéations et axes du plissement E. O. Leur direction moyenne est de 100° E. Les cercles noirs représentent des axes levés à l'Ouest d'un méridien passant à un kilomètre en aval d'Usseglio et les blancs des axes levés à l'Est de ce méridien. La séparation est presque parfaite : à l'Ouest de ce méridien les axes plongent vers l'Ouest ; à l'Est, ils plongent de plus en plus fortement vers l'Est en se dirigeant vers la plaine (voir la carte structurale). La dispersion des axes en direction et en plongement tient à deux causes : la déformation par la tectonique tardive d'axe

N. S. et leur modelé sur les coupoles cristallines. Nous discuterons plus loin cet effet de socle dans son influence sur la direction plane du plissement, ainsi que dans ses relations génétiques avec cette phase tectonique.

RELATION ENTRE LE PLISSEMENT E. O. ET LES MOUVEMENTS DU SOCLE

En réalité, plus que du rapprochement des deux coupoles cristallines du Grand Paradis et de Dora Maïra dont il est question plus haut, il convient de parler de leur bombement ; le rapprochement n'étant qu'une apparence due au jeu de l'érosion (fig. N° 45*). Ce bombement est le plus accentué sur le méridien de Balme-Usseglio précisément là où s'opère le changement de pendage des linéations et où l'enracinement de la couverture est maximum.

Comme on ne manque pas de l'observer dans les contacts entre cristallin et mésozoïque, et surtout dans les fenêtres, le plissement de couverture se moule sur la surface ancienne. L'enracinement décrit plus haut est incontestablement un tel effet de socle. Il permet de considérer que le bombement des coupoles du Grand Paradis et de Dora Maïra correspond en profondeur à un affrontement de ces deux masses avec ennoyage transversal suivant le tracé de la Stura d'Ala (fig. N° 45). Ainsi vues, les formations mésozoïques reposent en majeure partie sur le cristallin de Dora Maïra.

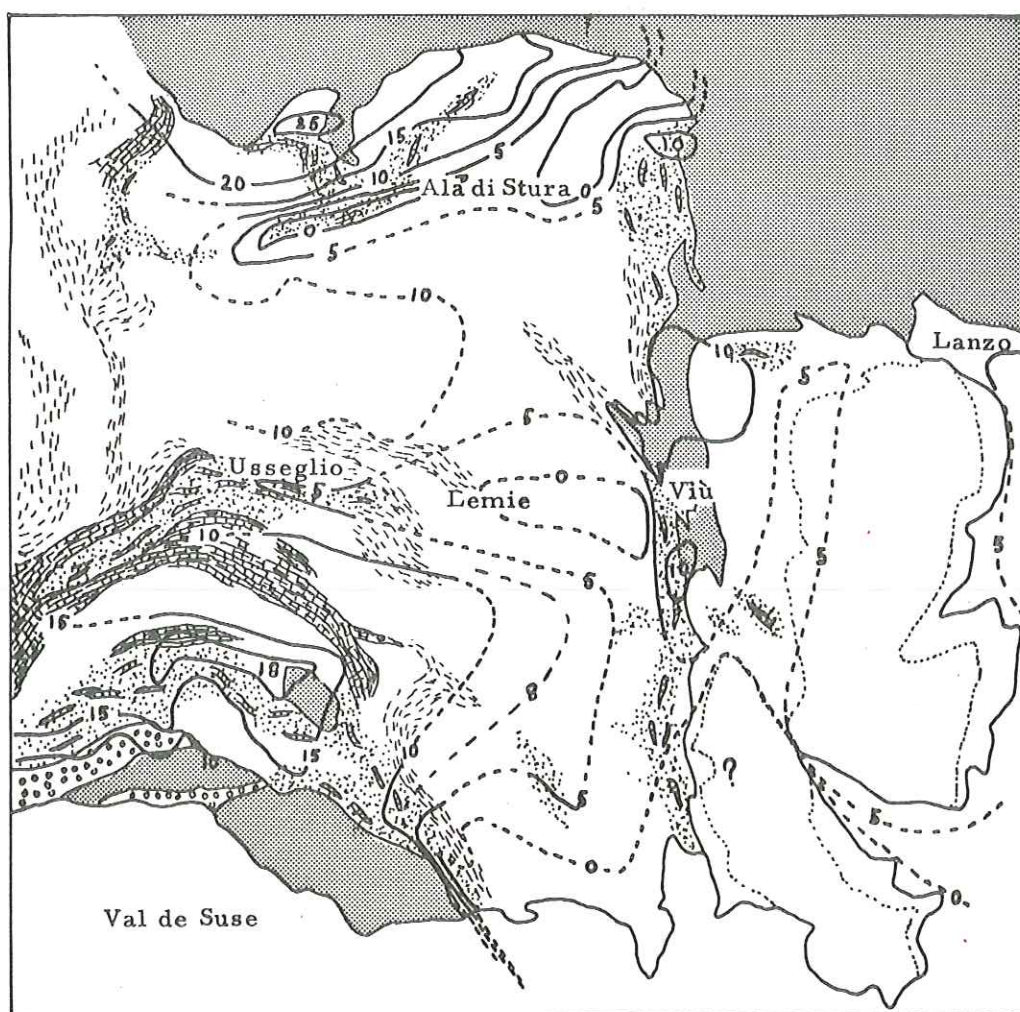
L'examen des cartes géologique et structurale permet de prévoir un autre effet de socle d'influence déterminante sur la tectonique de couverture. Le plissement E. O. se moule en arc de cercle autour de la remontée axiale de Dora Maïra sous la Punta Lunella. En allant vers le Nord, le plissement prend sa direction habituelle 100° E. qu'il conserve vers l'Ouest d'une façon très régulière (en carte, les coudes brutaux vers le Sud des limites de couches, observés en amont d'Usseglio, sont simplement dus au changement de direction des surfaces topographiques au voisinage des sommets). Vers l'Est, au contraire, toutes les lignes et surfaces structurales présentent une inflexion brutale vers le Sud, les directions passant de 110° à 200° E. Très accentuée à proximité de la coupole cristalline, la rotation s'amortit progressivement en s'en éloignant. Elle se suit néanmoins vers le N. E. jusqu'à la Stura di Viù, soit sur 7 km.

Ce modelé de la superstructure me semble dû à une cassure ou une flexure du socle, elle-même dirigée vers le N. E. et dont le compartiment occidental serait relevé. L'amortissement vers le N. E. provient d'un raccordement progressif des deux lèvres ou simplement de l'ennoyage de la série mésozoïque (fig. 45). Cette disposition pourrait être ancienne, simplement ensuite accentuée par le bombement tardif des coupoles cristallines. Les linéations N. N. E. à fort plongement vers le Nord seraient à attribuer à la première phase tectonique d'écoulement vers l'Ouest (p. 252). Dans ce mouvement, les formations auraient buté contre ce môle et se seraient froncées en un bourrelet.

ORIGINE DU PLISSEMENT D'AXE E. O.

Nous avons vu que les directions structurales se moulent sur les socles sous-jacents, s'enracinant quand ceux-ci s'affrontent. Il est tentant de chercher dans un serrage entre les môles du Grand Paradis et de Dora Maïra l'explication des plis d'axe E. O. L'examen de la carte géologique et le profil b de la planche hors texte y invitent.

* Cette figure représente les isobathes de la surface séparant les socles cristallins des formations mésozoïques. C'est une tentative faite à partir des profils tectoniques et en supposant une liaison profonde entre les déformations de la couverture et celle de son support (voir plus loin). Il semble inutile d'insister sur son aspect spéculatif.








-  Calcschistes
-  Marbres phylliteux
-  Marbres et quartzites phylliteux
-  Trias
-  Socles

Fig. N° 45 - Isobathes supposées de la surface séparant les socles cristallins des formations mésozoïques.
- Répartition des faciès de Schistes lustrés.

C'est l'interprétation retenue en Vanoise par F. ELLENBERGER (1958, p. 400). Une grande prudence s'impose cependant pour les raisons suivantes :

- le bombement des coupoles cristallines qui aurait entraîné le serrage maximum est probablement tardif et en relation avec le soulèvement définitif de la chaîne au Miocène. Or, le plissement E. O. semble dater de l'Oligocène (F. ELLENBERGER, 1958, p. 459) ;

- le plissement d'axe E. O. est connu dans toutes les zones internes des Alpes occidentales jusque dans les socles cristallins, sans qu'une liaison n'apparaisse en tout lieu avec un tel serrage.

- Enfin, la ligne axiale du bombement des socles (méridien de Balme-Usseglio) correspond avec le changement de plongement des linéations. Elle semble responsable de leur déformation, ce qui confirme sa postériorité. Il est intéressant de noter que la culmination axiale ainsi précisée pourrait coïncider avec la ligne de crête des Alpes à cette époque.

On ne doit pas cependant exclure que le bombement tardif n'ait fait qu'amplifier des dispositions préexistantes comme nous l'avons déjà supposé.

La cause du plissement d'axe E. O. reste mystérieuse. La déformation généralisée et intime, ainsi que le caractère relativement " thermique " du métamorphisme consécutif (p. 264) m'incitent à penser que les roches possédaient au moment de ce plissement une grande plasticité. Des facteurs dynamiques modestes auraient pu, dans ces conditions, laisser une empreinte aussi profonde. Demeure l'énigme de la constance de ces facteurs à travers toutes ces régions alpines internes. Il ne faut cependant pas oublier que la chaîne alpine vue à l'échelle mondiale s'allonge suivant la direction E. O. et que l'arc occidental N. S. n'en est qu'un accident. J. GOGUEL (1963) propose une interprétation selon laquelle le déplacement essentiel y serait du Sud vers le Nord. Peut-être existe-t-il une liaison profonde entre le plissement d'axe E. W. et la dynamique fondamentale de la chaîne.

3) LE PLISSEMENT D'AXE N.S. PRECOCE (ECOULEMENT VERS L'OUEST)

Démontrée en Vanoise par F. ELLENBERGER (1958), une tectonique d'écoulement vers l'Ouest, provoquant un plissement d'axe N. S. plus ancien que la phase d'axe E. O., reste conjecturale dans le cadre limité de la région étudiée, en raison de l'intensité de la déformation et du métamorphisme accompagnant cette phase d'axe E. O. Nous allons examiner les faits qui militent en sa faveur.

FAITS D'ORDRE " STRATIGRAPHIQUE "

La disposition stratifiée du complexe ophiolitique, après sa mise en place, est maintenant bien établie. Or, l'examen de la carte nous montre une succession, non plus sur une même verticale, mais suivant une horizontale d'Est en Ouest. Ainsi, les ultrabasites couvrent principalement la région de Lanzo ; vers l'Ouest, au-delà de la zone de Viù, les gabbros métamorphiques forment une bande méridienne (p. 229), ceinturée plus à l'Ouest encore par les massifs principaux de prasinites, dont les plus gros affleurent à la limite du pays des Schistes lustrés. Cette disposition est le résultat d'un étalement horizontal d'Est en Ouest (voir p.).

Le levé sédimentologique permet de considérer les niveaux de prasinites interstratifiés dans les Schistes lustrés au-dessus d'Usseglio comme le témoignage d'une activité volcanique qu'il est raisonnable de lier à l'épanchement ophiolitique principal dans des zones plus orientales. Or, nous observons actuellement la masse formidable de ces ophiolites au-dessus des affleurements d'Usseglio (planche hors texte, profil a) : il y a charriage différentiel si ces présomptions sont elles-mêmes fondées.

FAITS D'ORDRE STRUCTURAL

TECTONIQUE

Le tracé de profils tectoniques discuté plus loin (p. 255) apporte de puissants arguments pour admettre l'existence de la tectonique d'écoulement N. S. (planche hors texte, profil a).

MICROTECTONIQUE

Le stéréogramme de la figure N° 46 met en évidence une direction de plissement d'axe N. S. au plongement élevé dont semble responsable la déformation d'axe E. O.*. La distinction avec cette dernière, malgré les critères cités, est parfois difficile quand le plongement est important. C'est le cas de la zone de Viù, où les axes du plissement E. O. prennent un fort pendage vers l'Est.

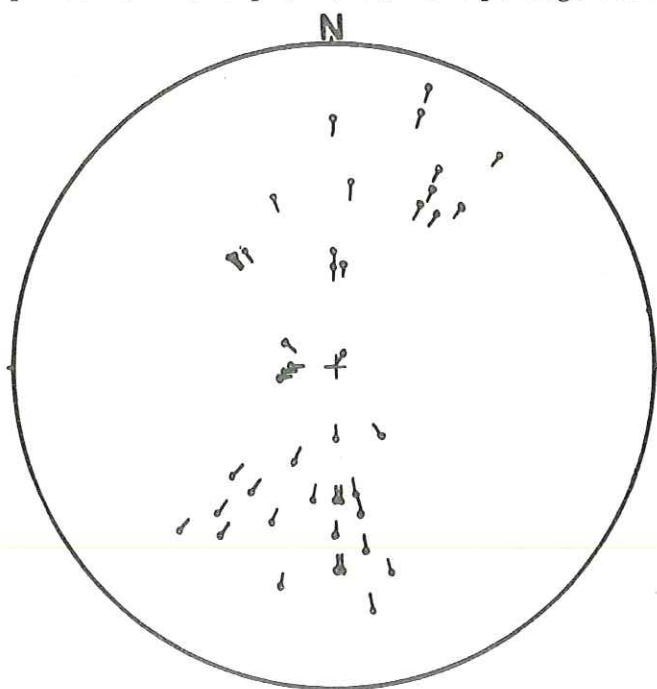


Fig. N° 46 - Linéations et axe N. S. précoces.
Canevas de Wülf - hémisphère supérieur.

* La distinction sur le terrain entre le plissement N. S. ancien et les suivants n'est pas aisée. Voici les critères utilisés :

- présence de structures déversées vers l'Ouest, alors qu'elles sont déversées vers l'Est par le plissement tardif d'axe N. S.
- impression des axes dans des faciès appartenant à l'épisode métamorphique ancien, de foliation orientée N. S.
- superposition du plissement d'axe E. O. à cette linéation N. S. Toutefois, l'observation est exceptionnelle.

N. D. CHATTERJEE (1963) considère que, dans cette région au moins, le plissement N. S. ancien est une déformation hercynienne et que tous les axes à forte inclinaison sont à rapporter au plissement E. O. quand ils affectent des roches mésozoïques, quelle que soit leur direction plane. Le bombement des coupoles cristallines en serait responsable. Cette interprétation trouve un appui dans l'observation du plongement progressif des axes E. O. vers l'Est. Elle attire cependant les remarques suivantes :

- le plissement, mésozoïque, ancien d'axe N. S. existe dans la région à l'Ouest de la zone de Viù, indépendamment du plissement E. O. Il peut donc fort bien coexister dans la zone de Viù avec celui-ci, comme je crois l'avoir reconnu malgré les difficultés dues aux plongements importants et aux déformations complexes de cette zone (voir plus loin).

- un simple bombement des coupoles cristallines ne suffit pas à expliquer les plongements des axes, car ceux-ci dépassent bien souvent la verticale et prennent un pendage vers l'Ouest. Il est nécessaire d'imaginer un basculement de la bordure de ces coupoles au contact de la zone de Sesia-Lanzo, dans la zone de Viù, avec serrage et enracinement de la couverture mésozoïque. Le rétrocharriage tardif d'axe N. S. en serait responsable. Or, la figure N° 45 montre sans ambiguïté qu'un tel enracinement n'est concevable que dans une bande plus occidentale où les linéations E. O. sont encore peu inclinées.

Sans rejeter définitivement cette interprétation, je préfère considérer la zone de Viù comme une cicatrice de la tectonique ancienne d'axe N. S. Cela s'accorde mieux avec son style tectonique marqué par une succession, sur parfois 3 km, d'écailles serrées à pendage moyen de 50° E. Nous avons constaté partout ailleurs les effets modestes de la déformation tardive d'axe N. S. dont, en outre, le plan axial est vertical ou penté vers l'Ouest. Le rejeu de la zone de Viù, lors de la montée des massifs cristallins et de l'affaissement padan, provoque un simple gauchissement des plis d'axe E. W. Ce rejeu est facilité et guidé par les innombrables plans listriques pentés vers l'Est résultant de l'écaillage ancien. De fait, le plongement maximum que j'ai pu mesurer

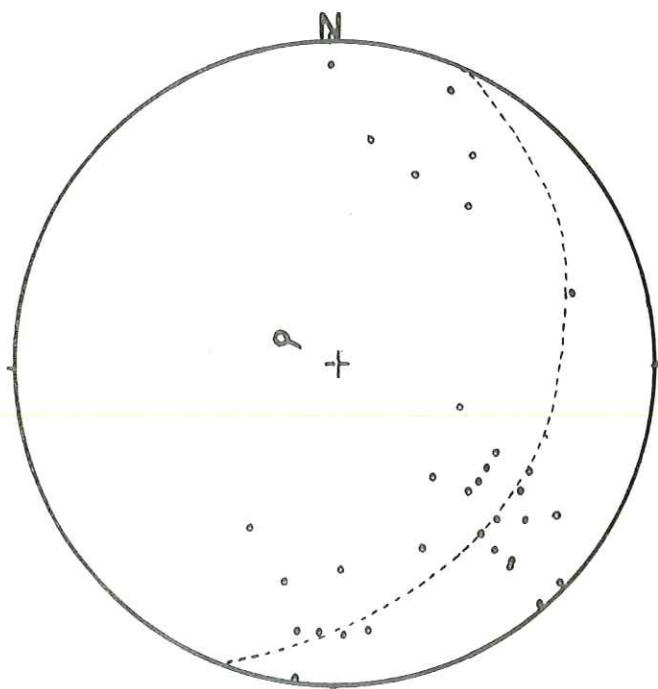


Fig. N° 47 - Levé des plans de rubanement dans la lherzolite du massif satellite de Lanzo. Mise en évidence d'un axe subvertical.

dans les axes E. O. ne dépasse qu'exceptionnellement 45° vers l'Est. J'attribue à la tectonique ancienne des déformations à axes subverticaux affectant des prasinites à glaucophane éclogitique (épisode ancien, p. 264) (voir pl. N° 3) ou le rubanement des lherzolites dans le massif satellite de Lanzo, au Sud du cisaillement du Val della Torre (stéréogramme, fig. N° 47)

TECTONIQUE DE CISAILLEMENT

De grandes fractures cisailantes suivant un plan très penté (fig. N° 45) avec déplacement vers le N. N. O. du compartiment occidental découpent le massif de Lanzo (p. 215). P. VIALON (1966) en signale une limitant le socle de Dora Maira des formations mésozoïques, de part et d'autre du Val de Suse. On ne peut actuellement exclure que les plis à axe subvertical attribués au plissement N. S. ancien (fig. N° 47 et pl. N° 5) ne soient une autre manifestation de cette déformation, due à une poussée suivant un plan vertical.

" PLIS DE DIACLASES "

Dans les roches compétentes (prasinites et surtout lherzolites), s'observent fréquemment des " plis de diaclases " décamétriques, d' "axe" habituellement peu penté et orienté grossièrement N. S. Dans la lherzolite, le rubanement n'est pas dérangé de part et d'autre d'une de ces diaclases courbes, tapissées par de la serpentinite. Il ne s'agit donc pas d'un plissement véritable, mais probablement d'un décrochement avec translation le long de surfaces courbes, dans la direction de leur génératrice ("axe des plis ") (comm. or. de J. GOGUEL).

Cette déformation est tardive, puisqu'elle découpe toutes les structures. Elle s'est produite en profondeur en raison de son style relativement souple et de la serpentinitisation induite.

PROFILS TECTONIQUES

Le levé géologique détaillé au 1/25.000° et la construction d'une maquette régionale en relief au 1/50.000°* m'ont fourni d'excellents outils pour tenter de démêler la

* J'ai décrit, dans une petite note, en raison de ses avantages incontestables, la méthode retenue pour la réalisation de cette maquette (A. NICOLAS, 1965).

structure complexe de la région. Celle-ci est telle qu'à priori un profil local peut recevoir des interprétations opposées, malgré l'amorce de coupe constituée par de magnifiques parois verticales, hautes de plusieurs centaines de mètres.

Cependant, dans des coupes à l'échelle régionale, certaines interprétations, localement plausibles s'éliminent d'elles-mêmes, et celle qui est proposée sur la planche hors texte s'est finalement imposée. Le profil a) orienté E.O. nous montre les résultats de la tectonique ancienne d'axe N.S., les suivants la reprise de cette disposition par le plissement d'axe E.O. (leur tracé en plan est porté sur la carte structurale hors texte).

Le profil a) est tracé dans une zone privilégiée ayant peu souffert du plissement d'axe E.O. ; celui-ci étant, en outre, parallèle à la direction de coupe, ses effets sont inappréciables. La disposition en pli couché avec flanc inverse conservé sur une portée de plus de 12 km peut paraître surprenante. Avant de l'admettre, j'avais envisagé l'hypothèse d'un simple étalement vers l'Ouest à la façon d'un jeu de cartes ; les prasinites, représentant l'ancienne couverture du complexe, glissant le plus loin, les niveaux gabbroïques sous-jacents restant en retrait (A. NICOLAS, 1966). Malheureusement, cette interprétation, plus satisfaisante pour l'esprit, est incompatible avec l'interstratification des gabbros entre deux masses de prasinites vérifiée tout au long d'un profil E.O. et se terminant, vers l'Ouest, par un encapuchonnement incontestable. De plus, dans la région des crêtes entre Ala di Stura et Lemie, où la superposition de la tectonique d'axe E.O. est discrète, s'observe, de bas en haut, en série inverse, le passage des prasinites aux gabbros, puis des gabbros aux serpentinites et péridotites laminées. Ces divers passages me semblent naturels (voir p. 235 , 231 , et 224), ce qui impose une interprétation en pli couché. J. J. GUILLOU et L. PRIMEL (1964), dans des conditions analogues réalisées dans le Cap Corse, arrivent à des conclusions exactement semblables concernant le style du pli, sa portée, le comportement des serpentinites, etc...

Il est possible que les serpentinites au coeur du pli aient facilité, par l'effet de mouvements laminaires, un développement régulier de ce grand pli, absorbant les déformations dont le résultat habituel est l'étirement et la disparition du flanc inverse. Leur répartition actuelle désordonnée s'explique par leur mobilité. Elles ont pu fuser à travers les dislocations de cette structure et surtout se disperser lors du plissement isoclinal d'axe E.O. (p. 248). La limite serpentinites-gabbros, avec son liseré pyroxénitique transformé en chloritoschiste, constitue une excellente surface de clivage (p. 227). Ce plissement a presque partout effacé les traces du grand pli couché, sauf dans la dorsale entre les Stura di Viù et d'Ala. Encore dans cette zone privilégiée n'en observons-nous guère que le flanc inverse, l'érosion ayant enlevé les parties supérieures.

La racine de ce pli couché semble la zone de Viù. En effet, nous le voyons se développer plus à l'Ouest tandis qu'à l'Est, les prasinites et les gabbros n'affleurent pratiquement plus et les ultrabasites reposent directement sur le socle.

EPAISSEUR DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE

Les profils tectoniques permettent de donner un ordre de grandeur de la puissance des divers termes du complexe ophiolitique :

- lherzolites feldspathiques, 2.000 à 3.000 m (p. 221) ;
- ensemble des ultrabasites (lherzolites + serpentinites), 3.000 m ;
- gabbros métamorphiques, 300 à 400 m ;
- prasinites, 500 à 700 m .

L'épaisseur totale serait donc d'environ 4.000 m. Elle est conforme à celle des complexes alpins (G. ROSSELLO, 1964).

CONCLUSION

Après mes reconnaissances préliminaires, une étude structurologique de détail s'impose; surtout dans la zone des écailles de Viù. Il est, en effet, de première importance pour les thèses tectoniques de bien connaître l'histoire de cette zone-clé.

Avec la part d'incertitude découlant de la conclusion précédente, on peut proposer l'histoire tectonique suivante :

- charriages différentiels de la couverture vers l'Ouest (plissement d'axe N. S.), datés en Vanoise de la base de l'Oligocène (F. ELLENBERGER, 1958). La zone des écailles de Viù en est la charnière (voir p. 254) ;
 - plissement en plis couchés d'axe E. O. , d'extension très générale mais ne s'accompagnant pas de mouvements tangentiels importants ;
 - plissement en retour d'axe N. S. (rétro-charriage des zones méridionales et plus externes, d'âge Oligocène en Vanoise). Ses effets seraient ici modestes : "froncements " de plan axial vertical ou légèrement déversé vers l'Est ;
 - bombement des coupoles cristallines de Dora Maïra et du Grand Paradis concomitant, au Miocène, de l'effondrement padan. L'ensellement transversal, existant peut-être déjà, s'exagère avec enracinement sur la ligne de la culmination axiale de ce bombement.
 - enfin, sans pouvoir situer leur âge relatif par rapport aux évènements précédents, grandes fractures cisailantes suivant un plan probablement subvertical, dont le compartiment occidental s'est déplacé vers le N. N. O. Elles sont peut-être liées à une déformation tardive, provoquant dans les roches compétentes des décrochements suivant des surfaces courbes (" plis de diaclases ").
-

CHAPITRE II - LE METAMORPHISME

ETAT DES CONNAISSANCES

Le caractère syntectonique du métamorphisme alpin est connu depuis longtemps (voir notamment S. FRANCHI, 1902). Après des avatars nombreux, cette notion est définitivement démontrée en Vanoise par F. ELLENBERGER (1958, p. 396) qui associe la cristallisation métamorphique au serrage, cause de la tectonique d'axe E. O. et accessoirement au rétro-charriage. La pluralité des phases de cristallisation ne lui échappe pas : le faciès à glaucophane plus ancien subit une rétomorphose dans le faciès schiste vert (p. 363) ; plus récemment (1960), il signale la présence de pseudomorphoses de lawsonite dans la paragenèse précoce.

M. L. VAN DER PLAS (1959) a clairement analysé la succession des épisodes métamorphiques dans l'Adula. Utilisant les amphiboles comme minéral-index, il distingue trois phases :

- la phase à glaucophane, la plus ancienne,
- la phase à amphibole bleu-vert*,
- la phase à trémolite-actinote, la plus récente.

A la même époque, P. BEARTH (1959), dans une étude sur les éclogites des zones internes des Alpes occidentales, arrive à des conclusions proches. Il attribue l'omphacite à un épisode éclogitique précédant celui des schistes à glaucophane et des prasinites, alors que VAN DER PLAS la range dans l'épisode à glaucophane.

* Nous avons vu que cette amphibole bleu-vert est une édénite (p. 150).

LES DIVERSES PARAGENESES ET LEUR SUCCESSION

L'étude pétrochimique nous a montré qu'une succession de paragenèses assez proches s'observe dans la région étudiée*. Dans les Roches vertes, cette association semble être :

I - PARAGENESE A OMPHACITE-GLAUCOPHANE. Omphacite**, glaucothane, almandin, apatite, phengite, allanite, rutile, quartz ;

II - PARAGENESE A EDENITE. Crossite, édénite, albite, pistacite, (glaucothane)**, phengite, (chlorite), quartz, (grenat), sphène, apatite ;

III - PARAGENESE A TREMOLITE - ACTINOTE. Trémolite - actinote, albite, chlorite, clinozoïsite, phengite, quartz, chlorobiotite, sphène, apatite, (hornblende).

IV - PARAGENESE FILONNIENNE TARDIVE. Albite, chlorite, quartz, pistacite, glaucophane, trémolite, sphène.

Ce sont là les paragenèses successives les plus courantes (prasinites et gabbros métamorphiques). Elles diffèrent dans les faciès exceptionnels comme les enclaves des serpentinites : l'épisode I semble engendrer, comme espèces typiques, la diopside aegyrienne (chloromélanite) ou la jadéite, accompagnés d'almandin-grossulaire ; les épisodes suivants, du diopside s. s. et du grossulaire-andradite (planche N° 1). Cette superposition métamorphique de deux variétés de grenat pourrait être l'explication de l'hétérogénéité mises en évidence par les R. X. (p. 46, 49, 51, 86).

APPORTS DE L'ETUDE PETROCHIMIQUE

ABSENCE D'ECHANGES CHIMIQUES

La comparaison entre les Roches vertes piémontaises et des complexes ophiolitiques alpins non métamorphiques permet de conclure à l'absence de métasomatose générale dans notre série (p. 128 et suivantes). Les écarts avec les complexes de référence sont faibles et imputables à une certaine originalité dans la différenciation magmatique, déjà mise en évidence par l'étude pétrographique (p. 222).

La recherche des paragenèses originelles dans les gabbros métamorphiques et les prasinites démontre le rôle négligeable tenu, dans la cristallisation métamorphique de ces roches, par les échanges chimiques interminéraux : le plagioclase basique se transforme en un mélange d'albite et de clinozoïsite, les ferro-magnésiens en actinote, chlorite et minéraux opaques, sans que les échanges chimiques entre les deux phases magma -

* Se reporter aux pages 85, 87, 119, 156, 161, 167

** Sont soulignées les principales espèces de chaque paragenèse. Celles mises entre parenthèses sont, soit métastables, soit en voie de formation.

tiques en voie de recristallisation ne dépassent 5 % de l'ensemble. (p. 58 , 64 , 71 et 81). On peut même montrer que si la cristallisation s'effectuait directement dans le faciès schistes verts, les échanges seraient pratiquement nuls. L'intervention, limitée, du premier épisode métamorphique dérange cette économie. En effet, elle détourne, entre autres, vers le pyroxène sodique la soude et une partie de l'aluminium destinés à l'albite (p. 63).

La précision des calculs menés dans le cas des faciès ayant perdu toute texture magmatique au profit d'assemblages typiquement métamorphiques (ocellés, gneissiques) entraîne une conclusion importante. Terminée la cristallisation principale, les effets du métamorphisme se limitent à une nouvelle distribution des espèces engendrées. Le transport est essentiellement mécanique et rhéomorphique, facilité par les déformations concomitantes (p. 236). Les échanges chimiques sont nuls ou cantonnés aux minéraux de même nature, les uns dépérissant au profit d'autres mieux orientés par rapport au champ des contraintes.

Les seuls échanges chimiques dus au métamorphisme se produisent au contact entre roches de chimisme très différent. Notables quand la cristallisation intervient lors de l'épisode métamorphique des schistes à glaucophane (p. 119), ils deviennent négligeables dans le cas de l'épisode des schistes verts (p. 111 et 122).

L'absence de migrations chimiques m'a conduit à réexaminer le problème posé par les niveaux albitiques interstratifiés dans les Schistes lustrés et interprétés par R. MICHEL (1953) comme témoins d'une métasomatose sodique. Grâce à des levés " sédimentologiques " détaillés, je crois avoir montré leur caractère détritique et leurs relations avec le volcanisme ophiolitique sous-marin (p. 210), revenant ainsi aux hypothèses de S. FRANCHI (1902).

APPORT DE L'ETUDE PETROGENETIQUE DES AMPHIBOLES

Le diagramme Al^{IV} / Al^{VI} établi pour les amphiboles (fig. N° 26) semble correspondre à la représentation des conditions température-pression réalisées lors du métamorphisme (p. 156)*. Comme nous l'avons vu, il met en évidence le caractère de basse température et haute pression de la paragenèse à glaucophane (épisode I) puis, une chute de pression allant de pair avec une montée en température, conduisant à la paragenèse à trémolite-actinote (épisode III). L'association minéralogique à édénite (épisode II) crée une transition, ce qui s'accorde bien avec sa complexité et l'aspect changeant et parfois ambigu de ses minéraux. Enfin, avec la chute définitive de la température, nous entrons dans le domaine des minéraux filoniens.

Un autre enseignement tiré de ce diagramme est une impression de continuité dans le phénomène, confirmée par l'examen microscopique (p. 157). Cette impression naît de l'étirement des points figuratifs, dans chaque groupe, le long de la courbe moyenne.

CRITIQUE DE LA NOTION DE METAMORPHISME " GEOSYNCLINAL " DE " HAUTE PRESSION "

A l'heure actuelle, prévaut la tendance à considérer le métamorphisme à glaucophane

* Le diagramme $\frac{Al^{IV}}{Al^{total}}$ / Al total (fig. N° 19) des pyroxènes semble avoir la même si-

gnification. Je n'ose l'interpréter dans le même sens en raison du comportement très particulier de ce minéral lors du métamorphisme (p. 144). Retenons simplement qu'il conduit à une répartition des espèces entre les épisodes métamorphiques successifs, conforme aux observations pétrographiques. De son côté, l'étude des épidotes apporte une confirmation des hypothèses avancées (voir p. 167, 168).

et jadéite comme de type abyssal. Ainsi, H. G. F. WINKLER (1965) estime que ces minéraux, associés à la lawsonite qui serait l'espèce typique de ces conditions de formation (p. 144),* cristalliseraient, en l'absence de déformation, au fond d'un géosynclinal profond de 30 à 35 km., sous l'effet de pressions hydrostatiques considérables (9 à 11 kb.) et de températures modérées (350° à 450°), dues à un gradient géothermique faible. Deux arguments sont avancés :

- nécessité de réaliser des pressions aussi élevées pour permettre la cristallisation de ces espèces,
- absence fréquente de structures tectoniques contemporaines de la cristallisation dans ces minéraux.

La clé du problème posé par cette hypothèse en contradiction avec des concepts géologiques solides, tient dans le rôle à attribuer aux pressions tectoniques. H. G. F. WINKLER en fait peu de cas, d'autant plus que l'absence de structures tectoniques lui semble un signe d'une cristallisation sous la seule influence des facteurs "hydrostatiques".

Il me semble que ce dernier point repose, au moins partiellement** sur la confusion déjà dénoncée (p. 30) entre contrainte et déformation : une contrainte orientée peut se développer sans engendrer de déformation notable, celle-ci n'apparaît qu'à partir d'un seuil et provoque souvent une relâche de la contrainte (voir les courbes de D. T. GRIGGS, F. J. TURNER et H. C. HEARD, 1960). Enfin, D. T. GRIGGS et al. montrent que, sous une pression hydrostatique de 5 kb, le seuil de déformation n'est atteint que sous des pressions orientées très élevées : de 2 à 15 kb., respectivement à 800° et 25°, pour un granite et une dunite. Il est vrai que dans ces expériences la déformation est de l'ordre de 10^{12} fois trop rapide, ce qui interdit leur application directe. Une conclusion s'en tire néanmoins : la résistance à la déformation augmente considérablement quand la température baisse. Il est donc possible, en raison des conditions de température modérée du métamorphisme à glaucophane-jadéite***, que des contraintes tectoniques élevées aient pu se maintenir (plusieurs kilobars****). La pression hydrostatique serait ramenée à environ 5 kb. ou moins, correspondant à un enfouissement de l'ordre de 10 à 20 km. C'est encore considérable, mais concevable car le phénomène se produirait rapidement à l'occasion d'une éventuelle plongée dans les zones radicales de l'orogène lors du paroxysme et non de façon permanente au fond d'une fosse géosynclinale se creusant jusqu'au sima. Cette conclusion rejoint celle de S. P. CLARK (1961) qui insiste sur le rôle des surpressions tectoniques et, par ailleurs, sur la difficulté de leur évaluation. Ce point me semble essentiel et, dans l'état actuel de nos connaissances, il incite à la prudence en face d'interprétations fondées sur des considérations théoriques et contredisant des notions

* Cette signification précise donnée à la lawsonite semble remise en cause, dans nos régions, par les conclusions de F. ELLENBERGER (1958, p. 396 ; 1960-1963). Cet auteur signale la formation de ce minéral, dans une série géanticlinale, lors d'un épisode précoce et éphémère du métamorphisme alpin.

** Partiellement, parce que des structures évoquant un remplissage par des minéraux "stress" sont difficilement conciliables avec une contrainte, comme d'ailleurs avec une pression hydrostatique extrême (R. W. R. RUTLAND, 1965).

*** limite inférieure : 150° à 300° pour E. J. ESSENE, W. S. FYFE et F. J. TURNER (1965); 200° pour W. P. DE ROEVER (1965); entre 200° et 300° pour W. H. BROWN, W. S. FYFE et F. J. TURNER (1962); 300° pour F. J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960); enfin, 350° pour H. G. F. WINKLER (1965).

**** 3 kb pour W. P. DE ROEVER, 4 kb pour R. G. COLEMAN et D. E. LEE (1962), 5 kb pour R. W. R. RUTLAND (1965). Ce dernier propose ce chiffre élevé, considérant que dans le cas du faciès à glaucophane, le taux de déformation est lui-même relativement élevé.

bien établies. R. W. R. RUTLAND (1965) conclut, au terme d'une étude critique, que ni l'enfouissement, ni les surpressions tectoniques ne peuvent expliquer correctement les hautes pressions apparemment nécessaires à la cristallisation des minéraux " stress". Il propose, pour ces espèces, l'hypothèse séduisante d'une croissance métastable.

En conclusion, l'hypothèse d'un métamorphisme géosynclinal tel qu'il nous est présenté me semble une image simpliste. Elle ne s'applique pas, en particulier, aux faciès à jadeite et glaucophane de la région étudiée. Il faudrait, en effet, séparer leur histoire de celle des métamorphites de faciès schistes verts dont la cristallisation est syntectonique. Les arguments présentés page 157 ainsi que les relations avec la tectonique que je vais développer, s'y opposent*. Nous devons donc les considérer comme les formes de hautes pressions du métamorphisme épizonal, génétiquement liées aux schistes verts.

RELATION ENTRE LES EPISODES METAMORPHIQUES ET LES PHASES TECTONIQUES

La liaison entre l'épisode III de faciès schistes verts et la tectonique d'axe E. O. n'est plus à démontrer. Il est probable que la cristallisation s'est poursuivie après la phase de relaxation des contraintes (minéraux orientés, mais peu déformés). Comme le montrent les travaux régionaux, la cristallisation accompagnant la phase de rétro-charriage (tectonique d'axe N. S. tardive) est modeste.

Un certain nombre de présomptions conduisent à rapprocher l'épisode I des éclogites et schistes à glaucophane de la tectonique d'écoulement vers l'Ouest d'axe N. S. :

- Chronologiquement, ces deux phénomènes sont antérieurs à la tectonique d'axe E. O. et à son métamorphisme ;
- les linéations rapportées à cette tectonique précoce sont surtout imprimées dans des roches possédant le faciès éclogitique ou schiste à glaucophane (p. 253) ;
- enfin, ces roches présentent, sur le terrain, une foliation et un allongement en bandes parallèles aux lignes de pression de cette tectonique (carte géologique hors-texte). Cette disposition se retrouve parfois sur l'échantillon (pl. N° 2). Il semble qu'en dehors de ces bandes, les effets de cet épisode de métamorphisme soient modestes (reliques rares).

* En Vanoise également, comme nous l'avons vu, l'épisode à glaucophane est indubitablement lié, dans le temps, à la tectonique alpine.

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

HISTOIRE DU METAMORPHISME

En admettant l'existence d'un lien entre la tectonique d'écoulement vers l'Ouest et le métamorphisme éclogitique et à amphiboles sodiques, l'histoire pourrait être la suivante :

EPISODE DES ECLOGITES ET SCHISTES A GLAUCOPHANE

Les formations étudiées devaient se situer dans des parties profondes de la superstructure lorsque la tectonique d'écoulement vers l'Ouest y a engendré, localement, des surpressions considérables (plusieurs kb.). Elles sont rendues possibles sans que la déformation ne les dissipent, grâce à leur caractère éphémère et à une température relativement basse (200° à 300°). S'ajoutant à la pression hydrostatique, elle-même élevée par suite de l'empilement sus-jacent de nappes ("géosynclinal de nappes"), les contraintes provoquent la cristallisation le long de leurs surfaces de force : niveaux de dysharmonie mécanique comme les surfaces de contact avec les socles ou la bordure du massif de lherzolite de Lanzo (voir p. 31) et peut-être points d'inflexion des plis, suivant l'hypothèse de J. C. JAMIESON (1963). Le début du métamorphisme a un caractère anhydre (éclogites). L'envahissement progressif par l'eau explique probablement la superposition de paragenèses hydratées (amphiboles sodiques, puis pistacite). En dehors de ces zones particulières, la cristallisation métamorphique aurait été négligeable* Cette conception s'accorde avec une présomption de N. D. CHATTERJEE (1963) sur le caractère local du métamorphisme accompagnant cette tectonique, ainsi qu'avec la remarque de P. BEARTH (1962) qu'à l'échelle des Alpes occidentales la distribution des minéraux typiques de l'épisode de haute pression semble suivre les grandes directions tectoniques.

EPISODES DES SCHISTES VERTS

Après ce mouvement de nappes, soit par l'effet de la décharge, soit par suite d'une montée du bâti, la pression hydrostatique se relâche quelque peu** ; tandis que la température s'élève. Cette hypothèse s'impose en raison de la température de cristallisation plus élevée dans le faciès schiste vert, confirmée par l'interprétation de la figure N°26. Une situation plus profonde dans l'écorce terrestre ne pouvant être invoquée, la montée d'une vague thermique et un envahissement probable par l'eau, semblent en être responsables. C'est l'hypothèse retenue par de nombreux auteurs (W. S. FYFE et J. VERHOOGEN, 1962, réimpr. p. 192) (H. G. F. WINKLER, 1965, p. 65) (J. SUTTON, 1965). E. NIGGLI (1960) et E. WENK (1962) l'envisagent dans les Alpes suisses. Ce dernier, s'appuyant sur l'étude des plagioclases, parvient à dessiner des isothermes en auréoles autour d'un dôme situé dans le Tessin. Dans ce "climat", sous l'effet de contraintes, peut-être modestes, engendrant le plissement d'axe E. O., se déclenche la cristallisation métamorphique principale dans le faciès schistes verts. Elle se poursuit après la relaxation des pressions mais est, dans l'ensemble, terminée lorsque survient la vague de plissements tardifs d'axe N. S.

* Deux arguments : la répartition en bandes de ces faciès, dont nous venons de parler et la répercussion normalement négligeable de cet épisode métamorphique sur la transformation roche éruptive-schiste vert.

** Pour permettre la cristallisation dans le faciès schistes verts, la pression minimale doit être de 1 kb. Si elle est de nature essentiellement hydrostatique, ce qui semble être le cas, elle suppose une surcharge minimale de 3,5 à 4 km., cette fois en l'absence de nappes. R. TRUMPY (1960), de fait, estime à plusieurs km. l'épaisseur ôtée par l'érosion.

L'expression d'une " tempête moléculaire " de F. ELLENBERGER (1958) est heureuse pour évoquer la rapidité, l'intensité et l'ampleur de la cristallisation.

- Rapidité*, attestée par la relative conservation de structures magmatiques et de minéraux datant de l'épisode éclogitique, comme nous l'avons vu à maintes reprises dans l'étude minéralogique.

- Intensité, en raison de l'empreinte profonde et intime laissée par la recristallisation et surtout par la déformation concomitante. Le caractère de cette dernière m'engage à penser qu'elle a été favorisée par la grande plasticité du milieu soumis à la cristallisation métamorphique (p. 236). J. SUTTON (1965, p. 39) aboutit à une conclusion proche, quand il suggère que le plissement et l'étirement caractérisant ce type tectonique sont liés aux changements d'états physiques des roches subissant le métamorphisme. Le lien entre métamorphisme et tectonique serait encore plus étroit qu'on ne l'admet : la contrainte déclenche la cristallisation, celle-ci, à son tour, facilite la déformation et, en dissipant la contrainte, provoque peut-être son propre arrêt.

- Ampleur : pour rester dans le cadre géographique fixé, l'emprise de cet épisode de métamorphisme est générale. Il faut noter que ses effets sont les mêmes que l'on se déplace d'un bout à l'autre de la région ou que, partant de la plaine à 300 m d'altitude, on gravière les sommets dépassant 3.000 m.

LES SERPENTINITES : ECRAN VIS-A-VIS DU METAMORPHISME

Curieusement, certaines formations ont échappé, au moins en partie, à la recristallisation. Ces faciès privilégiés se trouvaient pourtant placés dans la zone soumise au métamorphisme, puisque les formations voisines en portent tous les stigmates. L'exception la plus remarquable est le gros massif lherzolitique de Lanzo ; c'est aussi le seul à être complètement exempt de métamorphisme**. Ces faciès ont en commun d'être des formations compétentes enveloppées de toutes parts par des serpentinites, ce qui m'a conduit à proposer l'hypothèse d'un effet d'écran des serpentinites vis-à-vis du métamorphisme. Leurs propriétés mécaniques particulières en seraient responsables par amortissement de la contrainte génératrice de recristallisation (A. NICOLAS, 1966). Citons à l'appui de cette hypothèse, l'observation rapportée par F. ELLENBERGER (1958, p. 202) de flores et de faunes remarquablement conservées dans les gypses de Vanoise hautement tectonisées. L'étude pétrochimique permet de préciser ce mécanisme dans le cas des pyroxènes, en montrant la part prise par le milieu chimique (p. 100 et 144).

PROBLEME DE L'ESPACEMENT CHRONOLOGIQUE ENTRE LES EPISODES METAMORPHIQUES

Les épisodes métamorphiques, surtout quand on les considère à travers les variations chimiques dans le groupe des amphiboles, apparaissent comme le résultat de clichés

* toute relative car le phénomène pourrait avoir duré de l'ordre du million d'années (p.266).

** Cette constatation met en relief le rôle d'un autre facteur, la taille, et souligne l'imperfection de l'écran réalisé par les serpentinites. Dans son cas, le métamorphisme, atténué par l'écran des serpentinites, n'a pas eu le temps d'imposer son empreinte.

instantanés, au plus comme des étapes, dans un processus de nature continue dans le temps. En raison de la relation établie ou pressentie, les phases tectoniques devraient également se suivre sans discontinuité. En Vanoise, F. ELLENBERGER (1958, p. 459) conclut effectivement à un reflux (tectonique d'axe N. S. tardif), suivant immédiatement l'arrivée de la Nappe des Schistes lustrés (tectonique d'axe N. S. précoce). Ces deux manifestations encadrent la " phase de serrage " transversale responsable du métamorphisme principal de faciès schistes verts. L'ensemble se déroule entre le début et le milieu de l'Oligocène. R. H. STEIGER (1964) à partir de datations en âge absolu sur des hornblendes du massif du Gothard, propose la succession chronologique suivante :

- mise en place des nappes et premier métamorphisme, équivalent de notre épisode I (?) - 46 M. A. (Eocène supérieur dans l'échelle chronologique de W. B. HARLAND, A. G. SMITH et B. WILCOK (1964));
- métamorphisme thermique, équivalent de notre épisode III (?) - 23 à 30 M. A. (Miocène inférieur, Oligocène supérieur) ;
- s'accompagnant d'un métamorphisme tectonique de serrage E. O. du massif du Gothard, équivalent du rétro-charriage N. S. dans nos régions (?) - 16 M. A. (Miocène moyen).

Cette succession d'évènements tectoniques et métamorphiques est compatible avec les conclusions présentées. Par contre, leur chronologie n'est pas rigoureusement applicable à notre secteur de l'arc alpin où le phénomène global semble s'être déroulé dans un intervalle de temps plus restreint (5 à 10 M. A., au lieu de 30), si l'on peut étendre à notre région les conclusions de F. ELLENBERGER. Ces durées sont en accord avec les évaluations de N. RAST (1965), qui conclut à des épisodes durant environ 1 M. A.

CAUSE DU METAMORPHISME

La conservation de masses intactes au sein d'une série métamorphique, grâce à l'amortissement des contraintes par les serpentinites, montre clairement l'importance de ces contraintes dans l'apparition du métamorphisme alpin. Il nécessite, pour se développer, la conjonction de deux facteurs :

- un " climat " favorable créé par les conditions hydrostatiques et géothermiques (enfouissement) et par un flux thermique et chimique (H_2O). Ce climat, du moins dans l'épizone, rend métastables les équilibres minéralogiques préexistants sans parvenir cependant à les déplacer. Son caractère essentiel est d'avoir une extension régionale et une certaine stabilité dans le temps ;

- une contrainte tectonique s'exerçant momentanément sur des roches soumises au " climat " précédent. Elle déclenche suivant son point d'application, sa durée et son intensité, des cristallisations métamorphiques plus ou moins complètes et caractérisées par des paragenèses diverses. Avec son caractère itératif, local, plus ou moins éphémère et variable en intensité, la mise sous contrainte, considérée comme condition du métamorphisme alpin, rend bien compte des " caprices " de celui-ci. Comme nous l'avons envisagé, le déclenchement du métamorphisme peut préparer son propre arrêt par l'intermédiaire d'un changement dans le comportement mécanique des roches qu'il affecte, ayant pour effet de faciliter les déformations et par conséquent de dissiper la contrainte.

Le tableau de la page suivante regroupe les principaux résultats de l'étude du métamorphisme et rappelle ses relations avec les phases tectoniques.

Episodes métamorphiques	Faciès minéralogique mét. de type barrovien	Paragenèses réalisées dans les Roches vertes	Roches métamorphiques	Textures	Phase tectonique associée	Conditions physiques réalisées	Conditions chimiques
I	Faciès éclogites du métamorphisme alpin (ou d'ophio- (lites) ----- Faciès Schistes à glaucophane ou "Schistes bleus"	-omphacite (diops. aegyrienne) -almandin -apatite ----- -glaucophane -phengite -allanite -rutile -quartz	- Eclogites - Jadéite - Omphacite ----- - Schistes à glaucophane - mylonites - éclogitiques	équantes ----- foliées	Tectonique d'écoulement d'axe N. S. précoce <u>contraintes le long de surfaces particulières</u>	-Basses temp. (200° à 300°) -Hautes pressions (8 - 10 Kb.) .hydrostatiques (5Kb. ?, profondeur 18 Km. ?), .orientées (3 à 5 Kb. ?)	anhydre ----- H ₂ O
II	Sous-faciès épidote-glaucophane	-crossite -édénite -pistacite -albite -phengite -sphène	- péridotites laminées (?) - prasinites et gabbros métamorphiques à allure gneissique	litées et laminées	Tectonique d'axe N. S. précoce <u>mouvements laminaires (?)</u>	-début de la montée de la vague thermique ? -pressions hydrostatiques seules (5 Kb. ?)	H ₂ O
III	Faciès Schistes verts (limite du sous-faciès à biotite)	-trémolite-actinote -albite -chlorite -clinozoisite -phengite -chlorobiotite -sphène	- prasinites s. s. - gabbros mét. - chloritites, chloritoschistes - serpentinites(?) (ou simple recristallisation) ----- -ovardites	microplis en "accordéon" tendance à acquérir une tecture foliée et ocellée	Tectonique d'axe E. O. <u>plissement isoclinal et microplissement</u>	-max. de température (≠ 400°) -pressions modérées (1 à 2 Kb.) surtout hydrostatiques (?) (3, 5 à 7 Km.)	H ₂ O ----- H ₂ O + CO ₂
IV		-albite -chlorite -quartz -pistacite -glaucophane -trémolite -sphène	filons ou placages	texture de placage et de remplissage filonien	-Tectonique d'axe N. S. tardive (?) -cassures tardives et mouvements listriques	-Chute de température et de la pression	H ₂ O + migrations chimiques

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

CHAPITRE I - RESULTATS DE L' ETUDE REGIONALE

INTRODUCTION

Les résultats de l'étude des Schistes lustrés ont été précédemment exposés page 210. Je me bornerai donc ici à rassembler ceux de l'étude des Roches vertes et à en tirer les conclusions qui s'imposent sur le complexe originel. Celles-ci nous aideront dans la recherche des traits paléogéographiques régionaux au moment de la mise en place des ophiolites, ainsi que dans la reconstitution tectogénique, objets de la seconde partie de ce chapitre.

LES ROCHES VERTES

Les Roches vertes soumises au métamorphisme alpin proviennent de roches éruptives basiques et ultrabasiques d'âge vraisemblablement crétacé inférieur. L'étude pétrochimique précise la nature de ces roches originelles.

PRASINITES

Les prasinites résultent d'anciens basaltes, spilites ou dolérites, peut-être les trois ensemble qui seraient autant d'expressions du même magma, déterminées par les circonstances de la mise en place. Le calcul de la paragenèse originelle, mené dans un cas (p. 80), donne l'image d'une roche contenant 48 % d'andésine à 45 % An., 46 % d'augite subcalciqne et 6 % de minéraux opaques ferro-titanés.

GABBROS

Les gabbros originels possédaient un litage fruste souligné par des différences dans la répartition des minéraux et surtout dans le grain. Spécialement grossier dans la zone

de contact avec les serpentinites où les pyroxènes peuvent atteindre 15 cm, il serait plus fin près du passage aux prasinites, avec souvent un agencement subdoléritique. Le calcul de la paragenèse originelle réalisé sur trois échantillons (p. 57, 63 et 71) conduit de façon concordante à un labrador à 60 % An, représentant 50 à 55 % de la roche, le reste revenant aux ferro-magnésiens. Ceux-ci comprendraient de l'olivine, une salite et probablement aussi une hornblende alumineuse. La présence d'olivine dans les trois cas traités peut surprendre ; elle semble pourtant avoir été un constituant habituel dans les gabbros, si l'on se fie à leur chimisme actuel qui les apparente à des gabbros à olivine.

Il est difficile de se prononcer sur la nature des contacts originels entre les gabbros et les roches basiques à grain fin. Le passage aurait pu être rapide mais progressif, annoncé dans le gabbro par des strates ou des dykes doléritiques parallèles entre eux (pl. N° 2 et N° 5). La consanguinité des magmas est mieux établie, à juger par les courbes chimiques tracées (fig. N° 14). Les roches basiques à grain fin correspondraient à l'aboutissement d'une différenciation magmatique.

Une situation inverse caractérise la relation entre gabbros et ultrabasites. Chimiquement, un hiatus sépare ces deux groupes de roches. Pétrographiquement, les liens sont étroits : le passage par l'intermédiaire de pyroxénites est incontestable et, d'autre part, les serpentinites contiennent de nombreuses ségrégations gabbroïques de gisement magmatique probable (p. 25 et 53).

Les niveaux de pyroxénites soulignant le passage des gabbros métamorphiques aux serpentinites sont fréquemment transformés en chloritoschistes à divers minéraux. Rappelons que des nodules d'origine pyroxénitique s'observent dans les gabbros métamorphiques. Quant aux gabbros en enclaves dans les serpentinites, outre le métamorphisme, ils ont subi une métasomatose liée à la serpentinitisation des lherzolites encaissantes. Transformés en rodingites, ils sont parfois difficiles à reconnaître.

ULTRABASITES

Si les serpentinites proviennent sans aucun doute des péridotites, il est plus difficile de savoir quand s'est déroulée la serpentinitisation. Elle pourrait être contemporaine de la mise en place, l'effet du métamorphisme alpin consistant surtout en une recristallisation. Une serpentinitisation métamorphique peut, toutefois, s'envisager dans le cas des péridotites laminées, la tectonique alpine étant cause de la déformation de ces roches.

Le passage des serpentinites aux lherzolites feldspathiques s'effectue par l'intermédiaire de ces faciès laminés. Remarquablement homogènes, ces dernières ne diffèrent que par la répartition du stock feldspathique qui, accompagné ou non par les pyroxènes, détermine habituellement un rubanement. La disposition planaire ainsi définie est très régulière. Dans des complexes ophiolitiques moins tectonisés que le nôtre, se vérifie le parallélisme entre ces strates et la surface de contact des péridotites avec l'encaissant. Le levé de ces plans dans le massif de Lanzo où affleurent les lherzolites feldspathiques, donne par conséquent une indication sur la position actuelle de cette limite et contribue à rejeter l'interprétation communément admise que les ultrabasites s'enfoncent sous le socle cristallin (voir, par exemple, G. ELTER, 1960, p. 71)*. Les modèles géophysiques, se fiant à cette interprétation, méritent d'être revus (H. CLOSS et Y. LABROUSTE, 1963). A ne considérer que l'ellipse principale du massif, car au-delà de la faille du Val della Torre la disposition

* Un autre argument dans ce sens vient du gisement synclinal des intercalations de serpentinites dans le socle. L'observation est particulièrement probante à l'entrée de Pessinetto.

est fort complexe (p. 254), ce levé fait ressortir un déploiement des plans en éventail : les affleurements les plus orientaux présentent un rubanement horizontal ou faiblement incliné vers l'Ouest, tandis qu'en bordure occidentale du massif, le pendage est vertical ou même tourné vers l'Est (fig N° 40 et planche hors texte, profil a). Il semble donc que la surface péridotite-soubassement, horizontale à l'Est, s'incline progressivement vers l'Ouest pour atteindre et dépasser la verticale le long de la zone de Viù*.

Deux hypothèses peuvent rendre compte de cette disposition :

- l'incurvation du soubassement est originelle ; c'est la limite de la cheminée de montée des ophiolites. Le rubanement s'est modelé sur cette surface ;
- cette incurvation provient de la courbure tectonique d'une surface initialement horizontale.

C. H. SMITH et H. E. KAPP (1964) ont étudié le complexe ultrabasique stratifié de Muskox (Canada) où, par suite d'un basculement tectonique, affleure une section normalement verticale et, en particulier, la cheminée de montée des ultrabasites. La coupe établie montre que le rubanement était horizontal, même dans des parties profondes et relativement resserrées ; il ne se moule sur la surface limite du complexe que dans une zone étroite. L'hypothèse d'une incurvation originelle du rubanement dans notre complexe semble à écarter. La courbure du rubanement et par conséquent celle du socle sous-jacent sont liées à la tectonique alpine. L'allongement N. S. des directions, le sens de la courbure et l'association avec la zone des écaillés de Viù, permettent de penser que la tectonique précoce de charriage vers l'Ouest en est responsable. Cette conclusion sera reprise dans l'étude de la tectogenèse (p. 277).

LE COMPLEXE OPHIOLITIQUE ORIGINEL

DISPOSITION

Dans le complexe originel, la succession s'établissait ainsi : à la base des ultrabasites, lherzolites feldspathiques et serpentinites (?), puis les gabbros à olivine, enfin des roches basiques à grain fin. La découverte de structures parfaitement planaires et généralisées dans les lherzolites, plus frustes et seulement locales dans les gabbros, est le témoignage d'une disposition d'ensemble stratifiée parallèlement au " plancher horizontal " sur lequel s'est mis en place le complexe. Les termes supérieurs (actuellement prasinitiques) s'interstratifient superficiellement et en bordure du complexe, dans les Schistes lustrés (p. 210). Ce complexe devait, avant les déformations tectoniques, se présenter schématiquement comme une énorme lentille stratifiée, elle-même intercalée dans les Schistes lustrés (sauf pour une partie du " plancher " comme nous le verrons plus loin). Il est probable que, vue de plus près, la disposition devait être moins simple. Dans ses grandes lignes, elle est toutefois conforme à celle qui s'observe dans des complexes ophiolitiques moins tourmentés.

*On peut s'étonner que le rubanement soit aussi régulier dans le massif (p. 217) et desine encore de tels mouvements en dépit de la tectonique alpine d'axe E. O. qui laisse une empreinte profonde dans les serpentinites et les roches encaissantes. Ces faits d'observation semblent explicables par la compétence des lherzolites par rapport à celle de leur gaine de serpentinites. Lors du plissement, ces dernières amortissent la déformation. J'ai évoqué ce mécanisme, par ailleurs, pour rendre compte de l'absence de métamorphisme dans la lherzolite (effet d' "écran" des serpentinites, p. 265).

AGE ET MODE DE MISE EN PLACE

L'âge de la mise en place du complexe ophiolitique n'est pas connu avec précision. Par analogie avec l'Apennin septentrional, on peut proposer un âge crétacé inférieur* (B. LABESSE, 1962), déjà envisagé par P. ROUTHIER (1944) dans le Queyras et par G. STEINMANN (1927) pour l'ensemble des ophiolites méditerranéennes. Une datation récente en âge absolu dans les ophiolites du Montgenèvre conduit à deux résultats, 105 et 140 M.A. situant la mise en place entre le Jurassique supérieur et le début du Crétacé supérieur (R. CHESSEX, M. DELALOYE, D. KRUMMENACHER, M. VUAGNAT, 1964).

En raison des conditions dans lesquelles se présentent les ophiolites piémontaises, il n'est guère possible de préciser leur mode de mise en place. L'étude de l'origine du rubanement dans les lherzolites a été une occasion pour brosser un rapide tableau des théories génétiques concernant les complexes ophiolitiques alpinotypes (p. 219). En schématisant à l'extrême, on peut opposer l'hypothèse par intrusion tectonique des roches grenues basiques et ultrabasiques dont la principale difficulté est de mal expliquer l'association et la consanguinité avec des faciès volcaniques et, d'autre part, l'hypothèse d'un volcano-pluton par épanchement sous-marin à partir de fissures de distension et cristallisation s'accompagnant d'une différenciation sur place sous une croûte lavique figée. N'ayant pas à juger ici des difficultés graves qu'on lui oppose (M. VUAGNAT, 1963, G. VAN DER KAADEN, 1964), je penche pour cette seconde hypothèse qui intègre mieux les résultats de mon étude.

TRAITS PALEO GEOGRAPHIQUES ET TECTOGENESE

LES GRANDS DEPLACEMENTS DE SOCLE

Dans les synthèses classiques, les dômes cristallins de Dora Mafra, Grand Paradis et Mont Rose correspondent à une même unité de socle charriée, la Nappe du Mont Rose, emboutie dans les Schistes lustrés ophiolitifères, eux-mêmes surmontés par la Nappe de la Dent Blanche. Cette dernière prend racine dans la zone de Sessia Lanzo et les Schistes lustrés immédiatement à l'extérieur, dans la zone de Locana-Viù. F. HERMANN (1938) groupe ces dernières unités sous le terme de Nappe du Piémont.

A des retouches près, cette disposition prévaut encore au Nord du Grand Paradis (P. BEARTH, 1956) (G. ELTER, 1960). En bordure occidentale de ce massif, F. ELLENBERGER (1958, 1960-63, 1965), R. BARBIER, J. P. BLOCH, J. DEBELMAS, F. ELLENBERGER, J. FABRE, R. FEYS, M. GIDON, J. GOGUEL, Y. GUBLER, M. LANTEAUME, M. LATREILLE et M. LEMOINE (1960-63) montrent la nécessité d'admettre soit un charriage vers l'Ouest du Grand Paradis, par cisaillement subhorizontal, soit une allochtonie générale des Schistes lustrés sur ce massif et une

* L'apparition des premiers indices de la mise en place des ophiolites, dans le levé sédimentologique des Schistes lustrés, à la base de l'unité C (calcschistes) pourrait en dater les premiers dépôts.

substitution de couverture (c'est la Nappe des Schistes lustrés " généralisée " de F. HERMANN (1938) par opposition à la Nappe " restreinte "). A. MICHARD (1965) suppose en Dora Mafra l'existence d'une telle nappe de socle, superposant à un cristallin autochtone un cristallin plus interne dont la couverture ne serait autre que les Schistes lustrés.

Ces interprétations ne sont pas admises par R. MICHEL (1953) qui, à la suite de S. FRANCHI, conclut à l'enracinement sur place du Grand Paradis et de Sesia Lanzo qu'on ne peut, selon cet auteur, séparer. Les Schistes lustrés forment la couverture normale de ces massifs, localement déplacée (Nappe des Schistes lustrés " restreinte "). S. CONTI (1955) arrive aux mêmes conclusions plus au Sud de la chafne.

Mes résultats me permettent de suivre R. MICHEL sur deux points, au moins.

- Il ne semble pas que l'on puisse séparer, dans notre région, l'histoire post-hercynienne du Grand Paradis, de Sesia Lanzo et, ajouterai-je de Dora Mafra septentrionale. En effet, au-dessus de dépôts pré-triasiques ou éo-triasiques semblables, indices de l'appartenance à un même bassin sédimentaire (p. 198), vient une couverture d'ophiolites et de Schistes lustrés unique. En admettant que celle-ci soit entièrement allochtone, il faudrait envisager une substitution de couverture intervenant après d'hypothétiques grands mouvements de socle et avant le plissement d'axe E. O. C'est compliquer, sans aucune preuve, une histoire tectonique déjà chargée.

- Toujours dans le cadre géographique de mon étude, plusieurs présomptions encouragent à considérer les Schistes lustrés comme autochtones, partiellement au moins, car nous avons distingué au-dessus de la couverture en place, une masse riche en ophiolites, charriée vers l'Ouest (voir p. 256 et planche hors texte, profil a). Voici les arguments en faveur de l'autochtonie de la série " inférieure " :

- passages apparemment continus Schistes lustrés - Trias - socle (p. 200) ;
- dans les régions orientales en l'absence de Trias, continuité pétrographique et association sur le terrain entre gneiss minuti et les termes inférieurs des Schistes lustrés par l'intermédiaire de faciès quartzitiques (p. 197) ;
- disposition générale de ces termes inférieurs au contact des socles (fig. N° 45),
- difficulté rencontrée par les tenants de l'allochtonie, bien sentie par G. ELTER (1960, p. 45), devant l'absence dans les Alpes internes de traces d'une couverture autre que les Schistes lustrés. Imaginer une dénudation tectonique complète me semble osé. Enfin, le manque de Roches vertes dans le socle de Grand Paradis et, au contraire, leur abondance dans Sesia Lanzo, contribuant à démontrer selon F. ELLENBERGER (1958, p. 349) l'indépendance Grand Paradis - Schistes lustrés ophiolifères, s'expliquent aisément si l'on situe le lieu de leur montée dans la zone de Viù (p. 277). Notons que tout récemment N. D. CHATTERJEE (1963), au terme d'une étude structurale en Dora Mafra, se rallie à la thèse " autochtoniste ".

Ayant admis l'autochtonie des Schistes lustrés sur le socle sous-jacent, le choix apparemment irréductible devant lequel nous placent R. BARBIER et al. (1960 - 1963) (voir plus haut) contraint à choisir la première alternative : le massif du Grand Paradis aurait subi un charriage vers l'Ouest et, si l'on veut bien me suivre, avec lui le socle de Sesia Lanzo. Aussi mes conclusions concernant l'autochtonie de la couverture ou la paléogéographie régionale sont-elles uniquement relatives à ces socles.**

* Ces termes sont de F. ELLENBERGER (1958, p. 46)

** En admettant l'existence de la nappe de socle d'ELLENBERGER, elles deviendront " absolues " en revenant quelques dizaines de km. vers l'Est.

Le recouvrement de la zone de Sesia Lanzo par les formations mésozoïques* montre qu'il est difficile d'étendre à notre région un charriage, indiscutable plus au Nord (Nappe de la Dent-Blanche). C'est un fait important qui, comme le remarque M. LEMOINE -obs. com. de J. GOGUEL, 1963), s'accorde très bien avec l'interprétation d'un déplacement relatif des masses orientales vers le N.N.O. récemment développée dans notre secteur de l'arc alpin par G. GOGUEL (1963). Le coulissement des socles se produirait entre les zones internes de Canavese - Ivrée** et celle de Sesia Lanzo. Cette dernière prise obliquement subirait un gauchissement déjà sensible dans notre région (p. 273), se transformant plus au Nord en un renversement, puis en un véritable charriage (Nappe de la Dent-Blanche).

Je suis sensible à la séduction de cette interprétation dont un mérite supplémentaire est de résoudre l'irritant problème de l'origine du plissement d'axe E. O. (voir p. 250). Elle est néanmoins en contradiction avec la nécessité soutenue par F. ELLENBERGER de charriage vers l'Ouest ne s'amortissant pas au Sud de la Vanoise (obs. com. J. GOGUEL, 1963). Je ne souhaite pas prendre parti sur ces problèmes directement liés à la dynamique fondamentale de la chaîne et, comme je l'ai indiqué plus haut, je me bornerai à examiner les relations couverture-socle sans me soucier des déplacements de ces derniers.

TRAITS PALEOGEOGRAPHIQUES

Ainsi que nous l'avons vu page 199, dans la région étudiée et même plus au Nord, les affleurements du Trias ne dépassent pas vers l'Est la zone de Suse. Quant aux Schistes lustrés, ils diminuent d'abondance dans cette direction et sont, semble-t-il, seulement représentés par leurs termes stratigraphiques inférieurs (voir p. 201). Leur limite approximative est la bande de Viù. Au-delà, à part quelques petits affleurements dans les boutonnières de Trave et de Bertesseno où ils pourraient passer aux quartzites phylliteux coiffant les gneiss minuti du socle, il n'y en a plus trace et les péridotites reposent sur le cristallin de Sesia Lanzo, par l'intermédiaire d'un coussin de serpentinites. En l'absence de grands mouvements tangentiels avec laminage d'une éventuelle couverture sédimentaire, cette disposition est primaire. Dans la région de Lanzo, une partie des ultrabasites s'est mise en place directement sur le socle de Sesia Lanzo, à la limite précise de la zone de sédimentation des Schistes lustrés***. Plus à l'Ouest nous avons vu que les ophiolites s'interstratifiaient dans la série des Schistes lustrés, peut-être même à un niveau relativement élevé si l'on prête quelque crédit aux levés dans cette série (p. 207). Dans la région de Lanzo, il y a donc eu lacune totale de sédimentation due à l'existence d'un haut-fond ou d'une zone émergée (fig. N° 48). Si la surrection de ce relief précède de peu la mise en place des ophiolites, la lacune des formations sédimentaires provient d'une érosion. Mais il est également possible que ce trait paléogéographique soit ancien et l'absence de dépôts, originelle.

* Le recouvrement est confirmé par l'étude des formations conglomératiques des Collines de Turin (P. GABERT, 1962). Les premières arrivées détritiques en provenance de notre façade des Alpes, au Bartonien, sont riches en Roches vertes, ce qui n'aurait lieu si une nappe de socle les recouvrait.

** L'étude des Collines de Turin conclut encore au prolongement vers le Sud des zones d'Ivrée et du Canavèse, supportant une couverture de calcaires "alberese" bien connus en bordure de l'Apennin (L. PERETTI, 1928) (P. GABERT, 1962).

*** Pour surprenante qu'elle paraisse, cette disposition est admise ou envisagée par plusieurs auteurs (L. DUBERTRET, 1952) (E. KUNDIG, 1956) (J. J. GUILLOU et L. PRIMEL, 1964) (J. AUBOIN, comm. or.)

D'après l'allongement du massif de Lanzo, la répartition des ophiolites dans les Alpes occidentales et la disposition des zones isopiques dans l'extérieur de la chaîne, il est probable que le haut-fond ait dessiné une ride ou une flexure orientée N. S. Les ophiolites seraient montées le long de cette rupture de pente, mécaniquement fragile. Cette conclusion rejoint celle de la plupart des auteurs traitant de complexes ophiolitiques.

Il est encore trop tôt pour préciser la nature de cette limite paléogéographique. Est-ce une cordillère sous-marine ou émergée coupant la grande fosse eugéosynclinale piémontaise ? Est-ce la bordure E. de cette fosse ? Dans une étude des formations conglomératiques aquitaniennes des collines de Turin, dont le résultat est confirmé par P. GABERT (1962, p. 16 et suivantes), L. PERETTI (1928) conclut :

"..... au début du Miocène la série du Canavese se prolongeait vers le S. O. formant, sous une couverture de calcaires "alberese" déposés pendant le Crétacé et l'Eocène, la ligne de rivage de la mer du Pô, dont émergeaient probablement des pointements rocheux de la série basique d'Ivrée et de la série diorite-kinzigitique".

Il n'existerait donc pas, dans ces régions très internes, de formations de la série des Schistes lustrés entre le socle constitué par les zones du Canavese et d'Ivrée, et les calcaires "alberese". De plus, P. BAGGIO (1963) décrit récemment, dans le Canavese de Cuorgne, une série réduite Tithonique-Crétacé, interprétée comme le résultat de conditions bathiales caractéristiques d'un talus géosynclinal.

On est tenté de considérer la flexure évoquée plus haut comme la limite orientale de la grande fosse piémontaise, les zones de Sesia-Lanzo, du Canavese et d'Ivrée étant alors les témoins de l'ancien domaine du talus continental.

Dans l'hypothèse de J. GOGUEL envisagée page 276, la conciliation avec ces résultats est encore possible en plaçant au bord interne de Sesia-Lanzo, la limite entre l'autochtone et les masses déplacées vers le Nord. Les zones du Canavese et d'Ivrée et leur couverture "alberese" appartiendraient au bouclier Apennin - Dinaride, dont l'avancée aurait oblitéré ou repoussé l'autochtone, en l'occurrence le prolongement vers l'Est de la zone de Sesia-Lanzo. La flexure reconnue plus haut pourrait n'être que la pente occidentale d'une cordillère coupant, à l'époque de la mise en place des ophiolites, le bassin de sédimentation des Schistes lustrés. Cette interprétation élargit le domaine d'origine des Schistes lustrés, autrement limité vers l'Est à la zone de Sesia-Lanzo puisqu'au-delà les calcaires "alberese" constituent la couverture directe des socles. Elle rend mieux compte de la superficie couverte actuellement encore dans les régions plus externes, par la Nappe des Schistes lustrés. Le schéma paléogéographique se dessinant ainsi coïncide mieux avec celui que nous propose R. TRÜMPY (1960), à partir de considérations surtout sédimentologiques : au Lias, sur l'emplacement de notre cordillère, zone néritique, localement émergée ; au Crétacé inférieur, disparition de ce relief et extension du domaine pélagique.

TECTOGENESE

Quelle que soit l'hypothèse à retenir à propos de cette ligne paléogéographique, remarquons qu'elle coïncide avec la zone des écaillés de Viù dont l'étude structurale a déjà montré la singularité (p. 254). Au début de l'Oligocène, lors des premières manifestations tectoniques alpines, la flexure sédimentaire, encore affaiblie mécaniquement par la montée des ophiolites, aurait cédé sous l'effet des contraintes. On peut s'interroger sur leur nature : poussée tangentielle d'E. en O. faisant chevaucher Sesia-Lanzo sur les socles Grand Paradis - Dora Maïra et leur couverture ? décrochement à forte composante verticale, déprimant le compartiment occidental par rap-

port à Sesia Lanzo ? déformation cisailante le long de cette flexure par suite de déplacements plus internes vers le Nord ?

En tout état de cause, il semble qu'à la suite des premières déformations, Sesia Lanzo (et probablement les unités de socle plus internes) se soit trouvé en position élevée par rapport aux socles occidentaux et à leurs couvertures, la zone de Viù-Locana étant la limite entre ces deux domaines.

L'existence d'une importante flexure liée à la tectonique alpine (se superposant à la flexure plus ancienne) est attestée par le mouvement en éventail du rubanement dans les lherzolites feldspathiques, signe d'une voussure du socle sous-jacent (p. 273 et pl. hors texte, profil a).

Cette disposition provoque un glissement de couverture vers l'Ouest engendrant dans les ophiolites un magnifique pli couché dont le développement régulier est peut-être facilité par la présence d'un niveau central de péridotites serpentinisées (p. 256). La portée horizontale de ce pli superposé aux Schistes lustrés autochtones de la région d'Usseglio, pourrait être d'une dizaine de kilomètres. Le contact entre les couvertures autochtone et charriée est probablement oblitéré par le plissement d'axe E. O. et cicatrisé par le métamorphisme concomitant. Leur raccord s'effectue dans la zone de Viù-Locana, racine du pli couché. Dans l'hypothèse où la zone de Sesia-Lanzo est la bordure interne de la fosse piémontaise, on doit rechercher la patrie des Schistes lustrés de la Nappe de Vanoise au-dessus des ophiolites. Ils constitueraient une série supérieure, clivée au niveau du contact avec les ophiolites et glissant de façon autonome vers l'Ouest. Dans l'autre hypothèse, ils pourraient être l'équivalent plus interne de nos Schistes lustrés, passant sur ceux-ci dans leur progression par écoulement vers l'Ouest.

Seule cette dernière hypothèse explique le plissement d'axe E. O., qui est alors le résultat de la poursuite et de l'extension à l'ensemble du bâti alpin des poussées dirigées vers le Nord. Enfin le rétro-charriage vers l'Est, clôturant le cycle des grandes déformations, est peut-être lié au début de l'affaissement de la plaine du Pô et à une tentative d'écoulement de la couverture vers cette dépression. S'interrogeant sur les causes de l'affaissement, on peut y voir, au moins au départ, un rétablissement de l'équilibre isostatique compromis par le relèvement du socle de Sesia Lanzo, le plan listrique formé par la zone des écailles de Viù-Locana facilitant les mouvements relatifs.

Un schéma très grossier illustre les principales étapes de l'histoire régionale (fig. N° 48).

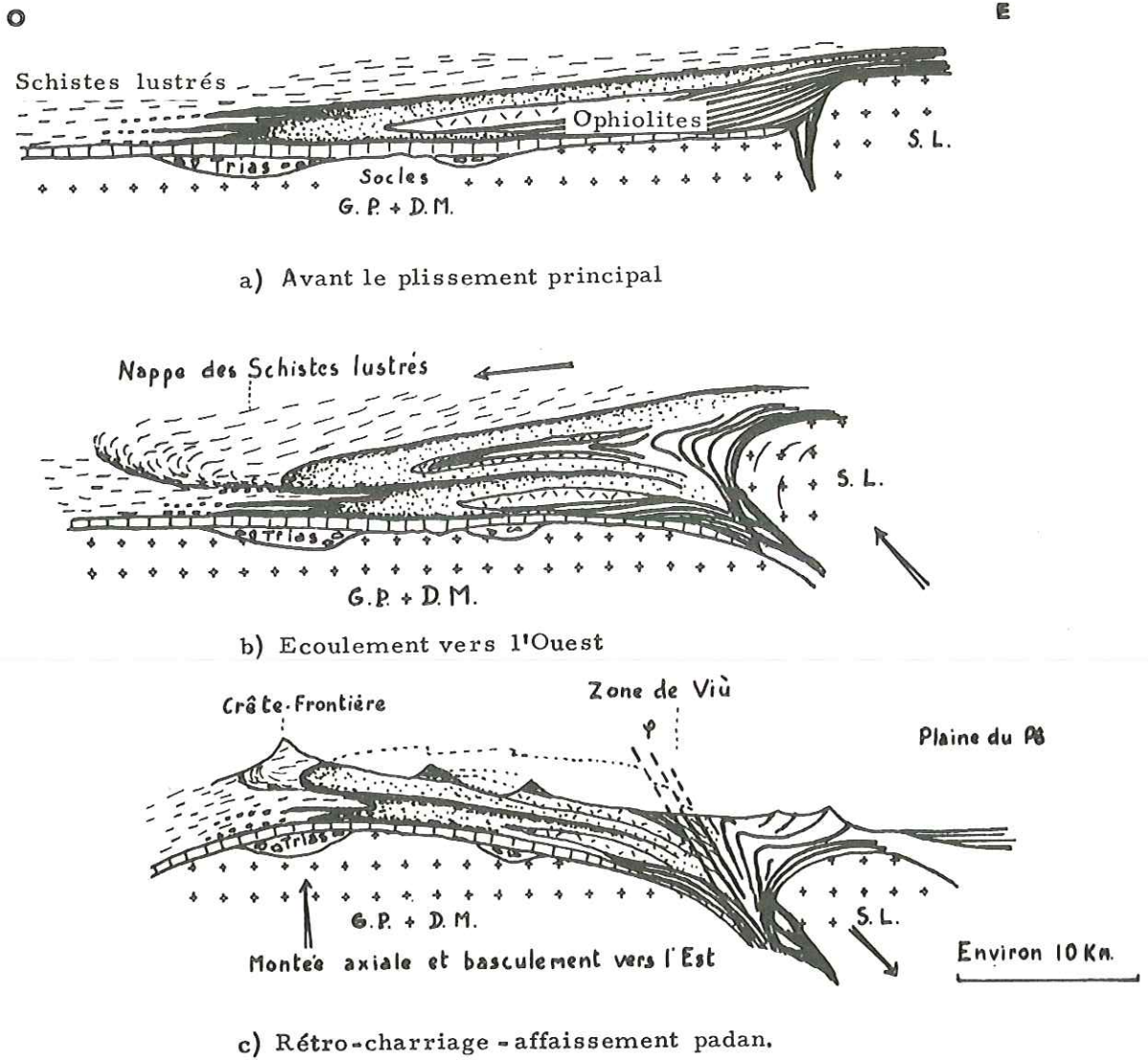


Fig. N° 48 — Reconstitution schématique de la tectogenèse.

CHAPITRE II - RESULTATS GENERAUX - METHODOLOGIE

INTRODUCTION

Après avoir rappelé les résultats acquis dans la connaissance du métamorphisme alpin en grande partie grâce à l'étude pétrochimique, je rassemblerai les conclusions d'ordre général dispersées dans cette étude. J'insisterai sur celles qui éclairent certains procédés méthodologiques.

Auparavant, je voudrais rappeler une mise en garde, présentée par ailleurs (C. GAGNY et A. NICOLAS, 1966), à propos d'études de ce genre. Nécessitant de nombreuses séparations de minéraux, analyses chimiques et physiques, elles méritent, avant l'entreprise, une définition claire des problèmes à résoudre. Il faut savoir, en particulier, que le traitement appliqué* ne peut que confirmer un processus pétrographique et en préciser les étapes. Il est incapable d'en prévoir l'existence, ni même d'en fixer le sens.

TECTONIQUE ET METAMORPHISME

L'étude pétrochimique et celle du métamorphisme permettent de conclure au caractère polyphasé du métamorphisme alpin. Nous avons ainsi distingué, dans l'ordre de leur succession :

- la paragenèse à omphacite-glaucophane, réalisée dans les éclogites et les schistes à glaucophane,
- la paragenèse à édénite et pistacite des prasinites et gabbros gneissiques,
- la paragenèse à trémolite-actinote des prasinites et gabbros métamorphiques banaux,

* Il en serait probablement autrement dans le cas d'un traitement mécanographique ou par calculatrice électronique, se justifiant pour un programme très important.

- enfin, la paragenèse filonienne tardive.

Ce découpage pourrait correspondre à une série de clichés dans un processus continu. C'est au moins l'impression qui se dégage de l'étude du métamorphisme (voir en particulier la figure N° 26). Dans ce processus, les paragenèses à omphacite - glaucophane (éclogites) et trémolite-actinote (schistes verts) correspondraient aux deux étapes principales.

Il est possible de les mettre en parallèle avec les phases tectoniques distinguées par l'étude structurale. La paragenèse éclogitique se développerait, localement, suivant les surfaces de force de la tectonique de charriage vers l'Ouest (axes N.S. précoces) ; la paragenèse prasinitique, en association avec la tectonique de plissement isoclinal d'axe E.O. Comme celle-ci, son extension est générale. La tectonique tardive des plis-flexures déversés vers l'Est a des effets modestes et ne s'accompagne d'aucun métamorphisme notable (axes N.S. tardifs). Une vue d'ensemble des épisodes métamorphiques et de leurs relations avec les phases tectoniques est présentée sur le tableau de la page 267.

Le lien entre le métamorphisme et la tectonique est donc étroit. Il est renforcé par la découverte du rôle d'écran vis-à-vis du métamorphisme tenu par les serpentinites (p. 265). Leurs propriétés mécaniques particulières favorisent une rapide dissipation des contraintes génératrices de recristallisation et assurent ainsi la pérennité de minéraux magmatiques* dans les roches en enclaves. A une échelle imposante, la conservation de lherzolites feldspathiques fraîches dans le massif de Lanzo en est une excellente illustration.

Ces considérations m'ont conduit à la conception d'un métamorphisme conditionné par la conjonction de deux facteurs :

- un "climat" favorable. Créé par l'enfouissement et par un flux thermique dont le vecteur peut être l'eau, ce climat rend métastables les équilibres minéralogiques sans parvenir à les déplacer. Son extension dans l'espace est régionale ; dans le temps, elle suit les fluctuations de l'orogénèse.

- une contrainte tectonique. S'exerçant sur des roches soumises au "climat" précédent, elle déclenche suivant son point d'application, sa durée et son intensité, la cristallisation capricieuse et éphémère du métamorphisme alpin. La superposition des phases tectoniques, dans un climat lui-même modifié par les événements orogéniques, rend compte de la diversité des paragenèses alpines.

Cette conception met en avant le rôle capital des contraintes tectoniques, suivies ou non de déformations. Elle admet que celles-ci ont pu atteindre des valeurs élevées (plusieurs kb.) aux températures relativement basses et pendant la période relativement brève de la cristallisation alpine, prétendant ainsi concilier les points de vue contradictoires des pétrographes théoriciens et de terrain (voir p. 262).

METAMORPHISME ET ECHANGES CHIMIQUES

Par comparaison des Roches vertes piémontaises avec des complexes ophiolitiques non métamorphiques, l'absence de métagénèse générale liée au métamorphisme

* facilitée également par le milieu chimique très particulier (p. 100 et 144).

alpin semble établie. Les calculs pétrochimiques permettent d'aller beaucoup plus loin en prouvant que, dans le faciès des schistes verts, le métamorphisme de gabbro ou de roche basique à grain fin ne s'exprime que par des échanges chimiques insignifiants entre le plagioclase et les ferro-magnésiens : la recristallisation est presque rigoureusement topochimique (p. 59), localement perturbée dans son économie par les effets du premier épisode métamorphique éclogitique.

Menés avec succès dans des roches ayant perdu toute structure magmatique, ces calculs montrent que la cristallisation principale terminée, la texture métamorphique s'acquiert par un déplacement des minéraux, essentiellement mécanique et rhéomorphique, assuré par les déformations concomitantes. Les échanges chimiques se limitent entre minéraux de même nature.

CALCUL DES REPRESENTATIONS MODALES PONDERALES

Disposant de l'analyse chimique pondérale de la roche et de ses principaux minéraux, il est facile de calculer le pourcentage modal pondéral de chacun (p. 9). En respectant les précautions indiquées (p. 10) et compte tenu de certaines limites (p. 95), cette méthode est d'une précision incomparable. Au passage, elle permet de montrer le peu de crédit dont est digne l'analyse modale volumique établie au compteur de points, au moins dans le cas des roches métamorphiques. La réorganisation de la structure lors du métamorphisme syntectonique avec déplacement local des minéraux (p. 59 et 236), crée une hétérogénéité à l'échelle de la lame mince, responsable de l'échec de la mesure. Cette hétérogénéité n'est pas toujours directement perceptible. Elle me conduit à une certaine réserve vis-à-vis de la signification du mode établi au compteur de points dans le cas de nombreuses roches éruptives.

UTILISATION DU MODE PONDERAL CALCULE

Outre son intérêt documentaire, le mode pondéral calculé autorise, grâce à sa précision, de nombreuses applications. Je l'ai mis à profit dans deux cas principaux.

1) ETUDE D'UNE TRANSFORMATION

S'appuyant sur les données de l'étude pétrographique, il devient possible de préciser numériquement un état antérieur d'une roche donnée (chimisme des minéraux et mode). Ainsi, en l'absence de métagénèse générale et présumant que dans les gabbros métamorphiques, puis dans les prasinites, la phase claire (albite et clinozoisite) correspond à l'ancien plagioclase et la phase sombre (actinote et chlorite) aux anciens ferro-magnésiens, j'ai pu calculer à plusieurs reprises le chimisme du plagioclase originel et son pourcentage modal. Il aurait été imprudent de pousser le calcul des ferro-magnésiens au-delà de celui de leur chimisme

et pourcentage modal global, par manque d'indications pétrographiques sûres. Je me suis borné à des prévisions qualitatives. Dans les roches soumises au calcul, l'accord des divers résultats entre eux et avec ceux des études pétrographique et pétrogénétique (p. 72 et 169), avale empiriquement la méthode et autorise les conclusions que nous avons vues sur le métamorphisme.

Dans le cas d'une roche partiellement transformée, il est facile de reconstituer les deux stades en présence et de mesurer quantitativement les échanges chimiques liés à la transformation, à condition de disposer des minéraux caractéristiques de chaque état. Toutefois, si le remplacement s'effectue dans un système chimiquement ouvert, un problème ardu se pose : celui de la recherche d'un élément de référence servant de base aux calculs. L'étude pétrographique de la serpentinisation d'une lherzolite feldspathique nous a appris que, dans ce cas, cette base semblait être la conservation des tétraèdres (SiO_4), à l'exclusion des tétraèdres (AlO_4) ce qui est une retouche à l'hypothèse générale de la conservation des tétraèdres (A. POLDERVAART, 1953). J'ai ainsi suivi quantitativement dans cette transformation les échanges interminéraux et avec le milieu (p. 176).

Le rapprochement* de l'analyse globale de la roche et de celle qui se recalcule à partir des analyses chimiques des minéraux et du mode pondéral a révélé, dans trois cas, des différences inattendues (p. 17, 22 et 76). Les roches en cause présentent le point commun d'être partiellement transformées (deux lherzolites serpentinisées et un chloritoschiste soumis à un lessivage par le ruissellement). Lors de la séparation des minéraux, les méthodes mises en oeuvre ont sélectionné des espèces fraîches, par exemple une olivine indemne de serpentine ou une chlorite non lessivée. L'image obtenue en recalculant le chimisme global correspond donc, à des retouches près,** à celle de la roche intacte, ce qui rend compte des écarts avec le chimisme de l'échantillon altéré. Des applications sont possibles, en particulier dans le domaine de la pédologie.

2) ETUDE DES ECHANGES CHIMIQUES DANS UN CONTACT

Dans certains contacts entre roches de chimisme très différent, le métamorphisme déclenche des échanges chimiques, attestés par le développement local d'espèces chimiques ou la modification chimique des espèces normales (p. 95 et 119). La représentation modale exacte permet de connaître, pour chaque élément chimique, la répartition quantitative entre les diverses espèces minérales, tenant ainsi compte simultanément de leurs variations chimiques et modales (voir par exemple fig. 5). Cette représentation précise des remplacements paragénétiques (voir sur cette même figure, par exemple, le remplacement des pyroxènes par le grenat et la chlorite).

ETUDE DES CORRELATIONS ENTRE LE CHIMISME DE LA ROCHE ET CELUI DES MINERAUX

Illustrée par une comparaison, la méthode est décrite page 149.

* naturellement entre les seuls oxydes non sollicités pour calculer le mode.

** réduites par un choix heureux des paramètres servant à calculer la représentation modale.

Il existe toujours une étroite relation entre le chimisme du minéral et celui de la roche d'origine. Elle s'illustre en traçant pour un élément chimique le diagramme des variations de l'espèce considérée, par rapport aux variations dans les roches d'origine. Les corrélations sont positives et souvent linéaires dans les roches métamorphiques étudiées. Dans le cas d'une série minérale comme la trémolite-actinote où le chimisme particulier est déterminé par deux éléments, le fer et le magnésium, la corrélation de l'un avec le chimisme de la roche est perturbée par la distribution de l'autre. Il convient alors de considérer leur rapport (p. 151, fig. 20, 21 et 22).

L'étude des corrélations est fructueuse. Il existe, en effet, bien des cas où la loi de variation présente des anomalies inexplicables par une simple interaction chimique comme ci-dessus (fig. 23, 24, 34). Elles sont le signe d'un changement du milieu chimique au moment de la cristallisation de l'espèce considérée. Ce changement peut, souvent, être attribué à une rupture de l'équilibre paragénétique, c'est-à-dire en définitif à une modification des conditions physiques de la cristallisation. Ainsi, l'instabilité de l'albite se traduira par la disponibilité, dans le milieu, du sodium et de l'aluminium, répercutée dans le chimisme des amphiboles par la formation de glaucophane au lieu d'actinote. En ne retenant prudemment que les cas de corrélation négative, on peut conclure à la superposition de deux ou plusieurs milieux physiques différents et successifs. Grâce aux amphiboles et accessoirement aux épidotes, j'ai ainsi mis en évidence des épisodes métamorphiques distincts, d'une façon absolument indépendante de l'étude pétrographique.

AUTRES RESULTATS

HOMOGENEITE D'UN MINERAL

A maintes reprises, la séparation des minéraux a abouti à deux ou plusieurs lots apparemment aussi purs, dans une roche où l'espèce considérée semblait homogène. Deux trémolites obtenues dans ces conditions ont été analysées (p. 65, fiches 21, 22). Elles présentent des propriétés légèrement différentes, bien que sous le microscope n'apparaisse qu'une seule espèce parfaitement homogène. Il semblerait qu'un minéral donné ne possède pas de propriétés "ponctuelles" mais étalées dans un certain champ (Cl. GAGNY et A. NICOLAS, 1966). La technique de séparation par densité a permis de faire une coupure dans ce champ en raison de sa précision (op. cit.). L'examen optique sous le microscope ne le permet pas. La notion d'homogénéité d'un silicate, reposant sur cet examen optique, mérite d'être réexaminée : un minéral d'aspect homogène, ne l'est peut-être pas, même à cette échelle relativement grossière.

" ADAPTATION " DES PYROXENES

La transformation des clinopyroxènes magmatiques en diopside s. s. lors de la serpentinisation (p. 100) et en omphacite lors du métamorphisme (p. 145) semble pouvoir s'opérer sans destruction, par adaptation progressive au nouveau milieu. Cette adaptation ne pourrait se réaliser qu'exceptionnellement dans des milieux chimiques favorables. La transformation en diopside, lors de la serpentinisation, est conditionnée par deux facteurs chimiques :

- disponibilité du calcium,
- teneur du milieu en silicium fixée dans des limites précises,

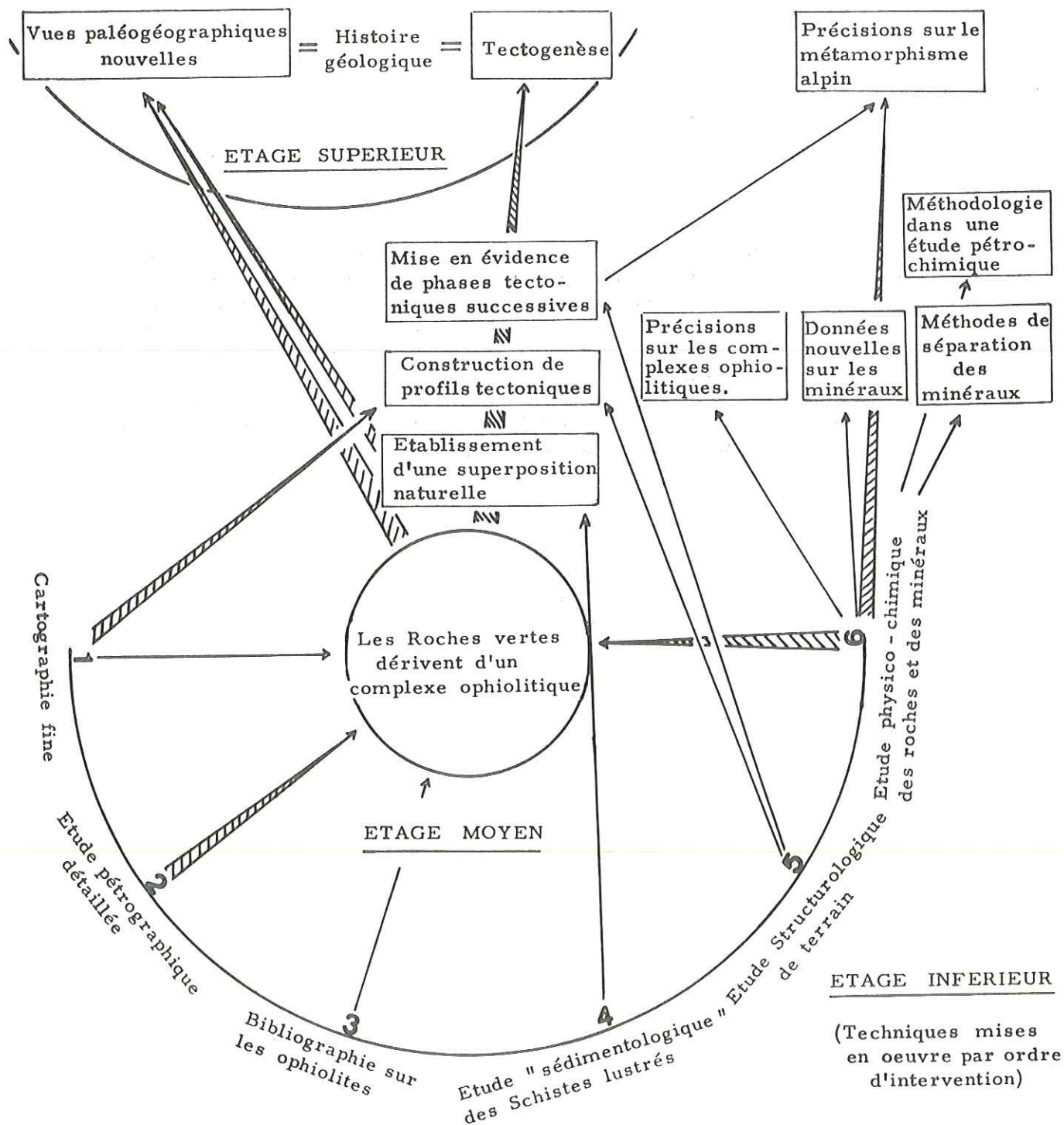
évitant une atteinte de la charpente tétraédrique dont la cohésion assure la pérennité de l'espèce. Des échanges se produisent alors entre les sites X et Y et le milieu ; à leur terme, le pyroxène magmatique s'est muté en une espèce mieux adaptée aux conditions physiques nouvelles. La transformation en omphacite, lors du métamorphisme de haute pression, serait facilitée, dans un milieu par ailleurs anhydre, par l'instabilité de l'albite qui mobilise ordinairement le sodium et une partie de l'aluminium.

LA SERPENTINISATION

Les études pétrographique et pétrogénétique montrent que les enclaves rodingitiques des serpentinites sont d'anciennes ségrégations gabbroïques ayant subi une mé-tasomatose de nature essentiellement calcique lors de la serpentinisation des lherzolites feldspathiques (p. 53 et 171). Ces résultats indiquent, sans ambiguïté, les échanges qui se sont produits lors de ce processus. On ne peut donc écrire, comme c'est souvent le cas, n'importe quelle équation de serpentinisation ; celle-ci doit tenir compte des échanges réels. C'est ainsi qu'après avoir éliminé l'hypothèse d'une transformation à volume constant, nous sommes arrivés à celle de la conservation des tétraèdres à coeur de silicium, mentionnée il y a quelques pages. Il devient alors possible de chiffrer les apports et les départs et de présenter le bilan détaillé de la serpentinisation dans une lherzolite feldspathique. Cette hypothèse suppose une augmentation de volume de l'ordre de 30 % lors de la serpentinisation. L'énergie mécanique ainsi libérée pourrait avoir facilité la montée de ces roches et sa dissipation est peut-être partiellement responsable des déformations intenses qui les caractérisent.

ARCHITECTURE DE L'ETUDE

Par sa disposition en étages successifs, le tableau ci-dessous montre l'étagement des connaissances et des hypothèses. Tout en donnant un aperçu de l'organisation et des résultats de l'étude, il permet d'apprécier le degré d'incertitude de chaque hypothèse. Sa structure peut se comparer à celle d'un mât vertical porté par une bille (proposition encadrée) et équilibré par des étais (techniques 1, 4, 5).



Au moment de quitter mon étude, j'y vois trois résultats saillants : la connaissance précise d'un complexe ophiolitique touché par le métamorphisme épizonal, une vue encore brumeuse de l'histoire de cette région, et enfin le développement de nouvelles voies de recherches par exploitation rationnelle d'analyses systématiques de minéraux et de roches. A considérer l'aide encore modeste apportée par ces nouveaux outils dans la connaissance géologique, notre but ultime, je me prends à espérer des prolongements fructueux. Puisse l'assurance que procure leur forme chiffrée servir de lisse pour les audacieux qui s'aventureront après moi au-dessus du gouffre piémontais.

*
* *
*

LISTE DES OUVRAGES CITES

PRINCIPALES ABREVIATIONS :

- B. G. S. A. : Bulletin of the Geological Society of America
 B. R. C. G. I. : Bolletino del R. Comitato Geologico d'Italia, Roma.
 B. S. F. M. C. : Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie - Paris -
 B. S. G. F. : Bulletin de la Société Géologique de France, Paris -
 B. S. M. P. : Bulletin Suisse de Minéralogie et de Pétrographie, Zurich.
 C. R. A. S. : Comptes -rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Paris.
 C. R. S. S. G. F. : Compte-rendu sommaire des Séances de la Société Géologique de France, Paris.

-
- AUTRAN M. A. (1964) - Description de l'association minérale métamorphique Jadéite + quartz, découverte à San Andréa di Cotone dans les "Schistes lustrés" à glaucophane de Corse - B. S. F. M. C. Communication orale 16 Avril 1964.
- BAGGIO P. (1963) - Sulla presenza di una serie titanico-cretacea nel Canavese (Prealpi piemontese) - Atti. Ist. Ven. Sc. Lett. Arti., Cl. Sc. mat. nat. t. 121, p. 215.
- BARBIER R., BLOCH J. P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M., LEMOINE M. (1960 - 1963) - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée - Livre à la mémoire du Prof. P. FALLOT t. II., p. 331-375
- BARTH T. F. W. (1948) - Oxygen in rocks : a basis for petrographic calculations - Jour. Geology, vol. 56, no. 1, p. 50-60.
- BEARTH P. (1956) - Geologische Beobachtungen in Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen Ecl. Geol. Helv., 49, p. 279-290.
- BEARTH P. (1958) - Uber einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums - B. S. M. P., Band 38, Heft 1/2, p. 363.
- BEARTH P. (1959) - Uber Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven - B. S. M. P., Band 39, Heft 1/2, p. 267 - 286.
- BEARTH P. (1965) - Zur Entstehung alpinotyper Eklogite - B. S. M. P. Band 45, Heft. I., p. 179.
- BERTRAND M. (1894) - Etudes dans les Alpes françaises - B. S. G. F. 3° sér., t. XXII, p. 69.
- BERTRAND J. M. L. (1965) - Données nouvelles sur la géologie de la partie française du massif du Grand Paradis (Haute Maurienne) - C. R. A. S., t. 260, N° 24, p. 6405.
- BERTRAND J. M. L. et P. SALIOT (1966) - Données nouvelles sur l'âge et la nature du gneiss du Grand Paradis (Alpes Graies) - C. R. A. S. t. 262, p. 1669;
- BHATTACHARJI, SOMDEV et C. H. SMITH (1964) - Flowage differentiation - Science, v. 145, p. 150-153.
- BIANCHI A. et DAL PIAZ G. B. (1959) - La memoria geologico-petrografica di R. Michel sul massiccio del Gran Paradiso et regioni limitrofe - R. C. Soc. Min. Ital. 1959, 15, p. 21-24.
- BIANCHI A., DAL PIAZ G. B. et VITERBO C. (1965) - Le masse di anfiboliti gabbriche et gabbro-dite di Corio e Monastero e di altre localita della zona Sesia Lanzo - Mem. della Acad. Sc. di Torino, Ser. 4, N° 3, p. 1-36.

- BLANCHARD R. (1952) - Les Alpes occidentales. T. VI : Le Versant piémontais - V. I, Arthaud, Grenoble-Paris.
- BORCHERT H. (1963) - Principles of the genesis and enrichment of chromite ore deposits - C. R. séminaire O. C. D. E. PARIS -
- BORG I. Y. (1956) - Glaucophane-schists and eclogites near Healdsburg, California - B. G. S. A. p. 1563-1584.
- BOWEN N. L. et TUTTLE O. F. (1949) - The system MgO - SiO₂ - H₂O - B. G. S. A. v. 60, p. 439 - 460.
- BROWN W. H., FYFFE W. S. and TURNER F. J. (1962) - Aragonite in California glaucophane schists and the kinetics of the aragonite-calcite transformation - J. Petrology, 3, p. 566.
- BRUNN J. H. (1956) - Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale - Ann. géol. des Pays Helléniques, 1^o Ser. t. VII.
- BUCCA L. (1886) - Appunti petrografici sul gruppo del Gran Paradiso - B. R. C. G. I., 11-12, p. 455.
- BUTLER B. C. M. (1965) - Compositions of micas in metamorphic rocks - Controls of metamorphism, Oliver & Boyd, London, p. 291-298.
- CABY R. (1964) - Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, haut Val de Suse) - Tr. lab. géol. Fac. Sc. Grenoble, p. 131-187.
- CALLEGARI E. et MONESE A. (1959-1960) - La distribuzione del sodio et del potassio nelle rocce del massiccio del Gran Paradiso - Atti. Accad. Nazion. Lincei, R. C. Cl. Sc. fis. mat. nat. t. 27, N° 1-2, p. 60-70. et 28, N° 6, p. 883-888.
- CHALLIS G. A. (1965) - High temperature contact metamorphism of the Red Hills ultramafic intrusion, Wairan Valley, New Zealand - Journ. Petrology, vol. 6, N 3, p. 395.
- CHATTERJEE N. D. (1963) - Zur Tektonik der penninischen Zone in der weiteren Umrahmung des nördlichen Dora Mafra - Massivs, italienisch Westalpen - Geol. Rundschau, Band 53, p. 536.
- CHESSEX R., DELANOYE M., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. (1964) - Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Htes Alpes) - Arch. des Sciences Genève. Vol. 17, fasc. 3, p. 342-346.
- CHIDESTER A. H. (1962) - Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north-central Vermont - Geol. survey prof. paper 345.
- CLARK S. P. (1961) - A redetermination of equilibrium relations between kyanite and sillimanite - Am. J. Sci. 259, p. 641.
- COGULU E. et VUAGNAT M. (1965) - Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Mihaliççik (Vilay et d'Eskisehir, Turquie) - B. S. M. P., Band 45, Heft 1, p. 17.
- COLÉMAN R. G., LEE D. E., BEATTY L. B., BRANNOCK W. W. (1965) - Eclogites and eclogites : their differences and similarities - B. G. S. A. vol. 76, N 5, p. 483-508.
- COLEMAN R. G. et LEE D. E., (1962) - Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California - Am. J. Sci. 260, 577.
- CLOSS H. ET LABROUSTE Y. (1963) - Recherches seismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958, et 1960 - C. N. R. S. Sér. XII, Fas. 2.
- COLLOMB P. et ELLENBERGER F. (1966) - La grille des linéations : un phénomène tectonique régional autonome - C. R. A. S. t. 262, p. 1832.
- COLLOMB P. et ELLENBERGER F. (1966) - Signification tectonique de la linéation régionale - C. R. A. S. t. 262, p. 1921.
- CONTI S. (1954) - Considerazione preliminari sulla genesi delle oficalciti nelle Alpi liguri e cozie - Publ. Ist. Geol. Univ. Genova.
- CONTI S. (1955) - Studi geologici sulle Alpi occidentali. La formazione dei calcescisti nei suoi rapporti stratigrafici e tettonici con i complessi basali e marginali delle Alpi liguri, maritimi e cozie - Boll. Serv. Geol. d'Italia, 77, p. 275-326.
- CONTI S. (1964) - Rassegna casistica delle ofiolite italiane - Atti. Ist. Geol. Univ. Genova, V. II, Fasc. 1, p. 1-95.
- DEER W. A., HOWIE R. A. et ZUSSMAN J. (1963) - Rock forming minerals - Longmans, London.
- DUBERTRET L. (1953) - Géologie des Roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie) - Notes et mém. sur le Moyen-Orient, Paris, t. VI.
- ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise - Thèse Paris.
- ELLENBERGER F. (1960) - Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute Maurienne (Savoie) - B. S. G. F. t. 2, p. 190-194.
- ELLENBERGER F. (1960-1963) - La Vanoise, un géanticlinal métamorphique - Livre à la mémoire du Prof. P. FALLOT, t. 2, p. 383-393.

- ELLENBERGER F. (1965) - Le " style pennique " : rhéomorphisme ou cisaillements ? Application au Grand Paradis - C. R. A. S. t. 260, p. 4008-4011.
- ELLENBERGER F., MICHARD A., et STURANI C. (1964) - Découvertes d'Ammonites et observations stratigraphiques dans les " Schistes lustrés " du Val Grana - C. R. A. S. t. 259, p. 3047-3050.
- ELTER G. (1960) - La zona pennidica dell'alta e media valle d'Aosta e le unità limitrofe - Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova. 22. p. 113.
- ERNST W. G. (1963) - Petrogenesis of glaucophane schists - Journ. Petrology, 4, p. 1-30.
- ESKOLA P. (1939) - Die metamorphen Gesteine - In Die Entstehung der Gesteine, Berlin, p. 263.
- ESSENE E. J., FYFE W. S., et TURNER F. J. (1965) - Petrogenesis of Franciscan glaucophane schists and associated metamorphic rocks, California - Beit. Miner. und petrog. Band 2, Heft 7, p. 695.
- FAWCETT J. J. (1962-1964) - The upper stability limit of magnesian chlorites to 10kb PH₂O - Carnegie Instit. Ann. Report. 1962-63, p. 140, 1963-64, p. 136.
- FENOGLIO M. (1930) - Sulla presenza della nesquehonite nella serpentina di Viù in Val di Lanzo - Accad. Naz. dei Lincei, Rend. II, p. 310-316.
- FENOGLIO M. (1933) - Studi petrografici sulla zona del Canavese, Gabbri anfibolici, lherzoliti et serpentini - Period. di Miner. 4, p. 42.
- FENOGLIO M. (1956) - La massa peridotico-serpentinosa di Castellamonte e il suo significato geologico-Rend. Soc. Min. Ital. 12. p. 130.
- FENOGLIO M. et SANERO E. (1941) - I giacimenti di magnesite delle Prealpi piemontesi - Period. di Miner. 12, p. 83.
- FONTEILLES M. (1965) - L'équilibre chimique dans le métamorphisme - B. S. G. F. t. VII, N° 1, p. 136-146.
- FORESTIER F. H. (1962) - Les péridotites serpentinisées en France - Bull. du B. R. G. M. - N° 2.
- FORESTIER F. H. (1963) - Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif central français) - Bull. Service de la Carte géologique de la France - N° 271, t. LIX
- FRANCHI S. (1894) - Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotide e diabase nelle Alpi occidentali. B. R. C. G. I. , t. 25, p. 181-204.
- FRANCHI S. (1896) - Prasiniti ed amfiboliti sodiche provenienti dalla metamorfosi di rocce diabasiche presso Pogli, nelle isole Giglio e Gorgona, ed al Capo Argentario - Boll. Soc. Geol. Ital., Roma, 15, p. 169-181.
- FRANCHI S. (1898) - Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali - B. R. C. G. I. , 29, p. 173-247, 325-482.
- FRANCHI S. (1902) - Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nelle regione liguro-alpine occidentale - B. R. C. G. I. , t. 33, p. 255-318.
- FRANCHI S. (1904) - Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi - B. R. C. G. I. 35, p. 125-179.
- FRANCHI S. (1909) - Bibliografia regionata dei principali lavori concernenti la geologia e cronologia dei terreni a facies piemontese (zona delle pietre verdi, schistes lustrés) - B. R. C. G. I. 40, p. 552-591.
- FRANCHI S. (1925) - I dati stratigrafici e paleontologici fondamentali per l'età secondaria dei Calcescisti e l'ipotesi di un grande careggiamento della massa di questi nelle Alpi franco-italiane - Rend. R. Accad. Naz. Lincei, (6), 1, p. 283-291.
- FYFE W. S. et VERHOOGEN J. (1962) - Water and heat in metamorphism - Geol. Soc. Amer., Mem. 73, 1958, réim. 1962, p. 192.
- GABERT P. (1962) - Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts - Louis-Jean, Gap. p. 531.
- GAGNY C. et NICOLAS A. (1966) - La séparation des minéraux dans les roches - Pub. lab. géol. Nantes (sous presse)
- GAY M. (1963) - Présence de discontinuités dans la série siliceuse du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes) - C. R. A. S. t. 256, p. 4936-4938.
- GAY M. (1964) - A propos de certaines écailles du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes) - C. R. S. S. G. F. fasc. 5, p. 183.
- GOGUEL J. (1963) - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales - B. S. G. F. t. V, NI, p. 20-29.
- GRIGGS D. T., TURNER et HEARD H. C. (1960) - Deformation of rocks at 500° to 800°. Rock deformation - The Geol. Soc. Amer. Memoir 79, p. 39.
- GROLIER J. et VIALON P. (1964) - La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples - B. S. G. F. t. VI, N° 3, p. 309.
- GUILLOU J. J. et PRIMEL L. (1964) - Etude géologique et métallogénique du Cap Corse - Thèses 3° cycle. Geol. Appl. Paris, inéd.

- HAGNER A. F., LEUNG S.S., et DENNISON J. M. (1965) - Optical and chemical variations in minerals from a single rock specimen - *Amer. Min.* V. 50, N3-4, p. 341-355
- HARLAND W. B., SMITH A. G. et WILCOCK B. (1964) - The phanerozoic time scale, a symposium dedicated to Prof. A. Holmes - *Quat. Journ. Geol. London.* vol. 120S
- HARRY W. T. (1950) - Aluminium replacing silicon in some silicate lattices - *Min. Mag.* V. 29, p. 142.
- HERMANN F. (1930) - Il ricoprimento dei calcescisti fra i massici d'Ambin e del Grand Paradiso - *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, 8, p. II-55.
- HERMANN F. (1937-1938) - Carta geologica delle Alpi Nord-occidentali e note illustrative - Milano.
- HESS H. H. (1933) - The problem of serpentinitisation and the origin of certain chrysotile asbeter, talc and soapstone deposits - *Econ. Geol.* V. XXVIII, p. 634-657.
- HESS H. H. (1955) - Serpentine, orogenesis and epeirogeny - *Symp. "The crust of the earth"* Am. Geol. Soc., Baltimore.
- HESS H. H. (1960) - Stillwater igneous complex Montana - a quantitative mineralogical study - *Geol. Soc. of Amer. mem.* 80, p. I à 230.
- HEY M. H. (1954) - A new review of the chlorites - *Min. Mag.* V. 30, p. 277.
- HOSTETLER P. B., COLEMAN R. G., MUMPTON F. A. et EVANS B. (1966) - Brucite in Alpine serpentinites - *Amer. Min.* V. 51, p. 75.
- IWASAKI M. (1962-1963) - Metamorphic rocks of the Kôtu-Bizan area, eastern Sikoku - *Journ. Fac. Sc. Univ. Tokyo, Sec. II*, V. XIV, part. I, p. 1-90.
- JAFFE F. C. (1955) - Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets - *B. S. M. P.* 35, p. I-II6.
- JAMIESON J. C. (1963) - Possible occurrence of exceedingly high pressures in geological processes - *B. G. S. A.*, 74, p. 1067.
- JOHANNSEN A. (1931) - A descriptive petrography of the igneous rocks - *The Univ. of Chicago press, réimpr.* 1962, p. 222.
- JUNG J. (1958) - *Précis de Pétrographie* - Masson éd. Paris.
- JUNG J. et BROUSSE R. (1959) - Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points - Masson, éd. Paris.
- KAADEN Van Der G. (1964) - The different concepts of the genesis of Alpine-type emplaced ultrabasic rocks - *Méthodes de prospection de la chromite, C. R. séminaire O. C. D. E. Paris* p. 79-97.
- KRETZ R. (1961) - Co-existing pyroxenes - *Geol. mag.* GB 98, N4, p. 344-345.
- KRUMMENACHER D., EVERNDEN J. F., VUAGNAT M. (1960) - Sur l'âge absolu de la péridotite micacée de Finero (zone d'Ivrée) - *Arch. Sci. Suisse* 1960, 13, N3, p. 369-373.
- KÜNDIG E. (1956) - The position in time and space of the ophiolites with relation orogenic metamorphism - *Geol. en Mijnbouw* 18/4.
- LABESSE B. (1962) - Sur les ophiolites et les brèches associées dans l'Appenin septentrional - *B. S. G. F.* 7^e série, t. IV, N6, p. 867-871.
- LACROIX A. (1893-1913) - *Minéralogie de la France* - 5 vol. (réed. 1962) A. Blanchard, Paris.
- LACROIX A. (1917) - Les péridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives non feldspathiques qui les accompagnent - *C. R. A. S.*, t. 165, p. 381-387.
- LACY A. D. (1965) - Factors in the study of metamorphic reaction rates - *Controls of Metamorphism*, Oliver & Boyd, London, p. 140-154.
- LEAKE B. E. (1965) - The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism - *Controls of metamorphism*, Oliver & Boyd, London, p. 299-316.
- LEFEVRE A. et MICHARD A. (1965) - La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau, de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes, Italie) - *B. S. F. M. C.* LXXXVIII, p. 664-677.
- LEMOINE M. (1955) - Note préliminaire sur le mode de gisement de certains ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (Htes Alpes) - *C. R. S. S. G. F.* N° 5-6, p. 94.
- LEMOINE M. et MICHARD A. (1963) - Sur le problème stratigraphique et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes - *C. R. A. S.* t. 256, p. 4050 - 4053.
- MATTHES S. (1951) - Die Kontakt metamorphe Überprägung basischer Kristalliner schiefer im Kontakthof des Steinwalgranit nördlich von Erbdorf in der bayrischen Oberpfalz - *Neues. Jb. für Miner.* V. 82, Fasc. 1-2.
- MICHARD A. (1961) - Schéma structural du massif triasico-liasique Maïra-Grana dans ses rapports avec les schistes lustrés et le massif de Dora Maïra (Alpes cottiennes) - *C. R. A. S.* 253, N23, p. 2726, 2828.
- MICHARD A. (1965) - Une nappe de socle dans les Alpes cottiennes internes ? Implications paléogéographiques et rôle éventuel des mouvements crétacés - *C. R. A. S.* t. 260, p. 4012-4015.

- MICHARD A. et STURANI C. (1964) - La zone piémontaise dans les Alpes cottiennes du Cuneese : nouveaux résultats et nouvelles questions - C.R.S.S.G.F. Fasc. 9, p. 382.
- MICHEL R. (1953) - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes) - Sciences de la Terre, Nancy, t. I, N° 3-4.
- MICHEL R. et NICOLAS A. (1961) - Textures et débits en coussins (pillows-lavas) dans les prasinites de la Stura di Viù (Alpes piémontaises) - C.R.S.S.G.F. N8, p. 227.
- MIYASHIRO A. (1957) - Chemistry, optics and genesis of the alkali-amphiboles - Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II, V. II, p. 57.
- MIYASHIRO A. (1961) - Evolution of metamorphic belts. Jour. Petrology. 2, p. 277.
- MIYASHIRO A. et SEKI Y. (1958) - Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane schist facies - Jap. Journ. Geol. Geogr. V. 29, p. 199.
- NICOLAS A. (1965) - Confection de modèles en relief à l'aide de polystyrène expansé - Chron. des Mines N° 341 ; p. 131-132.
- NICOLAS A. (1966) - Interprétation des ophiolites entre le Grand Paradis et la Dora Maira - Sous presse, B. S. M. P.
- NICOLAS A. et GAGNY Cl. (1964) - Données minéralogiques sur l'omphacite et la glaucophane d'un schiste à glaucophane des Alpes piémontaises - B. S. F. M. C. LXXXVII, p. 105-108.
- NIGGLI E. (1960) - Mineral Zonen des Alpenen Metamorphose in der Schweizer Alpen - Inter. Geol. Congr. Rep. 21st Sess-Norden XIII, p. 132-138.
- NOBLE D. C. (1962) - Plagioclase unmixing and the lower boundary of the amphibolite facies - J. Geol. 70, N2, p. 234 - 240.
- NOBLE J. A. et TAYLOR H. P. (1960) - Origin of the ultramafic complexes in southeastern Alaska. - Inter. Geol. Congr. Rep. 21st. Norden, Copenhagen, p. 175-57.
- NOVARESE V. (1894) - Nomenclature e sistematica delle rocce verdi delle Alpi occidentali - B. R. C. G. I., t. 25, p. 164-181.
- ONUKE H. (1963) - Petrology of the Hayachine ultramafic complex in the Kitakawi Mountain land, Northern Japon - Sc. rep. of the Tohoku Univ. 3° série, v. VIII, N2, p. 241-295.
- ORCEL J. (1927) - Sur la composition chimique des chlorites - B. S. F. M. t. 50, p. 75-448.
- PERETTI L. (1928) - La formazione conglomeratiche aquitaniane dei Colli di Superga - Bull. Soc. Geol. Ital. 47, p. 159.
- PETRASCHECK W. E. (1959) - Intrusiver und Extrusiver Peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich - Geol. Rorschach, Band 48, p. 205-217.
- PIAZ DAL G. B. (1928) - Sulle ofioliti alpine della zona della Grivola - Atti Accad. Sc. trent. Istr. Ser. 3, V. XVIII, p. 71-82.
- PITCHER W. S. (1965) - The aluminium silicate polymorphs - Controls of metamorphism, Oliver & Boyd, London, p. 327-340.
- PLAS VAN DER L. (1959) - Petrology of the Northern Adula region, Switzerland (with particular reference to the glaucophane bearing rocks) - Leidse geol. Meded. 24, N2, p. 415-598.
- PLAS VAN DER L. et HUGIT (1961) - A ferrian sodium-amphibole from Vals, Switzerland - B. S. M. P. Band 41, N2, p. 371-393.
- POLDERVAART A. (1953) - Petrological calculations in metasomatic processus - Amer. J. Sc. V. 251, p. 481.
- POLDERVAART A. et TAUBENECK W. H. (1960) - Layered intrusions - Intern. Geol. Congr. Rep. 21st Sess. Norden 1960 XIII, p. 59-67.
- RAMBERG H. (1952) - Chemical bonds and distributions of cations in silicates - Journ. of Geol. t. 60, p. 331-335.
- RAST N. (1965) - Nucleation and growth of metamorphic minerals - Controls of metamorphism, Oliver & Boyd, London, p. 73-97.
- RIGAULT G. (1958) - Ricerche sulla massa peridotitico-serpentinosa di Germagnano in Val di Lanzo - Period. Min. Ital. 27, N° 2-3, p. 247-264.
- RITTMAN A. (1963) - Les volcans et leur activité - Masson éd., Paris.
- ROEVER De W. P. (1957) - Sind die Alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale ? - Geol. Rdsch. Dtsch. Band 46, Heft I, p. 137-146.
- ROEVER De W. P. (1965) - On the cause of the preferential distribution of cation metamorphic minerals in orogenic belts of different age - Geol. Rdsch. Band 54, Heft 2, p. 933-943.
- ROSSELLO G. (1964) - Guides pétrographiques et structuraux applicables à la recherche des gisements de chromite de type "Alpin" - Chr. des Mines N333, p. 219-222.
- ROST F. (1959) - Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten - Freiburger Forschungshefte, C 58, p. 28-64.
- ROUTHIER P. (1944) - Essai sur la chronologie des Roches vertes mésozoïques des Alpes occidentales - B. S. G. F. (5), 14, p. 117-143.

- RUTLAND R. W. R. (1965) - Tectonic overpressures - Controls of metamorphism Oliver & Boyd, Edinburgh and London, p. 119.
- SALIMI F. (1965) - Etude pétrographique des roches ophiolitiques des Préalpes romandes - B. S. M. P. Band 45, Heft 1, p. 189-280.
- SANERO E. (1931) - Sulla lherzolite di Baldissero (Piemonte) - Period. di Miner. N° 1, p. 35.
- SANERO E. (1932) - Sopra alcune roccie del Monte Musine (Valle di Sura) - Period. di Miner. N° 2, p. 87-123.
- SCHULLER A. (1960) - Das jadeit problem vom petrogenetischen und mineralfazichlen Standpunkt - Neues Jb. Miner. Abh. Dtsch. Band 94, Heft 2, p. 1295-1308.
- SHAW D. M. (1964) - Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines - Masson éd., Paris.
- SISMONDA A. (1838) - Osservazioni mineralogiche e geologiche per servire alla formazione della carte geologica del Piemonte - Mem. R. Accad. Sc. Torino (2), 2, p. 1-40.
- SISMONDA A. (1866) - Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria alla scala di 1/500.000° (Torino)
- SMITH C. H. et KAPP H. E. (1963) - The Muskox intrusion, a recently discovered layered intrusion in the Coppermine River area, Northwest Territories, Canada - Min. Soc. Amer. spec. paper NI, p. 30-35.
- SMULIKOWSKI K. (1964) - An attempt at eclogite classification - Bull. Acad. Polon. Sci., sér. Sci. géol. géogr. V. 12, NI, p. 27-33.
- SMULIKOWSKI K. (1965) - Chemical differentiation of Garnets and Clinopyroxenes in eclogites - Bull. Ac. Polon. Sc., Sér. Sc. géol. et géog. V. XIII, NI, p. II-18.
- STEIGER R. H. (1964) - Dating orogenic phases in the Central Alps with K-Ar ages on hornblende - Carnegie Instit. Ann. report. p. 247.
- STEINMANN G. (1927) - Die Ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen - C. R. XIV° Congrès géol. intern. Madrid, fasc. 2, p. 637.
- STELLA R. (1890-1910) - Carta geologica d'Italia 1/100.000°, f. Susa, réimpr. 1959 -
- SUNDIUS N. (1946) - The classification of the hornblendes and the solid solution relations in the amphibole group - Arsbok Sveriges Geol. Undersök., V40, N4.
- SUTTON J. (1965) - Some recent advances in our understanding of the controls of metamorphism - Controls of metamorphism, Oliver & Boyd, London, p. 22-43.
- TERMIER P. et KILIAN W. (1920) - Sur l'âge des Schistes lustrés dans les Alpes occidentales - C. R. A. S. t. 171, p. 1348.
- THAYER T. P. (1960) - Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes - Intern. Geol. Congr. Rep. 21st Sess. N orden, Copenhagen, p. 247-259.
- THAYER T. P. (1963) - Flow-layering in alpine peridotite-gabbro complexes - Min. Soc. Amer. Spec. paper NI, p. 55-61.
- THOMPSON J. B. (1947) - Role of aluminium in the rock-forming silicates - B. G. S. A. - 58, p. 1232.
- TROGER W. E. (1952) - Tabellen zur optischen Bestimmung der Gesteinbilden den Minerale - Stuttgart.
- TRUMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the central and western Alps - B. G. S. A. 71, N6, p. 843-907.
- TURNER F. J. et VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology - McGraw-Hill, N. Y.
- VALLET M. et VUAGNAT M. (1949) - Remarques sur quelques chlorites des "schistes de Casanna" Arch. des Sciences Genève. C. R. du 5 Nov. 1949, p. 540-544.
- VIALON P. (1960) - Existence de formations détritiques dans les schistes cristallins du massif de la Dora-Maïra (Alpes cottiennes piémontaises) - C. R. A. S. t. 251, p. 1886-1888.
- VIALON P. (1961) - Présence d'une discordance à affinités saaliennes dans le massif de Dora-Maïra (Alpes cottiennes piémontaises) - C. R. A. S. t. 253, p. 1820 - 1822.
- VIALON P. (1962) - Tectoniques et métamorphisme dans le massif de Dora-Maïra (Alpes cottiennes) - C. R. S. S. G. F. N° 4, p. 127.
- VIALON P. (1962) - Sur le Permien dans le massif Dora-Maïra (Alpes cottiennes) - C. R. S. S. G. F. N° 7, p. 210.
- VIALON P. (1966) - Carte géologique du massif de Dora-Maïra - Grenoble.
- VITERBO N. (1959) - La composizione chimica-petrografica di alcune roccie tipiche del Gran Paradiso - R. C. Soc. Min. ital. 15, p. 255-283.
- VUAGNAT M. et PUSZTASZERI L. (1964) - Sur la présence des hyaloclastites dans le massif du Montgenèvre (Hautes Alpes) - Archives des Sciences Genève. Vol. 18, fas. 1, p. 120-123.
- VUAGNAT M. (1963) - Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale - Geol. Rdsch, 53, 1, p. 336.

- WAGER L. R. (1953) - Layered intrusions - Medd. Dansk. Geol. Foren. XII, p. 335-349.
- WAGER L. R. (1963) - The mechanism of adcumulus growth in the layered series of the Skaergaard intrusion - Min. Soc. Amer. spec. paper NI,
- WELLS M. K. (1962) - Structure and petrology of the Freetown layered Basic complex of Sierra Leone - Geol. Surv. Dept. Sierra Leone, London, Short paper, N9, p. 115 and Overseas Geol. Min. Res. London 1961, Bull. Sup. N° 4.
- WENK E. (1962) - (1962) - Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die paragenese Calcit - Plagioklas.
- WICKMAN F. E. (1943) - Some aspects of the geochemistry of igneous rocks and of differentiation by cristallisation - Geol. Fören. Stockh. Förh. 65, p. 371.
- WILKINSON J. F. G. (1953) - Geol. Mag. 90.
- WILKINSON J. F. G. (1957) - The clinopyroxenes of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales - Geol. Mag. V. 94, p. 123.
- WIJKERSLOOTH de P (1942) - Metamorphose des Chromspinnells in den türkischen Erzlagerstätten - M. T. A. Mecm. N° 2/27, p. 277-289.
- WIN CHELL H. (1958) - The composition and physical properties of garnet. Amer. Min. V. 43, p. 595.
- WINCHELL A. N. (1927) - Elements of optical mineralogy - John Wiley & Sons, inc. N. Y., réimpr. en 1964.
- WINKLER H. G. F. (1965) - Petrogenesis of metamorphic rocks - Springer - Verlag, Berlin.
- WISEMAN J. D. H. (1934) - The central and south-west Highland epidiorites : a study in progressive metamorphism - Quart. Jour. geol. Soc. Lond. 90, p. 354.
- ZACCAGNA D. (1901-1902-1903) - Alcune osservazioni sugli ultimi lavori geologici intorno alle Alpi occidentali - Boll. R. Con. geol. 1901 - p. 4-75 et 129-151 ; 1902, p. 149-161 ; 1903, p. 297-333.
-

NOTE A PROPOS DES FICHES MINERALOGIQUES ET DES
PLANCHES CHIMIQUES DE ROCHES

SEPARATION DES MINERAUX

Les techniques améliorées et l'organisation mises au point pour séparer les minéraux sont décrites avec le plus grand détail dans un mémoire spécial (Cl. GAGNY et A. NICOLAS, 1966).

PURETE DES MINERAUX - REPRESENTATIVITE DES POUDRES DE ROCHES

Quand le minéral obtenu à l'issue de la séparation n'est pas parfaitement pur, le pourcentage des impuretés est mesuré par comptage de quelques centaines de grains (op. cit., p. 57) Les diffractogrammes de R. X. contribuent à cette évaluation.

Sauf cas exceptionnels signalés dans le texte, la représentativité de la poudre de roche analysée est assurée par les prises très importantes (jusqu'à 10 kg.), nécessitées par la séparation des minéraux.

ANALYSES CHIMIQUES

Les analyses par voie humide des minéraux et d'une partie des roches furent réalisées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, par M. L. BLANCHET et son équipe (F. DREUX, S. MANZON, F. REITHLER, M. F. VERNET). Une vingtaine d'analyses de roches effectuées au quantomètre sont dues à K. GOVINDARAJU. Les techniques de ce Laboratoire décrites par D. M. SHAW (1964, p. 33 et 37) conduisent à une précision ressortant de l'examen du tableau de la page suivante.

EVALUATION DES ECARTS ANALYTIQUES EN ANALYSE DE ROUTINE

EXPRIMES PAR L' ECART TYPE σ

	- σ -
SiO ₂	\pm 0.70
Al ₂ O ₃	\pm 0.30
Fe ₂ O ₃	\pm 0.20

..... il existe vraisemblablement une faible erreur systématique par excès par suite d'une oxydation partielle du fer ferreux au cours de l'attaque ou même dès le stade du broyage. Cette erreur peut être de l'ordre de 5 % en valeur relative.

FeO	\pm 0.10
-----------	------------

remarque importante : en raison du dosage de Fe₂O₃ par différence entre le fer total et le fer ferreux, il existe une compensation habituelle des erreurs sur Fe₂O₃ et de FeO. D'où l'intérêt de considérer l'erreur sur le fer total exprimé sous forme Fe₂O₃ :

Fe ₂ O ₃ (total).....	\pm 0.10
MnO	\pm 0.015
MgO	\pm 0.30
CaO	\pm 0.25
Na ₂ O	\pm 0.20
K ₂ O	\pm 0.15
TiO ₂	\pm 0.07
P ₂ O ₅	\pm 0.05
H ₂ O totale	\pm 0.12

REMARQUE IMPORTANTE : on notera que l'élimination et la mise en contre-essai des analyses pour lesquelles la somme des oxydes majeurs est en dehors de l'intervalle 99-101 (Chimie) ou 98.75-101.25 (Quantomètre) ajoute une donnée supplémentaire.

$$- 1 < \sum \text{ des erreurs} < + 1 \quad \dots \quad \text{Chimie}$$

$$- 1.25 < \sum \text{ des erreurs} < + 1.25 \quad \dots \quad \text{Quantomètre}$$

Cette donnée est valable chaque fois que les éléments non dosés (éléments considérés comme traces) ne représentent qu'une fraction très faible du poids de la roche (par ex. \sum éléments de traces < 0.2 %). Elle ne l'est plus si les éléments de traces représentent un pourcentage négligeable. D'où une formulation plus générale :

$$\begin{aligned} \text{Total vrai} &= 100 - \sum \text{traces} \\ 100 - 1 &< \text{Totaux admis} < 100 + 1 \\ - 1 + \text{traces} &< \sum \text{erreurs} < + 1 + \sum \text{traces} \end{aligned}$$

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

MESURE DES PARAMETRES PHYSIQUES

- Densité : Les méthodes, différentes suivant les roches et les minéraux, sont décrites dans le mémoire sur la séparation (Cl. GAGNY et A. NICOLAS, 1966, p. 15 et 57) Un calcul d'erreurs complet, confirmé par de nombreux contre-essais, garantit la précision des résultats dans la fourchette d'erreur indiquée.
- Indices de réfraction : Mesurés à l'aide de liqueurs calibrées, la méthode est encore décrite dans ce mémoire (p. 67). La marge d'erreur donnée provient de mesures répétées.
- Angles des axes optiques : Leur détermination fut réalisée à l'aide d'une platine universelle à six axes par la méthode directe (A.N. WINCHELL, 1961 réépr., part I, p. 246). Une moyenne de quatre mesures fixe la fourchette d'erreur par individu.
- Diagramme de poudres au R. X. : Ils sont établis par diffractographie sur un banc Siemens avec anodicathode de cuivre (raies $K\alpha_1$, $K\alpha_2$), à l'exception des clichés de phylites réalisés avec une chambre Nonius de 360 mm. (Voir plus loin pour les conventions utilisées sur les fiches).
- Susceptibilité magnétique : J. BOLFA, J. BABKINE, J.C. REITHLER et C. ZELLER, de l'Institut de Minéralogie de Nancy se sont chargés de cette mesure. Ils se proposent de reprendre dans une étude plus générale, le problème de la susceptibilité magnétique de ces minéraux.

CONVENTIONS CONCERNANT LES FICHES MINERALOGIQUES

L'ouvrage de W.A. DEER, R.A. HOWIE et J. ZUSSMAN (1962) est la principale référence utilisée pour déterminer le nom précis de l'espèce.

Sous la rubrique " Oxydes " de l'analyse chimique, la perte au feu (P.F.) est la somme de CO_2 , H_2O total et d'autres éventuels produits volatils. Elle intervient seule quand elle est donnée dans le total pondéral de l'analyse chimique.

" Σ oxygène " correspond au nombre d'anions d'oxygène pour 100 cations.

" 2V calculé " est obtenu à partir des résultats de la mesure des indices de réfraction en appliquant les formules :

$$\sin^2 V = \frac{N_y - N_x}{N_z - N_x} \quad (2V \text{ positif})$$

$$\sin^2 V = \frac{N_z - N_y}{N_z - N_x} \quad (2V \text{ négatif})$$

Le polychroïsme n'est mentionné que lorsqu'il est spécialement significatif.

Voici enfin les conventions choisies pour évaluer l'intensité relative des raies X. :

FF	>20
F	10-20
Fm	7-10
m	4-7
mf	2-4
f	1-2
ff	< 1

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : ENSTATITE	Roche d'origine : LHERZOLITE Localisation : Route de la Stura di Ala, km 39,9 Coordonnées (fond 1/25000° italien) : 772 x 120	N° : 368 /1 Réf. texte : p. 16
-----------------------------------	--	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES				
OXYDES	MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂ 54,10	Si 46,92	base oxygène : 6 Si 1,886	1			21		
Al ₂ O ₃ 3,10	Al 3,16	Al ^{IV} 0,114	2			22		
Fe ₂ O ₃ 1,75	Fe ^{III} 1,14	Al ^{VI} 0,013	3			23		
Fe O 5,13	Fe ^{II} 3,59	Ti 0,008	4			24		
Mn O 0,14	Mn 0,10	Fe ^{III} 0,046	5			25		
Mg O 33,42	Mg 43,47	Fe ^{II} 0,144	6			26		
Ca O 1,44	Ca 1,34	Mn 0,004	7			27		
Na ₂ O 0,04	Na 0,07	Mg 1,748	8			28		
K ₂ O traces	K	Ca 0,054	9			29		
Ti O ₂ 0,30	Ti 0,19	Na 0,003	10			30		
P ₂ O ₅ 0,03	P 0,02	K	11			31		
Cr ₂ O ₃		P 0,001	12			32		
P. F. 0,41	Totaux 100,00	4,021	13			33		
CO ₂ 0,10	Σoxygène 149,25	Mg = 87,8	14			34		
H ₂ O total 0,21		ΣFe+Mn = 9,5	15			35		
		Ca = 2,5	16			36		
		100,0 %	17			37		
			18			38		
			19			39		
			20			40		
TOTAL 99,86								

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p style="text-align: center;">Clivage (100) bien développé orthorhombique.</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_z mesuré = 86° ± 1° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_z calculé = Z A c = 0° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,682 ± 0,001</p> <p>N_y = ±</p> <p>N_x = 1,672 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,010 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 3,301 ± 0,004</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 10,9 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pure. Quelques placages dans les clivages ; pas de mixtes.</p> <p>COULEURS EN GRAINS : jaune miel</p>
--	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : ENDIOPSIDE	Roche d'origine : Lherzolite	N°: 534 F / 3
	Localisation : Route de la Stura di Viù, km 42,6 Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 764 x 108	Réf. texte : p. 21

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES						
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	50,70	Si	46,30	base oxygène : 6						
Al ₂ O ₃	4,17	Al	4,48	Si 1,858	} 2			21		
Fe ₂ O ₃	1,47	Fe ^{III}	1,01	Al ^{IV} 0,142		1			22	
Fe O	2,11	Fe ^{II}	1,55	Al ^{VI} 0,037		2			23	
Mn O	0,08	Mn	0,06	Ti 0,011	} 2,014			24		
Mg O	17,31	Mg	23,71	Fe ^{III} 0,040		3			25	
Ca O	21,74	Ca	21,27	Fe ^{II} 0,062		4			26	
Na ₂ O	0,50	Na	0,88	Mn 0,002	} 2,014			27		
K ₂ O	traces	K	traces	Mg 0,951		5			28	
Ti O ₂	0,66	Ti	0,45	Ca 0,853		6			29	
P ₂ O ₅	0,37	P	0,28	Na 0,035	} 2,014			30		
Cr ₂ O ₃				K traces		7			31	
P. F.	0,59	Totaux	100,00			8			32	
CO ₂		Σoxygène :	149,47					33		
H ₂ O total	0,20			Mg = 49,9				34		
				Σ Fe+Mn = 5,4				35		
TOTAL	99,70			Ca = 44,7				36		
								37		
								38		
								39		
								40		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES

Monoclinique - Clivage supplémentaire (100) bien marqué.

DONNEES OPTIQUES

2V_Z mesuré = 54° ± 1° Plan axes optiques : (010)

2V_Z calculé = 53° ± Z Λ c = ±

Polychroïsme :

N_z = 1,706 ± }
 N_y = 1,682 ± } 0,002
 N_x = 1,676 ± }
 N_z - N_x = 0,030 ± 0,004

DENSITE 3,309 ± 0,006

SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

$$\chi = 5,5 \times 10^{-6} \text{ u. e. m. c. g. s.}$$

OBSERVATIONS :

Pure - Sale le long des clivages. Pas de mixtes.

COULEURS EN GRAINS : Vert soutenu vif

Minéral : ENDIOPSIDE	Roche d'origine : Gabbro dans lherzolite serpentinisée. Localisation : Givoletto - Massif de Lanzo Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 812 x 017	N° : 538 /4 Réf. texte : p.
--------------------------------	--	--------------------------------

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 6								
Si O ₂	50,80	Si	47,16	Si	1,890	} 2,000	1	4,73	ff	21	1,610	mf
Al ₂ O ₃	5,10	Al	5,57	Al ^{IV}	0,110		2	4,50	f	22	1,580	ff
Fe ₂ O ₃	0,55	Fe ^{III}	0,39	Al ^{VI}	0,113		3	3,22	F	23	1,557	F
Fe O	3,76	Fe ^{II}	2,89	Ti	0,011	} 2,007	4	3,00	FF	24	1,542	f
Mn O	0,10	Mn	0,05	Fe ^{III}	0,016		5	2,94	FF	25	1,521	mf
Mg O	16,32	Mg	22,72	Fe ^{II}	0,116		6	2,89	m	26	1,518	mf
Ca O	19,62	Ca	19,49	Mn	0,002	7	2,56	mf	27	1,505	f	
Na ₂ O	0,80	Na	1,45	Mg	0,910	8	2,53	m	28	1,480	f	
K ₂ O	néant	K		Ca	0,781	9	2,51	Fm	29	1,417	m	
Ti O ₂	0,40	Ti	0,28	Na	0,058	10	2,30	m	30	1,330	ff	
P ₂ O ₅	0,03	P		K		11	2,15	m	31	1,320	mf	
Cr ₂ O ₃						12	2,13	m	32	1,278	f	
P. F.	1,63	Totaux	100,00		4,007	13	2,10	f	33	1,243	mf	
CO ₂	0,16	Σoxygène :	149,72			14	2,03	m	34	1,168	mf	
H ₂ O total	1,12			Mg =	49,9	15	2,02	mf	35	1,072	ff	
				Ca =	42,8	16	1,967	f	36	1,069	ff	
TOTAL	99,11			Σ Fe+Mn =	7,3	17	1,828	F	37	1,067	f	
					100,0	18	1,745	m	38	1,064	f	
						19	1,661	ff	39			
						20	1,621	m	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>Clivage (100) fin et régulier</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré = 57° ± 2° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c = 47° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,701 ± 0,002</p> <p>N_y = 1,675 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,671 ± 0,002</p> <p>N_z - N_x = 0,030 ± 0,003</p>	<p>DENSITE 3,25 ± 0,01</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 6,9 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pureté 100 %.</p> <p>Salissure dans les clivages.</p> <p>COULEURS EN GRAINS : vert pâle grisé.</p>
---	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : ENDIOPSIDE	Roche d'origine : Lherzolite Localisation : Route de la Stura di Ala, km 39,9 Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 772 x 120	N° : 368 /5 Réf. texte : p. 16
------------------------------------	--	--

DONNEES CHIMIQUES			DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES					
OXYDES	MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂ 50,70	Si 46,18	base oxygène : 6 Si 1,853	1			21		
Al ₂ O ₃ 5,15	Al 5,52	Al ^{IV} 0,147	2			22		
Fe ₂ O ₃ 1,38	Fe ^{III} 0,94	Al ^{VI} 0,075	3			23		
Fe O 2,50	Fe ^{II} 1,84	Ti 0,023	4			24		
Mn O 0,09	Mn 0,07	Fe ^{III} 0,038	5			25		
Mg O 16,90	Mg 23,09	Fe ^{II} 0,074	6			26		
Ca O 21,16	Ca 20,65	Mn 0,003	7			27		
Na ₂ O 0,62	Na 1,09	Mg 0,927	8			28		
K ₂ O traces	K traces	Ca 0,829	9			29		
Ti O ₂ 0,86	Ti 0,58	Na 0,044	10			30		
P ₂ O ₅ 0,05	P 0,04	K traces	11			31		
Cr ₂ O ₃		P 0,002	12			32		
P. F. 0,47	Totaux 100,00	4,015	13			33		
CO ₂ 0,10	Σ oxygène : 149,50	Mg = 49,6	14			34		
H ₂ O total 0,18		Ca = 44,4	15			35		
		Σ Fe+Mn = 6,0	16			36		
TOTAL 99,98		100,0	17			37		
			18			38		
			19			39		
			20			40		

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>Clivage (100) marqué monoclinique</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré = 51° ± 2° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_Z calculé = 53° ± Z Λ c = 43° ± 1°</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,704 + } N_y = 1,680 + } 0,002 N_x = 1,674 + } N_z - N_x = 0,030 ± 0,003</p>	<p>DENSITE 3,321 ± 0,0025</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p>$\chi = 6,5 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pureté 100 %</p> <p>COULEURS EN GRAINS : vert assez vif et soutenu.</p>
--	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : ENDIOPSIDE	Roche d'origine : Lherzolite Localisation : route de la Stura di Viù, km 38,1 Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 777 x 136	N° 524 /6 Réf. texte : p. 18
------------------------------------	---	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
				base oxygène : 6							
Si O ₂	50,65	Si	46,13	Si	1,854	} 2,000			21		
Al ₂ O ₃	4,89	Al	5,25	Al ^{IV}	0,146				22		
Fe ₂ O ₃	1,17	Fe ^{III}	0,80	Al ^{VI}	0,065				23		
Fe O	2,64	Fe ^{II}	1,94	Ti	0,027	} 2,020			24		
Mn O	0,09	Mn	0,07	Fe ^{III}	0,032				25		
Mg O	16,85	Mg	23,02	Fe ^{II}	0,078				26		
Ca O	21,45	Ca	20,93	Mn	0,003	} 2,020			27		
Na ₂ O	0,66	Na	1,16	Mg	0,925				28		
K ₂ O	traces	K		Ca	0,841				29		
Ti O ₂	0,97	Ti	0,66	Na	0,047	} 2,020			30		
P ₂ O ₅	0,06	P	0,04	K	0,002				31		
Cr ₂ O ₃									32		
P. F.	0,61	Totaux	100,00		4,020			33			
CO ₂	0,24	Σ oxygène :	149,31	Mg	49			34			
H ₂ O total	0,21			Ca	45			35			
				Σ Fe+Mn	6			36			
TOTAL	100,04				100			37			
								38			
								39			
								40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>Monoclinique. Clivage (100) très bien marqué.</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré = 52° ± 1° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_Z calculé = 50° ± Z Λ c = ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,706 ± 0,002</p> <p>N_y = 1,683 ± 0,002</p> <p>N_x = 1,678 ± 0,002</p> <p>N_z - N_x = 0,28 ± 0,003</p>	<p>DENSITE 3,301 ± 0,005</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 6,1 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pure. Quelques placages dans les clivages.- Pas de mixtes.</p> <p style="text-align: right;">COULEURS EN GRAINS : Vert soutenu vif.</p>
--	---

Minéral : ENDIOPSIDE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique à pyroxènes résiduels, contact serpentinite Localisation : Stura di Viù - 500 m E de Forno, hameau Truc Salir Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 686 x 090	N°: 224 B / 7 Réf. texte : p. 93
--------------------------------	--	-------------------------------------

DONNEES CHIMIQUES *				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	49,94	Si	45,91	base oxygène : 6							
Al ₂ O ₃	3,87	Al	4,19	Si	1,865	} 2,035			21		
Fe ₂ O ₃	/	Fe ^{III}	/	Al ^{IV}	0,170				22		
Fe O	5,32	Fe ^{II}	3,96	Al ^{VI}					23		
Mn O	0,15	Mn	0,12	Ti	0,010	} 2,026			24		
Mg O	16,68	Mg	23,00	Fe ^{III}	/				25		
Ca O	21,53	Ca	21,21	Fe ^{II}	0,161				26		
Na ₂ O	0,73	Na	1,30	Mn	0,005				27		
K ₂ O	traces	K		Mg	0,935				28		
Ti O ₂	0,38	Ti	0,26	Ca	0,862				29		
P ₂ O ₅	0,07	P	0,05	Na	0,053			30			
Cr ₂ O ₃				K				31			
P. F.	1,33	Totaux 100,00		4,061				32			
CO ₂	0,19	Σoxygène : 147,64		Mg = 47,6				33			
H ₂ O total	0,36			Ca = 43,9				34			
TOTAL	100,00			Σ Fe+Mn = 8,5				35			
				100,0				36			
								37			
								38			
								39			
								40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES Clivage (100) peu distinct</p> <p>DONNEES OPTIQUES 2V_Z mesuré = 56° ± 1° Plan axes optiques : (010) 2V_Z calculé = 53° ± Z A c = ± Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,707 ± 0,002 N_y = 1,683 ± 0,002 N_x = 1,677 ± 0,002 N_z - N_x = 0,030 ± 0,003</p>	<p>DENSITE * 3,294 ± 0,006</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE * $\chi = 8,4 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : * Données corrigées pour éliminer une contamination par la clinozoisite</p> <p>COULEURS EN GRAINS : vert pâle</p>
---	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral: <p style="text-align: center;">DIOPSIDE</p>	Roche d'origine : Bordure à diopside et chlorite d'une lentille de grenatite Localisation : route de la Stura di Viù, km 55,35 (ancienne carrière) Coordonnées (fond 1/25000° italien) : 669 x 098	N°: 26 /8 Réf. texte : p. 51
--	--	-------------------------------------

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	53,56	Si	49,23	base oxygène : 6		1	4,47	f	21	1,674	ff
Al ₂ O ₃	0,49	Al	0,53	Si	1,974	2	3,31	ff	22	1,626	Fm
Fe ₂ O ₃	0,91	Fe ^{III}	0,63	Al ^{IV}	0,021	3	<u>3,24</u>	FF	23	1,621	m
Fe O	3,56	Fe ^{II}	2,65	Al ^{VI}		4	<u>2,99</u>	FF	24	1,590	ff
Mn O	0,09	Mn	0,07	Ti	0,004	5	<u>2,96</u>	FF	25	1,566	f
Mg O	15,76	Mg	21,73	Fe ^{III}	0,025	6	2,90	Fm	26	1,553	mf
Ca O	24,78	Ca	24,41	Fe ^{II}	0,106	7	2,57	Fm	27	1,528	mf
Na ₂ O	0,36	Na	0,64	Mn	0,003	8	<u>2,52</u>	FF	28	1,504	f
K ₂ O	traces	K	traces	Mg	0,871	9	2,31	m	29	1,489	f
Ti O ₂	0,16	Ti	0,11	Ca	0,979	10	2,22	f	30	1,425	m
P ₂ O ₅	traces	P	traces	Na	0,026	11	2,20	f	31	1,410	mf
Cr ₂ O ₃				K		12	2,16	Fm	32	1,329	f
P. F.	1,14	Totaux 100,00			4,009	13	2,14	F	33	1,287	ff
CO ₂	0,74	Σoxygène : 149,63		Ca	47,3	14	2,11	mF	34	1,283	mf
H ₂ O total	0,27			Mg	43,9	15	2,08	ff	35	1,263	ff
TOTAL	100,81			Σ Fe+Mn	<u>6,8</u>	16	2,04	m	36	1,250	ff
					100,0	17	2,01	mf	37	1,076	mf
						18	1,971	ff	38	1,073	m
						19	1,838	mf	39	1,071	f
						20	1,756	Fm	40	1,067	f

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p style="text-align: center;">Clivage (100)</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré = 58° 5 ± 0° 5 Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_Z calculé = 62° ± Z Λ c # 45° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,703 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,681 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,673 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,030 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 3,289 ± 0,006</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 8,8 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : 0,08% de magnétite en inclusions. Séparation 100% pure, non altérée - fines inclusions opaques.</p> <p style="text-align: right;">COULEURS EN GRAINS : vert très pâle</p>
---	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : DIOPSIDE	Roche d'origine : Lentille de gabbro, contact avec serpentinite.	N°: 224 C /9
	Localisation : Stura di Viù - 500 m E de Forno Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : Hameau Truc Sàlir. 686 x 090	Réf. texte : p. 94

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
Si O ₂	52,10	Si	47,50	base oxygène : 6								
Al ₂ O ₃	3,35	Al	3,59	Si	1,908	} 2,000			21			
Fe ₂ O ₃	1,35	Fe ^{III}	0,92	Al ^{IV}	0,092		1			22		
Fe O	1,30	Fe ^{II}	0,95	Al ^{VI}	0,052		2			23		
Mn O	0,19	Mn	0,14	Ti	0,002	} 2,017			24			
Mg O	16,29	Mg	22,28	Fe ^{III}	0,037		3			25		
Ca O	24,17	Ca	23,61	Fe ^{II}	0,038		4			26		
Na ₂ O	0,54	Na	0,95	Mn	0,006		5			27		
K ₂ O	traces	K	traces	Mg	0,895		6			28		
Ti O ₂	0,06	Ti	0,04	Ca	0,948		7			29		
P ₂ O ₅	0,03	P	0,02	Na	0,038	8			30			
Cr ₂ O ₃				K	traces	9			31			
P. F.	0,86			P	0,001	10			32			
CO ₂	0,26	Totaux	100,00		4,017	11			33			
H ₂ O total	0,34	Σoxygène :	149,32			12			34			
				Mg =	46,5	13			35			
				Ca =	49,3	14			36			
				Σ Fe+Mn =	4,2	15			37			
TOTAL	100,24				100,0	16			38			
						17			39			
						18			40			
						19						
						20						

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>Clivage (100) discret monoclinique</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré = 58° ± 2° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_Z calculé = 61° ± Z Λ c = ±</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,699 ± 0,002</p> <p>N_y = 1,676 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,668 ± 0,002</p> <p>N_z - N_x = 0,031 ± 0,003</p>	<p>DENSITE 3,269 ± 0,005</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p>$\chi = 4,2 \times 10^{-6}$ u.e.m.c.g.s.</p> <p>OBSERVATIONS: pur, mais sale le long des clivages. Pas de mixtes.</p> <p>COULEURS EN GRAINS: Incolore à vert très pâle</p>
--	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral: DIOPSIDE	Roche d'origine : Filon dans serpentinites Localisation : Alpe della Rossa - Pian della Mussa Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 579 x 194	N°: 363 / 10 Réf. texte : p. 53
---------------------------------	---	------------------------------------

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
Si O ₂	54,02	Si	49,15	base oxygène : 6 Si	1,971	} 2,000	1	4,47	f	21	1,625	Fm
Al ₂ O ₃	0,51	Al	0,55	Al ^{IV}	0,022		2	3,23	FF	22	1,621	m
Fe ₂ O ₃	0,89	Fe ^{III}	0,60	Fe ^{III}	0,007		3	2,99	FF	23	1,587	f
Fe O	1,00	Fe ^{II}	0,77	Ti			4	2,95	FF	24	1,564	f
Mn O	0,13	Mn	0,11	Fe ^{III}	0,014	} 2,007	5	2,90	F	25	1,550	mf
Mg O	16,73	Mg	22,83	Fe ^{II}	0,031		6	2,84	ff	26	1,548	mf
Ca O	26,37	Ca	25,72	Mn	0,004		7	2,57	Fm	27	1,526	f
Na ₂ O	0,16	Na	0,27	Mg	0,915		8	2,52	F	28	1,505	ff
K ₂ O	néant	K		Ca	1,031	9	2,30	mf	29	1,488	f	
Ti O ₂	néant	Ti		Na	0,011	10	2,22	f	30	1,424	m	
P ₂ O ₅	néant	P		K		11	2,20	f	31	1,409	mf	
Cr ₂ O ₃						12	2,16	F	32	1,328	mf	
P. F.		Totaux	100,00		4,007	13	2,13	Fm	33	1,283	f	
CO ₂	0,23	Σoxygène	:149,65	Mg =	45,5	14	2,11	mf	34	1,262	f	
H ₂ O total	0,39			Ca =	51,5	15	2,04	mf	35	1,249	f	
TOTAL	100,43			Σ Fe+Mn =	3	16	2,01	mf	36	1,075	f	
					100,0	17	1,969	f	37	1,072	m	
						18	1,836	m	38	1,070	f	
						19	1,754	Fm	39	1,066	f	
						20	1,674	ff	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_z mesuré = 59° ± 2° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c # 45° ±</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,698 ± } N_y = 1,675 ± } 0,001 N_x = 1,669 ± } N_z - N_x = 0,031 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 3,29 ± 0,01</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 2,1 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Pureté 100 % Inclusions opaques rares et très fines.</p> <p>COULEURS EN GRAINS: blanc pur</p>
---	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : DIOPSIDE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique dans serpentinite Localisation : Carrière de Brachiello, Stura di Ala Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 713 x 204	N°: 489 E /11 Réf. texte : p. 42
----------------------------------	--	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 6								
Si O ₂	50,39	Si	47,08	Si	1,890	} 2,000	1	4,47	mf	21	1,616	mf
Al ₂ O ₃	4,10	Al	4,48	Al ^{IV}	0,110		2	3,55	ff	22	1,614	mf
Fe ₂ O ₃	1,06	Fe ^{III}	0,73	Al ^{VI}	0,070		3	3,23	FF	23	1,585	f
Fe O	3,30	Fe ^{II}	2,58	Ti	0,011	} 2,013	4	3,00	FF	24	1,561	mf
Mn O	0,09	Mn	0,06	Fe ^{III}	0,029		5	2,95	FF	25	1,548	f
Mg O	14,36	Mg	20,12	Fe ^{II}	0,103		6	2,90	mF	26	1,529	ff
Ca O	23,56	Ca	23,60	Mn	0,002	7	2,57	mF	27	1,523	ff	
Na ₂ O	0,60	Na	1,07	Mg	0,808	8	2,525	mF	28	1,504	ff	
K ₂ O	néant	K		Ca	0,947	9	2,52	mF	29	1,485	f	
Ti O ₂	0,38	Ti	0,28	Na	0,043	10	2,30	mf	30	1,420	m	
P ₂ O ₅	0,03	P		K		11	2,22	f	31	1,409	f	
Cr ₂ O ₃						12	2,20	f	32	1,331	f	
P. F.						13	2,15	m	33	1,327	f	
CO ₂	0,53	Totaux	100,00		4,013	14	2,13	mF	34	1,323	f	
H ₂ O total	1,25	Σoxygène :	149,50	Mg =	42,7	15	2,11	mf	35	1,281	f	
				Ca =	50,0	16	2,04	m	36	1,073	f	
TOTAL	99,65			Σ Fe+Mn =	7,3	17	2,02	f	37	1,070	f	
					100,0	18	1,834	mf	38	1,069	f	
						19	1,751	mF	39	1,066	f	
						20	1,624	mF	40	1,065	f	

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>Clivage (100) fin, bien développé.</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré = 58° ± 1° Plan axes optiques :</p> <p>2V_Z calculé = 59° ± Z Λ c = 45° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,704 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,680 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,673 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,031 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 3,286 ± 0,01</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 6,3 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS :</p> <p style="text-align: center;">Pureté 100 %</p> <p>COULEURS EN GRAINS : Vert très pâle.</p>
--	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral: SALITE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique dans lherzolite serpentiniisée. Localisation : Route Stura di Viù, km 42,7 Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 765 x 107	N°: 534 B /12 Réf. texte : p. 27
-------------------------------	---	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 6								
Si O ₂	52,34	Si	48,42	Si	1,930	} 2,000	1	4,69	ff	21	1,617	mf
Al ₂ O ₃	3,54	Al	3,83	Al ^{IV}	0,070		2	4,47	ff	22	1,584	f
Fe ₂ O ₃	1,77	Fe ^{III}	1,22	Al ^{VI}	0,083		3	3,24	F	23	1,563	m
Fe O	4,85	Fe ^{II}	3,78	Ti	0,020	} 1,986	4	3,00	F	24	1,560	mf
Mn O	0,15	Mn	0,11	Fe ^{III}	0,049		5	2,95	FF	25	1,504	f
Mg O	14,42	Mg	20,04	Fe ^{II}	0,150		6	2,90	m	26	1,486	f
Ca O	20,52	Ca	20,32	Mn	0,004		7	2,83	ff	27	1,422	mf
Na ₂ O	1,00	Na	1,78	Mg	0,799		8	2,57	mf	28	1,326	f
K ₂ O	néant	K		Ca	0,810		9	2,53	m	29		
Ti O ₂	0,75	Ti	0,50	Na	0,071		10	2,52	m	30		
P ₂ O ₅	0,02	P		K			11	2,34	mf	31		
Cr ₂ O ₃							12	2,31	mf	32		
P. F.							13	2,30	mf	33		
CO ₂	0,20	Totaux 100,00			3,986	14	2,16	m	34			
H ₂ O total	1,09	Σ oxygène : 150,58				15	2,14	mf	35			
					Mg = 44,1	16	2,04	mf	36			
					Ca = 44,7	17	2,02	mf	37			
TOTAL	100,65				Σ Fe+Mn = 11,2	18	1,831	m	38			
					100,0	19	1,751	m	39			
						20	1,626	mf	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V mesuré = ± Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c = ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>Nz = 1,704 ± } Ny = 1,682 ± } 0,002 Nx = 1,672 ± } Nz - Nx = 0,032 ± 0,004</p>	<p>DENSITE 3,213 ± 0,01</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 10,7 \times 10^{-6}$ u.e.m.c.g.s.</p> <p>OBSERVATIONS : Partiellement remplacé par de la trémolite.</p> <p>COULEURS EN GRAINS : brun-bronzé.</p>
---	---

Minéral :		Roche d'origine : Pyroxénites au contact serpentinites			N°: 416 / 13						
SALITE		Localisation : versant S de la Stura di Ala - Lago Scuro			Réf. texte : p.102						
		Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 659 x 152									
DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	49,50	Si	46,14	base oxygène : 6							
Al ₂ O ₃	4,15	Al	4,53	Si 1,865	} 2,000	1	4,734	ff	21	1,834	m
Fe ₂ O ₃	néant	Fe ^{III}	néant	Al ^{IV} 0,135		2	4,47	f	22	1,753	m
Fe O	6,69	Fe ^{II}	5,20	Al ^{VI} 0,048		3	3,32	ff	23	1,625	m
Mn O	0,20	Mn	0,17	Ti 0,027	} 2,039	4	3,24	FF	24	1,614	mf
Mg O	14,31	Mg	20,02	Fe ^{III} néant		5	3,00	FF	25	1,584	ff
Ca O	21,82	Mg	20,02	Fe ^{II} 0,210		6	2,95	FF	26	1,561	mf
Na ₂ O	0,80	Ca	21,76	Mn 0,007	} 2,039	7	2,90	mF	27	1,549	f
K ₂ O	néant	Na	1,45	Mg 0,809		8	2,57	m	28	1,528	f
Ti O ₂	0,96	K	0,67	Ca 0,879		9	2,53	m	29	1,522	f
P ₂ O ₅	0,04	Ti	0,06	Na 0,059	} 2,039	10	2,52	mF	30	1,505	f
Cr ₂ O ₃		P	0,06	K		11	2,30	mf	31	1,486	f
P. F.						12	2,22	ff	32	1,421	m
CO ₂	0,19	Totaux	100,00	4,039	13	2,21	ff	33	1,410	f	
H ₂ O total	1,68	Σoxygène :	148,43		14	2,15	m	34	1,332	f	
TOTAL	100,34			Mg = 42,3	15	2,13	m	35	1,328	ff	
				Ca = 46,2	16	2,11	mf	36	1,324	f	
				Σ Fe+Mn = 11,5	17	2,07	ff	37	1,282	f	
				100,0	18	2,04	mf	38	1,172	ff	
					19	2,02	mf	39	1,075	f	
					20	2,01	ff	40	1,070	f	
								41	1,068	f	
								42	1,065	f	
CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES						DENSITE 3,30 ± 0,01					
Clivage (100) bien développé monoclinique						SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 11,1 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.					
DONNEES OPTIQUES						OBSERVATIONS : Contamination en magné- tite = 0,005 %.					
2V _Z mesuré = 56°,5 ± 0°,5		Plan axes optiques :		(010)		Pureté 100 % - légère altération le long du clivage (100).					
2V _Z calculé = 55°,5 ±		Z Λ c = 44° ± 1°									
Polychroïsme :											
N _z = 1,704 ± 0,002											
N _y = 1,682 ± 0,001											
N _x = 1,676 ± 0,001											
N _z - N _x = 0,028 ± 0,003											
						COULEURS EN GRAINS : brun sombre					

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : DIOPSIDE JADEITIQUE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique dans lherzolite serpentinisée	N°: 369 B / 14
	Localisation : Route de la Stura di Viù, km 42,7. Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 765 x 107	Réf. texte : p.27

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	51,27	Si	48,28	base oxygène : 6							
Al ₂ O ₃	5,73	Al	6,33	Si 1,920	} 2,000	1	4,52	f	21	1,504	f
Fe ₂ O ₃	0,38	Fe ^{III}	0,28	Al ^{IV} 0,080		2	3,23	F	22	1,422	mf
Fe O	6,87	Fe ^{II}	5,37	Al ^{VI} 0,171		3	3,00	Fm	23	1,324	ff
Mn O	0,15	Mn	0,11	Ti 0,022	} 1,974	4	2,95	FF	24	1,172	ff
Mg O	13,87	Mg	19,59	Fe ^{III} 0,011		5	2,90	mf	25	1,170	ff
Ca O	16,74	Ca	16,88	Fe ^{II} 0,213		6	2,56	mf	26	1,074	ff
Na ₂ O	1,44	Na	2,60	Mn 0,004		7	2,53	m	27	1,070	ff
K ₂ O	néant	K		Mg 0,779		8	2,52	m	28		
Ti O ₂	0,76	Ti	0,56	Ca 0,671		9	2,30	mf	29		
P ₂ O ₅	0,03	P		Na 0,103		10	2,14	mf	30		
Cr ₂ O ₃				K		11	2,11	ff	31		
P. F.		Totaux	100,00			12	2,04	ff	32		
CO ₂	0,48	Σoxygène :	150,88			13	2,02	f	33		
H ₂ O total	1,50			Diops. Héden. = 87%	14	1,834	m	34			
				Aégyrine = 0 %	15	1,751	mf	35			
				Jadéite = 13 %	16	1,626	mf	36			
TOTAL	99,22			100 %	17	1,619	f	37			
					18	1,586	f	38			
					19	1,562	m	39			
					20	1,548	ff	40			

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	DENSITE 3,20 ± 0,01
DONNEES OPTIQUES	SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 12,0 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.
2V mesuré = ± Plan axes optiques :	OBSERVATIONS : Partiellement remplacé par une trémolite.
2V calculé = ± Z A c = ±	
Polychroïsme :	
Nz = 1,692 ±	
Ny = 1,674 ± } 0,003	
Nx = 1,666 ±	
Nz - Nx = 0,026 ± 0,006	
	COULEURS EN GRAINS : brun bronzé.

Minéral: OMPHACITE	Roche d'origine: Gabbro métamorphique à reliques de pyroxènes. Localisation: Arrivée du premier tronçon du télé-siège d'Ala di Stura. Coordonnées (fond 1/25000 italien): 676 x 182	N°: 479 / 15 Réf. texte : p. 61
------------------------------	---	------------------------------------

DONNEES CHIMIQUES*				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 6								
Si O ₂	49,65	Si	45,71	Si	1,831	} 2,000	1	6,42	ff	21	1,620	f
Al ₂ O ₃	11,96	Al	12,95	Al ^{IV}	0,169		2	4,42	f	22	1,589	ff
Fe ₂ O ₃	1,82	Fe ^{III}	1,26	Al ^{VI}	0,350		3	3,32	ff	23		
Fe O	2,19	Fe ^{II}	1,63	Ti	0,018	} 2,000	4	3,28	mf	24		
Mn O	0,06	Mn	0,05	Fe ^{III}	0,050		5	2,99	Fm	25		
Mg O	9,64	Mg	13,31	Fe ^{II}	0,065		6	2,97	F	26		
Ca O	18,11	Ca	17,86	Mn	0,002		7	2,94	m	27		
Na ₂ O	3,69	Na	6,57	Mg	0,533		8	2,90	F	28		
K ₂ O	0,08	K	0,09	Ca	0,715		9	2,54	m	29		
Ti O ₂	0,65	Ti	0,45	Na	0,263		10	2,53	mf	30		
P ₂ O ₅	0,15	P	0,12	K	0,004		11	2,52	mf	31		
Cr ₂ O ₃							12	2,30	ff	32		
P. F.	1,95	Totaux 100,00		4,000			13	2,20	ff	33		
CO ₂		Σoxygène : 149,8				14	2,19	ff	34			
H ₂ O total				Diops. Héden. = 69 %		15	2,12	mf	35			
				Aegyrine = 4 %		16	2,07	ff	36			
TOTAL	99,95			Jadéite = 27 %		17	2,04	ff	37			
				100 %		18	2,02	mf	38			
						19	1,988	ff	39			
						20	1,748	ff	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p style="text-align: center;">monoclinique</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré = 68° ± 2° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_Z calculé = 73° ± Z Λ c = 49° ± 2°</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>Nz// 1,692 ± vert très pâle</p> <p>Ny = 1,681 ± 0,002 "</p> <p>Nx = 1,675 ± 0,002 "</p> <p>Nz - Nx = 0,017 ± 0,002</p>	<p>DENSITE * 3,29 ± 0,01</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE *</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 6,6 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS :</p> <p>* Données recalculées compte tenu de 15 % de trémolite</p> <p style="text-align: center;">COULEURS EN GRAINS : vert pistache tendre</p>
---	--

Minéral : DIOPSIDE JADEITIQUE	Roche d'origine : Gabbro à tendance éclogitique Localisation : Pian Comune, au-dessus Ala di Stura Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 644 x 213	N°: 484 /16 Réf. texte : p. 72
---	--	-----------------------------------

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
Si O ₂	54,70	Si	50,08	base oxygène : 6								
Al ₂ O ₃	9,54	Al	10,27	Si	1,986	} 2,000	1	4,39	m	21	1,394	mf
Fe ₂ O ₃	1,79	Fe ^{III}	1,21	Al ^{IV}	0,014		2	3,18	F	22	1,391	mf
Fe O	4,70	Fe ^{II}	3,57	Al ^{VI}	0,393		3	2,97	F	23	1,296	ff
Mn O	0,12	Mn	0,11	Ti	0,013	} 1,964	4	2,89	FF	24	1,051	f
Mg O	9,79	Mg	13,45	Fe ^{III}	0,048		5	2,54	m	25	1,049	f
Ca O	11,35	Ca	11,15	Fe ^{II}	0,142		6	2,52	mf	26		
Na ₂ O	5,40	Na	9,56	Mn	0,004		7	2,47	mf	27		
K ₂ O	0,18	K	0,22	Mg	0,534		8	2,25	ff	28		
Ti O ₂	0,50	Ti	0,33	Ca	0,442		9	2,19	f	29		
P ₂ O ₅	0,05	P	0,05	Na	0,379		10	2,11	m	30		
Cr ₂ O ₃				K	0,009		11	2,01	mf	31		
P. F.							12	1,798	f	32		
CO ₂	0,54	Totaux	100,00		3,964		13	1,729	mf	33		
H ₂ O total	1,05	Σoxygène :	151,29			14	1,724	mf	34			
TOTAL	99,71			Diops* Héden.	= 54 %	15	1,599	mf	35			
				Aégyrine	= 5 %	16	1,585	mf	36			
				Jadéite	= 41 %	17	1,529	ff	37			
					100 %	18	1,523	f	38			
						19	1,499	ff	39			
						20	1,460	ff	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_z mesuré = 78° ± 2° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_z calculé = 57° Z Λ c = ±</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>Nz = ± Incolore</p> <p>Ny = ± Vert pâle</p> <p>Nx = ± Vert pâle</p> <p>Nz - Nx// 0,015 ±</p>	<p>DENSITE 3,237 ± 0,015</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p>$\chi = 10,1 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: En partie remplacé par une trémolite.</p> <p>COULEURS EN GRAINS: vert vif à nuance olive.</p>
---	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : OMPHACITE	Roche d'origine : Schiste éclogitique à glaucophane Localisation : Pian della Mussa - Pente de l'Uja di Ciamarella Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 651 x 205	N° : 515 / 17 Réf. texte : p. 86
-----------------------------------	--	-------------------------------------

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	54,75	Si	50,25	base oxygène : 6							
Al ₂ O ₃	9,40	Al	10,15	Si	1,983	} 2,000	1	4,36	m	21	
Fe ₂ O ₃	4,00	Fe ^{III}	2,75	Al ^{IV}	0,017		2	3,16	m	22	
Fe O	4,64	Fe ^{II}	3,45	Al ^{VI}	0,383		3	2,95	FF	23	
Mn O	0,01	Mn	0,01	Ti	0,052	} 1,943	4	2,87	FF	24	
Mg O	6,47	Mg	8,91	Fe ^{III}	0,109		5	2,68	f	25	
Ca O	10,95	Ca	10,77	Fe ^{II}	0,139		6	2,52	m	26	
Na ₂ O	6,92	Na	12,29	Mn			7	2,46	m	27	
K ₂ O	traces	K	traces	Mg	0,352		8	2,10	m	28	
Ti O ₂	1,95	Ti	1,34	Ca	0,424		9	2,00	f	29	
P ₂ O ₅	0,10	P	0,08	Na	0,484	10	1,72	f	30		
Cr ₂ O ₃				K		11	1,59	f	31		
P. F.	0,30	Totaux 100,00		3,943		12	1,39	m	32		
CO ₂		Σoxygène :				13			33		
H ₂ O total	0,14					14			34		
TOTAL	99,49					15			35		
				Diopse. Héden. 46		16			36		
				Aegyrine 12		17			37		
				Jadéite 42		18			38		
				100		19			39		
						20			40		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES DONNEES OPTIQUES 2V _Z mesuré = 84° ± 1° Plan axes optiques : (010) 2V calculé = ± Z Λ c = 64° ± Polychroïsme : Nz = 1,680 ± } Ny = 1,670 ± } 0,002 Nx = 1,662 ± } Nz · Nx = 0,018 ±	DENSITE 3,315 ± 0,002 SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 15 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. OBSERVATIONS : COULEURS EN GRAINS : vert vif
---	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : JADEÏTE	Roche d'origine : gabbros métamorphiques dans lherzolite serpentinisée	N°: 369 A / 18
	Localisation : route de la Stura di Viù, km 42,9 Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 763 x 108	Réf. texte : p. 27

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
Si O ₂	55,80	Si	48,87	base oxygène : 6		1	6,22	mf	21	1,612	mf	
Al ₂ O ₃	22,46	Al	23,12	Si	1,945	2	3,92	F	22	1,572	Fm	
Fe ₂ O ₃	0,72	Fe ^{III}	0,47	Al ^{IV}	} 0,941	3	3,25	m	23	1,552	mf	
Fe O	0,51	Fe ^{II}	0,37	Al ^{VI}		0,920	4	3,11	Fm	24	1,499	mf
Mn O	0,01	Mn		Ti		0,002	5	2,92	FF	25	1,488	f
Mg O	0,97	Mg	1,26	Fe ^{III}		0,019	6	2,83	FF	26	1,463	ff
Ca O	5,87	Ca	5,52	Fe ^{II}	0,015	7	2,65	m	27	1,428	f	
Na ₂ O	11,60	Na	19,65	Mn		8	2,49	F	28	1,386	ff	
K ₂ O	0,54	K	0,58	Mg	0,050	9	2,33	ff	29	1,362	m	
Ti O ₂	0,06	Ti	0,05	Ca	0,220	10	2,21	m	30	1,300	mf	
P ₂ O ₅	0,13	P	0,11	Na	0,782	11	2,16	m	31	1,270	ff	
Cr ₂ O ₃				K	0,023	12	2,07	F	32			
P. F.		Totaux	100,00		3,976	13	2,05	f	33			
CO ₂	0,23	Σoxygène : 150,8				14	1,993	ff	34			
H ₂ O total	0,72					15	1,968	m	35			
TOTAL	99,62			Diopside-Hédenbergite =	8	16	1,889	f	36			
				Aegyrine =	2	17	1,838	ff	37			
				Jadéite =	<u>90</u>	18	1,760	m	38			
					100	19	1,685	mf	39			
						20	1,624	f	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V mesuré = ± Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z A c = ±</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>Nz = ±</p> <p>Ny = ±</p> <p>Nx = ±</p> <p>Nz - Nx = ±</p>	<p>DENSITE 3,292 ±</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p>$\chi = 1,7 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Pure à part des traces de clinozoisite (décelables aux RX). En raison de la finesse du grain il n'a pas été possible de mesurer les propriétés optiques.</p> <p>Teneur en magnétite : 0,02 %</p> <p>COULEURS EN GRAINS: blanc pur.</p>
--	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : PYROXENE REMPLECE	Roche d'origine : Gabbros métamorphiques dans une lherzolite serpentinisée Localisation : route de la Stura di Viù, km 42,9 Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 763 x 108	N°: 369 A / 19 Réf. texte : p. 27
---	--	--------------------------------------

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 6								
Si O ₂	46,10	Si	42,34	Si	1,730	} 2,000			21			
Al ₂ O ₃	9,19	Al	9,92	Al ^{IV}	0,270		1			22		
Fe ₂ O ₃	1,05	Fe ^{III}	0,72	Al ^{VI}	0,136		2			23		
Fe O	10,39	Fe ^{II}	7,94	Ti	0,106	} 2,085	3			24		
Mn O	0,14	Mn	0,11	Fe ^{III}	0,029		4			25		
Mg O	14,52	Mg	20,01	Fe ^{II}	0,324		5			26		
Ca O	9,57	Ca	9,43	Mn	0,005		6			27		
Na ₂ O	3,74	Na	6,67	Mg	0,818		7			28		
K ₂ O	0,18	K	0,22	Ca	0,385		8			29		
Ti O ₂	3,75	Ti	2,59	Na	0,273		9			30		
P ₂ O ₅	0,06	P	0,05	K	0,009		10			31		
Cr ₂ O ₃							11			32		
P. F.							12			33		
CO ₂	0,04	Totaux 100,00		4,085		13			34			
H ₂ O total	1,70	Σ oxygène :				14			35			
TOTAL	100,43					15			36			
						16			37			
						17			38			
						18			39			
						19			40			
						20						

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES DONNEES OPTIQUES 2V _Z mesuré = 74° ± 2° Plan axes optiques : 2V calculé = ± Z Λ c = ± Polychroïsme : Nz = ± Ny = ± Nx = ± Nz - Nx = ±	DENSITE 3,214 ± 0,004 SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 21,1 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. OBSERVATIONS : Ce pyroxène est presque entièrement remplacé par de la trémo-lite, des grenats, de la clinozoïzite (?) et des minéraux opaques. Les mesures physiques sont partiellement impossibles. COULEURS EN GRAINS :
---	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral: TREMOLITE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique Localisation : route de la Stura di Viù, km 53,3 Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 685 x 094	N°: 24 AL /21 Réf. texte : p. 66
----------------------------------	---	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 23								
Si O ₂	56,08	Si	51,09	Si	7,720	} 8,000	1	9,30	f	21	2,04	ff
Al ₂ O ₃	3,50	Al	3,75	Al ^{IV}	0,280		2	9,02	mf	22	2,02	mf
Fe ₂ O ₃		Fe ^{III}		Al ^{VI}	0,287		3	8,43	FF	23	2,00	f
Fe O	4,24	Fe ^{II}	3,13	Ti	0,020	} 5,053	4	5,09	f	24	1,890	mf
Mn O	0,08	Mn	0,06	Fe ^{III}			5	4,78	f	25	1,865	mf
Mg O	20,65	Mg	28,22	Fe ^{II}	0,473		6	4,53	m	26	1,813	f
Ca O	12,16	Ca	11,87	Mn	0,009		7	4,20	Fm	27	1,649	mf
Na ₂ O	0,88	Na	1,55	Mg	4,264		8	3,38	mf	28	1,636	ff
K ₂ O	0,17	K	0,20	Ca	1,794		9	3,27	F	29	1,618	ff
Ti O ₂	0,18	Ti	0,13	Na	0,234	} 2,058	10	3,12	FF	30	1,585	mf
P ₂ O ₅	0,01	P		K	0,030		11	2,94	mf	31	1,581	f
Cr ₂ O ₃						12	2,80	F	32	1,532	ff	
P. F.	1,68	Totaux	100,00		15,111	13	2,73	f	33	1,514	ff	
CO ₂	0,10	Σoxygène :	152,2			14	2,71	f	34	1,502	f	
H ₂ O total	0,66					15	2,59	mf	35	1,438	m	
						16	2,54	mf	36	1,364	ff	
TOTAL	99,63					17	2,38	mf	37	1,046	f	
						18	2,34	mf	38	1,044	f	
						19	2,30	ff	39			
						20	2,16	mf	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_X mesuré = 76° ± 1° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_X calculé = 79°30' Z Λ c = 18° ± 1°</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>Nz = 1,636 ± 0,001</p> <p>Ny = 1,626 ± 0,001</p> <p>Nx = 1,611 ± 0,002</p> <p>Nz - Nx = 0,025 ± 0,003</p>	<p>DENSITE 3,032 ± 0,005</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 6,9 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Pureté proche 100 %, quelques mixtes, 0,02 % magnétite</p> <p>COULEURS EN GRAINS : Vert pâle à nuance de gris.</p>
--	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : TREMOLITE-ACTINOTE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique	N°: 24 A1 /22
	Localisation : route de la Stura di Viù, km 53,3 Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 685 x 094	Réf. texte : p. 66

DONNEES CHIMIQUES			DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES					
OXYDES	MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂ 56,25	Si 51,60	base oxygène : 23 Si 7,743	1	9,04	mf	21	2,00	f
Al ₂ O ₃ 3,40	Al 3,67	Al ^{IV} 0,257	2	8,40	FF	22	1,891	m
Fe ₂ O ₃ 1,62	Fe ^{III} 1,12	Al ^{VI} 0,294	3	5,08	m	23	1,812	mf
Fe O 2,78	Fe ^{II} 2,07	Ti 0,005	4	4,76	mf	24	1,649	mf
Mn O 0,03	Mn 0,02	Fe ^{III} 0,168	5	4,51	m	25	1,636	f
Mg O 20,07	Mg 27,62	Fe ^{II} 0,311	6	4,20	F	26	1,618	f
Ca O 12,51	Ca 12,30	Mn 0,003	7	3,38	mf	27	1,584	mf
Na ₂ O 0,82	Na 1,46	Mg 4,144	8	3,27	F	28	1,531	ff
K ₂ O 0,08	K 0,09	Ca 1,846	9	3,12	FF	29	1,502	f
Ti O ₂ 0,04	Ti 0,03	Na 0,219	10	2,94	m	30	1,437	m
P ₂ O ₅ 0,03	P 0,02	K 0,014	11	2,80	FF	31	1,046	ff
Cr ₂ O ₃			12	2,73	mf	32	1,044	ff
P. F. 2,39	Totaux 100,00	15,202	13	2,71	Fm	33		
CO ₂ 0,10	Σoxygène : 153,3		14	2,60	mf	34		
H ₂ O total 0,34		$\frac{Mg}{Mg + \Sigma Fe + Mn} = 89,6 \%$	15	2,54	mf	35		
TOTAL 100,02			16	2,38	mf	36		
			17	2,34	mf	37		
			18	2,32	f	38		
			19	2,16	mf	39		
			20	2,01	mf	40		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES DONNEES OPTIQUES 2V _X mesuré = 76° ± 1° Plan axes optiques : (010) 2V _X calculé = 76°30' ± 1° Z A c = 17° ± 1° Polychroïsme : Nz = 1,636 ± 0,001 Ny = 1,626 ± 0,001 Nx = 1,610 ± 0,002 Nz - Nx = 0,026 ± 0,003	DENSITE 3,014 ± 0,005 SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 5,4 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. OBSERVATIONS : Bonne pureté : quelques mixtes à chlorite. COULEURS EN GRAINS : Vert pâle à nuance de gris.
---	---

Minéral : ACTINOTE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique	N°: 24 B / 25
	Localisation : route de la Stura di Viù, km 53,3 Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 685 x 094	Réf. texte : p. 67

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	55,70	Si	50,79	base oxygène : 23							
Al ₂ O ₃	3,39	Al	3,64	Si 7,671	} 8,000	1	9,34	mf	21	2,32	f
Fe ₂ O ₃	0,96	Fe ^{III}	0,66	Al ^{IV} 0,329		2	9,04	m	22	2,30	ff
Fe O	4,16	Fe ^{II}	3,07	Al ^{VI} 0,221		3	8,45	FF	23	2,28	ff
Mn O	0,14	Mn	0,11	Ti 0,009	} 5,049	4	5,09	mf	24	2,16	mf
Mg O	20,52	Mg	28,06	Fe ^{III} 0,100		5	4,90	ff	25	2,02	mf
Ca O	12,16	Ca	11,88	Fe ^{II} 0,464		6	4,76	f	26	2,00	f
Na ₂ O	0,92	Na	1,62	Mn 0,017	} 2,053	7	4,52	m	27	1,892	mf
K ₂ O	0,08	K	0,09	Mg 4,238		8	4,21	F	28	1,864	ff
Ti O ₂	0,09	Ti	0,06	Ca 1,794		9	3,88	ff	29	1,813	mf
P ₂ O ₅	0,03	P	0,02	Na 0,245	10	3,38	m	30	1,650	mf	
Cr ₂ O ₃				K 0,014	11	3,27	F	31	1,637	f	
P. F.	2,51	Totaux	100,00		12	3,12	FF	32	1,618	mf	
CO ₂	0,14	Σoxygène :	152,3	15,102	13	2,94	m	33	1,585	f	
H ₂ O total	0,49			$\frac{Mg}{Mg + \sum Fe + Mn} = 88 \%$	14	2,80	F	34	1,548	f	
TOTAL	100,66				15	2,73	mf	35	1,438	m	
					16	2,71	Fm	36	1,365	ff	
					17	2,59	mf	37	1,047	ff	
					18	2,54	mf	38			
					19	2,38	mf	39			
					20	2,34	mf	40			

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	DENSITE 3,037 ± 0,005
DONNEES OPTIQUES	SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE
2V _X mesuré = 74° ± 2°	$\chi = 8,3 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.
2V _X calculé = 66° ±	OBSERVATIONS: Quelques mixtes. Pureté ≠ 100 %
Plan axes optiques : (010)	
Z Λ c = 20° ± 1°	
Polychroïsme :	
Nz = 1,639 ± 0,001	
Ny = 1,631 ± 0,001	
Nx = 1,611 ± 0,002	
Nz - Nx = 0,027 ± 0,003	
	COULEURS EN GRAINS: Vert pâle

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : ACTINOTE	Roche d'origine : gabbro métamorphique Localisation : Stura di Ala - Cresto Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 660 x 195	N°: 380 / 29 Réf. texte : p. 56
----------------------------------	--	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 23								
Si O ₂	56,20	Si	51,66	Si	7,761	} 8,000	1	9,04	mf	21	2,28	f
Al ₂ O ₃	3,50	Al	3,78	Al ^{IV}	0,239		2	8,43	FF	22	2,16	mf
Fe ₂ O ₃	0,61	Fe ^{III}	0,42	Al ^{VI}	0,329		3	5,09	f	23	2,02	mf
Fe O	5,17	Fe ^{II}	3,85	Ti	0,009	} 5,011	4	4,89	f	24	1,998	ff
Mn O	0,13	Mn	0,10	Fe ^{III}	0,063		5	4,76	f	25	1,889	mf
Mg O	19,40	Mg	26,75	Fe ^{II}	0,578		6	4,52	mf	26	1,812	ff
Ca O	12,00	Ca	11,82	Mn	0,015	} 2,011	7	4,21	m	27	1,649	mf
Na ₂ O	0,85	Na	1,51	Mg	4,017		8	3,88	f	28	1,635	ff
K ₂ O	0,04	K	0,05	Ca	1,776		9	3,38	m	29	1,617	ff
Ti O ₂	0,08	Ti	0,06	Na	0,227	10	3,27	f	30	1,582	f	
P ₂ O ₅	0,01	P	0,01	K	0,008	11	3,12	FF	31	1,558	ff	
Cr ₂ O ₃						12	2,94	m	32	1,531	ff	
P. F.	2,45	Totaux 100,00		15,022		13	2,80	Fm	33	1,481	ff	
CO ₂	0,14	Σ oxygène : 153,1		$\frac{Mg}{Mg + \sum Fe + Mn} = 86,0 \%$		14	2,73	mf	34	1,478	ff	
H ₂ O total	0,18					15	2,71	Fm	35	1,435	m	
TOTAL	100,44					16	2,59	mf	36	1,046	f	
						17	2,54	m	37	1,043	ff	
						18	2,38	mf	38			
						19	2,33	mf	39			
						20	2,32	f	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_X mesuré = 75° ± 1° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_X calculé = 77° ± Z Λ c = 20° ± 1°</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>Nz = 1,639 ± 0,002</p> <p>Ny = 1,630 ± 0,001</p> <p>Nx = 1,616 ± 0,001</p> <p>Nz - Nx = 0,023 ± 0,003</p>	<p>DENSITE 3,048 ± 0,003</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 9,8 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pureté 100 %</p> <p>COULEURS EN GRAINS : Gris-vert</p>
---	--

Minéral: <p style="text-align: center;">ACTINOTE</p>	Roche d'origine : Placages à amphibole dans le gabbro métamorphique. Localisation : Val de Susè - Route de Lajetto, 500 m Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : avant le village <p style="text-align: center;">679 x 002</p>	N°: 520 C /30 Réf. texte : p. 69
---	--	---

DONNEES CHIMIQUES			DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES					
-------------------	--	--	-----------------------------	--	--	--	--	--

OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
Si O ₂	56,57	Si	51,94	Si	7,797	} 8,000	9,04	f	21	2,16	mf	
Al ₂ O ₃	3,10	Al	3,35	Al ^{IV}	0,203		2	8,40	FF	22	2,02	mf
Fe ₂ O ₃	0,95	Fe ^{III}	0,66	Al ^{VI}	0,300		3	5,08	f	23	1,892	mf
Fe O	5,06	Fe ^{II}	3,76	Ti	0,003	} 4,956	4	4,85	f	24	1,889	mf
Mn O	0,04	Mn	0,04	Fe ^{III}	0,099		5	4,75	f	25	1,815	f
Mg O	19,27	Mg	26,54	Fe ^{II}	0,564	} 2,053	6	4,51	mf	26	1,812	f
Ca O	12,29	Ca	12,09	Mn	0,006		7	4,20	m	27	1,649	m
Na ₂ O	0,84	Na	1,49	Mg	3,984	8	3,88	f	28	1,637	ff	
K ₂ O	0,08	K	0,09	Ca	1,815	9	3,38	mf	29	1,616	ff	
Ti O ₂	0,03	Ti	0,02	Na	0,224	10	3,27	Fm	30	1,584	f	
P ₂ O ₅	0,03	P	0,02	K	0,014	11	3,12	FF	31	1,504	f	
Cr ₂ O ₃						12	2,94	m	32	1,437	mf	
P. F.	2,37	Totaux 100,00		15,009		13	2,80	m	33	1,364	ff	
CO ₂	0,07	Σoxygène : 153,21		Mg		14	2,71	Fm	34	1,047	ff	
H ₂ O total	0,58			Mg + Σ Fe + Mn = 85,6 %		15	2,59	mf	35	1,044	ff	
TOTAL	100,63					16	2,54	mf	36			
						17	2,38	f	37			
						18	2,33	mf	38			
						19	2,32	mf	39			
						20	2,28	ff	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_χ mesuré = 76° ± 1° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_χ calculé = 74° ± Z A c = ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,637 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,628 ±</p> <p>N_x = 1,612 ± 0,002</p> <p>N_z - N_x = 0,025 ± 0,003</p>	<p>DENSITE 3,056 ± 0,001</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 10,4 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : pureté 100 %</p> <p>COULEURS EN GRAINS : gris perlé</p>
--	---

Minéral: ACTINOTE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique à reliques de pyroxènes. Localisation : Arrivée du premier tronçon du télé-siège d'Ala di Stube Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 676 x 182	N°: 479 / <u>31</u> Réf. texte : p. 61
---------------------------------	---	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	56,00	Si	51,01	base oxygène : 23		1	9,30	ff	21	2,32	mf
Al ₂ O ₃	3,93	Al	4,22	Si	7,696						
Fe ₂ O ₃	1,00	Fe ^{III}	0,68	Al ^{IV}	0,304	3	8,40	FF	23	2,02	mf
Fe O	4,90	Fe ^{II}	3,61	Al ^{VI}	0,333						
Mn O	0,14	Mn	0,11	Ti	0,012	5	4,89	ff	25	1,814	mf
Mg O	19,23	Mg	26,28	Fe ^{III}	0,103						
Ca O	12,08	Ca	11,79	Fe ^{II}	0,545	7	4,51	mf	27	1,636	ff
Na ₂ O	1,21	Na	2,13	Mn	0,017						
K ₂ O	0,08	K	0,09	Mg	3,965	9	3,87	ff	29	1,585	f
Ti O ₂	0,11	Ti	0,08	Ca	1,779						
P ₂ O ₅	traces	P		Na	0,321	11	3,27	F	31	1,513	ff
Cr ₂ O ₃				K	0,014						
P. F.	1,62	Totaux 100,00		14,989		13	2,94	m	33	1,437	mf
CO ₂	0,14	Σoxygène : 152,4		$\frac{Mg}{Mg + \sum Fe^{II} + Mn} = 85,6 \%$							
H ₂ O total	0,23					15	2,73	mf	35	1,046	ff
TOTAL	100,30										
						17	2,59	mf	37		
						18	2,54	mf	38		
						19	2,38	f	39		
						20	2,33	mf	40		

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_X mesuré = 76° ± 2° Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_X calculé = 78°30' ± Z Λ c = 19° ± 1°</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>Nz = 1,638 ± } Ny = 1,628 ± } 0,001</p> <p>Nx = 1,613 ± 0,002</p> <p>Nz - Nx = 0,025 ± 0,003</p>	<p>DENSITE 3,061 ± 0,003</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 10,4 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pureté de 100 %, mais assez nombreux mixtes (chlorite)</p> <p>COULEURS EN GRAINS : vert pâle</p>
--	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : ACTINOTE	Roche d'origine : Chloritoschiste à actinote Localisation : Col de Lys Coordonnées (fond 1/25000° italien) : 727 x 043	N° : 7 ^{/32} Réf. texte : p. 39
----------------------------------	--	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
				base oxygène : 23							
Si O ₂	56,20	Si	51,68	Si	7,806	1	9,05	mf	21	2,32	mf
Al ₂ O ₃	1,09	Al	1,18	Al ^{IV}	0,178	2	8,47	FF	22	2,30	ff
Fe ₂ O ₃	1,95	Fe ^{III}	1,35	Al ^{VI}		3	5,09	mf	23	2,28	f
Fe O	5,45	Fe ^{II}	4,06	Ti	0,038	4	4,79	mf	24	2,16	mf
Mn O	0,16	Mn	0,12	Fe ^{III}	0,204	5	4,57	m	25	2,05	ff
Mg O	20,48	Mg	28,25	Fe ^{II}	0,613	6	4,21	Fm	26	2,02	mf
Ca O	11,40	Ca	11,23	Mn	0,018	7	3,88	ff	27	2,00	mf
Na ₂ O	0,99	Na	1,76	Mg	4,267	8	3,57	ff	28	1,895	m
K ₂ O	0,08	K	0,09	Ca	1,696	9	3,46	ff	29	1,866	f
Ti O ₂	0,37	Ti	0,25	Na	0,266	10	3,39	m	30	1,816	mf
P ₂ O ₅	0,04	P	0,03	K	0,014	11	3,28	FF	31	1,653	m
Cr ₂ O ₃						12	3,13	FF	32	1,639	m
P. F.	2,64	Totaux	100,00		15,100	13	2,95	m	33	1,619	mf
CO ₂	0,31	Σoxygène :	152,3		Mg	14	2,81	F	34	1,587	mf
H ₂ O total	0,61				Mg + ΣFe + Mn	15	2,73	m	35	1,505	mf
						16	2,71	F	36	1,472	ff
						17	2,60	mf	37	1,439	Fm
						18	2,54	m	38	1,367	ff
						19	2,39	m	39	1,048	mf
						20	2,34	m	40	1,045	ff
TOTAL	100,85										

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V mesuré = ± Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c = 18° ± 2°</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>Nz = 1,639 ± 0,001</p> <p>Ny = 1,629 ± 0,001</p> <p>Nx = ±</p> <p>Nz - Nx = ±</p>	<p>DENSITE 3,050 ± 0,005</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 12,9 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS :</p> <p style="text-align: center;">0,005 % magnétite</p> <p style="text-align: center;">Pureté 99 % - pas de mixtes</p> <p>COULEURS EN GRAINS : Vert très vif</p>
--	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : ACTINOTE ZONEE	Roche d'origine : Schiste éclogitique à glaucophane Localisation : Pian della Mussa Pente de l'Uja di Ciamparella Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 651 X 205	N° : 515 / 34 Réf. texte : p. 86
--	---	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 23								
Si O ₂	55,40	Si	51,50	Si	7,781	} 8,000	1	9,30	mf	21	2,30	f
Al ₂ O ₃	2,15	Al	2,35	Al ^{IV}	0,219		2	9,02	mf	22	2,17	mf
Fe ₂ O ₃	1,93	Fe ^{III}	1,34	Al ^{VI}	0,136		3	8,45	FF	23	2,04	mf
Fe O	7,79	Fe ^{II}	5,86	Ti	0,009	} 5,114	4	5,08	f	24	2,02	f
Mn O	0,16	Mn	0,13	Fe ^{III}	0,202		5	4,88	f	25	2,00	mf
Mg O	18,33	Mg	25,56	Fe ^{II}	0,885		6	4,75	ff	26	1,892	f
Ca O	10,80	Ca	10,76	Mn	0,020	} 1,990	7	4,52	mf	27	1,813	mf
Na ₂ O	1,34	Na	2,41	Mg	3,862		8	4,21	m	28	1,652	mf
K ₂ O	traces	K	0,06	Ca	1,626		9	3,88	ff	29	1,618	mf
Ti O ₂	0,08	Ti	0,03	Na	0,364	10	3,46	ff	30	1,586	f	
P ₂ O ₅	0,04	P		K		11	3,39	mf	31	1,582	f	
Cr ₂ O ₃						12	3,27	F	32	1,506	ff	
P. F.	2,40	Totaux	100,00		15,104	13	3,12	FF	33	1,503	ff	
CO ₂	0,14	Σoxygène :	152,23			14	2,95	mf	34	1,438	mf	
H ₂ O total	0,24				$\frac{Mg}{Mg + \sum Fe + Mn} = 77,7 \%$	15	2,81	Fm	35	1,048	ff	
TOTAL	100,42					16	2,71	Fm	36	1,045	ff	
						17	2,59	mf	37			
						18	2,54	mf	38			
						19	2,38	f	39			
						20	2,33	mf	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_X mesuré = 25-80° 2V calculé = 90° ±</p> <p>Plan axes optiques : (010) Z Λ c = 20 à 15° ±</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>Nz = 1,652 ± } Ny = 1,634 ± } 0,003 Nx = 1,616 ± } Nz - Nx = 0,036 ± 0,004</p> <p>vert vif, nuance bleutée vert kaki soutenu incolore forte dispersion</p>	<p>DENSITE 3,079 ± 0,005</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p>$\chi = 17,1 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pure à 100 % <u>Non homogène</u> (Difficulté pour mesurer les indices dans les zones bleutées N_Z > 1,652) Zone interne vert clair : 2V_X = 74° Bordure bleu-vert : 2V_X = 45° à 25° Teneur en magnétite : 0,03 %</p> <p>COULEURS EN GRAINS : vert sombre</p>
--	---

Minéral : ACTINOTE	Roche d'origine : Præsinite Localisation : Ala di Stura, Carrière route de Pracera Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 679 x 196	N°: 501 /36 Réf. texte : p. 80
------------------------------	---	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 23								
Si O ₂	55,08	Si	51,54	Si	7,563	} 8,000	1	9,30	f	21	2,02	f
Al ₂ O ₃	4,60	Al	5,07	Al ^{IV}	0,437		2	9,04	mf	22	2,00	ff
Fe ₂ O ₃	10,50	Fe ^{III}	7,37	Al ^{VI}	0,307		3	8,47	FF	23	1,891	f
Fe O	2,26	Fe ^{II}	1,71	Ti	0,047	} 4,758	4	4,52	mf	24	1,811	ff
Mn O	0,17	Mn	0,14	Fe ^{III}	1,081		5	4,21	mf	25	1,651	mf
Mg O	14,77	Mg	20,73	Fe ^{II}	0,260		6	3,88	ff	26	1,617	f
Ca O	10,39	Ca	10,41	Mn	0,021	} 1,924	7	3,39	mf	27	1,583	f
Na ₂ O	1,38	Na	2,50	Mg	3,042		8	3,27	Fm	28	1,532	ff
K ₂ O	0,17	K	0,20	Ca	1,528		9	3,12	FF	29	1,504	ff
Ti O ₂	0,45	Ti	0,32	Na	0,367	10	2,95	mf	30	1,437	mf	
P ₂ O ₅	0,02	P	0,01	K	0,029	11	2,80	Fm	31	1,047	ff	
Cr ₂ O ₃						12	2,74	f	32			
P. F.	0,92	Totaux	100,00		14,682	13	2,71	Fm	33			
CO ₂	0,07	Σoxygène :	156,74			14	2,60	mf	34			
H ₂ O total	0,58					15	2,54	mf	35			
						16	2,38	mf	36			
						17	2,34	mf	37			
						18	2,32	f	38			
						19	2,28	ff	39			
						20	2,16	f	40			
TOTAL	100,71											

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES

DONNEES OPTIQUES

2V_x mesuré = 73° ± 1° Plan axes optiques : (010)
 2V_x calculé = 77° ± 3° Z Λ c = 17° ± 1°

Polychroïsme :

N_z = 1,653 ± 0,001 vert bleuté pâle-incolore
 N_y = 1,641 ± 0,001 vert kaki pâle - incolore
 N_x = 1,622 ± 0,001 incolore
 N_z - N_x = 0,031 ± 0,002

DENSITE 3,094 ± 0,005

SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

$$\chi = 21,1 \times 10^{-6} \text{ u.e.m.c.g.s.}$$

OBSERVATIONS: Pureté environ 98 % ;
 peu ou pas de mixtes.
 Caractère oxydé du fer
 Pas très homogène (2V diminue quand
 la teinte s'assombrit).

COULEURS EN GRAINS : vert sombre

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : HORNBLÉNDE *	Roche d'origine : Prasinite Localisation : Stura di Viù, Torrent de Fucine Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 721 x 104	N°: 535 A /37 Réf. texte : p. 114
--------------------------------------	--	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 23								
Si O ₂	51,82	Si	49,29	Si	7,422	} 8,000	1	9,05	mf	21	1,892	f
Al ₂ O ₃	5,11	Al	5,72	Al ^{IV}	0,578		2	8,47	FF	22	1,653	mf
Fe ₂ O ₃	5,29	Fe ^{III}	3,77	Al ^{VI}	0,283		3	6,51	mf	23	1,639	ff
Fe O	8,47	Fe ^{II}	6,52	Ti	0,059	} 4,919	4	4,22	mf	24	1,619	ff
Mn O	0,19	Mn	0,15	Fe ^{III}	0,568		5	3,39	mf	25	1,584	f
Mg O	13,98	Mg	19,95	Fe ^{II}	0,982		6	3,28	m	26	1,534	ff
Ca O	10,42	Ca	10,62	Mn	0,023	} 2,130	7	3,13	FF	27	1,506	f
Na ₂ O	1,85	Na	3,41	Mg	3,004		8	3,06	ff	28	1,438	mf
K ₂ O	0,10	K	0,12	Ca	1,599		9	2,95	mf	29	1,054	ff
Ti O ₂	0,54	Ti	0,39	Na	0,513	10	2,81	m	30	1,047	ff	
P ₂ O ₅	0,08	P	0,06	K	0,018	11	2,74	mf	31	1,044	ff	
Cr ₂ O ₃						12	2,71	Fm	32			
P. F.	2,54	Totaux	100,00		15,049	13	2,60	mf	33			
CO ₂		Σoxygène :	152,75			14	2,54	mf	34			
H ₂ O total						15	2,38	f	35			
						16	2,34	mf	36			
TOTAL	100,39					17	2,17	mf	37			
						18	2,05	ff	38			
						19	2,02	mf	39			
						20	2,00	f	40			

* Hornblende et non actinote
car Al^{IV} > 0,5.

$$\frac{Mg}{Mg + \sum Fe + Mn} = 65,6 \%$$

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES

DENSITE 3,13 ± 0,01

DONNEES OPTIQUES

SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

$$\chi = 24,1 \times 10^{-6} \text{ u. e. m. c. g. s.}$$

2V_χ mesuré = 53° ± 5° Plan axes optiques : (010)
2V_χ calculé = 73° ± Z Λ c = 22° ± 1°

OBSERVATIONS: Pureté : environ 97 %
- quelques mixtes. Coeurs de glaucophane avec 2V_χ ≠ 70°

Polychroïsme :
Nz = 1,657 ± vert bleuté soutenu
Ny = 1,647 ± 0,002 Vert kaki soutenu
Nx = 1,629 ± vert jaune
Nz - Nx = 0,028 ± 0,003

COULEURS EN GRAINS : vert sombre

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral: EDENITE	Roche d'origine : Schiste prasinitique à phengite et glaucophane. Localisation : Route de Viù, entrée E de Fucine Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 720 x 104	N°: 535 D /38 Réf. texte : p. 116
--------------------------------	---	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	54,16	Si	51,54	base oxygène : 23							
Al ₂ O ₃	4,26	Al	4,77	Si 7,737	} 8,000	1	9,04	f	21	1,882	ff
Fe ₂ O ₃	7,13	Fe ^{III}	5,09	Al ^{IV} 0,263		2	8,39	FF	22	1,808	ff
Fe O	8,13	Fe ^{II}	6,26	Al ^{VI} 0,453		3	4,89	ff	23	1,649	mf
Mn O	0,14	Mn	0,11	Ti 0,024	} 4,948	4	4,51	mf	24	1,582	mf
Mg O	12,83	Mg	18,32	Fe ^{III} 0,764		5	4,20	mf	25	1,503	ff
Ca O	6,62	Ca	6,75	Fe ^{II} 0,940		6	3,88	f	26	1,436	mf
Na ₂ O	3,58	Na	6,59	Mn 0,017	} 2,056	7	3,39	m	27	1,367	ff
K ₂ O	0,30	K	0,36	Mg 2,750		8	3,34	mf	28	1,045	ff
Ti O ₂	0,22	Ti	0,16	Ca 1,013		9	3,27	Fm	29		
P ₂ O ₅	0,06	P	0,05	Na 0,989		10	3,11	FF	30		
Cr ₂ O ₃				K 0,054		11	2,95	mf	31		
P. F.	2,48	Totaux	100,00			12	2,80	m	32		
CO ₂		Σoxygène	153,21	15,004		13	2,71	Fm	33		
H ₂ O total						14	2,59	mf	34		
						15	2,54	mf	35		
						16	2,38	f	36		
						17	2,33	mf	37		
						18	2,16	mf	38		
						19	2,02	mf	39		
						20	1,889	ff	40		
TOTAL	99,91										

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_X mesuré = 60°-0°- 30° Plan axes optiques : (100)&(010)</p> <p>2V_X calculé = 14° ± Z Λ c = ±</p> <p>Nz = 1,655 ± } Ny = 1,652 ± } 0,002 Nx = 1,634 ± } Nz - Nx = 0,021 ± 0,003</p> <p>Polychroïsme : vert assez pâle → vert-bleu violacé vert-gris-bleuté → bleu-vert incoloré</p>	<p>DENSITE 3,12 ± 0,01</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p>$\chi = 27,4 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pureté 98 %. Très hétérogène.</p> <ul style="list-style-type: none"> - cœur de glaucophane (2V_X = 15°-0°) - puis crossite (Y_{cross} = Z_{glauc} et teintes inversées (2V_X = 60°) - puis amphibole bleu-vert avec: d'abord (P.A.O. = 100) (2V_X = 60°); passage par 2V_X = 0° et zone marginale plus claire (P.A.O. = (010) (2V_X = 30°) <p>COULEURS EN GRAINS : vert très sombre</p>
--	---

Minéral : EDENITE	Roche d'origine : Präsinite litée à glaucophane et pistacite. Localisation : Route de la Stura di Viù, entrée E de Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : Fucine 720 x 104	N°: 535 C / 39 Réf. texte : p. 115
---------------------------------	--	---

DONNEES CHIMIQUES *				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES						
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	55,81	Si	53,14	base oxygène : 23						
Al ₂ O ₃	4,91	Al	5,50	Si 7,892	1			21		
Fe ₂ O ₃	6,63	Fe ^{III}	4,74	Al ^{IV} 0,108	2			22		
Fe O	7,96	Fe ^{II}	6,14	Al ^{VI} 0,709	3			23		
Mn O	0,13	Mn	0,10	Ti 0,027	4			24		
Mg O	11,46	Mg	16,37	Fe ^{III} 0,704	5			25		
Ca O	6,93	Ca	7,06	Fe ^{II} 0,912	6			26		
Na ₂ O	3,33	Na	6,14	Mn 0,015	7			27		
K ₂ O	0,49	K	0,59	Mg 2,431	8			28		
Ti O ₂	0,25	Ti	0,18	Ca 1,048	9			29		
P ₂ O ₅	0,05	P	0,04	Na 0,912	10			30		
Cr ₂ O ₃				K 0,088	11			31		
P. F.	2,54	Totaux	100,00		12			32		
CO ₂		Σoxygène	154,87		13			33		
H ₂ O total					14			34		
					15			35		
					16			36		
TOTAL	100,49				17			37		
				$\frac{Mg}{Mg + \sum Fe + Mn} = 59,8 \%$	18			38		
					19			39		
					20			40		

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_x mesuré = faible ± Plan axes optiques : (010)</p> <p>2V_x calculé = 0-35° Z Λ c = ±</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,655 ± 0,001 vert-bleu pétrole</p> <p>N_y = 1,653 ± 0,001 bleu-vert violacé</p> <p>N_x = 1,633 ± 0,002 incolore à jaunâtre</p> <p>N_z - N_x = 0,022 ± 0,003</p>	<p>DENSITE * 3,07 ± 0,02</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE *</p> <p>$\chi = 23 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS :</p> <p>* Données recalculées compte tenu d'un mélange avec la glaucophane 535 C</p> <p>COULEURS EN GRAINS : vert très sombre</p>
--	--

Minéral :			Roche d'origine : Prasinite litée à glaucophane et pistacite			N°: 535 C / 40					
GLAUCOPHANE (CROSSITE)			Localisation : Route de la Stura di Viù, Entrée E de Fucine			Réf. texte : p. 115					
			Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 720 x 104								
DONNEES CHIMIQUES*				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
				base oxygène : 23							
Si O ₂	55,71	Si	52,42	Si	7,855	} 8,000			21		
Al ₂ O ₃	8,44	Al	9,34	Al ^{IV}	0,145		1			22	
Fe ₂ O ₃	6,06	Fe ^{III}	4,28	Al ^{VI}	1,255		2			23	
Fe O	9,55	Fe ^{II}	7,27	Ti	0,022	} 4,927			24		
Mn O	0,08	Mn	0,06	Fe ^{III}	0,641		3			25	
Mg O	9,03	Mg	12,75	Fe ^{II}	1,089		4			26	
Ca O	1,78	Ca	1,80	Mn	0,009	} 2,052			27		
Na ₂ O	6,53	Na	11,89	Mg	1,911		5			28	
K ₂ O	néant	K	néant	Ca	0,270		6			29	
Ti O ₂	0,21	Ti	0,15	Na	1,782	} 2,052			30		
P ₂ O ₅	0,06	P	0,04	K	néant		7			31	
Cr ₂ O ₃							8			32	
P. F.	2,38	Totaux	100,00		14,979				33		
CO ₂		Σoxygène	153,49						34		
H ₂ O total									35		
TOTAL	99,93								36		
									37		
									38		
									39		
									40		
CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES						DENSITE* 3,16 ± 0,01					
DONNEES OPTIQUES						SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE *					
2V _X mesuré = 40-0° ±		en moyenne 10° ±		Plan axes optiques : (010) et ac-		χ = 29 × 10 ⁻⁶ u. e. m. c. g. s.					
2V _X calculé = 24° ±		(0-41°)		Z A c = ±		OBSERVATIONS* : Données recalculées compte tenu d'un mélange avec l'édénite 535 C.					
Polychroïsme :						Non homogène :					
Nz =	1,647	± 0,001	bleu lavande	- Zones à crossite, P.A.O. = (100) 2V _X ≠ 30°							
Ny =	1,646	± 0,001	violet lilas	- Bordure d'édénite.							
Nx =	1,623	± 0,001	incoloré								
Nz - Nx =	0,024	± 0,002									
COULEURS EN GRAINS :						noir (aile de corbeau).					

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : GLAUCOPHANE	Roche d'origine : SCHISTE ECLOGITIQUE A GLAUCOPHANE	N°: 515 /41
	Localisation : Pian della Musca-Pente de l'Uja di Ciomarella Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 651 x 205	Réf. texte : p.86

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	57,78	Si	53,36	base oxygène : 23		1	8,18	FF	21		
Al ₂ O ₃	9,97	Al	10,83	Si	7,974	} 8,000	2	4,42	f	22	
Fe ₂ O ₃	1,26	Fe ^{III}	0,88	Al ^{IV}	0,026		3	3,37	f	23	
Fe O	10,46	Fe ^{II}	7,82	Al ^{VI}	1,589		4	3,19	m	24	
Mn O	0,02	Mn	0,02	Ti	0,041	} 4,890	5	3,04	F	25	
Mg O	9,33	Mg	12,93	Fe ^{III}	0,132		6	2,92	f	26	
Ca O	1,85	Ca	1,83	Fe ^{II}	1,200		7	2,73	m	27	
Na ₂ O	6,70	Na	11,96	Mn		} 2,061	8	2,68	m	28	
K ₂ O	traces	K	traces	Mg	1,928		9	2,28	f	29	
Ti O ₂	0,42	Ti	0,29	Ca	0,273		10	2,14	f	30	
P ₂ O ₅	0,10	P	0,08	Na	1,788	11	1,84	f	31		
Cr ₂ O ₃				K		12	1,77	f	32		
P. F.	1,60	Totaux	100,00		14,951	13	1,40	f	33		
CO ₂		Σoxygène :				14			34		
H ₂ O total	1,24					15			35		
TOTAL	99,40					16			36		
						17			37		
						18			38		
						19			39		
						20			40		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	DENSITE 3,159 ± 0,003
DONNEES OPTIQUES	SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE
2V _X mesuré = 40-75°	χ = 20 × 10 ⁻⁶ u. e. m. c. g. s.
2V _X calculé = 66° ±	OBSERVATIONS : Léger mélange avec l'actinote zonée 515 A.
Plan axes optiques : (010)	
Z Λ c = 14° ±	
Polychroïsme :	
Nz = 1,640 ± 0,002	bleu lavande pâle
Ny = 1,632 ± 0,005	violet lilas pâle
Nx = 1,613 ± 0,002	incoloré
Nz - Nx = 0,027 ±	
	COULEURS EN GRAINS : noir "aile de corbeau".

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral: CLINOCHLORE	Roche d'origine: Lentille de gabbros rodingitiques dans les serpentinites. Localisation: Route de la Stura di Viù, km 53,5 (vieux pont). Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien): 683 x 094	N°: 25 A / 42 Réf. texte: p. 45
------------------------------------	--	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 28								
Si O ₂	31,20	Si	29,69	Si	5,913	} 8,000	1	14,3	mf	21	1,530	f
Al ₂ O ₃	18,94	Al	21,21	Al ^{IV}	2,087		2	7,1	m	22	1,495	Fm
Fe ₂ O ₃	0,52	Fe ^{III}	0,37	Al ^{VI}	2,137		3	4,7	f	23	1,455	mf
Fe O	1,85	Fe ^{II}	1,43	Ti	0,008	} 11,900	4	4,55	m	24	1,405	f
Mn O	0,13	Mn	0,10	Fe ^{III}	0,074		5	3,53	m	25	1,390	f
Mg O	32,80	Mg	46,83	Fe ^{II}	0,285		6	2,82	f	26	1,345	ff
Ca O	0,18	Ca	0,18	Mn	0,020	7	2,64	mf	27	1,315	m	
Na ₂ O	0,04	Na	0,07	Mg	9,326	8	2,56	Fm	28	1,295	f	
K ₂ O	néant	K		Ca	0,036	9	2,52	F	29	1,285	mf	
Ti O ₂	0,05	Ti	0,04	Na	0,014	10	2,42	F	30	1,275	ff	
P ₂ O ₅	0,01	P	0,08	K		11	2,36	m	31			
Cr ₂ O ₃						12	2,28	ff	32			
P. F.	13,32	Totaux	100,00		19,900	13	2,24	mf	33			
CO ₂	0,17	Σoxygène:	140,60			14	2,05	f	34			
H ₂ O total	10,48					15	1,990	m	35			
TOTAL	99,04					16	1,870	mf	36			
						17	1,810	mf	37			
						18	1,723	m	38			
						19	1,655	ff	39			
						20	1,560	f	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré // + 0° ± Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c// 0° ±</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,591 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,579 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,579 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,012 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,684 ± 0,003</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 4,0 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Pureté 100 % Mixtes très rares.</p> <p>COULEURS EN GRAINS: vert très pâle</p>
--	---

Minéral: CLINOCHLORE	Roche d'origine : Lentille de gabbro très transformé. Contact de serpentinites Localisation : Stura di Viù, 500 m E de Forno, hameau Truc Salir Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 686 x 090	N°: 224 C / 43 Réf. texte : p.94
--------------------------------	---	-------------------------------------

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l			
			base oxygène : 28									
Si O ₂	30,02	Si	28,83	Si	5,730	} 8,000	1	14,3	Fm	21	1,566	mf
Al ₂ O ₃	20,20	Al	22,83	Al ^{IV}	2,270		2	7,2	Fm	22	1,540	FF
Fe ₂ O ₃	0,14	Fe ^{III}	0,10	Al ^{VI}	2,267		3	4,75	mf	23	1,503	Fm
Fe O	5,28	Fe ^{II}	4,10	Ti	0,006	} 11,799	4	4,63	F	24	1,465	mf
Mn O	0,14	Mn	0,12	Fe ^{III}	0,020		5	3,55	Fm	25	1,415	mf
Mg O	30,24	Mg	43,56	Fe ^{II}	0,815		6	3,00	f	26	1,395	mf
Ca O	0,05	Ca	0,05	Mn	0,024		7	2,89	f	27	1,355	f
Na ₂ O	néant	Na		Mg	8,657		8	2,84	mf	28	1,325	Fm
K ₂ O	néant	K		Ca	0,010		9	2,66	m	29	1,305	mf
Ti O ₂	0,04	Ti	0,03	Na			10	2,58	FF	30	1,293	m
P ₂ O ₅	0,04	P	0,38	K			11	2,56	FF	31	1,280	f
Cr ₂ O ₃							12	2,44	FF	32		
P. F.	13,13	Totaux	100,00		19,799		13	2,39	Fm	33		
CO ₂	0,20	Σoxygène	140,89			14	2,31	f	34			
H ₂ O total	10,95					15	2,26	Fm	35			
TOTAL	99,28					16	2,01	mf	36			
						17	1,885	mf	37			
						18	1,826	mf	38			
						19	1,743	m	39			
						20	1,660	f	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_z mesuré ≠ 0° ± Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c ≠ 0° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,594 ± 0,002</p> <p>N_y = 1,584 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,583 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,011 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,714 ± 0,003</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 9,2 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Très pure, 100 %</p> <p style="text-align: right;">COULEURS EN GRAINS : Incolore à vert pâle</p>
---	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : CLINOCHLORE	Roche d'origine : Chlozite Localisation : Stura di Viù, 500 m E de Forno Hameau Truc Salir Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 686 x 090	N°: 224 D / <u>44</u> Réf. texte : p. 94
-------------------------------------	--	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	29,65	Si	28,56	base oxygène : 28		1	13,9	m	21	1,535	FF
Al ₂ O ₃	19,00	Al	21,53	Si	5,693						
Fe ₂ O ₃	2,20	Fe ^{III}	1,59	Al ^{IV}	2,307	3	4,73	mf	23	1,460	mf
Fe O	3,67	Fe ^{II}	2,86	Al ^{VI}	1,985						
Mn O	0,12	Mn	0,10	Ti	0,006	5	3,53	F	25	1,393	f
Mg O	30,90	Mg	44,65	Fe ^{III}	0,317						
Ca O	0,45	Ca	0,46	Fe ^{II}	0,570	7	2,83	mf	27	1,322	Fm
Na ₂ O	néant	Na		Mn	0,020						
K ₂ O	néant	K		Mg	8,900	9	2,58	FF	29	1,300	mf
Ti O ₂	0,04	Ti	0,03	Ca	0,092						
P ₂ O ₅	0,02	P	0,22	Na		11	2,43	FF	31	1,277	f
Cr ₂ O ₃				K							
P. F.	13,54	Totaux 100,00		19,890		13	2,30	f	33		
CO ₂	0,38	Σoxygène : 140,47								14	2,25
H ₂ O total	10,77					15	2,00	Fm	35		
TOTAL	99,59									16	1,880
						17	1,820	f	37		
										18	1,735
						19	1,660	f	39		
										20	1,565

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_z mesuré ≠ 0° ± Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z A c ≠ 0° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,594 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,583 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,583 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,011 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,717 ± 0,0025</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 10,1 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pureté 100 %</p> <p style="text-align: center;">COULEURS EN GRAINS : vert très pâle</p>
---	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : CLINOCHLORE	Roche d'origine : Bordure de filons à diopside dans serpentinites. Localisation : Pian della Mussa, sous l'Alpe de la Ciamarella Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : Ciamarella 567 x 192	N° : 356 / <u>45</u> Réf. texte : p. 53
-------------------------------------	--	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES													
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l						
				base oxygène : 28													
Si O ₂	29,89	Si	29,57	Si	5,913	}	8,000		1	14,3	mf	21	1,535	FF			
Al ₂ O ₃	15,56	Al	18,11	Al ^{IV}	2,087				2	7,1	m	22	1,497	Fm			
Fe ₂ O ₃	3,34	Fe ^{III}	2,49	Al ^{VI}	1,535				3	4,75	mf	23	1,460	f			
Fe O	2,79	Fe ^{II}	2,32	Ti	0,024				4	4,60	m	24	1,410	ff			
Mn O	0,05	Mn	0,06	Fe ^{III}	0,499				5	3,55	m	25	1,395	ff			
Mg O	31,32	Mg	46,50	Fe ^{II}	0,463				6	2,84	f	26	1,350	ff			
Ca O	0,60	Ca	0,65	Mn	0,012				7	2,64	f	27	1,317	Fm			
Na ₂ O	0,08	Na	0,12	Mg	9,298				}	11,986		8	2,57	F	28	1,295	mf
K ₂ O	néant	K	néant	Ca	0,131							9	2,53	F	29	1,287	mf
Ti O ₂	0,15	Ti	0,12	Na	0,024							10	2,51	ff	30		
P ₂ O ₅	0,09	P	0,06	K	néant							11	2,43	Fm	31		
Cr ₂ O ₃						12	2,37	m				32					
P. F.	15,54	Totaux	100,00		19,986	13	2,25	mf				33					
CO ₂	0,79	Σoxygène :	140,02			14	2,06	ff				34					
H ₂ O total	13,61					15	2,00	mf				35					
TOTAL	99,41					16	1,880	F				36					
						17	1,813	f				37					
						18	1,735	mf	38								
						19	1,660	ff	39								
						20	1,565	f	40								

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_z mesuré // n° ±</p> <p>2V calculé = ±</p> <p>Plan axes optiques :</p> <p>Z Λ c // 0° ±</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>Nz = ±</p> <p>Ny = 1,580 ± 0,001</p> <p>Nx = 1,580 ± 0,001</p> <p>Nz - Nx = ±</p>	<p>DENSITE 2,693 ± 0,007</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 9,6 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Très pure, 100 %, mais parfois oxydée par altération superficielle.</p> <p>COULEURS EN GRAINS : vert argenté assez pâle.</p>
---	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : CLINOCHLORE	Roche d'origine : Grenatite Localisation : Route de la Stura di Viù, km 55,9. Sortie E de Lemie. Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : <div style="text-align: right;">662 x 100</div>	N°: 23 B / <u>46</u> Réf. texte : p. 49
-------------------------------------	---	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES										
OXYDES	MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l						
Si O ₂ 30,87	Si 29,92	base oxygène : 28 Si 5,944	1	14,2	Fm	21	1,540	FF						
Al ₂ O ₃ 18,20	Al 20,74	Al ^{IV} 2,056							2	7,2	Fm	22	1,505	Fm
Fe ₂ O ₃ 1,72	Fe ^{III} 1,28	Al ^{VI} 2,064												
Fe O 4,50	Fe ^{II} 3,66	Ti	3	4,75	m	23	1,465	m ^f						
Mn O 0,15	Mn 0,12	Fe ^{III} 0,254	4	4,63	Fm	24	1,415	f						
Mg O 29,71	Mg 43,17	Fe ^{II} 0,727	5	3,56	Fm	25	1,397	f						
Ca O 0,89	Ca 0,93	Mn 0,023	6	3,00	f	26	1,355	f ^f						
Na ₂ O 0,08	Na 0,12	Mg 8,575	7	2,84	m ^f	27	1,323	F						
K ₂ O néant	K néant	Ca 0,185	8	2,66	m	28	1,319	f						
Ti O ₂ 0,03	Ti	Na 0,023	9	2,58	FF	29	1,307	m						
P ₂ O ₅ 0,08	P 0,06	K néant	10	2,54	FF	30	1,295	m						
Cr ₂ O ₃			11	2,44	FF	31	1,280	m ^f						
P. F. 13,05	Totaux 100,00	19,851	12	2,38	Fm	32								
CO ₂ 0,15	Σ oxygène : 140,96		13	2,31	f	33								
H ₂ O total 8,53			14	2,26	m	34								
TOTAL 99,28			15	2,01	m	35								
			16	1,885	m ^f	36								
			17	1,830	f	37								
			18	1,745	m	38								
			19	1,665	f	39								
			20	1,570	m ^f	40								

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_z mesuré # + 0° ± Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c # 0° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,591 ± 0,002</p> <p>N_y = 1,585 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,585 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,006 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,723 ± 0,005</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 10,8 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Pureté 100 %.</p> <p>Assez nombreux mixtes d'amphibole et d'épidote.</p> <p>COULEURS EN GRAINS: vert bouteille.</p>
---	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : CLINOCHLORE	Roche d'origine : Chloritoschiste à actinote	N°: 7 / 47
	Localisation : Colle del Lis	Réf. texte : p.39
Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 727 x 043		

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
base oxygène : 28				Si 6,111		1	14,0	m	21	1,458	f
Si O ₂	30,84	Si	30,78	Al ^{IV} 1,889	} 8,000	2	7,0	m	22	1,405	ff
Al ₂ O ₃	15,50	Al	18,20	Al ^{VI} 1,725		3	4,7	mf	23	1,393	ff
Fe ₂ O ₃	2,69	Fe ^{III}	2,04	Ti 0,024		4	4,55	m	24	1,320	m
Fe O	9,05	Fe ^{II}	7,54	Fe ^{III} 0,404	} 11,843	5	3,53	m	25	1,297	f
Mn O	0,09	Mn	0,06	Fe ^{II} 1,498		6	2,82	f	26	1,280	mf
Mg O	26,68	Mg	39,94	Mn 0,012		7	2,64	f	27		
Ca O	1,05	Ca	1,14	Mg 7,930		8	2,57	F	28		
Na ₂ O	0,08	Na	0,12	Ca 0,226		9	2,52	F	29		
K ₂ O	néant	K		Na 0,024	10	2,42	Fm	30			
Ti O ₂	0,12	Ti	0,12	K	11	2,36	Fm	31			
P ₂ O ₅	0,04	P	0,06		12	2,24	m	32			
Cr ₂ O ₃					13	2,06	ff	33			
P. F.	13,21	Totaux	100,00	19,843	14	1,990	m	34			
CO ₂	0,22	Σoxygène	141,00		15	1,875	f	35			
H ₂ O total	11,31				16	1,815	f	36			
TOTAL	99,35				17	1,735	mf	37			
					18	1,560	f	38			
					19	1,533	FF	39			
					20	1,497	Fm	40			

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	DENSITE 2,80 ± 0,01
DONNEES OPTIQUES	SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 20,8 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.
2V _z mesuré \neq + 0° ±	OBSERVATIONS :
2V calculé = ±	Pure, très peu de mixtes, pas complètement homogène.
Plan axes optiques :	Teneur en magnétite : 0,005 %
Z A c = 0° ±	
Polychroïsme :	
Nz = 1,603 ± 0,002 incolore - jaunâtre	
Ny = 1,598 ± 0,001 vert pâle	
Nx = 1,596 ± 0,001 vert pâle	
Nz - Nx = 0,007 ± 0,002 teintes anormales gris-kaki	
	COULEURS EN GRAINS : vert argenté

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : CLINOCHLORE	Roche d'origine : Bordure de lentille rodingitique dans les serpentinites. Localisation : Carrière de Brachiello - Stura di Ala Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 713 x 204	N° : 489 A / <u>48</u> Réf. texte : p. 42
-------------------------------------	--	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 28								
Si O ₂	28,19	Si	28,51	Si	5,685	} 8,000	1	14,2	mf	21	1,293	ff
Al ₂ O ₃	18,29	Al	21,76	Al ^{IV}	2,315		2	7,2	m	22		
Fe ₂ O ₃	2,67	Fe ^{III}	2,03	Al ^{VI}	2,024		3	4,75	f	23		
Fe O	9,58	Fe ^{II}	7,84	Ti	0,014	} 11,937	4	4,60	m	24		
Mn O	0,19	Mn	0,16	Fe ^{III}	0,405		5	4,35	ff	25		
Mg O	24,51	Mg	37,19	Fe ^{II}	1,563		6	3,55	m	26		
Ca O	2,09	Ca	2,26	Mn	0,032		7	2,84	ff	27		
Na ₂ O	0,08	Na	0,16	Mg	7,416		8	2,66	f	28		
K ₂ O	néant	K		Ca	0,451		9	2,58	F	29		
Ti O ₂	0,09	Ti	0,07	Na	0,032		10	2,54	F	30		
P ₂ O ₅	0,02	P	0,02	K			11	2,44	Fm	31		
Cr ₂ O ₃							12	2,38	m	32		
P. F.							13	2,26	f	33		
CO ₂	0,20	Totaux	100,00		19,937	14	2,00	mf	34			
H ₂ O total	14,85	Σoxygène :	140,42			15	1,885	ff	35			
TOTAL	100,46					16	1,743	f	36			
						17	1,565	ff	37			
						18	1,540	FF	38			
						19	1,505	m	39			
						20	1,324	m	40			

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES DONNEES OPTIQUES 2V mesuré = ± Plan axes optiques : 2V calculé = ± Z λ c // 0° ± Polychroïsme : Nz = ± Ny = 1,600 ± 0,001 Nx = 1,600 ± 0,001 Nz - Nx = ±	DENSITE 2,80 ± 0,015 SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 21,4 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. OBSERVATIONS : Pureté de 100 %. Rares inclusions. COULEURS EN GRAINS : vert bouteille
---	---

Minéral : PENNINE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique	N°. 224 A / 49
	Localisation : Stura di Viù, 500 m E de Forno, hameau Truc Salir Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 686 x 090	Réf. texte : p. 93

DONNEES CHIMIQUES *				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 28								
Si O ₂	33,20	Si	31,49	Si	6,201	} 8,000	1	14,2	mf	21	1,470	f
Al ₂ O ₃	20,43	Al	22,80	Al ^{IV}	1,799		2	7,1	Fm	22	1,415	mf
Fe ₂ O ₃	0,08	Fe ^{III}	0,06	Al ^{VI}	2,690		3	4,73	mf	23	1,395	f
Fe O	6,06	Fe ^{II}	4,65	Ti	0,014	} 11,688	4	4,60	m	24	1,327	FM
Mn O	0,11	Mn	0,09	Fe ^{III}	0,012		5	3,53	Fm	25	1,315	f
Mg O	27,48	Mg	39,10	Fe ^{II}	0,916		6	2,83	mf	26	1,295	f
Ca O	0,18	Ca	0,18	Mn	0,018		7	2,67	mf	27		
Na ₂ O	0,77	Na	1,41	Mg	7,699		8	2,59	FF	28		
K ₂ O	0,11	K	0,13	Ca	0,035		9	2,55	FF	29		
Ti O ₂	0,10	Ti	0,07	Na	0,278		10	2,44	F	30		
P ₂ O ₅	0,03	P	0,02	K	0,026		11	2,38	F	31		
Cr ₂ O ₃							12	2,26	m	32		
P. F.	11,45	Totaux	100,00		19,688		13	2,00	m	33		
CO ₂	0,26	Σoxygène :	142,25			14	1,880	mf	34			
H ₂ O total						15	1,820	f	35			
TOTAL	100,00					16	1,745	f	36			
						17	1,660	ff	37			
						18	1,565	mf	38			
						19	1,543	FF	39			
						20	1,515	Fm	40			

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES

DONNEES OPTIQUES

2V_z mesuré \neq 0° ± Plan axes optiques :
2V calculé = ± Z \wedge c \neq 0° ±

Polychroïsme :

N_z = 1,596 ± 0,001
N_y = 1,586 ± 0,001
N_x = 1,586 ± 0,001
N_z - N_x = 0,010 ± 0,002

DENSITE * 2,725 ± 0,004

SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE *

$$\chi = 10,3 \times 10^{-6} \text{ u. e. m. c. g. s.}$$

OBSERVATIONS :

* Données recalculées en tenant compte de 6 % albite et de 3 % tré-molite.

COULEURS EN GRAINS : incolore

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : PYCNOCHELORITE	Roche d'origine : Prasinite. Contact marbres phylliteux Localisation : Route de la Stura di Ala-Balme Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 607 x 184	N°: 362 C II / 50 Réf. texte : p. 108
--	--	---

DONNEES CHIMIQUES	DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES
-------------------	-----------------------------

OXYDES	MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l
		base oxygène : 28						
Si O ₂ 28,84	Si 28,48	Si 5,652	} 8,000	1 14	m	21 1,410	ff	
Al ₂ O ₃ 20,91	Al 24,27	Al ^{IV} 2,348		2 7,1	m	22 1,387	f	
Fe ₂ O ₃ 1,38	Fe ^{III} 1,01	Al ^{VI} 2,469		3 4,70	mf	23 1,318	m	
Fe O 12,67	Fe ^{II} 10,42	Ti 0,047	} 11,845	4 4,60	mf	24 1,298	f	
Mn O 0,16	Mn 0,12	Fe ^{III} 0,200		5 3,53	m	25 1,290	f	
Mg O 22,74	Mg 33,69	Fe ^{II} 2,068		6 2,82	f	26		
Ca O 1,14	Ca 1,18	Mn 0,023		7 2,65	f	27		
Na ₂ O 0,08	Na 0,12	Mg 6,686		8 2,58	F	28		
K ₂ O 0,36	K 0,47	Ca 0,235		9 2,54	F	29		
Ti O ₂ 0,34	Ti 0,24	Na 0,023		10 2,44	F	30		
P ₂ O ₅ 0,03	P	K 0,094		11 2,38	Fm	31		
Cr ₂ O ₃				12 2,25	m	32		
P. F. 11,64	Totaux 100,00	19,845		13 1,995	m	33		
CO ₂ 0,21	Σoxygène : 141,09		14 1,875	mf	34			
H ₂ O total 6,82			15 1,815	f	35			
TOTAL 100,29			16 1,740	f	36			
			17 1,560	f	37			
			18 1,535	FF	38			
			19 1,500	m	39			
			20 1,460	ff	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_z mesuré/° 0° ± Plan axes optiques :</p> <p>2V_z calculé = ± Z A c/A 0° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,607 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,603 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,602 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,005 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,85 ± 0,01</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 23,7 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Pureté 100 % Assez nombreux mixtes.</p> <p>COULEURS EN GRAINS: Vert argenté assez pâle.</p>
---	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : PYCNOCHLORITE	Roche d'origine : Marbre phylliteux. Contact précis avec les prasinites. Localisation : Route de la Stura di Ala-Balme Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 607 x 184	N° : 362 CI / <u>51</u> Réf. texte : p.107
---------------------------------------	---	--

DONNEES CHIMIQUES			DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES					
OXYDES	MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂ 29,00	Si 29,67	base oxygène : 28						
Al ₂ O ₃ 20,00	Al 24,08	Si 5,822	1	14,0	mf	21	1,385	ff
Fe ₂ O ₃ 2,34	Fe ^{III} 1,78	Al ^{IV} 2,178	2	7,1	m	22	1,320	mf
Fe O 11,93	Fe ^{II} 10,20	Al ^{VI} 2,547	3	4,70	f	23	1,290	f
Mn O 0,13	Mn 0,12	Ti 0,061	4	4,60	m	24		
Mg O 20,83	Mg 32,00	Fe ^{III} 0,349	5	3,53	m	25		
Ca O 1,06	Ca 1,17	Fe ^{II} 2,001	6	2,82	ff	26		
Na ₂ O 0,08	Na 0,12	Mn 0,024	7	2,65	mf	27		
K ₂ O 0,36	K 0,49	Mg 6,279	8	2,58	F	28		
Ti O ₂ 0,37	Ti 0,31	Ca 0,230	9	2,53	F	29		
P ₂ O ₅ 0,09	P 0,06	Na 0,024	10	2,43	Fm	30		
P. F.		K 0,096	11	2,37	Fm	31		
CO ₂ 0,31	Totaux 100,00		12	2,26	mf	32		
H ₂ O total 12,83	Σoxygène : 142,70	19,611	13	1,995	mf	33		
TOTAL 99,33			14	1,875	ff	34		
			15	1,815	ff	35		
			16	1,670	f	36		
			17	1,560	ff	37		
			18	1,537	FF	38		
			19	1,500	m	39		
			20	1,410	ff	40		

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_z mesuré // 0° ± Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c // 0° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,609 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,601 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,599 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,010 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,83 ± 0,01</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 25,4 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pureté 99 % Assez nombreux mixtes.</p> <p>COULEURS EN GRAINS : vert-olive</p>
--	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : PYCNOCHLORITE	Roche d'origine : Chloritoschiste à amphibole Localisation : Au-dessus d'Ala di Stura, 500 m sous Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : le Lago Scuro 660 x 158	N° : 437 Réf. texte : p.76
---------------------------------------	--	-----------------------------------

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l			
			base oxygène : 28									
Si O ₂	28,83	Si	29,48	Si	5,833	} 8,000	1	14,2	m	21	1,415	f
Al ₂ O ₃	17,94	Al	21,58	Al ^{IV}	2,167		2	7,1	Fm	22	1,395	f
Fe ₂ O ₃	2,50	Fe ^{III}	1,92	Al ^{VI}	2,103		3	4,73	mf	23	1,327	Fm
Fe O	17,08	Fe ^{II}	14,14	Ti	0,034	} 11,759	4	4,62	F	24	1,307	mf
Mn O	0,17	Mn	0,15	Fe ^{III}	0,380		5	3,54	Fm	25	1,297	mf
Mg O	20,84	Mg	31,97	Fe ^{II}	2,798		6	2,84	f	26		
Ca O	0,20	Ca	0,22	Mn	0,030		7	2,67	mf	27		
Na ₂ O	0,04	Na	0,08	Mg	6,326		8	2,59	FF	28		
K ₂ O	0,11	K	0,14	Ca	0,044		9	2,55	FF	29		
Ti O ₂	0,22	Ti	0,17	Na	0,016		10	2,44	F	30		
P ₂ O ₅	0,17	P	0,14	K	0,028		11	2,39	F	31		
Cr ₂ O ₃							12	2,26	Fm	32		
P. F.	11,93	Totaux	100,00		19,759		13	2,01	m	33		
CO ₂	0,14	Σ oxygène :	141,50			14	1,890	mf	34			
H ₂ O total	8,89					15	1,830	f	35			
TOTAL	100,03					16	1,750	m	36			
						17	1,570	f	37			
						18	1,545	FF	38			
						19	1,510	Fm	39			
						20	1,465	f	40			

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES DONNEES OPTIQUES 2V _z mesuré # 0° ± Plan axes optiques : 2V calculé = ± Z Λ c # 0° ± Polychroïsme : Nz = 1,617 ± 0,001 Incolore Ny = 1,614 ± 0,001 Incolore Nx = 1,614 ± 0,001 Jaune-verdâtre très pâle Nz - Nx = 0,003 ± 0,001	DENSITE 2,887 ± 0,008 SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 34,8 \times 10^{-6} \text{ u. e. m. c. g. s.}$ OBSERVATIONS : Pureté 100 % - Peu de mixtes. Assez nombreuses chlorites "oxydées" par altération superficielle. COULEURS EN GRAINS : Kaki.
--	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : PYCNOCHLORITE	Roche d'origine : Prasinite à pistacite Localisation : Stura di Viù - Route entrée de Fucine Coordonnées (fond 1/25000° italien) : 720 x 104	N° : 535 B / 53 Réf. texte : p. 115
---------------------------------------	---	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 28								
Si O ₂	29,61	Si	30,07	Si	5,925	} 8,000	1	13,8	m	21	1,415	ff
Al ₂ O ₃	18,72	Al	22,37	Al ^{IV}	2,075		2	7,1	F	22	1,395	mf
Fe ₂ O ₃	2,18	Fe ^{III}	1,66	Al ^{VI}	2,333		3	4,7	mf	23	1,327	m
Fe O	17,51	Fe ^{II}	14,39	Ti	0,069	} 11,692	4	4,59	mf	24	1,306	ff
Mn O	0,21	Mn	0,18	Fe ^{III}	0,327		5	3,53	Fm	25	1,296	ff
Mg O	18,52	Mg	28,21	Fe ^{II}	2,835		6	2,83	f	26		
Ca O	0,83	Ca	0,90	Mn	0,035		7	2,66	f	27		
Na ₂ O	0,16	Na	0,32	Mg	5,559		8	2,59	F	28		
K ₂ O	1,15	K	1,49	Ca	0,177		9	2,54	F	29		
Ti O ₂	0,46	Ti	0,35	Na	0,063		10	2,44	F	30		
P ₂ O ₅	0,07	P	0,06	K	0,294		11	2,38	Fm	31		
Cr ₂ O ₃							12	2,26	m	32		
P. F.	11,01	Totaux	100,00		19,692		13	2,00	Fm	33		
CO ₂	0,47	Σ oxygène :	142,10			14	1,885	mf	34			
H ₂ O total	8,73					15	1,820	f	35			
TOTAL	100,43					16	1,745	mf	36			
						17	1,565	mf	37			
						18	1,545	F	38			
						19	1,507	Fm	39			
						20	1,470	ff	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V mesuré // 0° ± Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c // 0° ±</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>Nz = 1,622 ± 0,002 incolore à jaunâtre</p> <p>Ny = 1,616 ± 0,001 incolore à jaunâtre</p> <p>Nx = 1,616 ± 0,001 vert assez soutenu</p> <p>Nz - Nx = 0,006 ± 0,001 teintes marron violacé</p>	<p>DENSITE 2,911 ± 0,006</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 35,6 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pureté 100 % - mixtes très rares</p> <p>Tendance à se transformer en <u>chlorobiotite</u> (10 à 15 % dans l'analyse).</p> <p>COULEURS EN GRAINS : Vert bouteille sombre.</p>
--	---

Minéral : PYCNOCHLORITE	Roche d'origine : Prasinite Localisation : Stura di Viù, torrent Entrée de Fucine Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 721 x 104	N° : 535 A / <u>54</u> Réf. texte : p. 114
---------------------------------------	--	--

DONNEES CHIMIQUES			DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES					
-------------------	--	--	-----------------------------	--	--	--	--	--

OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
base oxygène : 28											
Si O ₂	29,01	Si	29,65	Si	5,866	} 8,000	14,2	mf	21	1,393	mf
Al ₂ O ₃	18,42	Al	22,15	Al ^{IV}	2,134		7,1	Fm	22	1,327	mf
Fe ₂ O ₃	1,73	Fe ^{III}	1,32	Al ^{VI}	2,248		4,73	mf	23	1,295	f
Fe O	18,64	Fe ^{II}	15,42	Ti	0,077	} 11,770	4,62	Fm	24		
Mn O	0,25	Mn	0,21	Fe ^{III}	0,261		3,53	Fm	25		
Mg O	18,90	Mg	28,97	Fe ^{II}	3,051		2,67	mf	26		
Ca O	0,98	Ca	1,07	Mn	0,042		2,59	FF	27		
Na ₂ O	0,16	Na	0,32	Mg	5,731		2,54	FF	28		
K ₂ O	0,33	K	0,43	Ca	0,212		2,44	F	29		
Ti O ₂	0,50	Ti	0,39	Na	0,063		2,38	F	30		
P ₂ O ₅	0,08	P	0,07	K	0,085		2,26	Fm	31		
Cr ₂ O ₃							2,01	m	32		
P. F.	11,36	Totaux	100,00		19,770		1,883	mf	33		
CO ₂	0,44	Σoxygène :	141,49			1,820	f	34			
H ₂ O total	8,91					1,745	f	35			
TOTAL	100,36					1,565	mf	36			
						1,545	FF	37			
						1,507	F	38			
						1,467	f	39			
						1,415	mf	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré // 0° ± Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c // 0° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,622 ± 0,001 incolore à jaunâtre</p> <p>N_y = 1,617 ± 0,001 incolore à jaunâtre</p> <p>N_x = 1,617 ± 0,001 vert assez soutenu</p> <p>N_z - N_x = 0,005 ± 0,001 teintes marron-violacé</p>	<p>DENSITE 2,912 ± 0,006</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 36,0 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : pureté 95 %</p> <p>Traces d'amphibole et de Chloro-biotite - mixtes.</p> <p>COULEURS EN GRAINS : vert sombre</p>
--	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : SHERIDANITE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique Localisation : Stura di Ala Cresto Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 660 x 195	N°: 380 / <u>55</u> Réf. texte : p. 56
-------------------------------------	--	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES				
-------------------	--	--	--	-----------------------------	--	--	--	--

OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
base oxygène : 28												
Si O ₂	28,20	Si	27,43	Si	5,456	} 8,000	1	14,2	m	21	1,395	f
Al ₂ O ₃	21,21	Al	24,27	Al ^{IV}	2,544		2	7,1	m	22	1,325	Fm
Fe ₂ O ₃	2,18	Fe ^{III}	1,60	Al ^{VI}	2,284		3	4,75	mf	23	1,305	f
Fe O	8,08	Fe ^{II}	6,36	Ti	0,016	} 11,844	4	4,60	Fm	24	1,293	f
Mn O	0,11	Mn	0,09	Fe ^{III}	0,318		5	3,55	Fm	25		
Mg O	27,10	Mg	39,54	Fe ^{II}	1,265		6	2,84	f	26		
Ca O	0,30	Ca	0,31	Mn	0,018		7	2,66	mf	27		
Na ₂ O	0,04	Na	0,08	Mg	7,865		8	2,59	F	28		
K ₂ O	néant	K		Ca	0,062		9	2,54	F	29		
Ti O ₂	0,11	Ti	0,08	Na	0,016		10	2,44	F	30		
P ₂ O ₅	0,03	P	0,24	K			11	2,38	Fm	31		
Cr ₂ O ₃							12	2,26	Fm	32		
P. F.	12,82	Totaux	100,00		19,844		13	2,07	mf	33		
CO ₂		Σoxygène :	140,76			14	2,01	Fm	34			
H ₂ O total						15	1,885	mf	35			
						16	1,742	f	36			
TOTAL	100,18					17	<u>1,540</u>	<u>FF</u>	37			
						18	1,505	Fm	38			
						19	1,465	f	39			
						20	1,415	f	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré = 4° ± 2° Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z ∧ c ≠ 0° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,605 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,595 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,594 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,011 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,778 ± 0,002</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 17,9 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS :</p> <p>Pureté 97 % - quelques mixtes à amphibole.</p> <p>COULEURS EN GRAINS :</p> <p style="text-align: center;">Gris-vert pâle argenté</p>
---	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : CHLORITE OXYDEE DELESSITE	Roche d'origine : Prasinite Localisation : Route de la Stura di Ala Balme Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 607 x 184	N°: 362 D / <u>56</u> Réf. texte : p. 109
--	--	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 28								
Si O ₂	32,23	Si	32,06	Si	6,231	} 8,000	1	14	mF	21	1,293	F
Al ₂ O ₃	18,39	Al	21,55	Al ^{IV}	1,769		2	7,10	m	22		
Fe ₂ O ₃	5,40	Fe ^{III}	4,06	Al ^{VI}	2,419		3	4,70	F	23		
Fe O	10,71	Fe ^{II}	8,89	Ti	0,058	} 11,424	4	4,60	mF	24		
Mn O	0,22	Mn	0,18	Fe ^{III}	0,789		5	3,53	m	25		
Mg O	18,79	Mg	28,06	Fe ^{II}	1,729		6	2,82	F	26		
Ca O	2,29	Ca	2,45	Mn	0,035		7	2,66	F	27		
Na ₂ O	1,12	Na	2,15	Mg	5,454		8	2,58	Fm	28		
K ₂ O	0,18	K	0,24	Ca	0,476		9	2,54	Fm	29		
Ti O ₂	0,37	Ti	0,30	Na	0,418		10	2,44	m	30		
P ₂ O ₅	0,07	P	0,06	K	0,046		11	2,38	m	31		
Cr ₂ O ₃							12	2,26	mF	32		
P. F.		Totaux	100,00		19,424		13	1,995	m	33		
CO ₂	0,36	Σoxygène :	144,06			14	1,880	F	34			
H ₂ O total	10,16					15	1,820	F	35			
TOTAL	100,29					16	1,565	FF	36			
						17	1,540	F	37			
						18	1,505	m	38			
						19	1,390	F	39			
						20	1,323	F	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_z mesuré // 0° ± Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c // 0° ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,616 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,609 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,608 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,008 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,88 ± 0,01</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 28,3 \times 10^{-6}$ u.e.m.c.g.s.</p> <p>OBSERVATIONS: Pureté 97 %. Assez nombreux mixtes.</p> <p>Teneur en magnétite : 0,03 %</p> <p>COULEURS EN GRAINS: Vert sombre</p>
--	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : CHAMOSITE	Roche d'origine : Recristallisation dans des prasinites à glaucophane.	N°: 390 / 57
	Localisation : Stura di Ala. Molera Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 622 x 193	Réf. texte : p.

DONNEES CHIMIQUES			DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES					
-------------------	--	--	-----------------------------	--	--	--	--	--

OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	29,00	Si	29,65	base oxygène : 28		1	14,3	m	21	1,295	ff
Al ₂ O ₃	17,92	Al	21,56	Si	5,824						
Fe ₂ O ₃	5,43	Fe ^{III}	4,16	Al ^{IV}	2,176	2	7,2	Fm	22		
Fe O	13,92	Fe ^{II}	11,52	Al ^{VI}	2,059						
Mn O	0,23	Mn	0,20	Ti	0,014	3	4,75	mf	23		
Mg O	20,56	Mg	31,54	Fe ^{III}	0,817						
Ca O	0,90	Ca	0,99	Fe ^{II}	2,263	4	4,65	f	24		
Na ₂ O	0,12	Na	0,24	Mn	0,039						
K ₂ O	néant	K		Mg	6,195	5	3,55	m	25		
Ti O ₂	0,09	Ti	0,07	Ca	0,194						
P ₂ O ₅	0,08	P	0,07	Na	0,047	6	2,84	ff	26		
Cr ₂ O ₃				K							
P. F.		Totaux	100,00	19,628		7	2,66	f	27		
CO ₂	0,27	Σoxygène :	142,55								
H ₂ O total	11,73					8	2,59	F	28		
TOTAL	100,25										
						9	2,55	F	29		
						11	2,38	m	31		
						13	2,01	f	33		
						15	1,820	ff	35		
						17	1,565	f	37		
						19	1,507	m	39		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	DENSITE 2,78 ± 0,01
DONNEES OPTIQUES	SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE
2V _z mesuré = faible ±	$\chi = 34,6 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.
2V calculé = ±	OBSERVATIONS :
Plan axes optiques :	Pureté bonne.
Z Λ c # 0° ±	0,11 % de magnétite.
Polychroïsme :	
Nz = ±	
Ny = 1,606 ± 0,002	
Nx = 1,606 ± 0,002	
Nz - Nx = ±	
	COULEURS EN GRAINS : vert argenté sombre

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : CHAMOSITE	Roche d'origine : Prasinite Localisation : Ala di Stura - Carrière route de Pracera Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 679 x 196	N°: 501 / <u>58</u> Réf. texte.: p. 80
-------------------------------	--	--

DONNEES CHIMIQUES	DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES
-------------------	-----------------------------

OXYDES	MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l
base oxygène : 28								
Si O ₂ 29,05	Si 30,17	Si 5,879	1	14,3	mf	21	1,470	f
Al ₂ O ₃ 19,25	Al 23,52	Al ^{IV} 2,121						
Fe ₂ O ₃ 5,38	Fe ^{III} 4,19	Al ^{VI} 2,463	2	7,2	Fm	22	1,415	mf
Fe O 15,90	Fe ^{II} 13,36	Ti 0,055	3	4,75	f	23	1,395	f
Mn O 0,27	Mn 0,24	Fe ^{III} 0,817	4	4,63	m	24	1,330	Fm
Mg O 16,08	Mg 25,04	Fe ^{II} 2,604	5	3,55	Fm	25	1,310	f
Ca O 1,61	Ca 1,79	Mn 0,047	6	2,83	f	26	1,297	mf
Na ₂ O 0,62	Na 1,25	Mg 4,880	7	2,67	mf	27		
K ₂ O 0,09	K 0,12	Ca 0,349	8	2,60	FF	28		
Ti O ₂ 0,36	Ti 0,28	Na 0,244	9	2,55	FF	29		
P ₂ O ₅ 0,05	P 0,04	K 0,023	10	2,45	F	30		
Cr ₂ O ₃			11	2,39	F	31		
P. F.			12	2,32	f	32		
CO ₂ 0,31	Totaux 100,00	19,482	13	2,27	Fm	33		
H ₂ O total 10,29	Σoxygène : 143,68		14	2,01	m	34		
TOTAL 99,26			15	1,885	f	35		
			16	1,825	f	36		
			17	1,750	mf	37		
			18	1,565	mf	38		
			19	1,545	FF	39		
			20	1,510	F	40		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES

DONNEES OPTIQUES

2V _z mesuré ≠ 0° ±	Plan axes optiques :
2V calculé = ±	Z ∩ c // 0° ±
	Polychroïsme :
N _z = 1,623 ± 0,001	Incolore
N _y = 1,620 ± 0,001	Incolore
N _x = 1,619 ± 0,001	Vert très léger
N _z - N _x = 0,004 ± 0,002	Teintes tirant sur le marron

DENSITE 2,934 ± 0,002

SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

$$\chi = 37,5 \times 10^{-6} \text{ u. e. m. c. g. s.}$$

OBSERVATIONS :

Pureté proche de 100 %
 Peu de mixtes (amphibole et albite).

COULEURS EN GRAINS : vert soutenu à nuance kaki.

Minéral : TALC	Roche d'origine : Talcschiste à actinote	N°: 350 / 59
	Localisation : Pian della Mussa - Sous l'Alpe della Ciamparella Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 564 x 196	Réf. texte : p. 39

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 22								
Si O ₂	60,35	Si	56,13	Si	7,894	} 7,941	1	9,2	f	21	1,650	ff
Al ₂ O ₃	0,30	Al	0,33	Al ^{IV}	0,047		2	4,9	ff	22	1,630	ff
Fe ₂ O ₃ *	4,29	Fe ^{III} *	3,35	Al ^{VI}			3	4,7	Fm	23	1,530	mf
Fe O		Fe ^{II}		Ti		} 6,032	4	4,25	Fm	24	1,515	FF
Mn O	0,02	Mn	0,01	Fe ^{III} *			5	4,08	Fm	25	1,505	Fm
Mg O	28,30	Mg	39,50	Fe ^{II}	0,471		6	3,85	mf	26	1,500	m
Ca O	0,48	Ca	0,50	Mn		} 0,087	7	3,08	m	27	1,487	f
Na ₂ O	0,08	Na	0,11	Mg	5,561		8	2,59	F	28	1,310	Fm
K ₂ O	néant	K	néant	Ca	0,071		9	2,56	F	29	1,297	Fm
Ti O ₂	0,03	Ti	0,02	Na	0,016	10	2,52	f	30	1,285	Fm	
P ₂ O ₅	0,07	P	0,05	K	néant	11	2,47	FF	31	1,260	m	
Cr ₂ O ₃						12	2,42	Fm	32	1,250	m	
P. F.	6,38	Totaux	100,00		14,060	13	2,26	mf	33			
CO ₂	1,00	Σoxygène :	156,30			14	2,20	f	34			
H ₂ O total	3,10					15	2,13	f	35			
TOTAL	100,30					16	2,07	m	36			
						17	1,800	ff	37			
						18	1,715	Fm	38			
						19	1,700	m	39			
						20	1,673	f	40			

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES DONNEES OPTIQUES 2V _x mesuré / 0° ± Plan axes optiques : 2V calculé = ± Z A c = ± Polychroïsme : Nz = 1,591 ± 0,001 Ny = 1,591 ± 0,001 Nx = ± Nz - Nx = ±	DENSITE 2,82 ± 0,03 SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE χ = 6,0 × 10 ⁻⁶ u. e. m. c. g. s. OBSERVATIONS : * Dosage FeO/Fe ₂ O ₃ non effectué. Quelques mixtes d'amphibole. 0,005 % magnétite. COULEURS EN GRAINS : Blanc argenté.
---	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : <p style="text-align: center;">PHENGITE</p>	Roche d'origine : Marbre phylliteux Localisation : Route de la Stura di Ala-Balme Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 607 x 184	N°: 362 A / <u>60</u> Réf. texte : p.106
---	--	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 22								
Si O ₂	49,57	Si	49,02	Si	6,736	} 8,000	1	9,8	mf	21	1,675	ff
Al ₂ O ₃	26,73	Al	31,10	Al ^{IV}	1,264		2	4,95	f	22	1,645	ff
Fe ₂ O ₃	1,44	Fe ^{III}	1,07	Al ^{VI}	3,010		3	4,45	Fm	23	1,635	f
Fe O	1,79	Fe ^{II}	1,48	Ti	0,033	} 4,208	4	4,30	mf	24	1,607	mf
Mn O	0,01	Mn		Fe ^{III}	0,147		5	4,10	m	25	1,580	f
Mg O	4,00	Mg	5,93	Fe ^{II}	0,203		6	3,85	m	26	1,545	f
Ca O	0,59	Ca	0,65	Mn		} 1,533	7	3,58	m	27	1,535	mf
Na ₂ O	0,56	Na	1,07	Mg	0,815		8	3,33	F	28	1,500	Fm
K ₂ O	7,46	K	9,44	Ca	0,089		9	3,08	mf	29	1,480	f
Ti O ₂	0,28	Ti	0,24	Na	0,147	10	2,87	mf	30	1,367	f	
P ₂ O ₅	traces	P		K	1,297	11	2,58	Fm	31	1,295	mf	
Cr ₂ O ₃						12	2,56	Fm	32			
P. F.		Totaux	100,00		13,741	13	2,45	m	33			
CO ₂	2,00	Σoxygène :	160,09			14	2,38	Fm	34			
H ₂ O total	4,68					15	2,24	Fm	35			
TOTAL	99,11					16	2,22	f	36			
						17	2,19	mf	37			
						18	2,12	mf	38			
						19	1,950	f	39			
						20	1,695	f	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_x mesuré = 19° ± 3° Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z Λ c = ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>Nz = 1,591 ± 0,001</p> <p>Ny = 1,591 ± 0,001</p> <p>Nx = ±</p> <p>Nz - Nx = ±</p>	<p>DENSITE 2,819 ± 0,015</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 3,8 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS : Pureté 95 % Très peu de mixtes. Teneur en magnétite : 0,01 % Présence de matières organiques.</p> <p>COULEURS EN GRAINS : Gris anthracite (matière organique).</p>
--	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : PHENGITE	Roche d'origine : Marbre phylliteux, contact prasinites	N° : 362 B / 61
	Localisation : Route de la Stura di Ala Balme	Réf. texte : p. 107
Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 607 x 184.		

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES													
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l						
Si O ₂	52,74	Si	50,34	Si	6,956	1	9,8	f	21	1,690	f						
Al ₂ O ₃	25,29	Al	28,41	Al ^{IV}	1,044							2	4,95	ff	22	1,675	f
Fe ₂ O ₃	0,94	Fe ^{III}	0,69	Al ^{VI}	2,882												
Fe O	2,25	Fe ^{II}	1,83	Ti	0,047	4	4,30	m	24	1,635	mf						
Mn O	0,02	Mn		Fe ^{III}	0,095							5	4,10	m	25	1,605	mf
Mg O	3,66	Mg	5,27	Fe ^{II}	0,253	6	3,85	Fm	26	1,590	F						
Ca O	0,84	Ca	0,86									7	3,58	m	27	1,505	FF
Na ₂ O	0,48	Na	0,86	Mn		8	3,32	m	28	1,485	mf						
K ₂ O	9,30	K	11,34	Mg	0,728							9	3,08	mf	29	1,295	m
Ti O ₂	0,45	Ti	0,34	Ca	0,119	10	2,86	mf	30	1,269	mf						
P ₂ O ₅	0,04	P	0,06	Na	0,119							11	2,59	F	31	1,242	mf
Cr ₂ O ₃				K	1,567	12	2,56	FF	32	1,230	f						
P. F.		Totaux	100,00									13	2,46	m	33	1,196	ff
CO ₂	0,10	Σoxygène :	159,06			14	2,38	Fm	34	1,172	ff						
H ₂ O total	3,86											15	2,25	Fm	35		
TOTAL	99,97					16	2,23	mf	36								
												17	2,19	m	37		
						18	2,13	mf	38								
												19	2,05	f	39		
						20	1,705	m	40								

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	DENSITE 2,847 ± 0,015
DONNEES OPTIQUES	SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE
2V _x mesuré / 20° ± 5°	$\chi = 4,9 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.
2V calculé = ±	OBSERVATIONS : Pureté proche de 100 %
Plan axes optiques :	Mixtes rares -
Z A c = ±	Teneur en magnétite : 0,005 %
Polychroïsme :	
Nz = 1,596 ± 0,001	
Ny = 1,596 ± 0,001	
Nx = ±	
Nz - Nx = ±	
	COULEURS EN GRAINS : beige argenté

Minéral : PHENGITE	Roche d'origine : Schiste prasinitique à phengite et glaucophane. Localisation : Route de Viù, Entrée de Fucine Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 720 x 104	N°: 535 D /62 Réf. texte : p.116
----------------------------------	---	---

DONNEES CHIMIQUES	DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES
-------------------	-----------------------------

OXYDES	MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l	
		base oxygène : 22							
Si O ₂ 50,80	Si 48,90	Si 6,806	} 8,000	1	9,8	m	21	1,960	f
Al ₂ O ₃ 24,30	Al 27,52	Al ^{IV} 1,194		2	4,95	mf	22	1,705	mf
Fe ₂ O ₃ 3,46	Fe ^{III} 2,50	Al ^{VI} 2,636		3	4,45	F	23	1,685	f
Fe O 1,65	Fe ^{II} 1,29	Ti 0,081	} 4,009	4	4,33	mf	24	1,640	m
Mn O	Mn	Fe ^{III} 0,348		5	4,10	m	25	1,615	m
Mg O 3,80	Mg 5,49	Fe ^{II} 0,180		6	3,85	Fm	26	1,585	mf
Ca O 0,76	Ca 0,79	Mn		7	3,58	Fm	27	1,550	mf
Na ₂ O 0,46	Na 0,85	Mg 0,764		8	3,08	m	28	1,505	FF
K ₂ O 9,82	K 12,06	Ca 0,110	} 1,906	9	2,99	mf	29	1,490	mf
Ti O ₂ 0,81	Ti 0,58	Na 0,118		10	2,86	Fm	30	1,300	Fm
P ₂ O ₅ 0,02	P 0,02	K 1,678		11	2,59	F	31	1,275	mf
Cr ₂ O ₃			12	2,57	FF	32	1,250	mf	
P. F. 4,67	Totaux 100,00	13,915	13	2,46	mf	33			
CO ₂ 0,27	Σoxygène : 158,07		14	2,38	F	34			
H ₂ O total 1,87			15	2,25	mf	35			
TOTAL 100,55			16	2,23	f	36			
			17	2,20	m	37			
			18	2,16	mf	38			
			19	2,13	m	39			
			20			40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_x mesuré = 14° ± 3° Plan axes optiques :</p> <p>2V_x calculé = 0-27° Z A c = ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,605 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,605 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,566 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,039 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,871 ± 0,004</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 8,2 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Pureté 98 % environ - quelques mixtes</p> <p>COULEURS EN GRAINS: vert très pâle</p>
---	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : PHENGITE	Roche d'origine Marbre phylliteux Localisation : Stura di Viù - torrent de Fucine Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 720 x 104	N°: 535 E / <u>63</u> Réf. texte : p. 116
----------------------------------	--	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
Si O ₂	49,55	Si	48,37	base oxygène : 22		1	10,0	mf	21	1,705	mf	
Al ₂ O ₃	29,52	Al	33,90	Si 6,648	}	2	5,0	ff	22	1,695	mf	
Fe ₂ O ₃	2,07	Fe ^{III}	1,52	Al ^{IV} 1,352		8,000	3	4,45	FF	23	1,640	f
Fe O	1,23	Fe ^{II}	0,97	Al ^{VI} 3,308		4	4,33	mf	24	1,610	f	
Mn O	traces	Mn	traces	Ti 0,043	}	5	4,10	m	25	1,580	ff	
Mg O	1,24	Mg	1,82	Fe ^{III} 0,209		3,943	6	3,87	Fm	26	1,550	ff
Ca O	0,39	Ca	0,41	Fe ^{II} 0,133		7	3,72	mf	27	1,500	FF	
Na ₂ O	0,62	Na	1,17	Mn traces	}	8	3,60	m	28	1,300	m	
K ₂ O	9,24	K	11,52	Mg 0,250		1,800	9	3,10	mf	29	1,270	mf
Ti O ₂	0,42	Ti	0,31	Ca 0,056		10	2,98	ff	30	1,245	mf	
P ₂ O ₅	0,01	P	0,01	Na 0,161	}	11	2,87	mf	31			
Cr ₂ O ₃				K 1,583		12	2,60	F	32			
P. F.	5,13	Totaux	100,00			13	2,56	FF	33			
CO ₂		Σoxygène :	160,06		14	2,46	m	34				
H ₂ O total	1,50				15	2,38	Fm	35				
TOTAL					16	2,26	Fm	36				
Présence de matières organiques.					17	2,20	mf	37				
					18	2,13	mf	38				
					19	2,07	Fm	39				
					20	1,960	f	40				

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_x mesuré = 14° ± 4° Plan axes optiques :</p> <p>2V_x calculé = 0 à 27° ± Z A c = ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>Nz = 1,597 ± 0,001</p> <p>Ny = 1,597 ± 0,001</p> <p>Nx = 1,558 ± 0,002</p> <p>Nz - Nx = 0,039 ± 0,003</p>	<p>DENSITE 2,857 ± 0,005</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 5,1 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Pureté 100 % - Chargée en matières carbonneuses, mais pas de mixtes.</p> <p>COULEURS EN GRAINS: Gris anthracite (matières carbonneuses).</p>
--	--

Minéral : FUCHSITE (MARIPOSITE ?)		Roche d'origine : Pyroxénite métamorphisée Localisation : Val de Susse, 500 m avant Lajette Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 679 x 002			N°: 520 B / <u>64</u>		Réf. texte : p. 75				
DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	52,10	Si	49,25	base oxygène : 22		1	9,8	m	21	2,18	m
Al ₂ O ₃	25,40	Al	28,25	Si	6,827	2	9,0	mf	22	2,12	m
Fe ₂ O ₃	0,63	Fe ^{III}	0,45	Al ^{IV}	1,173	3	4,95	mf	23	1,965	mf
Fe O	0,85	Fe ^{II}	0,65	Al ^{VI}	2,743	4	4,53	FF	24	1,700	m
Mn O		Mn		Ti	0,062	5	4,30	m	25	1,680	mf
Mg O	4,56	Mg	6,47	Cr ^{III}	0,155	6	4,10	m	26	1,655	m
Ca O	1,29	Ca	1,31	Fe ^{III}	0,062	7	3,87	Fm	27	1,640	Fm
Na ₂ O	0,46	Na	0,84	Fe ^{II}	0,090	8	3,72	Fm	28	1,615	mf
K ₂ O	9,24	K	11,15	Mn		9	3,48	Fm	29	1,600	mf
Ti O ₂	0,64	Ti	0,45	Mg	0,897	10	2,85	m	30	1,555	m
P ₂ O ₅	0,07	P	0,06	Ca	0,182	11	2,77	m	31	1,505	FF
Cr ₂ O ₃	1,50	Cr	1,12	Na	0,116	12	2,70	m	32	1,485	mf
P. F.	4,46	Totaux	100,00	K	1,546	13	2,59	FF	33	1,300	Fm
CO ₂	0,37	Σoxygène	158,71			14	2,56	FF	34	1,273	mf
H ₂ O total	1,35					15	2,47	m	35	1,250	mf
TOTAL	101,20				13,853	16	2,38	Fm	36	1,242	mf
						17	2,25	m	37	1,230	mf
						18	2,24	mf	38		
						19	2,21	m	39		
						20	2,20	f	40		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES		DENSITE 2,850 ± 0,005	
DONNEES OPTIQUES		SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE	
2V _x mesuré = 36° ± 1°	Plan axes optiques :	$\chi = 2,9 \times 10^{-6}$ u.e.m.c.g.s.	
2V _x calculé = 33° ±	Z Λ c = ±	OBSERVATIONS :	
	Polychroïsme :	Pureté 98 %	
Nz = 1,599 ± 0,001	vert pâle jaunâtre	Assez nombreuses inclusions.	
Ny = 1,596 ± 0,001	vert pâle jaunâtre		
Nx = 1,562 ± 0,003	vert pâle bleuté		
Nz - Nx = 0,037 ± 0,004			
		Remarque : le dosage Cr ₂₀₃ dans une autre fuchsite (24 C) non analysée donne Cr ₂₀₃ = 1,52.	
		COULEURS EN GRAINS : vert très vif	

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : CLINOZOISITE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique à pyroxènes résiduels contact serpentinites. Localisation : Stura di Viù - 500 m E de Forno, Hameau Truc-Salir Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 686 x 090	N° : 224 B / 66 Réf. texte : p. 93
----------------------------------	---	---

DONNEES CHIMIQUES	DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES
-------------------	-----------------------------

OXYDES	MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l
		base oxygène : 12,5						
Si O ₂ 39,50	Si 37,73	Si 3,020	} 3,020	1	Fm	21	2,07	m
Al ₂ O ₃ 31,78	Al 35,71	Al ^{IV}		2	mf	22	2,03	m
Fe ₂ O ₃ 1,61	Fe ^{III} 1,15	Al ^{VI} 2,858	} 2,957	3	Fm	23	1,987	mf
Fe O 0,35	Fe ^{II} 0,27	Ti 0,007		4	f	24	1,947	f
Mn O 0,03	Mn 0,02	Fe ^{III} 0,092	} 2,025	5	f	25	1,750	mf
Mg O 0,34	Mg 0,49	Fe ^{II} 0,022		6	mf	26	1,690	ff
Ca O 23,78	Ca 24,33	Mn 0,002	} 2,025	7	f	27	1,632	ff
Na ₂ O 0,10	Na 0,19	Mg 0,039		8	m	28	1,621	mf
K ₂ O traces	K traces	Ca 1,947	} 2,025	9	F	29	1,616	mf
Ti O ₂ 0,13	Ti 0,09	Na 0,015		10	f	30	1,598	f
P ₂ O ₅ 0,03	P 0,02	K traces	} 2,025	11	mf	31	1,589	f
Cr ₂ O ₃				12	FF	32	1,557	f
P. F. 2,20	Totaux 100,0	8,002	13	f	33	1,538	f	
CO ₂ 0,10	Σ oxygène : 156,18		14	mf	34	1,460	ff	
H ₂ O total 0,44			15	mf	35	1,452	f	
		$\frac{Fe^{III}}{Al+Fe^{III}+Mn+Ti} = 3,1 \%$	16	mf	36	1,447	f	
		Pistacite = 9,3 %	17	mf	37	1,388	ff	
TOTAL 99,85			18	f	38	1,349	mf	
			19	ff	39	1,291	f	
			20	f	40			

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES DONNEES OPTIQUES 2V _Z mesuré = 18° ± 4° Plan axes optiques : 2V _Z calculé = 44° ± Z Λ c = ± Polychroïsme : Nz = 1,705 ± 0,001 Ny = 1,699 ± 0,001 Nx = 1,698 ± 0,001 Nz - Nx = 0,007 ± 0,002 teinte grise à bleu-nuit	DENSITE 3,343 ± 0,004 SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 3,0 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. OBSERVATIONS : Pureté de l'ordre de 98 %. - Assez nombreux mixtes ; traces de pyroxènes. - Cristaux zonés, près de 10 % de pistacite. COULEURS EN GRAINS : blanc.
--	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral: CLINOZOISITE	Roche d'origine: Lentille de gabbro métamorphique très transformé au contact serpentinites.	N°: 224 C / 68
	Localisation: Stura di Viù - 500 m E de Forno Hameau Truc Salir Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien): 686 x 090	Réf. texte: p. 94

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	39,40	Si	37,78	base oxygène: 12,5							
Al ₂ O ₃	28,28	Al	31,90	Si 3,051	} 3,051	1	8,04	ff	21	2,33	f
Fe ₂ O ₃	2,71	Fe ^{III}	1,95	Al ^{IV}		2	5,02	mf	22	2,29	mf
Fe O	0,14	Fe ^{II}	0,11	Al ^{VI} 2,577		3	4,01	m	23	2,16	m
Mn O	0,26	Mn	0,21	Ti 0,007	} 2,742	4	3,76	ff	24	2,10	m
Mg O	1,58	Mg	2,27	Fe ^{III} 0,158		5	3,48	mf	25	2,06	mf
Ca O	24,77	Ca	25,45	Fe ^{II} 0,009		6	3,40	mf	26	2,04	mf
Na ₂ O	0,12	Na	0,22	Mn 0,017	} 2,283	7	3,20	m	27	2,00	f
K ₂ O	traces	K	traces	Mg 0,183		8	3,05	f	28	1,984	ff
Ti O ₂	0,12	Ti	0,09	Ca 2,056		9	2,92	m	29	1,923	f
P ₂ O ₅	0,03	P	0,02	Na 0,018		10	2,89	F	30	1,872	mf
Cr ₂ O ₃				K traces		11	2,80	mf	31	1,867	m
P. F.	2,08	Totaux	100,0			12	2,78	mf	32	1,634	m
CO ₂	0,10	Σ oxygène:	154,76	8,076		13	2,70	m	33	1,622	mf
H ₂ O total	0,44			Fe ^{III}		14	2,67	Fm	34	1,585	m
TOTAL	99,49			Al+Fe ^{III} +Mn+Ti = 5,7 %		15	2,65	Fm	35	1,453	f
				Pistacite = 17,2 %		16	2,59	mf	36	1,405	f
						17	2,53	m	37	1,389	mf
						18	2,44	f	38	1,293	f
						19	2,40	mf	39	1,264	f
						20	2,39	mf	40		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	DENSITE 3,356 ± 0,005
DONNEES OPTIQUES	SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE
2V _x mesuré = 0° à -80°	$\chi = 5,0 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.
2V calculé = ±	OBSERVATIONS: Pureté de 1 ^o ordre de 95 %. 4-5 % de pyroxènes, traces de grenat.
Plan axes optiques:	Assez nombreux mixtes.
Z Λ c = ±	<u>Zoisite hétérogène</u>
Polychroïsme:	B. bleu-nuit et 2V _z ≠ 0 → B. teinte sensible et 2V _x = 80°.
Nz = 1,706 ± 0,002	
Ny = 1,702 ± 0,002	
Nx = 1,701 ± 0,002	
Nz - Nx = 0,005 ± 0,003	COULEURS EN GRAINS: blanc légèrement rosé.
de bleu-nuit et gris-marron jusqu'à teinte sensible 1 ^o ordre.	

Minéral :		Roche d'origine : Rodingite dans serpentinites		N°: 265 /69							
CLINOZOISITE ROSE		Localisation : Colle del Lie		Réf. texte : p. 48							
		Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 730 x 041									
DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	38,50	Si	37,24	base oxygène : 12,5		1	8,04	mf	21	2,06	mf
Al ₂ O ₃	28,72	Al	32,67	Si 3,006	} 3,006	2	5,03	mf	22	2,04	mf
Fe ₂ O ₃	3,59	Fe ^{III}	2,60	Al ^{IV}		3	4,01	Fm	23	2,00	mf
Fe O	0,89	Fe ^{II}	0,70	Al ^{VI} 2,637	} 2,857	4	3,75	ff	24	1,870	mf
Mn O	0,14	Mn	0,12	Ti 0,010		5	3,49	f	25	1,772	f
Mg O	1,72	Mg	2,50	Fe ^{III} 0,210	} 2,208	6	3,40	mf	26	1,688	f
Ca O	22,96	Ca	23,79	Fe ^{II} 0,056		7	3,20	mf	27	1,635	mf
Na ₂ O	0,08	Na	0,15	Mn 0,010	} 2,208	8	3,06	ff	28	1,623	f
K ₂ O	0,04	K	0,10	Mg 0,202		9	2,90	F	29	1,587	f
Ti O ₂	0,18	Ti	0,13	Ca 1,920	} 2,208	10	2,80	m	30	1,454	f
P ₂ O ₅	néant	P	néant	Na 0,012		11	2,78	f	31	1,399	f
Cr ₂ O ₃				K 0,008		12	2,68	Fm	32	1,390	ff
P. F.	2,76	Totaux	100,0			13	2,64	f	33	1,224	f
CO ₂	0,30	Σoxygène	:154,88	8,071		14	2,59	mf	34	1,221	ff
H ₂ O total	1,34			Fe ^{III} = 7,3%		15	2,53	m	35	1,062	ff
TOTAL	99,58			Al+Fe ^{III} +Mn+Ti		16	2,40	mf	36		
				Pistacite = 22 %		17	2,39	m	37		
						18	2,29	mf	38		
						19	2,16	m	39		
						20	2,10	f	40		
CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES						DENSITE 3,32 ± 0,01					
DONNEES OPTIQUES						SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE					
2V _Z mesuré ≠ 0° ±						χ = 6,2 × 10 ⁻⁶ u. e. m. c. g. s.					
2V calculé = ±						OBSERVATIONS : Pure, mais sale.					
Plan axes optiques :						COULEURS EN GRAINS : Rose tendre.					
Z Λ c = ±											
Polychroïsme :											
N _z = 1,709 ± 0,002											
N _y = 1,704 ± 0,002											
N _x = 1,703 ± 0,002											
N _z - N _x = 0,006 ± 0,002 teintes bleu-nuit-marron anormales.											

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral: CLINOZOISITE	Roche d'origine: Prasinite Localisation: ROUTE DE LA STURA DI ALA sous le hameau de Pertusetto Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien): 687 x 192	N°: 425 / 71 Réf. texte : p. 83
---------------------------------	--	---

DONNEES CHIMIQUES	DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES
-------------------	-----------------------------

OXYDES	MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l
		base oxygène : 12,5						
Si O ₂ 38,64	Si 37,78	Si 3,027	1	5,02	mf	21	2,00	ff
Al ₂ O ₃ 26,70	Al 30,71	Al ^{IV} } 3,027	2	4,00	m	22	1,871	m
Fe ₂ O ₃ 5,46	Fe ^{III} 4,01	Al ^{VI} 2,460	3	3,75	ff	23	1,704	ff
Fe O 2,04	Fe ^{II} 1,61	Ti 0,075	4	3,48	m	24	1,688	ff
Mn O 0,17	Mn 0,14	Fe ^{III} 0,321	5	3,40	mf	25	1,634	m
Mg O 2,15	Mg 3,16	Fe ^{II} 0,129	6	3,20	mf	26	1,623	mf
Ca O 20,40	Ca 21,38	Mn 0,011	7	2,89	FF	27	1,589	f
Na ₂ O 0,12	Na 0,23	Mg 0,253	8	2,80	m	28	1,574	f
K ₂ O /	K	Ca 1,713	9	2,78	mf	29	1,528	ff
Ti O ₂ 1,28	Ti 0,94	Na 0,018	10	2,68	Fm	30	1,454	f
P ₂ O ₅ 0,05	P 0,04	K	11	2,64	mf	31	1,435	ff
Cr ₂ O ₃			12	2,59	Fm	32	1,400	mf
P. F. 2,70	Totaux 100,00	8,007	13	2,53	mf	33	1,390	mf
CO ₂ non dosé	Σ oxygène : 156,02		14	2,45	ff	34	1,342	ff
H ₂ O total non dosé		Fe ^{III} = 11,2%	15	2,40	m	35	1,265	ff
		Al+Fe ^{III} +Mn+Ti = 34 %	16	2,29	mf	36		
TOTAL 99,71		Pistacite	17	2,16	mf	37		
			18	2,11	m	38		
			19	2,07	mf	39		
			20	2,04	mf	40		

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré = 85°-90° ± 2V_Z calculé = 60° ±</p> <p>Plan axes optiques : Z Λ c = ±</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,732 ± 0,002 N_y = 1,717 ± 0,002 N_x = 1,712 ± 0,002 N_z - N_x = 0,020 ± 0,003 gris à jaunâtre</p>	<p>DENSITE 3,348 ± 0,005</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p>$\chi = 12,1 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Assez nombreux mixtes</p> <p>Zonée : coeur 2V_Z = 83° et N_z-N_x = gris-bleu, bordure 2V = 90° et N_z-N_x = blanc jaune bleuté</p> <p>COULEURS EN GRAINS: blanc jaunâtre.</p>
--	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : CLINOZOISITE	Roche d'origine : Præsinite	N°: 501 / <u>72</u>
	Localisation : Ala di Stura - Carrière au-dessus de la route de Pracera Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 679 x 196	Réf. texte : p. 80

DONNEES CHIMIQUES			DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES					
-------------------	--	--	-----------------------------	--	--	--	--	--

OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
				base oxygène : 12,5							
Si O ₂	38,25	Si	37,85	Si	3,018	1	8,04	f	21	2,10	m
Al ₂ O ₃	26,05	Al	30,32	Al ^{IV}	3,018	2	5,02	m	22	2,07	m
Fe ₂ O ₃	6,63	Fe ^{III}	4,92	Al ^{VI}		2,418	3	4,01	Fm	23	2,04
Fe O	0,98	Fe ^{II}	0,78	Ti	0,117	4	3,76	f	24	2,01	mf
Mn O	0,14	Mn	0,12	Fe ^{III}	0,392	5	3,49	m	25	1,872	m
Mg O	0,19	Mg	0,28	Fe ^{II}	0,062	6	3,40	m	26	1,774	ff
Ca O	22,40	Ca	23,75	Mn	0,009	7	3,20	Fm	27	1,743	ff
Na ₂ O	0,24	Na	0,46	Mg	0,022	8	3,06	f	28	1,703	f
K ₂ O	traces	K		Ca	1,893	9	<u>2,90</u>	<u>FF</u>	29	1,636	Fm
Ti O ₂	2,00	Ti	1,48	Na	0,036	10	2,81	Fm	30	1,632	m
P ₂ O ₅	0,05	P	0,04	K		11	2,78	mf	31	1,624	mf
Cr ₂ O ₃						12	2,68	F	32	1,589	f
P. F.	2,07	Totaux	100,00		7,967	13	2,65	mf	33	1,575	mf
CO ₂		Σoxygène :	156,78			14	2,60	Fm	34	1,456	f
H ₂ O total	0,50					15	2,53	m	35	1,437	ff
						16	2,45	mf	36	1,402	mf
TOTAL	99,00			Fe ^{III}	= 13,4 %	17	2,40	Fm	37	1,390	mf
				Al+Fe ^{III} +Mn+Ti	= 39,2 %	18	2,29	m	38	1,344	ff
				Pistacite	= 39,2 %	19	2,16	m	39	1,266	f
						20	2,11	m	40	1,262	f

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	DENSITE 3,385 ± 0,008
DONNEES OPTIQUES	SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE
2V _Z mesuré = 75-85° ±	χ = 13,4 × 10 ⁻⁶ u. e. m. c. g. s.
2V _Z calculé = 53° ±	OBSERVATIONS: Pureté de l'ordre de 95 %, mixtes à amphibole.
Plan axes optiques :	Non homogène : - Cristaux entiers ou coeur de cristaux zonés à N _Z -N _X = jaune fin du 1 ^o ordre. 2V _Z // 75°
Z A c = ±	-Cristaux entiers ou bordure seulement: N _Z -N _X bleu-nuit et 2V _Z // 85°.
Polychroïsme :	
N _Z = 1,736 ± 0,002	
N _Y = 1,720 ± 0,002	
N _X = 1,716 ± 0,002	
N _Z - N _X = 0,020 ± 0,003	
	COULEURS EN GRAINS : jaunâtre.

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral: CLINOZOISITE	Roche d'origine: Prasinite Localisation: Stura di Viù, Fond du Torrent, Entrée E de Fucine Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien): 721 x 104	N°: 535 A /73 Réf. texte: p. 114
---------------------------------	---	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES				
OXYDES	MONOCATIONIQUES	FORMULE STRUCTURALE	N°	d	l	N°	d	l
		base oxygène: 12,5						
Si O ₂ 38,48	Si 37,59	Si 3,025	1	5,02	mf	21	2,07	mf
Al ₂ O ₃ 24,33	Al 27,97	Al ^{IV} } 3,025	2	4,01	m	22	2,04	f
Fe ₂ O ₃ 7,21	Fe ^{III} 5,28	Al ^{VI} 2,251	3	3,77	ff	23	2,01	ff
Fe O 1,92	Fe ^{II} 1,52	Ti 0,111	4	3,49	mf	24	1,872	m
Mn O 0,20	Mn 0,16	Fe ^{III} 0,425	5	3,40	mf	25	1,688	ff
Mg O 2,30	Mg 3,37	Fe ^{II} 0,122	6	3,24	mf	26	1,635	m
Ca O 21,07	Ca 22,05	Mn 0,013	7	3,06	ff	27	1,624	mf
Na ₂ O 0,34	Na 0,64	Mg 0,271	8	2,90	FF	28	1,613	f
K ₂ O /	K	Ca 1,774	9	2,81	m	29	1,588	f
Ti O ₂ 1,88	Ti 1,38	Na 0,052	10	2,78	mf	30	1,574	mf
P ₂ O ₅ 0,05	P 0,04	K	11	2,68	Fm	31	1,543	f
Cr ₂ O ₃			12	2,65	mf	32	1,497	mf
P. F. 2,56	Totaux 100,00	8,044	13	2,60	Fm	33	1,437	ff
CO ₂ non dosé	Oxygène: 155,33		14	2,53	mf	34	1,402	mf
H ₂ O total non dosé			15	2,45	f	35	1,392	mf
		Fe ^{III} = 15,2 %	16	2,40	m	36	1,345	ff
		Al+Fe ^{III} +Mn+Ti	17	2,38	ff	37	1,264	f
		Pistacite 45,6 %	18	2,30	mf	38		
TOTAL 100,34			19	2,16	m	39		
			20	2,11	m	40		

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_X mesuré = 79° ± 3° Plan axes optiques:</p> <p>2V_Z calculé = 64° ± Z Λ c = ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme:</p> <p>Nz = 1,742 ± 0,002</p> <p>Ny = 1,724 ± 0,001</p> <p>Nx = 1,717 ± 0,002</p> <p>Nz - Nx = 0,025 ± 0,003 fin du 1er ordre.</p>	<p>DENSITE 3,38 ± 0,01</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 15,1 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Pureté de l'ordre de 100 %. Assez nombreux mixtes à amphibole, albite et quartz.</p> <p>COULEURS EN GRAINS: jaunâtre.</p>
--	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : PISTACITE	Roche d'origine : Rodingite dans serpentinites Localisation : Carrière de Brachiello - Stura di Ala Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 713 x 204	N°: 489 C / <u>74</u> Réf. texte : p. 42
-------------------------------	--	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	37,90	Si	37,55	base oxygène : 12,5		1	5,03	f	21	2,07	mf
Al ₂ O ₃	25,58	Al	29,81	Si	3,011	2	4,01	m	22	2,05	f
Fe ₂ O ₃	9,14	Fe ^{III}	6,79	Al ^{IV}	} 3,011	3	3,76	ff	23	2,01	f
Fe O	1,17	Fe ^{II}	0,94	Al ^{VI}		2,390	4	3,49	mf	24	1,878
Mn O	0,10	Mn	0,08	Ti	0,018	5	3,41	mf	25	1,870	m
Mg O	0,45	Mg	0,67	Fe ^{III}	0,544	6	3,21	f	26	1,772	f
Ca O	22,19	Ca	23,55	Fe ^{II}	0,075	7	3,06	f	27	1,750	ff
Na ₂ O	0,14	Na	0,27	Mn	0,006	8	2,92	m	28	1,689	ff
K ₂ O	0,08	K	0,10	Mg	0,054	9	2,90	F	29	1,637	F
Ti O ₂	0,30	Ti	0,23	Ca	1,888	10	2,81	Fm	30	1,633	m
P ₂ O ₅	0,01	P	0,01	Na	0,022	11	2,79	mf	31	1,625	mf
Cr ₂ O ₃				K	0,008	12	2,69	F	32	1,576	mf
P. F.	2,38	Totaux	100,00		8,016	13	2,65	mf	33	1,526	ff
CO ₂	0,32	Σoxygène :	155,91			14	2,60	m	34	1,460	mf
H ₂ O total	0,95					15	2,53	m	35	1,457	mf
TOTAL	99,44					16	2,45	f	36	1,437	ff
						17	2,40	m	37	1,404	m
						18	2,30	m	38	1,392	f
						19	2,16	m	39	1,343	ff
						20	2,11	m	40		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES DONNEES OPTIQUES 2V _X mesuré = 84° ± 2° Plan axes optiques : 2V _X calculé = 80° ± 4° Z A c = ± Polychroïsme : Nz = 1,745 ± 0,001 Ny = 1,736 ± 0,001 Nx = 1,723 ± 0,001 Nz - Nx = 0,022 ± 0,002	DENSITE 3,42 ± 0,015 SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 16,2 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. OBSERVATIONS : Très pure - inclusions opaques rares et très fines COULEURS EN GRAINS : Jaune résineux
---	---

Minéral: PISTACITE	Roche d'origine : Prasinite litée à glaucophane et pistacite. Localisation : Route de la Stura di Viù Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : Entrée E de Fucine 720 x 104	N°: 535C / <u>75</u> Réf. texte : p. 115
----------------------------------	--	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	38,15	Si	38,13	base oxygène : 12,5							
Al ₂ O ₃	24,20	Al	28,45	Si 3,035	} 3,035	1	5,03	mf	21	2,01	mf
Fe ₂ O ₃	11,27	Fe ^{III}	8,45	Al ^{IV}		2	4,02	m	22	1,924	ff
Fe O	0,93	Fe ^{II}	0,75	Al ^{VI} 2,265		3	3,76	ff	23	1,875	mf
Mn O	0,32	Mn	0,27	Ti 0,050	} 2,988	4	3,49	mf	24	1,690	ff
Mg O	0,15	Mg	0,23	Fe ^{III} 0,673		5	3,40	mf	25	1,637	m
Ca O	21,10	Ca	22,59	Fe ^{II} 0,060	} 1,934	6	3,21	mf	26	1,626	mf
Na ₂ O	0,24	Na	0,46	Mn 0,021		7	3,06	ff	27	1,617	f
K ₂ O	traces	K	traces	Mg 0,018		8	2,90	F	28	1,589	ff
Ti O ₂	0,84	Ti	0,63	Ca 1,798		9	2,82	m	29	1,459	f
P ₂ O ₅	0,05	P	0,04	Na 0,037		10	2,69	Fm	30	1,445	mf
Cr ₂ O ₃				K		11	2,66	f	31	1,393	mf
P. F.	2,06	Totaux	100,00			12	2,60	m	32	1,344	ff
CO ₂	0,10	Σoxygène :	157,03	7,957		13	2,53	m	33	1,268	f
H ₂ O total	0,41			Fe ^{III}	=22,4 %	14	2,45	ff	34		
TOTAL	99,31			Al+Fe ^{III} +Mn+Ti		15	2,40	m	35		
				Pistacite	67,30%	16	2,30	mf	36		
						17	2,16	mf	37		
						18	2,11	mf	38		
						19	2,07	f	39		
						20	2,05	mf	40		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES DONNEES OPTIQUES 2V _X mesuré = 77° ± 3° Plan axes optiques : 2V _X calculé = 70° ± Z Λ c = ± Polychroïsme : Nz = 1,772 ± 0,002 jaune sale Ny = 1,758 ± 0,001 Nx = 1,729 ± 0,002 incolore Nz - Nx = 0,043 ± 0,003	DENSITE 3,411 ± 0,006 SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 20,6 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. OBSERVATIONS: Pureté de 100 % Assez nombreux mixtes. COULEURS EN GRAINS : jaune pistache soutenu.
--	---

Minéral : ALBITE	Roche d'origine : Gabbro métamorphique Localisation : Stura di Ala - Cresto Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 660 x 495	N°: 380 /76 Réf. texte : p. 56
--------------------------------	--	--

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES				
-------------------	--	--	--	-----------------------------	--	--	--	--

OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
Si O ₂	68,15	Si	59,53	base oxygène : 8		1	6,40	Fm	21	2,28	ff	
Al ₂ O ₃	19,69	Al	20,23	Si 2,979	}	2	4,03	F	22			
Fe ₂ O ₃	traces	Fe ^{III}	traces	Al ^{IV} 1,012		3,991	3	3,86	m	23		
Fe O	néant	Fe ^{II}	néant	Al ^{VI}			4	3,78	F	24		
Mn O	traces	Mn	traces	Ti		5	3,68	F	25			
Mg O	néant	Mg	néant	Fe ^{III}		6	3,54	mf	26			
Ca O	0,63	Ca	0,69	Fe ^{II}		7	3,51	m	27			
Na ₂ O	11,56	Na	19,54	Mn		8	3,38	m	28			
K ₂ O	0,08	K	0,09	Mg		9	3,20	FF	29			
Ti O ₂	néant	Ti	néant	Ca 0,030	}	10	2,96	m	30			
P ₂ O ₅	0,02	P	0,02	Na 0,978		1,013	11	2,93	F	31		
Cr ₂ O ₃	néant			K 0,005			12	2,88	m	32		
P. F.						13	2,84	ff	33			
CO ₂	0,13	Totaux	100,00			14	2,64	f	34			
H ₂ O total	0,27	Σ oxygène :	159,86	Ab 96,7		15	2,56	m	35			
				An 2,8		16	2,45	f	36			
				Or 0,5		17	2,43	ff	37			
TOTAL	100,53					18	2,41	ff	38			
						19	2,39	ff	39			
						20	2,32	f	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré = 78° ± 2° Plan axes optiques :</p> <p>2V_Z calculé = 74° ± Z Λ c = ±</p> <p>YΛ_g = 16°5 ± 0°5 Polychroïsme :</p> <p>XΛ_m = 17° ± 2°</p> <p>N_z = 1,540 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,533 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,529 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,011 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,685 ± 0,0015</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = -0,3 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Traces très faibles de quartz.</p> <p style="text-align: center;">Quelques inclusions.</p> <p>COULEURS EN GRAINS: blanc très pur.</p>
---	---

Minéral : ALBITE	Roche d'origine : Prasinite Localisation : Ala di Stura - Carrière au-dessus de la route de Pracera. Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 679 x 196	N°: 501 / <u>77</u> Réf. texte : p.80
--------------------------------	---	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂ * 68,22	Si 60,90	Si 3,017	} 3,999		1	6,39	F	21			
Al ₂ O ₃ 18,69	Al 19,63	Al ^{IV} 0,972			2	4,03	F	22			
Fe ₂ O ₃ 0,30	Fe ^{III} 0,20	Al ^{VI}			3	3,86	m	23			
Fe O 0,12	Fe ^{II} 0,08	Ti 0,003			4	<u>3,78</u>	FF	24			
Mn O 0,01	Mn 0,01	Fe ^{III} 0,010			5	3,68	F	25			
Mg O 0,02	Mg 0,03	Fe ^{II} 0,004			6	3,54	m	26			
Ca O 0,37	Ca 0,35	Mn			7	3,51	m	27			
Na ₂ O 10,70	Na 18,49	Mg 0,001			8	3,37	Fm	28			
K ₂ O 0,22	K 0,25	Ca 0,017			9	<u>3,19</u>	FF	29			
Ti O ₂ 0,09	Ti 0,06	Na 0,916			10	2,96	Fm	30			
P ₂ O ₅ néant	P néant	K 0,012	11	2,93	F	31					
Cr ₂ O ₃			12	2,86	m	32					
P. F. 0,34	Totaux 100,00	4,952	13	2,64	mf	33					
CO ₂ 0,14	Σoxygène : 161,51		14	2,56	mf	34					
H ₂ O total 0,24		Ab 96,6	15	2,46	mf	35					
TOTAL 99,46		An 2,0	16	2,44	f	36					
		Or 1,4	17	2,41	f	37					
			18	2,32	mf	38					
			19	2,28	ff	39					
			20			40					

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_Z mesuré = 76° ± 2° Plan axes optiques :</p> <p>2V_Z calculé = 85° ± Z Λ c = ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,540 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,534 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,529 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,011 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,636 ± 0,0015</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 0,1 \times 10^{-6}$ u.e.m.c.g.s.</p> <p>OBSERVATIONS: Présence de 4 % de quartz Mixtes très rares.</p> <p>* Dans la composition chimique brute SiO₂ = 69,49. En tenant compte des 4 % de quartz, on obtient la teneur vraie : SiO₂ = 68,22.</p> <p style="text-align: center;">Teneur en magnétite : 0,005 %.</p> <p>COULEURS EN GRAINS : blanc très pur.</p>
---	--

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : PLAGIOCLASE ANDESINE MALGACHITIQUE	Roche d'origine : Pegmatoïde gabbroïque dans une lherzolithite	N°: 270 /78
	Localisation : Monte Arpone Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 743 x 044	Réf. texte : p. 16

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	57,05	Si	52,11	base oxygène : 8							
Al ₂ O ₃	25,00	Al	26,85	Si	2,607	} 3,950	1	6,40	F	21	
Fe ₂ O ₃	0,26	Fe ^{III}	0,17	Al ^{IV}	1,343		2	4,04	Fm	22	
Fe O	0,94	Fe ^{II}	0,71	Al ^{VI}			3	3,88	mf	23	
Mn O	traces	Mn	traces	Ti	0,005		4	3,77	Fm	24	
Mg O	0,92	Mg	1,26	Fe ^{III}	0,008	} 0,940	5	3,65	m	25	
Ca O	7,15	Ca	7,01	Fe ^{II}	0,036		6	3,49	mf	26	
Na ₂ O	6,54	Na	11,56	Mn	traces		7	3,36	mf	27	
K ₂ O	0,18	K	0,22	Mg	0,063		8	3,19	FF	28	
Ti O ₂	0,12	Ti	0,11	Ca	0,351	9	3,15	m	29		
P ₂ O ₅	0,02	P		Na	0,578	10	3,00	mf	30		
Cr ₂ O ₃				K	0,011	11	2,94	m	31		
P. F.		Totaux	100,00		5,002	12	2,84	mf	32		
CO ₂	0,13	Σoxygène :	159,9			13	2,65	f	33		
H ₂ O total	0,84			Ab	61,6	14	2,53	mf	34		
TOTAL	99,15			An	37,3	15	2,49	f	35		
				Or	1,1	16	2,44	ff	36		
						17	2,38	ff	37		
						18			38		
						19			39		
						20			40		

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V_z mesuré = 89° ± 0,5° Plan axes optiques :</p> <p>2V_z calculé = 83° ± Z Λ c = ±</p> <p>Polychroïsme :</p> <p>N_z = 1,557 ± 0,001</p> <p>N_y = 1,552 ± 0,001</p> <p>N_x = 1,548 ± 0,001</p> <p>N_z - N_x = 0,009 ± 0,002</p>	<p>DENSITE 2,674 ± 0,0025</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p>χ = 1,4 × 10⁻⁶ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Minéral très pur, peu altéré.</p> <p>COULEURS EN GRAINS: brun-noir</p>
--	---

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : PLAGIOCLASE TRANSFORME .. (ALBITE + CLINOZOÏSTE)	Roche d'origine Gabbro métamorphique dans lherzolite serpentinisée. Localisation : Route de la Stura di Viù, km 42,6 Coordonnées (fond 1/25000° italien) : 765 x 107	N°: 369 B / 79 Réf. texte : p. 27
--	---	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	52,36	Si	48,18	base oxygène : 8							
Al ₂ O ₃	24,58	Al	26,60	Si	2,44	1			21		
Fe ₂ O ₃	1,24	Fe ^{III}	0,88	Al ^{IV}	1,35	2			22		
Fe O	1,20	Fe ^{II}	0,94	Al ^{VI}		3			23		
Mn O	0,04	Mn	0,06	Ti	0,01	4			24		
Mg O	2,05	Mg	2,81	Fe ^{III}	0,04	5			25		
Ca O	12,07	Ca	11,87	Fe ^{II}	0,05	6			26		
Na ₂ O	4,20	Na	7,45	Mn		7			27		
K ₂ O	0,90	K	1,05	Mg	0,14	8			28		
Ti O ₂	0,12	Ti	0,11	Ca	0,60	9			29		
P ₂ O ₅	0,05	P	0,05	Na	0,38	10			30		
Cr ₂ O ₃				K	0,05	11			31		
P. F.						12			32		
CO ₂	0,27	Totaux	100,00		5,06	13			33		
H ₂ O total	1,08	Σoxygène :	157,9	Ab	37	14			34		
				An	58	15			35		
				Or	5	16			36		
TOTAL	100,16				100 %	17			37		
						18			38		
						19			39		
						20			40		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES DONNEES OPTIQUES 2V mesuré = ± Plan axes optiques : 2V calculé = ± Z Λ c = ± Polychroïsme : Nz = ± Ny = ± Nx = ± Nz - Nx = ±	DENSITE 3,024 ± 0,0015 SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE $\chi = 3,5 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. OBSERVATIONS : Le calcul structural n'a pas de signification, sinon comparative. Teneur en magnétite : 0,01 % COULEURS EN GRAINS : blanc.
---	---

Minéral :		Roche d'origine :		N° : 368 / 80							
PLAGIOCLASE LABRADOR		Lherzolite		Réf. texte : p.16							
		Localisation : route de la Stura di Viù, km 39,9									
		Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 772 x 120									
DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	52,05	Si	48,38	base oxygène : 8							
Al ₂ O ₃	26,65	Al	28,99	Si 2,424	} 3,876	1	4,67	ff			
Fe ₂ O ₃	0,55	Fe ^{III}	0,39	Al ^{IV} 1,452		2	4,03	Fm	21		
Fe O	0,66	Fe ^{II}	0,50	Al ^{VI}		3	3,89	f	22		
Mn O	0,01	Mn		Ti 0,003	} 0,924	4	3,75	m	23		
Mg O	2,28	Mg	3,18	Fe ^{III} 0,020		5	3,62	mf	24		
Ca O	11,43	Ca	11,37	Fe ^{II} 0,025		6	3,46	f	25		
Na ₂ O	3,08	Na	5,52	Mn	} 0,924	7	3,34	m	26		
K ₂ O	1,32	K	1,56	Mg 0,159		8	3,23	Fm	27		
Ti O ₂	0,06	Ti	0,06	Ca 0,570		9	3,20	F	28		
P ₂ O ₅	0,04	P	0,05	Na 0,276	} 0,924	10	3,17	FF	29		
Cr ₂ O ₃				K 0,078		11	3,13	mf	30		
P. F.						12	3,02	f	31		
CO ₂	0,27	Totaux	100,00	5,007		13	2,95	m	32		
H ₂ O total	0,93	Σoxygène :	159,7	Ab : 29,9		14	2,83	f	33		
TOTAL	99,33			An : 61,7		15	2,65	f	34		
				Or : 8,4		16	2,51	mf	35		
						17			36		
						18			37		
						19			38		
						20			39		
									40		
CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES						DENSITE 2,738 ±					
DONNEES OPTIQUES						SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE					
2V _Z mesuré = 85° ± 1°						$\chi = 0,6 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.					
2V _Z calculé = 96° ±						OBSERVATIONS :					
Plan axes optiques :						Pur, mais en grande partie altéré (près de 20 %).					
Z \wedge c = ±											
Polychroïsme :											
N _z = 1,571 ± 0,001											
N _y = 1,567 ± 0,001											
N _x = 1,562 ± 0,001											
N _z - N _x = 0,009 ± 0,002											
						COULEURS EN GRAINS : blanc.					

Minéral : GRENAT ANDRADITE - GROSSULAIRE	Roche d'origine : Enclave serpentinites Localisation : Lemie - km 55,9 Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 662 x 100	N°: 23 B / 81 Réf. texte : p. 49
---	--	---

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
				base oxygène : 12								
Si O ₂	36,30	Si	37,08	Si	2,978	} 3,000	4,24	f	21	1,278	mf	
Al ₂ O ₃	9,04	Al	10,87	Al ^{IV}	0,022		2	3,00	FF	22	*1,274	f
Fe ₂ O ₃	16,37	Fe ^{III}	12,54	Al ^{VI}	0,851		3	2,68	FF	23	1,211	ff
Fe O	1,35	Fe ^{II}	1,12	Ti	0,067	} 1,925	2,60	ff	24	1,112	mf	
Mn O	0,25	Mn	0,22	Fe ^{III}	1,007		5	2,56	mf	25	1,093	mf
Mg O	0,19	Mg	0,29	Fe ^{II}	0,090		6	2,45	FF	26	*1,092	f
Ca O	33,52	Ca	36,69	Mn	0,018	} 3,106	2,35	m	27	1,059	f	
Na ₂ O	0,16	Na	0,32	Mg	0,023		8	2,19	m	28	*1,057	f
K ₂ O	0,04	K	0,05	Ca	2,946		9	1,944	Fm	29		
Ti O ₂	1,08	Ti	0,83	Na	0,026		10	1,894	mf	30		
P ₂ O ₅	traces	P	traces	K	0,003		11	1,730	mf	31		
Cr ₂ O ₃						12	1,726	f	32			
P. F.	1,01	Totaux	100,00		8,031	13	1,661	Fm	33			
CO ₂	0,55	Σoxygène :	149,4			14	1,600	FF	34			
H ₂ O total	0,21			Almandin :	2,9	15	1,498	m	35			
				Andradite :	55,8	16	*1,495	mf	36			
TOTAL	99,31			Grossulaire :	39,9	17	1,340	mf	37			
				Pyrope :	0,8	18	*1,337	mf	38			
				Spessartine :	0,6	19	1,307	m	39			
					100,0	20	*1,304	mf	40			

<p>CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES</p> <p style="text-align: center;">Cubique</p> <p>DONNEES OPTIQUES</p> <p>2V mesuré = ± Plan axes optiques :</p> <p>2V calculé = ± Z A c = ±</p> <p style="text-align: center;">Polychroïsme :</p> <p>N = 1,819 ± 0,002</p> <p>N_y = ±</p> <p>N_x = ±</p> <p>N_z - N_x = ±</p>	<p>DENSITE 3,713 ± 0,005</p> <p>SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE</p> <p style="text-align: center;">$\chi = 32,0 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.</p> <p>OBSERVATIONS: Pureté 100 %. Pas de mixtes. Le dédoublement des raies X. indique la présence de deux phases :</p> <ul style="list-style-type: none"> - une phase plus abondante, plus riche en andradite, de paramètre cristallin a = 11,98 Å - une phase moins riche en andradite, de paramètre cristallin a = 11,96 Å <p>Les raies caractéristiques de cette phase sont notées avec un astérisque.</p> <p>COULEURS EN GRAINS: rouge-orangé</p>
--	---

Minéral :		Roche d'origine :			N° :							
GRENAT GROSSULAIRE		Lentille de gabbro métamorphique, contact serpentinite.			224 C / 82							
		Localisation : Stura di Viù, 500 m E de Forno, Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : hamòu Truc Saliz. 686 x 090			Réf. texte : p. 94							
DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
Si O ₂	38,40	Si	36,18	base oxygène : 12								
Al ₂ O ₃	23,20	Al	25,71	Si	2,899	} 3,000			21			
Fe ₂ O ₃	1,41	Fe ^{III}	0,99	Al ^{IV}	0,101		1			22		
Fe O	0,49	Fe ^{II}	0,37	Al ^{VI}	1,959		2			23		
Mn O	1,34	Mn	1,07	Ti	0,022	} 2,060			24			
Mg O	0,24	Mg	0,34	Fe ^{III}	0,079		3			25		
Ca O	34,60	Ca	34,93	Fe ^{II}	0,030	} 2,952			26			
Na ₂ O	0,07	Na	0,13	Mn	0,086		4			27		
K ₂ O	traces	K	traces	Mg	0,027		5			28		
Ti O ₂	0,40	Ti	0,28	Ca	2,799	} 2,952			29			
P ₂ O ₅	traces	P	traces	Na	0,010		6			30		
Cr ₂ O ₃				K	traces	} 2,952			31			
P. F.	0,61	Totaux	100,00				7			32		
CO ₂		Σ oxygène :	149,74	Almandin :	1,0	8			33			
H ₂ O total				Andradite :	4,7	9			34			
TOTAL	100,76			Grossulaire :	90,5	10			35			
				Pyrope :	0,9	11			36			
				Spessartine :	2,9	12			37			
					100,0	13			38			
						14			39			
						15			40			
						16						
						17						
						18						
						19						
						20						
CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES						DENSITE 3,57 ± 0,001						
Cubique à pseudo-cubique.						SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE						
						$\chi = 5,3 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.						
DONNEES OPTIQUES						OBSERVATIONS :						
2V mesuré =	±	Plan axes optiques :				Pureté ≠ 100 %, mais quelques mixtes.						
2V calculé =	±	Z Λ c = ±										
						Polychroïsme :						
N =	±	0,001										
Ny =	±											
Nx =	±											
Nz - Nx //	±	0°										
						COULEURS EN GRAINS : complètement incolore.						

Minéral : GRENAT ALMANDIN	Roche d'origine : Schiste à glaucophane	N°: 515 / 83
	Localisation : Ciamarella Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 651 x 205	Réf. texte : p. 86

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES								
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l	
Si O ₂	36,88	Si	37,82	base oxygène : 12								
Al ₂ O ₃	20,43	Al	24,65	Si	3,009	} 3,009			21			
Fe ₂ O ₃	1,03	Fe ^{III}	0,79	Al ^{IV}			2			22		
Fe O	31,02	Fe ^{II}	25,74	Al ^{VI}	1,961		3			23		
Mn O	0,81	Mn	0,70	Ti	0,041	} 2,065	4		24			
Mg O	1,75	Mg	2,69	Fe ^{III}	0,063		5			25		
Ca O	5,98	Ca	6,57	Fe ^{II}	2,048	} 2,881	6		26			
Na ₂ O	0,20	Na	0,40	Mn	0,056		7			27		
K ₂ O	0,08	K	0,10	Mg	0,214	} 2,881	8		28			
Ti O ₂	0,68	Ti	0,52	Ca	0,523		9			29		
P ₂ O ₅	0,02	P	0,02	Na	0,032	} 2,881	10		30			
Cr ₂ O ₃				K	0,008		11			31		
P. F.	0,73	Totaux 100,00		7,955		12			32			
CO ₂		Σoxygène : 150,84				13			33			
H ₂ O total	0,28					14			34			
TOTAL	99,61					15			35			
						16			36			
						17			37			
						18			38			
						19			39			
						20			40			

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	DENSITE 4,077 ± 0,003
DONNEES OPTIQUES	SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE
2V mesuré = ±	$\chi = 51 \times 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.
2V calculé = ±	OBSERVATIONS: Matières organiques à l'analyse chimique.
N = 1,803 ± 0,002	Inclusions diverses et surtout de minéraux opaques
Ny = ±	
Nx = ±	
Nz - Nx = ±	
Plan axes optiques :	
Z Λ c = ±	
Polychroïsme :	
	COULEURS EN GRAINS : rouge sale

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Minéral : VESUVIANITE	Roche d'origine : Lentille de gabbro métamorphique dans la serpentinite.	N°: 25 A / <u>84</u>
	Localisation : Route de la Stura di Viù, km 53,5 (Vieux pont)	Réf. texte : p. 45
Coordonnées (fond 1/25000°italien) : 683 x 094		

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	37,17	Si	36,19	Si	7,871	9,000	5,93	m ^f	21	2,04	f
Al ₂ O ₃	16,20	Al	18,56	Al ^{IV}	0,129		4,04	m ^f	22	2,01	f
Fe ₂ O ₃	3,50	Fe ^{III}	2,56	Al ^{VI}	4,419		3,49	m ^f	23	1,999	f
Fe O	0,84	Fe ^{II}	0,66	Ti	0,051	6,582	3,25	m ^f	24	1,964	f
Mn O	0,20	Mn	0,16	Fe ^{III}	0,627		3,05	m ^f	25	1,886	f
Mg O	3,70	Mg	5,40	Fe ^{II}	0,162	8,925	3,00	m ^f	26	1,766	f
Ca O	34,53	Ca	36,02	Mn	1,323		2,96	F	27	1,681	ff
Na ₂ O	0,12	Na	0,23	Mg	0,039		2,75	FF	28	1,666	m
K ₂ O		K		Ca	8,829	8,925	2,67	f	29	1,624	Fm
Ti O ₂	0,29	Ti	0,21	Na	0,057		2,60	FF	30	1,571	f
P ₂ O ₅	0,01	P	0,01	K		2,46	F	31	1,561	f	
Cr ₂ O ₃						2,38	f	32	1,558	m ^f	
P. F.	2,69	Totaux	100,00		24,507	2,35	f	33	1,526	ff	
CO ₂	1,95	Σoxygène	146,87			2,33	f	34	1,499	m ^f	
H ₂ O total	0,11					2,20	m ^f	35	1,478	f	
TOTAL	99,25					2,18	f	36	1,388	ff	
						2,16	f	37	1,364	ff	
						2,13	m	38	1,346	m ^f	
						2,07	f	39	1,329	f	
						2,06	f	40	1,281	ff	
									1,268	ff	

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	DENSITE 3,388 ± 0,002
DONNEES OPTIQUES	SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE
2V _X mesuré = 0° ±	χ = 7,8 × 10 ⁻⁶ u. e. m. c. g. s.
2V calculé = ±	OBSERVATIONS :
Plan axes optiques :	Pureté 100 %. Pas de mixtes.
Z Λ c = ±	
Polychroïsme :	
Nz = 1,726 ± 0,002	
Ny = ±	
Nx = 1,721 ± 0,002	
Nz - Nx = 0,005 ± 0,001	Teintes anormales dans les bleus et les bruns.
	COULEURS EN GRAINS : vert pistache clair.

Minéral : FORSTERITE	Roche d'origine : Lherzolite	N°: 368 / 85
	Localisation : Route de la Stura di Ala, km 39,9 Coordonnées (fond 1/25000 ^e italien) : 772 x 120	Réf. texte : p. 16

DONNEES CHIMIQUES				DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES							
OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE STRUCTURALE		N°	d	l	N°	d	l
Si O ₂	40,00	Si	32,95	base oxygène : 4		1			21		
Al ₂ O ₃	0,48	Al	0,46	Si	0,988	2			22		
Fe ₂ O ₃	0,56	Fe ^{III}	0,35	Al ^{IV}		3			23		
Fe O	9,03	Fe ^{II}	6,02	Al ^{VI}	0,014	4			24		
Mn O	0,13	Mn	0,09	Ti	0,002	5			25		
Mg O	48,46	Mg	59,88	Fe ^{III}	0,010	6			26		
Ca O	0,21	Ca	0,19	Fe ^{II}	0,180	7			27		
Na ₂ O	traces	Na	traces	Mn	0,003	8			28		
K ₂ O	traces	K	traces	Mg	1,795	9			29		
Ti O ₂	0,09	Ti	0,06	Ca	0,006	10			30		
P ₂ O ₅	traces	P	traces	Na		11			31		
Cr ₂ O ₃				K		12			32		
P. F.		Totaux	100,0		2,998	13			33		
CO ₂	0,80	Σoxygène :	133,4	Mg	: 90,9 %	14			34		
H ₂ O total	0,79			Fe ^{II}	: 9,1 %	15			35		
TOTAL	100,55				100,0	16			36		
						17			37		
						18			38		
						19			39		
						20			40		

CARACTERES CRISTALLOGRAPHIQUES	DENSITE 3,333 ± 0,0015
DONNEES OPTIQUES	SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE
2V _Z mesuré = 84° ± 1°	χ = × 10 ⁻⁶ u. e. m. c. g. s.
2V _Z calculé = 86° ±	OBSERVATIONS: Pureté 92 % ; 8 % enstatite; olivine peu altérée.
Plan axes optiques :	La teneur en H ₂ O indique de 3 à 5 % de serpentine. Magnétite 0,01 %.
Z Λ c = ±	
Polychroïsme :	
Nz = 1,690 ± 0,001	
Ny = 1,671 ± 0,001	
Nx = 1,6545 ± 0,001	
Nz - Nx = 0,035 ± 0,002	
	COULEURS EN GRAINS: gris-verdâtre

PLANCHE I - LHERZOLITES FELDSPATHIQUES

Oxydes	1	2	3	4	5	Mono-cationiques	1	2	3	4	5
Si O ₂	43,37	43,20	43,95	42,59	40,63	Si	37,35	37,51	37,69	36,78	36,52
Al ₂ O ₃	3,59	3,90	2,93	3,65	2,61	Al	3,60	3,96	2,94	3,71	2,76
Fe ₂ O ₃	3,56	4,03	3,86	1,50	1,60	Fe ⁺⁺⁺	2,31	2,61	2,47	0,97	1,08
FeO	5,04	4,23	4,77	6,96	6,70	Fe ⁺⁺	3,50	2,97	3,30	4,86	4,87
MnO	0,11	0,12	0,13	0,06	0,05	Mn	0,10	0,10	0,10	0,04	0,04
MgO	38,54	37,60	39,47	37,98	36,60	Mg	49,59	48,98	50,82	49,19	49,34
CaO	3,29	3,64	2,42	2,97	3,12	Ca	3,04	3,39	2,22	2,75	3,00
Na ₂ O	0,28	0,26	0,22	0,98	1,09	Na	0,46	0,42	0,36	1,64	1,90
K ₂ O	Néant	traces	traces	traces	0,38	K	Néant	traces	traces	traces	0,44
TiO ₂	0,10	0,11	0,07	0,09	0,08	Ti	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,04	non dosé	Néant	P	traces	0,01	0,05	non dosé	Néant
						Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
NiO	0,1375	0,0866	0,1731	0,24	0,35	Ni	0,0940	0,0598	0,1185	0,20	0,28
CuO	0,0045	0,0030	0,0025	traces	-	Cu	0,0029	0,0019	0,0016	traces	-
CoO	0,0043	0,0051	0,0053	traces	traces	Co	0,0029	0,0035	0,0036	traces	traces
CO ₂	0,35	0,33	0,20								
P.F.											
H ₂ O totale	2,09	2,15	1,21	2,50	6,37						
Total	100,68	99,70	99,45	99,81	99,83						
Densité	3,27	3,20	3,24								

1 - Lherzolite feldspathique - Ech. type 368 - coord : 772 x 120 - p. 15 - An. G 726.

2 - Lherzolite feldspathique - Ech. type 524 - coord : 777 x 136 - p. 18 - An. G 894.

3 - Lherzolite feldspathique - Ech. type 534 F - coord : 764 x 108 - p. 20 - An. G 895.

4 - Lherzolite feldspathique - Provenance Germagnano - Autres dosages : Cr₂O₃ = 0,29 ; traces de SrO, BaO, GeO₂, Sc₂O₃, V₂O₅, S ; absence de ZrO₂, BeO - Analyse G, RIGAULT (1958).

5 - Lherzolite serpentinisée - Provenance Monte Musine (Corno S. du massif de Lanzo).

- Autres dosages : Cr₂O₃ = 0,20, S = 0,05 ; absence de ZrO₂, SrO, BaO, V₂O₅.

- Analyse E. SANERÓ (1932).

PLANCHE II - SERPENTINITES

Oxydes						Mono-cationiques					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
Si O ₂	38,80	41,54	40,10	42,05	40,97	Si	36,95	39,65	38,04	37,18	38,13
Al ₂ O ₃	2,15	1,14	2,80	3,17	2,47	Al	2,40	1,26	3,13	3,30	2,70
Fe ₂ O ₃	7,69	5,51	5,15	5,89	1,74	Fe ⁺⁺⁺	5,48	3,95	3,65	3,91	1,21
Fe O	1,06	1,74	3,22	4,03	6,71	Fe ⁺⁺	0,80	1,32	2,45	2,89	5,06
Mn O	0,08	0,09	0,10	0,07	0,07	Mn	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06
Mg O	37,34	37,09	36,50	36,70	35,60	Mg	53,34	53,12	51,99	48,68	49,71
Ca O	0,75	0,32	0,55	2,30	1,48	Ca	0,74	0,34	0,57	2,18	1,47
Na ₂ O	Néant	0,08	Néant	1,03	0,66	Na	Néant	0,17	Néant	1,76	1,19
K ₂ O	0,08	0,08	Néant	traces	0,36	K	0,11	0,12	Néant	traces	0,43
Ti O ₂	0,13	traces	traces	0,08	0,06	Ti	0,06	traces	traces	0,05	0,04
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,17	non dosé	Néant	P	0,06	0,01	0,11	non dosé	Néant
						Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ni O	0,2852	0,2240	0,3259	0,13	0,32	Ni	0,2179	0,1718	0,2484	0,10	0,24
Cu O	0,0015	0,0028	0,0013	traces	-	Cu	0,0011	0,0020	0,0009		
Co O	0,058	0,0043	0,0061	traces	traces	Co	0,0045	0,0033	0,0046		
C O ₂	0,72	0,40	0,45								
P.F.	12,33	12,15	12,20								
H ₂ O totale	8,05	9,66	8,32	4,18	9,04						
Total	100,74	100,00	101,12	99,97	99,78						
Densité	2,69	2,65	2,67								

1 - Serpentinite massive - Ech. type 23 A - coord : 661 x 100 - p. 33 - An. G 722.

2 - Serpentinite massive - Ech. type 224 E - coord : 685 x 091 - p.91 - An. G 721.

3 - Serpentinite schisteuse - Ech. type 27 B - coord : 664 x 099 - p. 34 - An. G 725.

4 - Serpentinite - Provenance Germagnano - Autres dosages : Cr₂ O₃ = 0,34 ; traces de Sr O, Ba O, V₂ O₅, S ; absence de Zr O₂, Be O - Analyse G. RIGAULT (1958).

5 - Serpentinite - Provenance Monte Musine (corne S. du massif de Lanzo) - Autres dosages : Cr₂ O₃ = 0,26, S = 0,04 ; absence de Zr O₂, Be O, Sr O, Ba O, V₂ O₅ - Analyse E. SANERO (1932).

PLANCHE III - CHLORITITES et CHLORITOSCHISTES

Oxydes						Mono- cationiques					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
Si O ₂	32,98	30,00	47,91	45,15		Si	31,50	29,39	44,74	44,44	
Al ₂ O ₃	13,60	16,40	6,94	6,40		Al	15,29	18,93	7,61	7,39	
Fe ₂ O ₃	2,76	3,95	1,84	3,30		Fe ^{III}	2,00	2,88	1,29	2,42	
Fe O	0,61	5,20	4,40	10,30		Fe ^{II}	0,46	4,12	3,42	8,21	
Mn O	0,06	0,16	0,08	0,19		Mn	0,06	0,12	0,06	0,18	
Mg O	33,74	28,14	24,59	16,67		Mg	48,32	41,39	34,43	24,65	
Ca O	2,29	2,21	7,83	8,65		Ca	2,35	2,29	7,84	9,10	
Na ₂ O	Néant	Néant	0,28	0,80		Na	Néant	Néant	0,50	1,54	
K ₂ O	Néant	Néant	Néant	0,08		K	Néant	Néant	Néant	0,12	
Ti O ₂	0,03	0,97	0,17	2,20		Ti	0,02	0,70	0,11	1,65	
P ₂ O ₅	traces	0,18	0,02	0,38		P	traces	0,18		0,30	
						Total	100,00	100,00	100,00	100,00	
Ni O	0,0611	0,0407		0,0356		Ni	0,0468	0,0320		0,0240	
Cu O	0,0003	0,0025		0,0018		Cu	0,0002	0,0018		0,0011	
Co O	0,0033	0,0033		0,0025		Co	0,0025	0,0026		0,0017	
C O ₂	0,73	0,42	0,13	0,33							
P.F.	13,98	12,98	5,57								
H ₂ O totale	11,88	11,31	3,55	4,77							
Total	100,11	100,24	99,63	99,26							
Densité	2,66	2,74	2,95	2,97							

- 1 - Chloritite - Ech. type 25 B - coord : 683 x 094 - p. 35 - An. G 718.
 2 - Chloritite - Ech. type 30 B - coord : 664 x 099 - p. 37 - An. G 724.
 3 - Talcschiste à actinote - Ech. type 350 - coord : 564 x 196 - p. 39 - An. C 2800.
 4 - Chloritoschiste à amphibole - Ech. type 437 - coord : 660 x 158 - p. 76 - An. G 893.

PLANCHE IV - ROCHES BASIQUES et RODINGITES en ENCLAVES dans les ULTRABASITES.

Oxydes						Mono-cationiques					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
Si O ₂	50,70	33,60	46,40	35,70	36,50	Si	47,66	32,96	43,75	36,13	36,80
Al ₂ O ₃	16,75	16,00	4,28	7,84	12,40	Al	18,50	18,48	4,75	9,35	14,71
Fe ₂ O ₃	2,34	4,66 †	3,49	14,53	15,84	Fe ⁺⁺⁺	1,64	3,41 †	2,43	11,05	11,99
Fe O	3,69		4,85	1,86	5,83	Fe ⁺⁺	2,82		3,68	1,52	4,78
Mn O	0,07	0,18	0,11	0,32	0,37	Mn	0,06	0,18	0,11	0,30	0,30
Mg O	6,65	9,97	17,80	4,75	3,17	Mg	9,36	14,66	25,18	7,23	4,78
Ca O	9,21	††28 ††	18,79	29,19	20,43	Ca	9,25	†29,37	19,02	31,63	22,10
Na ₂ O	4,90	0,27	0,27	0,14	1,08	Na	8,91	0,53	0,51	0,30	2,12
K ₂ O	0,24	0,23	0,04	0,04	0,08	K	0,28	0,29	0,06	0,06	0,12
Ti O ₂	1,79	0,18	0,73	3,04	1,86	Ti	1,26	0,12	0,51	2,31	1,39
P ₂ O ₅	0,32		traces	0,13	1,07	P	0,26		traces	0,12	0,91
						Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ni O	0,0143	0,0306	0,00173	0,0013	0,0038	Ni	0,0095	0,0024	0,0131	0,0010	0,0031
Cu O	0,0001	0,0005	0,0030	0,0005	0,0013	Cu	0,0001	0,0003	0,0021	0,0004	0,0010
Co O	0,0018	0,0025	0,0025	0,0015	0,0013	Co	0,0012	0,0020	0,0019	0,0012	0,0010
C O ₂	0,37		0,27	0,53	0,26						
P.F.		6,80									
H ₂ O totale	2,13		3,37	1,40	1,00						
Total	99,18	100,03	100,42	99,47	99,89						
Densité	2,95	3,13	3,12	3,59	3,49						

† Fe total †† Ca O semi quantitatif

1 - Anorthosite saussurisée - Ech. type 534 G - coord : 764 x 108 - p. 26 - An. G 896.

2 - Gabbro rondingitique à vésuvianite - Ech. type 25 A - coord : 683 x 094 - p. 44 - An. G 805.

3 - Diopsidite à chlorite - Ech. type 26 - coord : 669 x 098 - p. 51 - An. G 719.

4 - Grenatite - Ech. type 23 B - coord : 662 x 100 - p. 48 - An. G 723.

5 - Gabbro rondingitique à grenat et pyroxène sodique - Ech. type 27 A - coord : 664 x 099 - p. 45 - An. G 720.

PLANCHE V - GABBROS, FACIES PARTICULIERS : CONTACT SERPENTINITES, CHLORITOSCHISTE
(ANCIENNE PYROXENITE)

Oxydes						Mono- cationiques					
	1	2	3	4***	5***		1	2	3	4	5
Si O ₂	45,70	44,90	37,40	48,00	54,15	Si	43,17	42,26	35,99	45,02	50,42
Al ₂ O ₃	20,85	16,80	20,50	8,36	9,75	Al	23,17	18,59	23,22	9,23	10,68
Fe ₂ O ₃	4,64**	4,37**	4,24**	2,07	1,55	Fe ⁺⁺⁺	3,29**	3,11**	3,06**	1,46	1,06
Fe O				3,42	2,98	Fe ⁺⁺				2,59	2,24
Mn O	0,08	0,10	0,33	0,08	0,08	Mn	0,06	0,06	0,29	0,06	0,06
Mg O	8,42	10,68	11,51	20,65	16,24	Mg	11,95	15,08	16,64	29,04	22,69
Ca O	15,19	#19***	#19***	9,99	8,63	Ca	15,35	#19,15***	#19,58***	10,02	8,61
Na ₂ O	1,54	0,77	0,47	0,68	0,70	Na	2,83	1,41	0,87	1,24	1,28
K ₂ O	0,09	0,19	0,23	0,66	2,06	K	0,11	0,23	0,29	0,79	2,46
Ti O ₂	0,10	0,19	0,11	0,68	0,60	Ti	0,06	0,11	0,06	0,50	0,45
P ₂ O ₅				0,06	0,04	P				0,05	0,05
						Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ni O	0,0275	0,0255	0,0407	0,0265	0,0214	Ni	0,0208	0,0193	0,0315	0,0199	0,0154
Cu O	0,0055	0,0160	0,0043	0,0038	0,0040	Cu	0,0039	0,0114	0,0031	0,0027	0,0027
Co O	0,0013	0,0013	0,0031	0,0015	0,0005	Co	0,0010	0,0010	0,0024	0,0011	0,0004
C O ₂				0,56	0,34						
P.F.	3,21	2,84	5,58	5,92							
H ₂ O totale				4,12	2,40						
Total	99,85	#100,00	#100,00	100,60	99,55						
Densité	3,02	3,29	3,102	2,90	2,84						

* Fer total ** Ca O semi quantitatif *** Evaluations teneurs Cr₂ O₃ : (4) # 0,08 - (5) # 0,30

1 - Gabbro métamorphique, 20 m. contact serpentinites - Ech. type 224 A, coord : 686 x 090 - p. 91 - An. G 806.

2 - Gabbro métamorphique, contact serpentinites - Ech. type 224 B, coord : 686 x 090 - p. 91 - An. G 807.

3 - Gabbro métamorphique dans serpentinites - Ech. type 224 C - coord : 686 x 090 - p. 91 - An. G 808.

4 - Chloritoschiste à trémolite (ancienne pyroxénite) - Ech. type 24 C - coord : 685 x 094 - p. 73 - An. G 716.

5 - Chloritoschiste à actinote et fuchsite (ancienne pyroxénite) - Ech. type 520 B - coord : 679 x 002 - p. 75 - An. G 717.

PLANCHE VI - GABBROS METAMORPHIQUES

Oxydes						Mono-cationiques					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
Si O ₂	44,40	49,00	46,70	48,10	45,50	Si	41,74	46,24	44,05	45,52	43,46
Al ₂ O ₃	20,50	17,00	19,30	17,55	19,70	Al	22,67	18,84	21,40	19,52	22,13
Fe ₂ O ₃	4,75 [*]	4,55 [*]	4,95 [*]	3,92 [*]	5,24 [*]	Fe ⁺⁺⁺	3,33 [*]	3,22 [*]	3,51 [*]	2,78 [*]	3,78 [*]
Fe O						Fe ⁺⁺					
Mn O	0,07	0,09	0,08	0,08	0,09	Mn	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06
Mg O	11,18	9,88	10,09	9,21	10,48	Mg	15,79	13,98	14,30	13,05	15,02
Ca O	11,04	12,74	11,54	#14,30 ^{**}	10,19	Ca	11,11	12,85	11,66	#14,47 ^{**}	10,44
Na ₂ O	2,56	2,37	2,50	2,42	2,52	Na	4,68	4,30	4,58	4,43	4,65
K ₂ O	0,47	0,29	0,28	traces	0,23	K	0,56	0,34	0,34	traces	0,29
Ti O ₂	0,05	0,21	0,13	0,21	0,26	Ti	0,06	0,17	0,11	0,17	0,17
P ₂ O ₅		non dosé			non dosé	P			non dosé		non dosé
						Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ni O	0,0509	0,0168	0,0280		0,0433	Ni	0,0384	0,0127	0,0211		0,0327
Cu O	0,0030	0,0073	0,0043		0,0040	Cu	0,0021	0,0052	0,0030		0,0028
Co O	0,0025	0,0025	0,0025		0,0031	Co	0,0019	0,0019	0,0019		0,0023
CO ₂											
P.F.	4,82	3,06	3,82	2,99							
H ₂ O totale											
Total	99,90	99,22	99,42	98,78	98,97						
Densité	2,92	3,02	3,03	3,05	2,95						

* Fer total ** CaO semi quantitatif

1 - Gabbro métamorphique - Ech. type 24 A - coord : 685 x 094 - p. 65 - An. G 803.

2 - Gabbro métamorphique à reliques de pyroxènes - Ech. type 24 B - coord : 685 x 094 - p. 65 - An. G 804.

3 - Gabbro métamorphique - Ech. type 380 - coord : 660 x 195 - p. 55 - An. G 809.

4 - Gabbro métamorphique à reliques de pyroxènes - Ech. type 479 - coord : 676 x 182 - p. 60 - An. Q 4510.

5 - Gabbro métamorphique - Ech. type 520 A - coord : 679 x 002 - p. 69 - An. G 812.

PLANCHE VII - PRASINITES S.S.

Oxydes	1	2	3	4	5	Mono-cationiques	1	2	3	4	5
Si O ₂	48,20	48,80	46,80	45,90	48,85	Si	46,60	46,78	44,83	45,08	46,43
Al ₂ O ₃	15,60	15,20	15,45	14,90	17,16	Al	17,76	17,15	17,42	17,21	19,19
Fe ₂ O ₃	10,06 [*]	10,60 [*]	10,38 [*]	9,73 [*]	2,96	Fe ⁺⁺⁺	7,31 [*]	7,65 [*]	7,47	7,19 [*]	2,11
Fe O					4,38	Fe ⁺⁺					3,37
Mn O	0,16	0,16	0,18	0,17	0,15	Mn	0,11	0,11	0,17	0,12	0,12
Mg O	7,80	6,83	6,37	5,19	6,50	Mg	11,32	9,84	9,14	7,66	9,27
Ca O	9,82	10,19	12,55	12,95	11,96	Ca	10,16	10,47	12,87	13,61	12,18
Na ₂ O	2,89	3,41	3,76	3,87	3,06	Na	5,40	6,33	6,95	7,36	5,83
K ₂ O	0,28	0,39	traces	0,56	0,60	K	0,35	0,46	traces	0,71	0,73
Ti O ₂	1,36	1,67	1,60	1,40	1,36	Ti	0,99	1,21	1,15	1,06	0,97
P ₂ O ₅	non dosé	non dosé				P	non dosé	non dosé			
						Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ni O	0,0132	0,0081		0,0051		Ni	0,0094	0,0057		0,0037	
Cu O	0,0070	0,0058		0,0043		Cu	0,0047	0,0038		0,0029	
Co O	0,0028	0,0018		0,0013		Co	0,0020	0,0012		0,0009	
C O ₂					traces						
P.F.	3,66	2,41	3,39	5,46							
H ₂ O totale					2,96						
Total	99,85	99,66	100,48	100,14	99,94						
Densité	2,96	2,97	3,03	2,90							

* Fer total

1 - Prasinite s.s. - Ech. type 425 - coord : 687 x 192 - p. 82 - An. G 810.

2 - Prasinite s.s. - Ech. type 501 - coord : 679 x 196 - p. 79 - An. G 811.

3 - Prasinite - Ech. type 362 D - coord : 607 x 184 - p. 105 - An. Q 4511.

4 - Prasinite s.s. - Ech. type 535 A - coord : 721 x 104 - p. 113 - An. G 813.

5 - "Prasinite épidotique à amphibole" - Provenance Boccanere Inferiore, Grivola - Analyse G.B. DAL PIAZ (1928, p. 74).

PLANCHE VIII - OVARDITES et PRASINITES à PISTACITE et AMPHIBOLES SODIQUES

Oxydes						Mono-cationiques					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
Si O ₂	49,20	46,60	42,90	47,80	44,10	Si	44,78	46,72	43,47	47,27	44,76
Al ₂ O ₃	15,00	14,60	14,40	15,50	14,40	Al	16,06	17,20	17,14	18,03	17,18
Fe ₂ O ₃	6,19 [*]	5,55 [*]	9,30 [*]	9,21 [*]	9,31 [*]	Fe ⁺⁺⁺	4,20 [*]	4,15 [*]	7,05 [*]	6,82 [*]	7,07 [*]
Fe O						Fe ⁺⁺					
Mn O	0,15	0,11	0,16	0,15	0,14	Mn	0,11	0,06	0,12	0,12	0,12
Mg O	9,63	7,36	6,38	4,58	5,00	Mg	13,16	11,06	9,73	6,82	7,61
Ca O	14,89 ^{**}	11,97	#12,5 ^{**}	10,25	11,93	Ca	14,53 ^{**}	12,87	#13,56 ^{**}	10,85	12,97
Na ₂ O	3,88	3,93	3,42	3,73	2,52	Na	6,83	7,64	6,69	7,12	4,93
K ₂ O	traces	traces	0,95	1,60	3,44	K	traces	traces	1,21	2,02	4,45
Ti O ₂	0,51	0,40	1,39	1,30	1,23	Ti	0,33	0,30	1,03	0,95	0,91
P ₂ O ₅				non dosé	non dosé	P				non dosé	non dosé
						Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ni O			0,0015	0,0020	0,0041	Ni			0,0011	0,0015	0,0031
Cu O			0,0003	0,0008	0,0008	Cu			0,0002	0,0005	0,0005
Co O			0,0003	0,0005	0,0005	Co			0,0003	0,0004	0,0004
C O ₂											
P.F.	1,70	9,65	8,75	5,44	8,21						
H ₂ O totale											
Total	101,15	100,17	#100,00	99,56	100,28						
Densité	2,77	2,77	2,90	2,89	2,90						

* Fer total ** Ca O semi quantitatif

1 - Ovardite, contact Schistes lustrés - Ech. type 362 C 11 - coord : 607 x 184 - p.105 - An. Q 4508.

2 - Ovardite, contact précis Schistes lustrés - Ech. type 362 C I - coord : 607 x 184 - p.105 - An. Q 4509.

3 - Prasinite à pistacite - Ech. type 535 B - coord : 720 x 104 - p.113 - An. G 814.

4 - Prasinite à pistacite et amphiboles sodiques - Ech. type 535 C - coord : 720 x 104 - p.113 - An. G 815.

5 - Schiste prasinitique à phengite et amphiboles sodiques - Ech. type 535 D coord : 720 x 104 - p.113 - An. G 816.

PLANCHE IX - PRASINITES et SCHISTES ECLOGITIQUES

Oxydes						Mono-cationiques					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
Si O ₂	46,60	49,30	51,36	47,53	47,50	Si	46,03	47,31	49,14	44,65	45,20
Al ₂ O ₃	14,00	13,00	11,58	16,78	18,79	Al	16,23	14,68	13,04	18,54	21,03
Fe ₂ O ₃	13,00 [⊗]	14,40 [⊗]	5,21	5,30	4,65	Fe ⁺⁺⁺	9,66 [⊗]	10,66 [⊗]	3,74	3,74	3,32
Fe O			5,10	5,20	6,30	Fe ⁺⁺			3,95	3,94	4,85
Mn O	0,25 [⊗]	0,25	0,14	0,13	0,10	Mn	0,24 [⊗]	0,23	0,11	0,10	0,08
Mg O	6,28	7,20	6,34	7,30	5,92	Mg	9,30	10,37	9,10	10,28	8,45
Ca O	8,84	6,11	10,95	9,13	7,68	Ca	9,36	6,28	11,23	9,19	7,83
Na ₂ O	3,63	4,47	4,44	4,16	3,76	Na	6,93	8,29	8,22	7,56	6,92
K ₂ O	traces	traces	0,22	0,27	0,30	K	traces	traces	0,27	0,32	0,37
Ti O ₂	3,00 [⊗]	3,00	1,63	1,95	2,25	Ti	2,25 [⊗]	2,18 [⊗]	1,17	1,38	1,61
P ₂ O ₅			0,04	0,35	0,46	P			0,03	0,30	0,34
						Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ni O						Ni					
Cu O						Cu					
Co O						Co					
C O ₂					1,50						
P.F.	1,75	0,61	2,59								
H ₂ O totale			0,64	2,28	1,12						
Total	97,15	98,34	99,60	100,38	100,33						
Densité	3,13	3,31	3,10								

⊗ Analyses semi-quantitatives (Fer total, Mn O, Ti O₂).

1 - Prasinite à tendance éclogitique - Ech. type 362 E - coord : 607 x 184 - p. 105 - An. Q 4513.

2 - Schiste éclogitique à glaucophane - Ech. type 515 - coord : 651 x 205 - p. 85 - An. Q 4512.

3 - Pyroxénite sodique dans les prasinites - Ech. type 546 - coord : 623 x 113 - p. 84 - An. G 1050.

4 - Prasinite à glaucophane - Provenance Ouille Allegra - Analyse C. ROUGER 1952 (in R. MICHEL, 1953, p. 86, N° 10).

5 - Prasinite chloriteuse à épidote - Provenance versant est de l'Ouille Mouta, Vallée de la Lombarde - Analyse C. ROUGER 1951 (in R. MICHEL, 1953, p. 86, N° 2).

PLANCHE X - SCHISTES LUSTRES, GNEISS de PESSINETTO

Oxydes						Mono- cationiques					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
Si O ₂	16,77	19,50	37,30	54,36	60,41	Si	23,43	26,45	43,16	59,19	58,20
Al ₂ O ₃	5,00	5,35	13,10	11,13	18,12	Al	8,23	8,55	17,84	14,26	20,54
Fe ₂ O ₃	1,15	1,00	1,90	0,63	1,84	Fe ⁺⁺⁺	1,18	1,06	1,67	0,52	1,33
Fe O	1,02	1,15	3,18	0,54	4,12	Fe ⁺⁺	1,18	1,30	2,98	0,48	3,21
Mn O	0,10	0,08	0,10	traces	0,15	Mn	0,08	0,08	0,07	traces	0,12
Mg O	1,80	1,47	2,04	3,22	4,60	Mg	3,78	3,00	3,54	5,26	6,65
Ca O	39,46	38,10	20,47	14,10	1,93	Ca	59,19	55,35	25,40	16,45	1,99
Na ₂ O	0,36	0,46	0,35	0,29	1,73	Na	1,01	1,22	0,76	0,61	3,23
K ₂ O	1,00	1,56	2,82	1,90	2,99	K	1,76	2,69	4,16	2,64	3,68
Ti O ₂	0,08	0,24	0,34	0,65	0,80	Ti	0,08	0,25	0,28	0,53	0,58
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,12	0,07	0,58	P	0,08	0,05	0,14	0,6	0,47
						Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ni O	0,0056	0,0053	0,0071			Ni	0,0063	0,0057	0,0064		
Cu O	0,0025	0,0043	0,0038			Cu	0,0026	0,0042	0,0032		
Co O	0,0005	0,0013	0,0020			Co	0,0006	0,0013	0,0018		
C O ₂		29,33	16,98	10,17							
P.F.	32,72		18,25								
H ₂ O totale		1,24	2,43	2,87	2,20						
Total	99,53	99,53	99,98	99,93	99,47						
Densité	2,76	2,76	2,75								

1 - Marbre phylliteux - Ech. type 362 A - coord : 607 x 184 - p. 105 - An. G 712.

2 - Marbre phylliteux, contact précis ovaridites - Ech. type 362 B - coord : 607 x 184 - p. 105 - An. G 713.

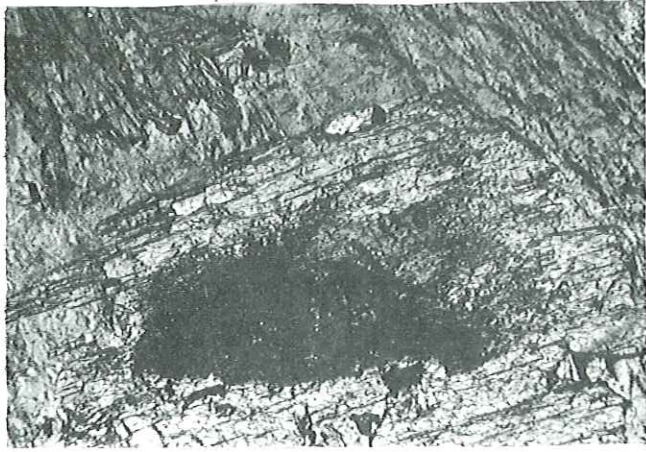
3 - Calcschiste phengitique - Ech. type 535 E - coord : 720 x 104 - p. 113 - An. G 711.

4 - Calcschiste phengitique - Provenance versant nord de la Croix de Tierce (Hte Maurienne) Analyse H. BRUSSET 1951 (in R. MICHEL, 1953, p. 64, NI).

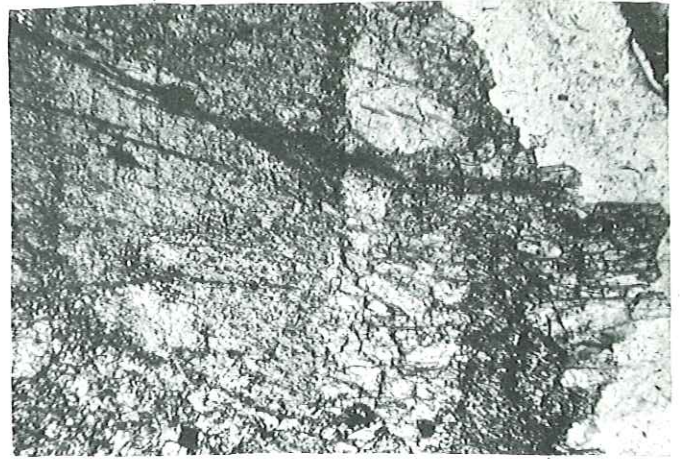
5 - Gneiss albitique à biotite, chlorite et phengite - Provenance Pessinetto (Lanzo) - Analyse C. ROUGER 1952 (in R. MICHEL, 1953, p. 177, N 23).

Planche 1 — Microphotographies de lames minces en lumière naturelle.

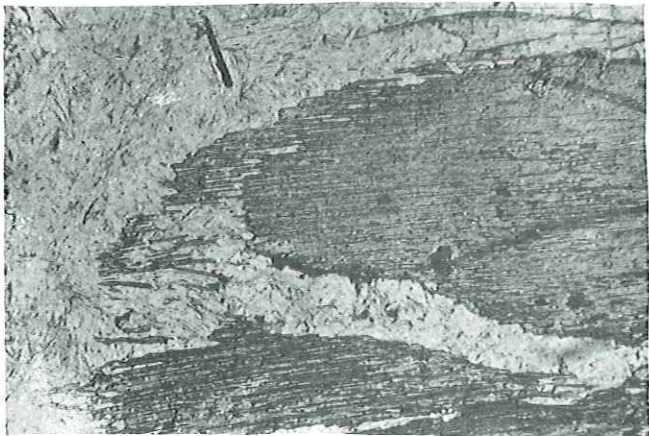
1. Transformation d'une salite (coeur sombre) en diopside (bordure claire) avec intercalation d'une plage aegyrinique, dans un gabbro inclus dans les serpentinites (éch. type 489 A) — X 25.
2. Transformation du diopside magmatique en diopside s. s. formant une bande plus claire, frangée par une ligne d'inclusions, dans un gabbro inclus dans les serpentinites (éch. type 489 E) — X 25.
3. Chloritisation d'une salite, dans une ancienne pyroxénite soulignant le contact serpentinites - gabbros métamorphiques (éch. type 416) — X 25.
4. Serpentinisation dans une lherzolite laminée — X 25.
5. Remplacement de l'omphacite (nuages plus sombres au centre du champ) par la glaucophane, dans un schiste à glaucophane (éch. type 515) — X 75.
6. Succession des diverses amphiboles dans une prasinite à glaucophane et pistacite (éch. type 535 C). Coeur de glaucophane - crossite sombre, autour zone plus claire d'édénite, enfin liseré périphérique d'actinote — X 25.



- 1 -



- 2 -



- 3 -



- 4 -



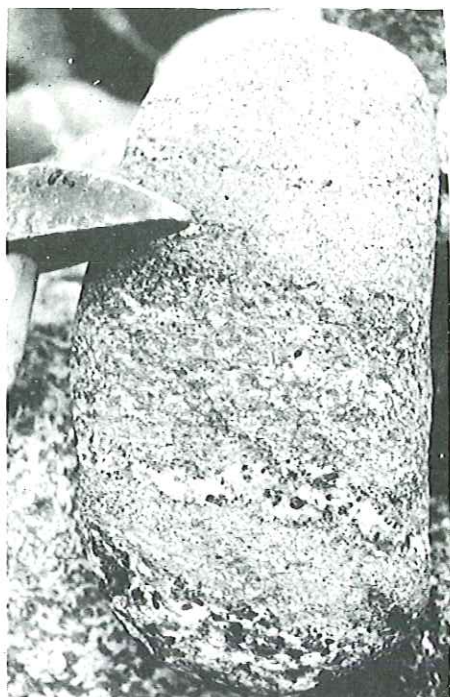
- 5 -



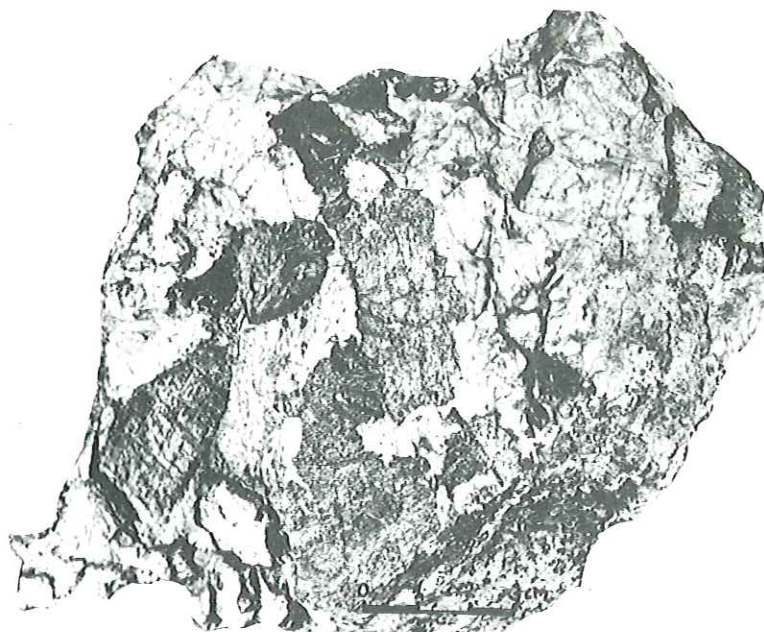
- 6 -

Planche 2 — Sections polies.

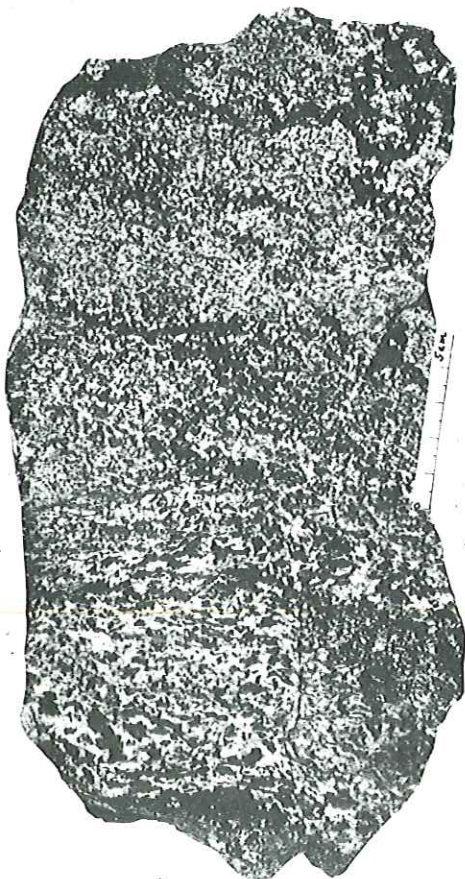
1. Litage magmatique dans un gabbro métamorphique mis en évidence par la répartition et les différences de taille de la salite en reliques (points noirs) — X 1/3.
2. Pegmatoïde de troctolite (éch. type 369). Fond clair jadéitique, plages sub-rectangulaires de diallage, nids de talc et trémolite (remplacement d'olivine) soulignés par un liseré sombre chloriteux — X 2/3.
3. Nodule de pyroxénite remplacé par un mélange trémolite-chlorite-fuchsite, dans un gabbro métamorphique (éch. type 520 C). A noter le développement d'un litage métamorphique autour de ce noyau dur — X 3/5.
4. Passage gabbro métamorphique (en bas) — prasinite — X 1/2.
5. Lit d'éclogite entouré par une bande de prasinite gneissique à glaucophane et pistacite, dans des prasinites s. s. — X 3/4.



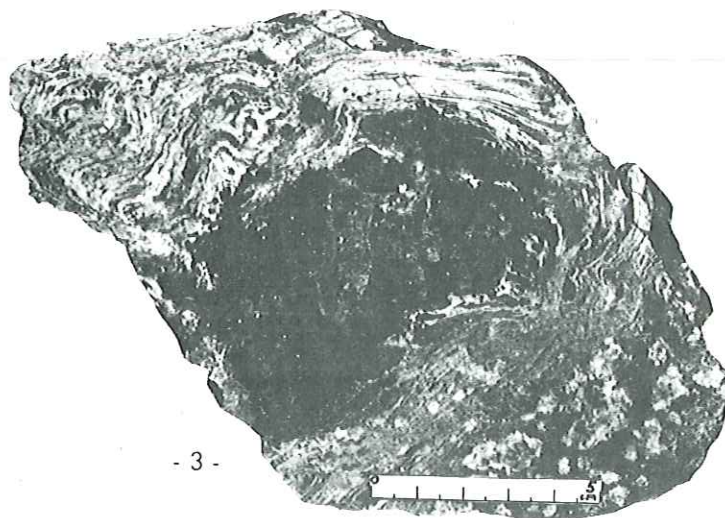
- 1 -



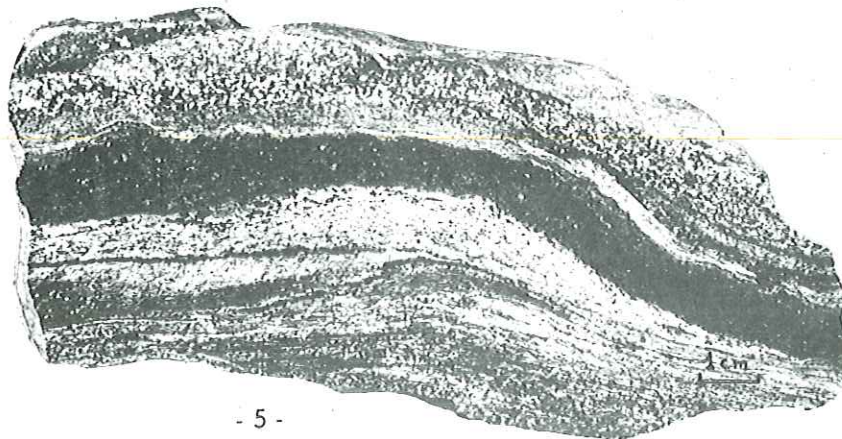
- 2 -



- 4 -



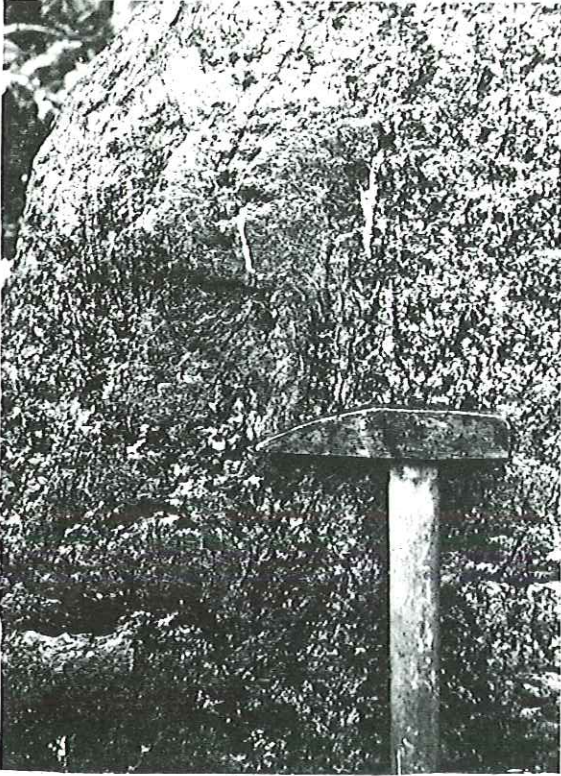
- 3 -



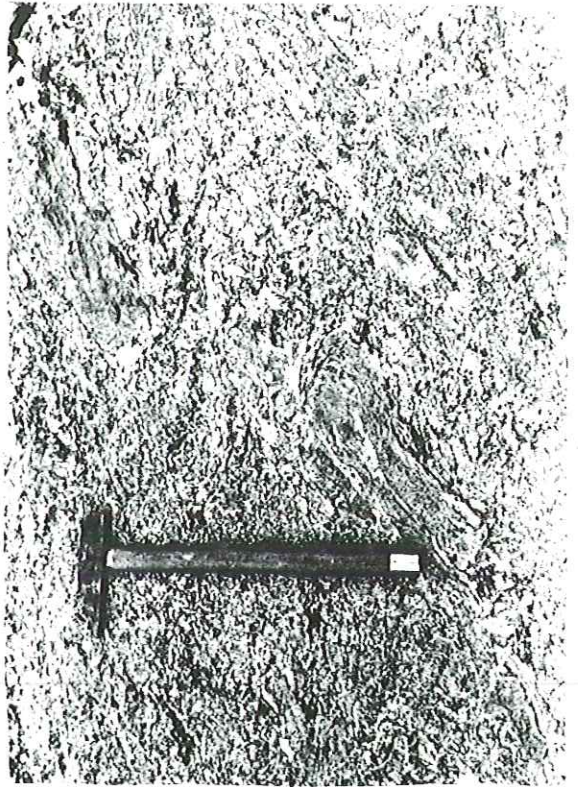
- 5 -

Planche 3 — Affleurements dans les prasinites.

- 1 et 2. Boudinage d'un lit de pyroxénite et " bourrage " aux charnières de plis, dans des prasinites à texture cloisonnée (microplis).
3. Plis d'axe subvertical dans des prasinites à tendance éclogitique.



- 1 -



- 2 -



- 3 -

Planche 4 — Ovoïdes pyroxénitiques dans les prasinites s. s.

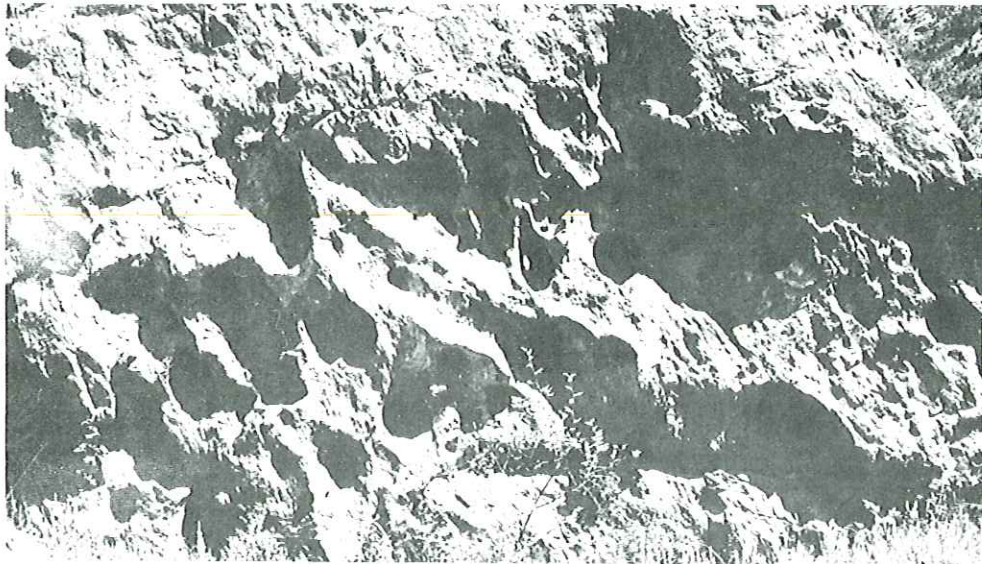
1. Bordure chloriteuse à albite bourgeonnante d'un ovoïde pyroxénitique à pillow-lava ou pseudo - pillow - lava ?
2. Ovoïde pyroxénitique et sa bordure laminée.
3. Vue d'une paroi de prasinites à l'aspect caverneux dû au déchaussement d'ovoïdes pyroxénitiques.



- 1 -



- 2 -



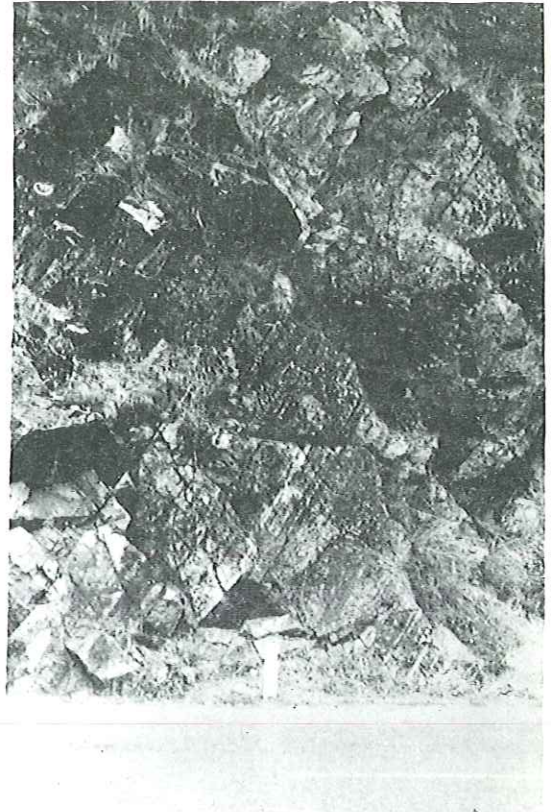
- 3 -

Planche 5 —

1. Alternance de lits pistacitiques et amphiboliques (amphiboles sodiques) dans une prasinite gneissique (faciès schiste à glaucophane et pistacite).
2. Rubanement feldspathique et pyroxénitique dans la lherzolite — Jonction des routes de Viù et de Ceres, Stura di Lanzo.
3. Alternance de bancs de prasinites et de gabbros métamorphiques (3 bancs dont un interrompu).
4. Litage magmatique dans un gabbro métamorphique (éch. type 520), souligné par les pyroxènes qui constituent par place des nodules comme celui de la planche 2 — X 1/5.



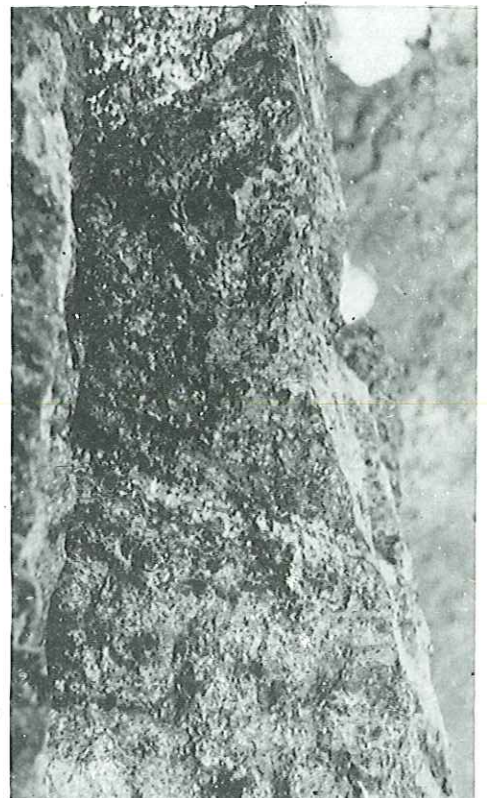
- 1 -



- 2 -



- 3 -



- 4 -

Planche 6 — Panorama depuis la Torre d'Ovarda (3075 m)

1. Vue du Sud à l'Ouest (à droite). Le versant situé au-delà de la Stura di Viù, dont le contour se devine en contrebas, est constitué par une superposition de grosses écailles d'abord de prasinites puis de Schistes lustrés et enfin, constituant les sommets, de serpentinites. Les écailles s'empilent sur le socle de Dora Mafra dont la masse dénudée constitue l'arrière-plan, au-delà du Val de Suse.
2. Vue du N. O. au N. E. (à droite). L'Uja di Ciamarella, point culminant de la région à 3676 m, se découpe dans le ciel à gauche ; plus à droite on devine le Grand Paradis. S'appuyant sur le cristallin de ce massif, les formations mésozoïques de l'arrière-plan ont une forte inclinaison vers le Sud. Elles s'enracinent dans la Stura d'Ala, visible au centre du panorama grâce à une trouée dans le second plan de crêtes. En-deçà de la Stura, vers nous, s'observe une disposition symétrique. On voit ainsi s'incliner progressivement le plan séparant des prasinites sus-jacentes, les péridotites laminées affleurant au coeur du grand pli couché. Sa surface bosselée est visible au-dessus d'un petit névé à droite du panorama.

Pl. 6



- 1 -



- 2 -

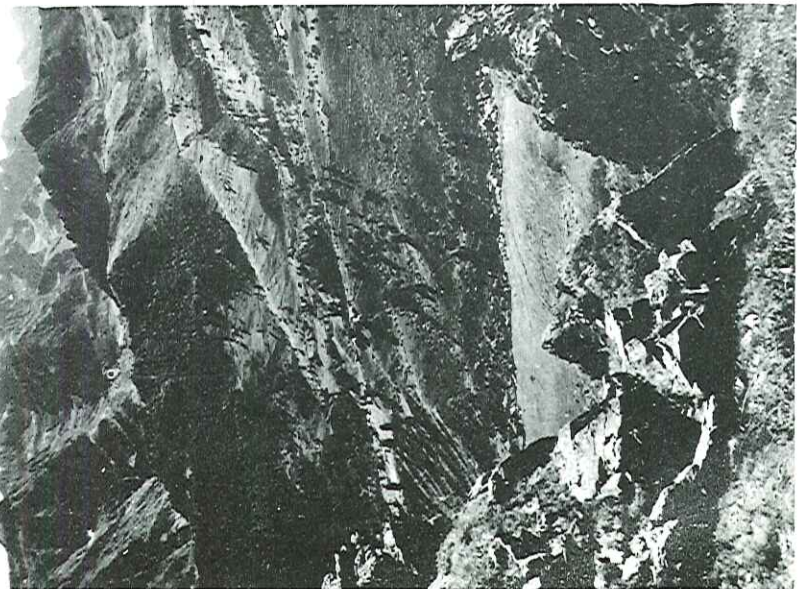
Planche 7 — Panoramas.

1. Vue sur le cirque dominant Lemie, depuis le P^{SO} Veilet.
2. La Curbassera, depuis le versant Sud de la Stura d'Ala. Constituée par une dalle régulière de péridotites laminées, la Curbassera est le petit sommet à gauche du panorama, appuyé sur une masse puissante de prasinites qui elles-mêmes reposent sur le cristallin du Grand Paradis.

Pl. 7

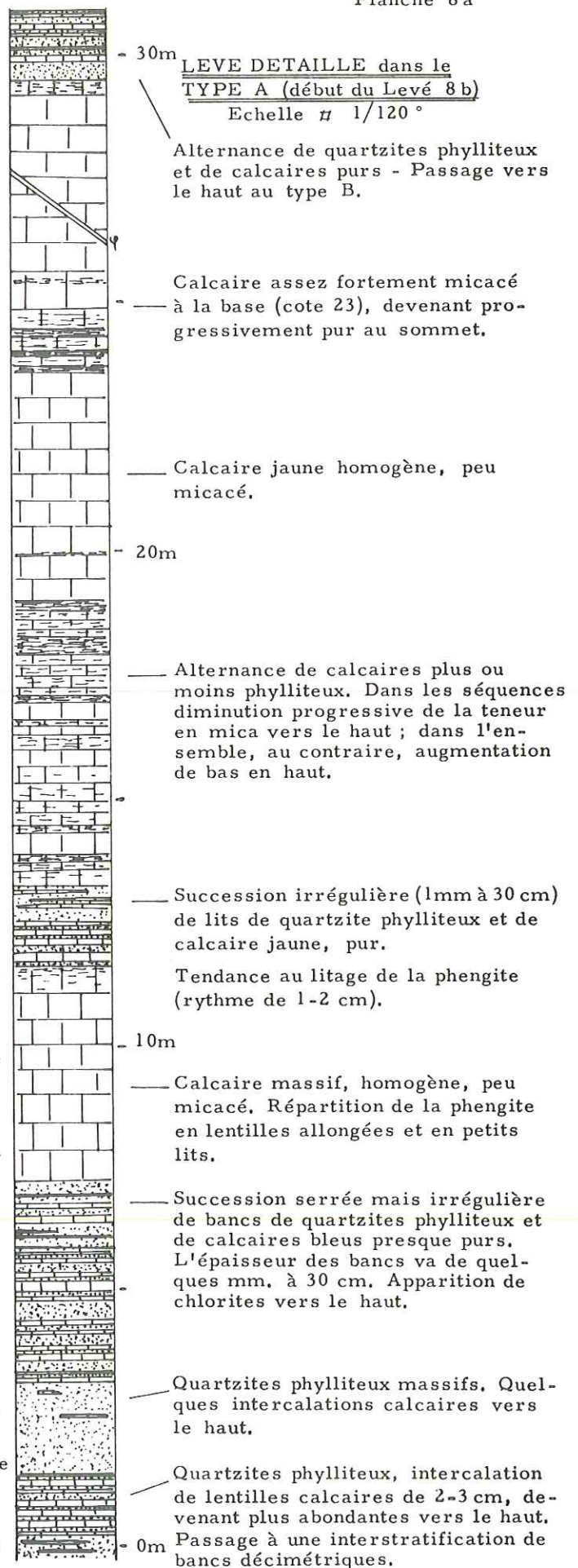
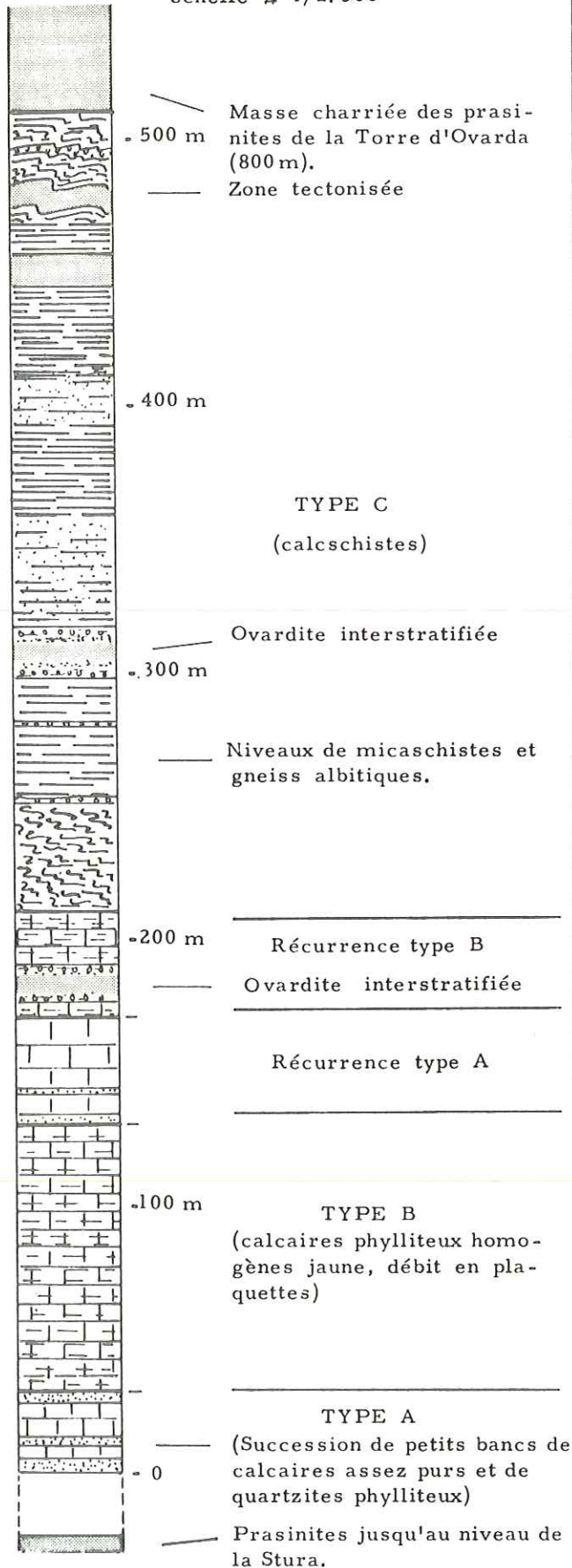


- 2 -



LEVE DANS LES SCHISTES LUSTRES
 au-dessus d' USSEGLIO. (pl. 8 a, b et c)

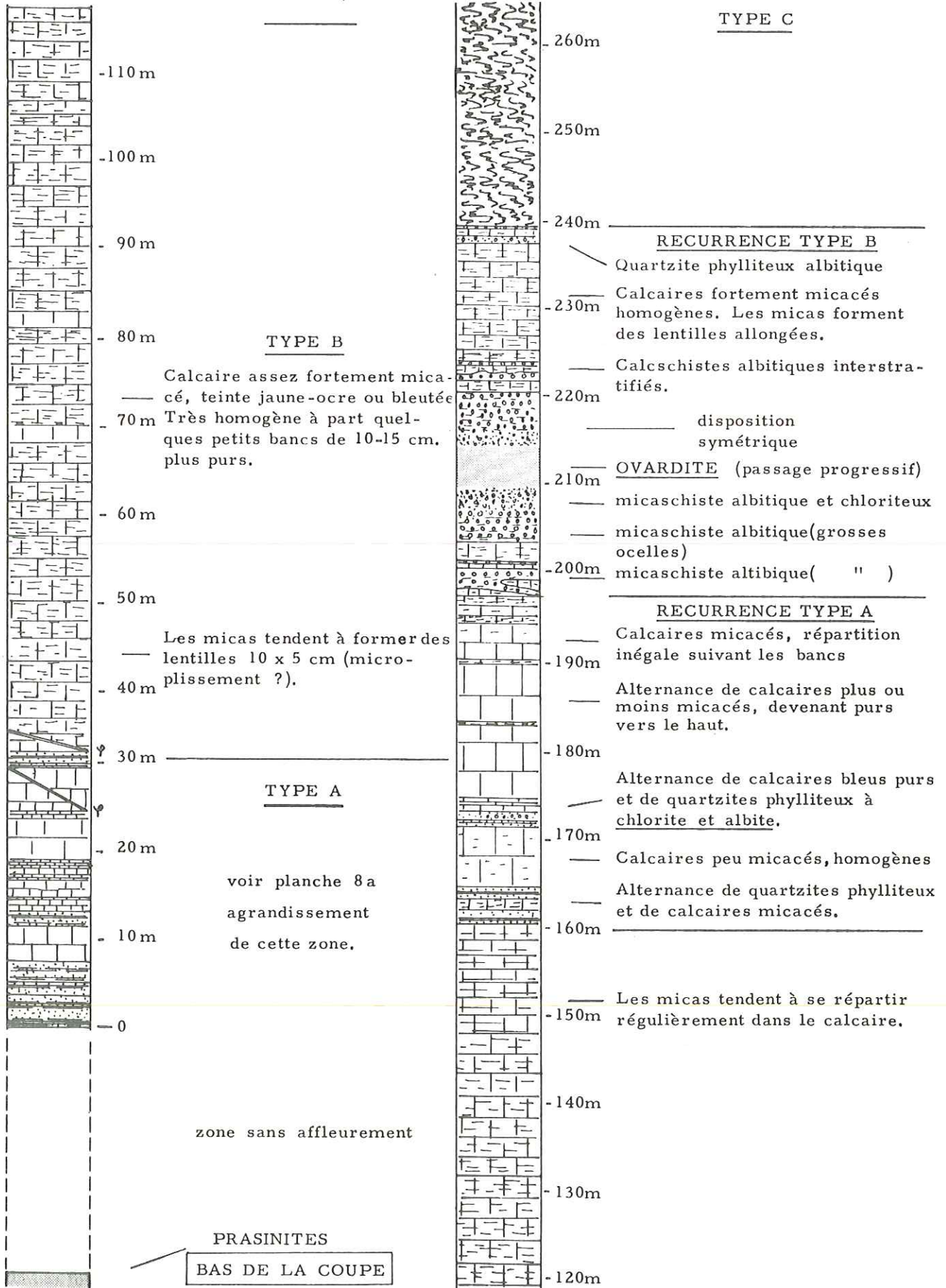
VUE D'ENSEMBLE
 échelle # 1/2.500°



LEVE DANS LES SCHISTES LUSTRES AU-DESSUS D'USSEGLIO

Planche 8 b

Echelle # 1/650 °

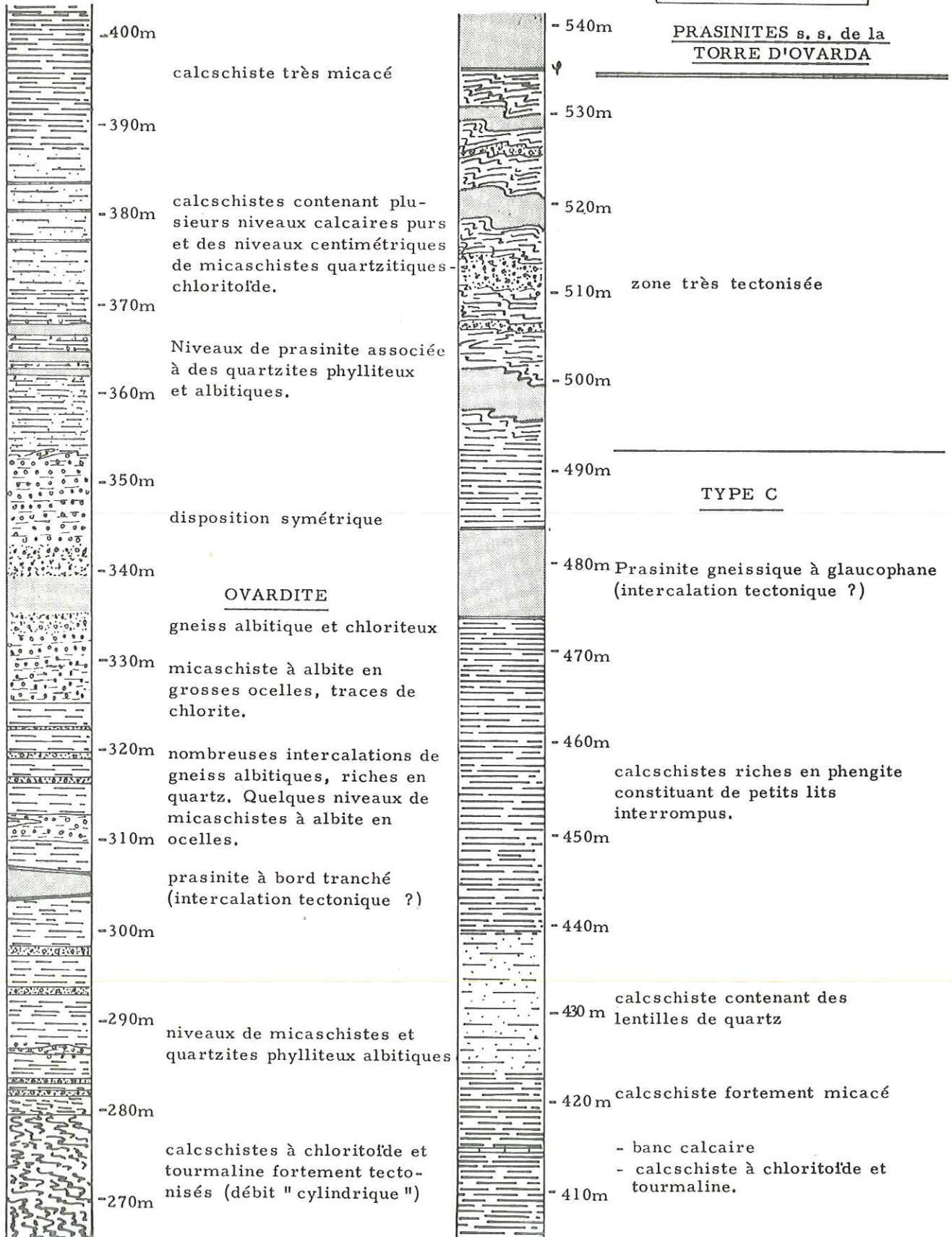


LEVE DANS LES SCHISTES LUSTRES AU-DESSUS D'USSEGLIO














Planche 8c

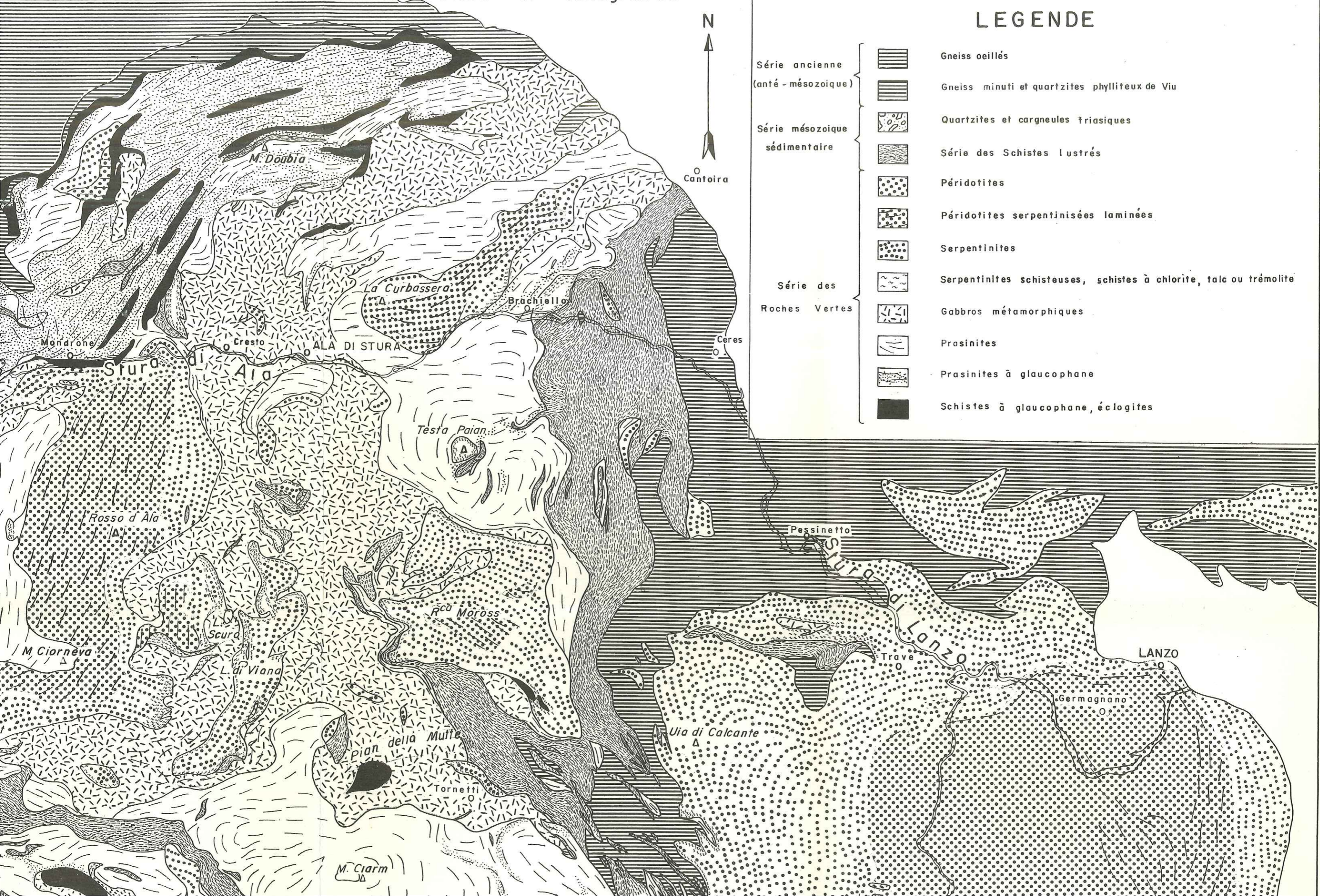
Echelle 1/650°

HAUT DE LA COUPE



LEGENDE

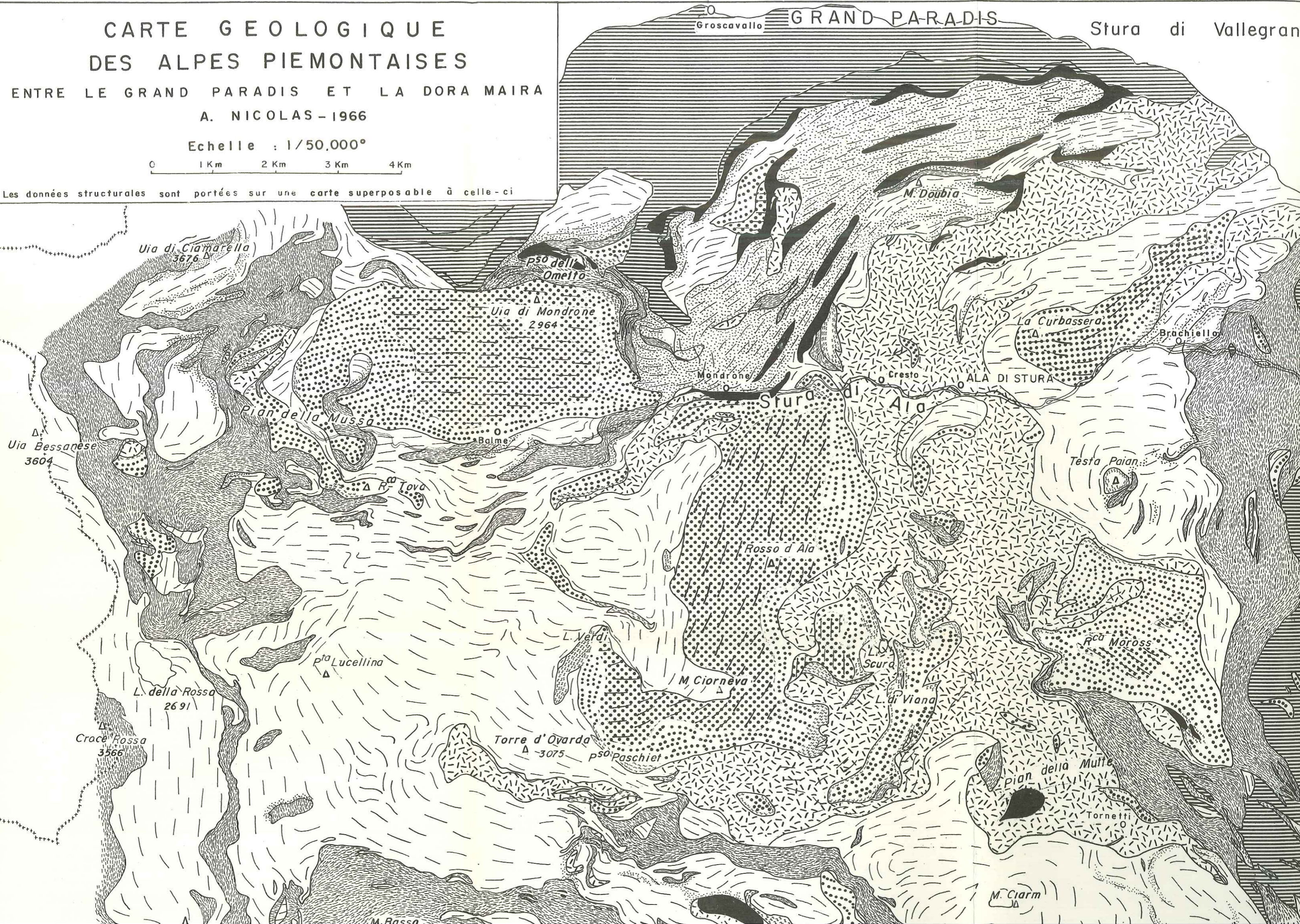
Série ancienne (anté - mésozoïque)		Gneiss ocellés
		Gneiss minuti et quartzites phylliteux de Viu
Série mésozoïque sédimentaire		Quartzites et cargneules friasiques
		Série des Schistes lustrés
		Péridotites
		Péridotites serpentinisées laminées
Série des Roches Vertes		Serpentinites
		Serpentinites schisteuses, schistes à chlorite, talc ou trémolite
		Gabbros métamorphiques
		Prasinities
		Prasinities à glaucophane
		Schistes à glaucophane, écloqites
		



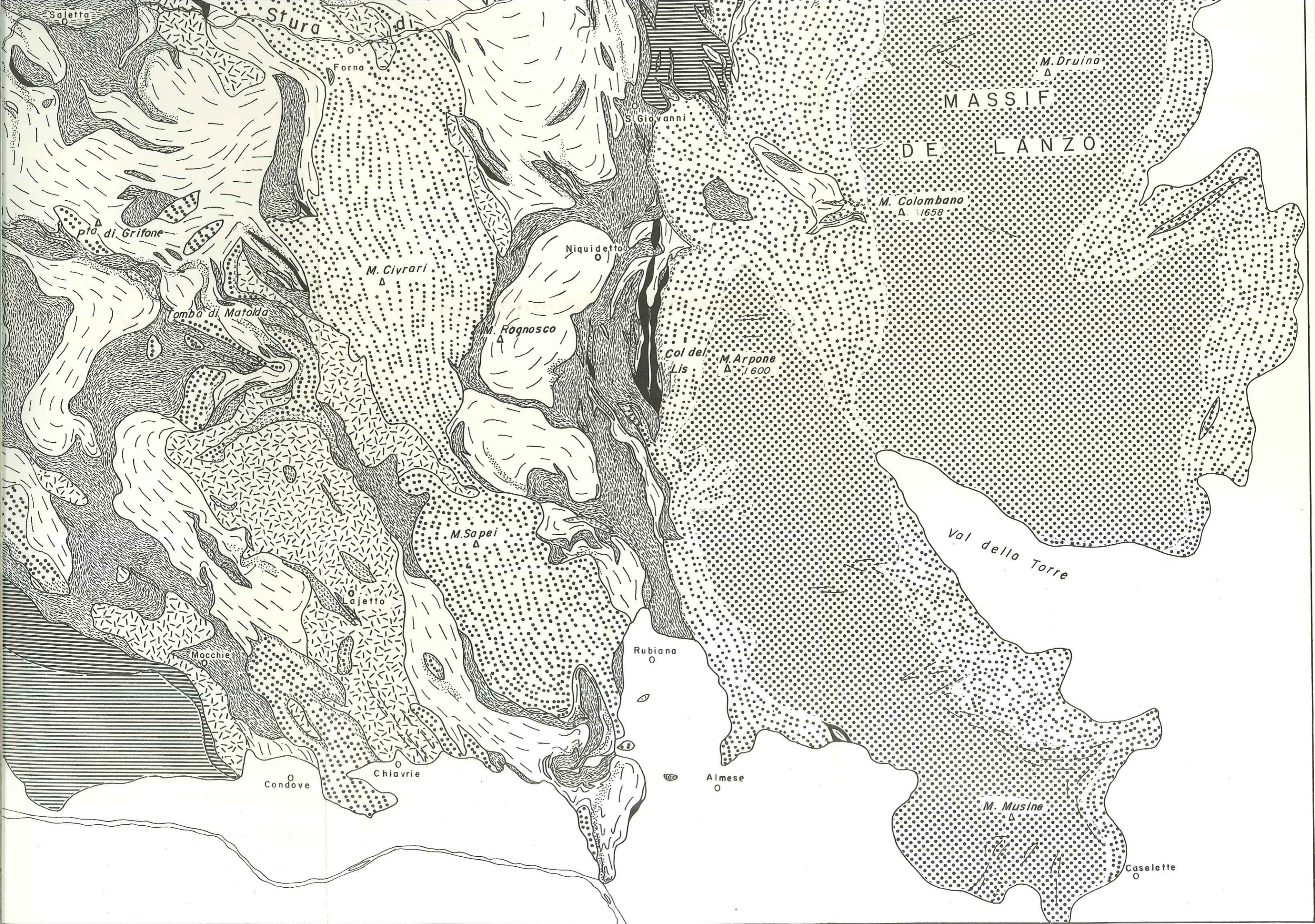
CARTE GEOLOGIQUE
 DES ALPES PIEMONTAISES
 ENTRE LE GRAND PARADIS ET LA DORA MAIRA
 A. NICOLAS - 1966

Echelle : 1/50.000°
 0 1 Km 2 Km 3 Km 4 Km

Les données structurales sont portées sur une carte superposable à celle-ci







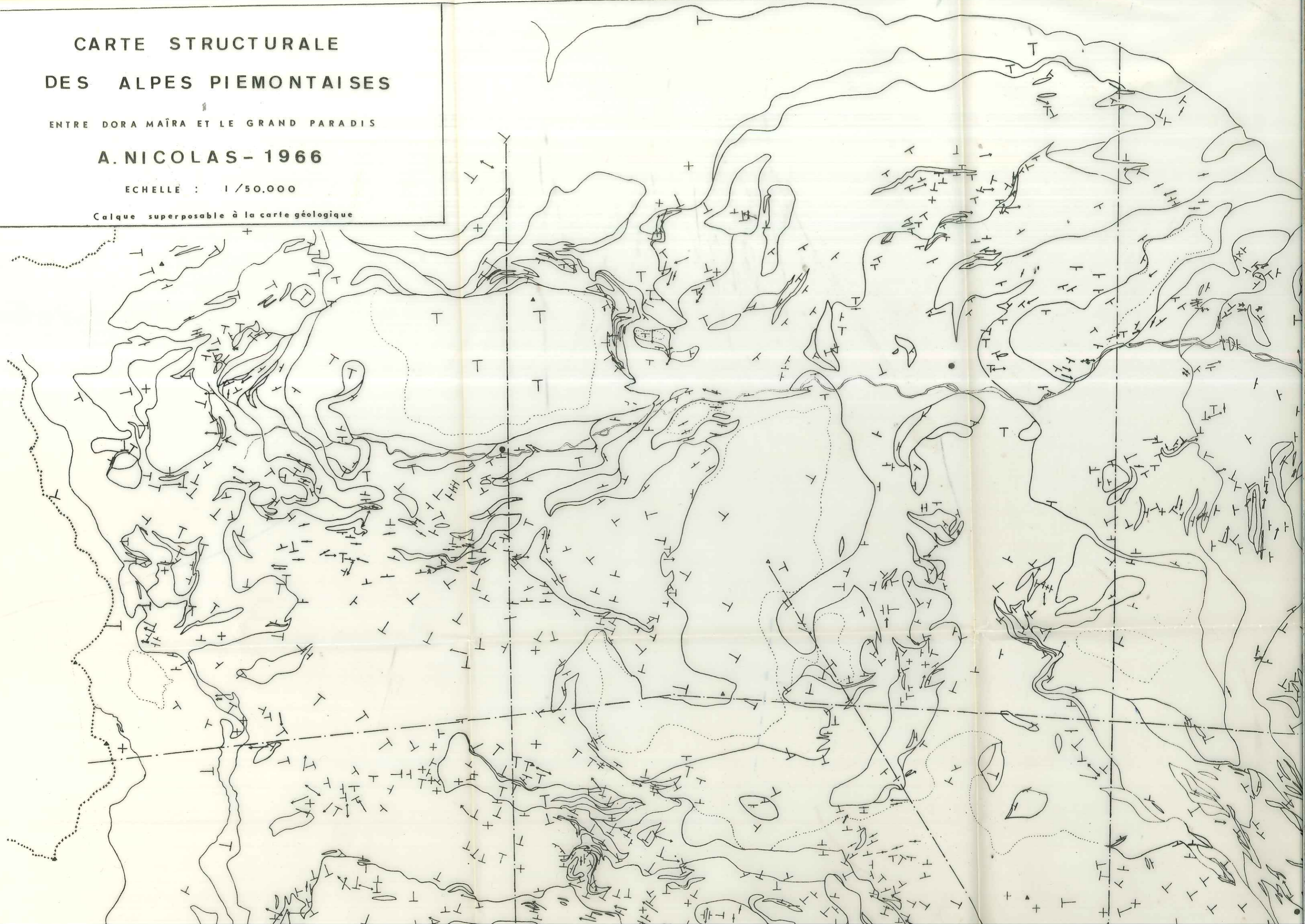
CARTE STRUCTURALE
DES ALPES PIEMONTAISES

ENTRE DORA MAÏRA ET LE GRAND PARADIS

A. NICOLAS - 1966

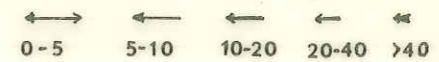
ECHELLE : 1/50.000

Calque superposable à la carte géologique

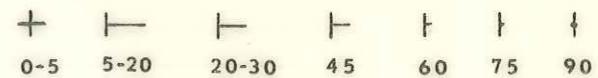


LEGENDE

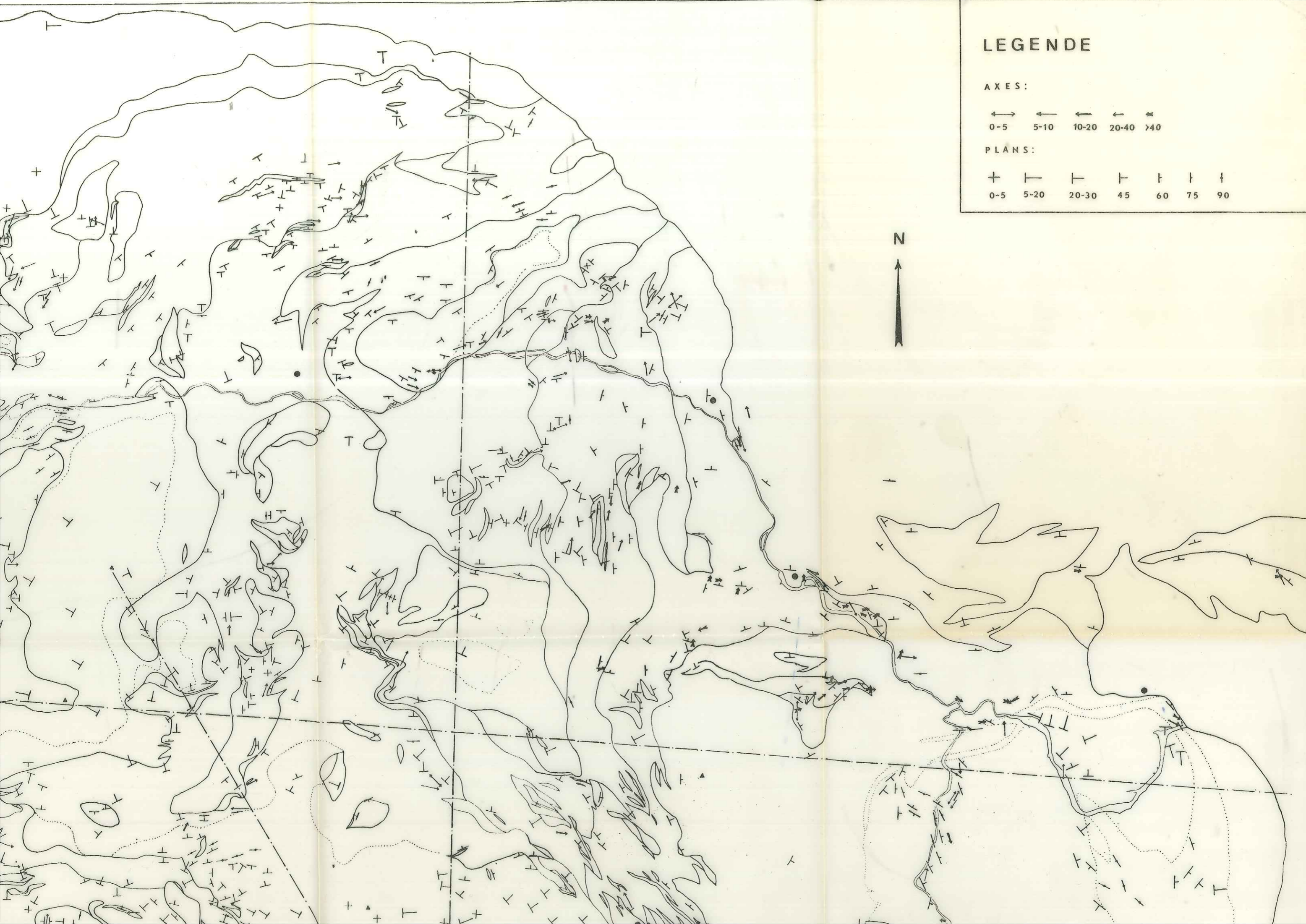
AXES:

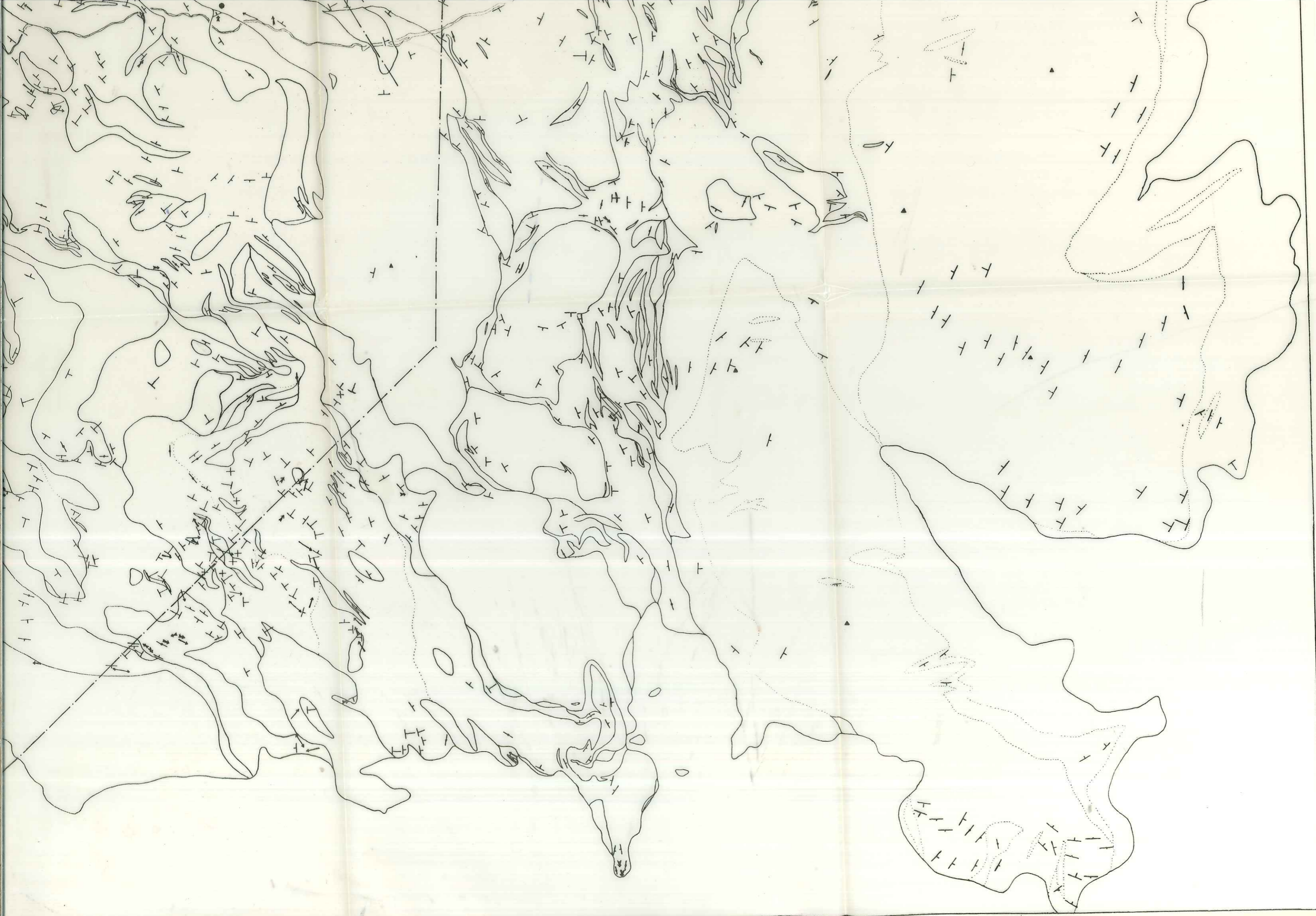


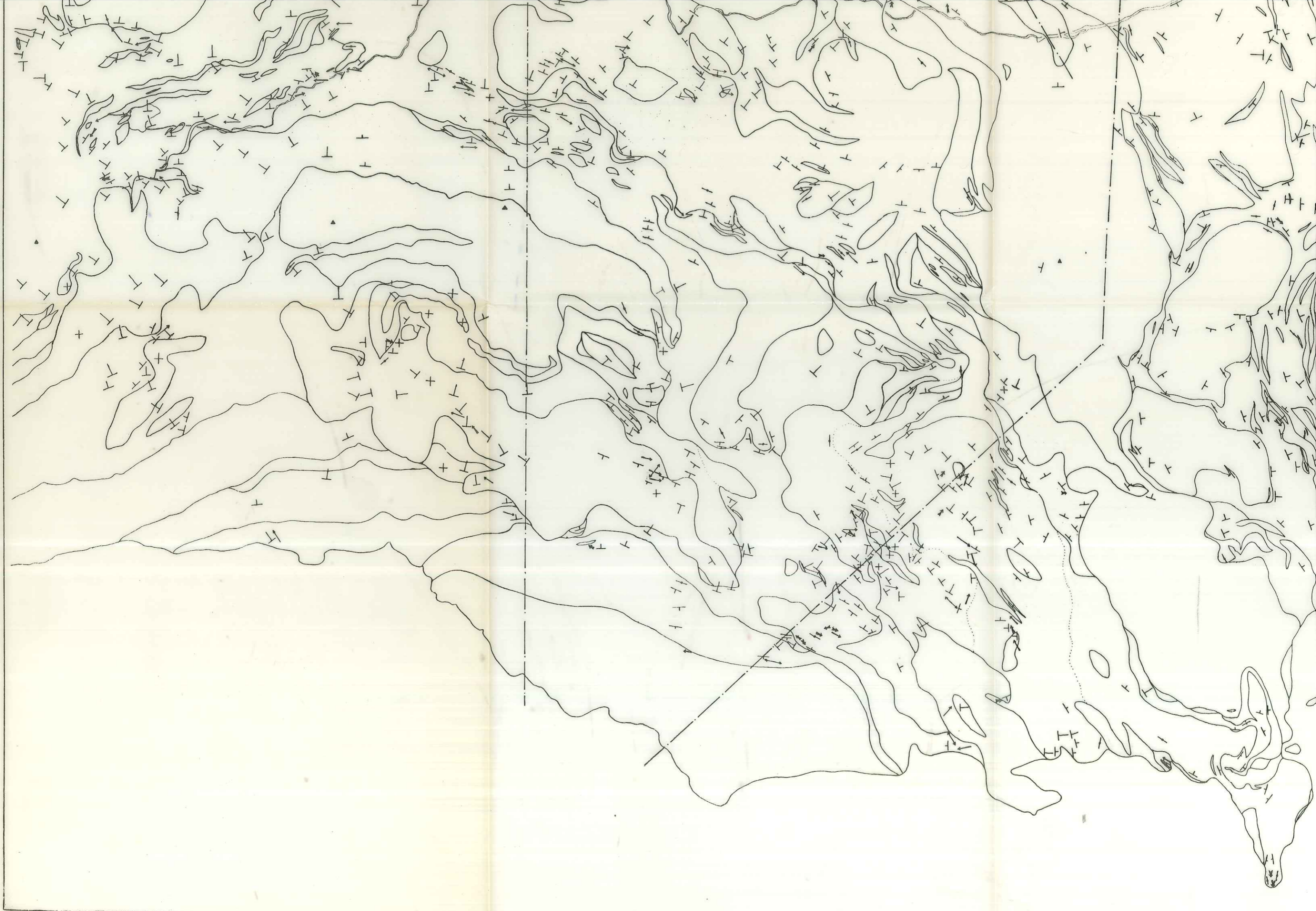
PLANS:



N







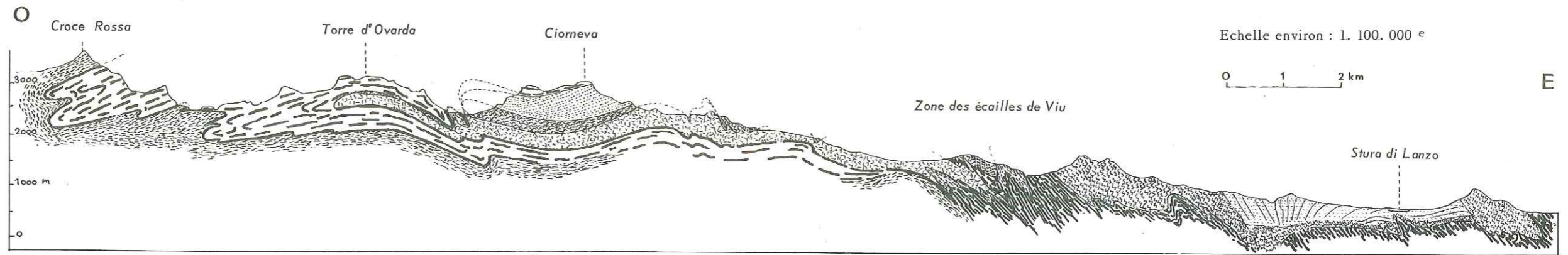
- | | | | | | |
|--|----------------------------|--|-------------------------------------|--|-------------------------------------|
| | Socles cristallins | | Lherzolites feldspathiques rubanées | | Gabbros métamorphiques |
| | Trias | | Lherzolites serpentinisées laminées | | Prasinites |
| | Série des Schistes lustrés | | Serpentinites | | Eclogites et schistes à glaucophane |

PROFILS TECTONIQUES DANS LES ALPES PIEMONTAISES

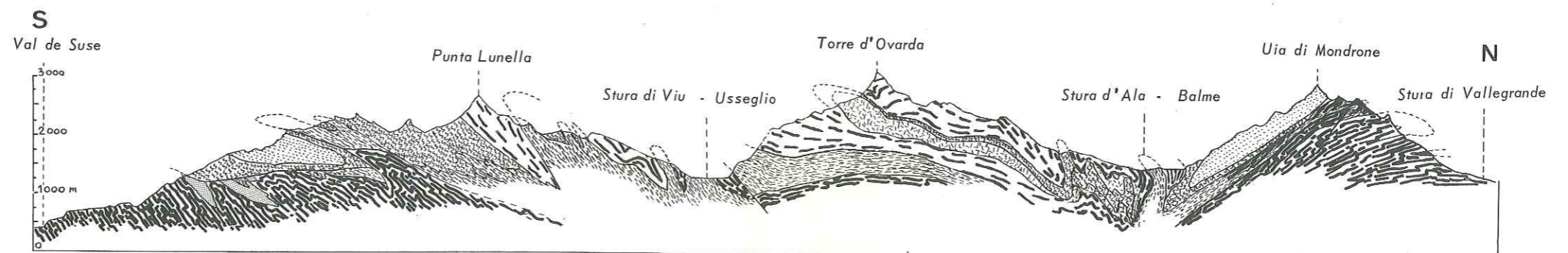
ENTRE DORA MAIRA ET GRAND PARADIS

Echelle environ : 1. 100. 000 e

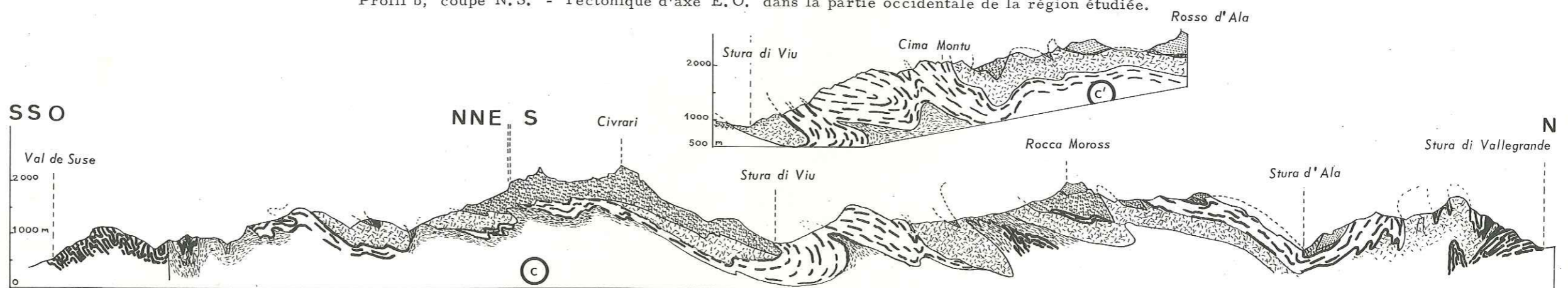
0 1 2 km



Profil a, coupe E.O. - Tectonique d'écoulement vers l'Ouest (axes N.S. anciens).



Profil b, coupe N.S. - Tectonique d'axe E.O. dans la partie occidentale de la région étudiée.



Profils c et c', coupes N.S. - Tectonique d'axe E.O. dans les parties orientales et médianes de la région étudiée.

DERNIERE PAGE D'UNE THESE

VU

Grenoble, le 27 Août 1966

Le Président de la thèse

R. BARBIER
Professeur

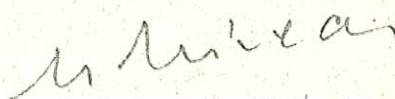
VU

Grenoble, le 27/8/1966
Le Doyen de la faculté des Sciences



VU, et permis d'imprimer,

Le Recteur de l'académie de Grenoble



Doctorat d'Etat
N° d'ordre :

THESES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Adolphe NICOLAS

Maître-Assistant à la Faculté des Sciences de NANTES

1 ère Thèse : T. II

Le complexe Ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maïra et Grand Paradis
(Alpes piémontaises)

Tectonique et métamorphisme

2 ème Thèse : T. I

Étude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux
entre Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises)

Soutenues le 1^{er} Octobre 1966 devant la Commission d'Examen

Messieurs :

R. BARBIER	Professeur	Président
R. MICHEL	Professeur	Examineurs
J. DEBELMAS	Professeur	
P. GIRAUD	Professeur	
F.-H. FORESTIER	Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Nantes	Invité

Adolphe NICOLAS

Docteur ès Sciences

Maître-Assistant à la Faculté des Sciences de Nantes

**Etude pétrochimique des Roches vertes et de
leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis
(Alpes piémontaises)**

Tome I

— NANTES, 1966 —

LISTE DES PROFESSEURS

DOYENS HONORAIRES

MM. FORTRAT P.
MORET L.

DOYEN

M. WEIL L.

PROFESSEURS TITULAIRES :

MM.	NEEL L.	MAGNETISME ET PHYSIQUE DU SOLIDE
	HEILMANN R.	CHIMIE ORGANIQUE
	KRAVTCHENKO J.	MECANIQUE RATIONNELLE
	CHABAUTY C.	CALCUL DIFFERENTIEL ET INTEGRAL
	PARDE M.	POTAMOLOGIE
	BENOIT J.	RADIOELECTRICITE
	CHENE M.	CHIMIE PAPETIERE
	BESSON J.	ELECTROCHIMIE
	WEIL L.	THERMODYNAMIQUE
	FELICI N.	ELECTROSTATIQUE
	KUNTZMANN J.	MATHEMATIQUES APPLIQUEES
	BARBIER R.	GEOLOGIE APPLIQUEE
	SANTON L.	MECANIQUE DES FLUIDES
	OZENDA P.	BOTANIQUE
	FALLOT M.	PHYSIQUE INDUSTRIELLE
	GALVANI O.	MATHEMATIQUES
	MOUSSA A.	CHIMIE NUCLEAIRE
	TRAYNARD P.	CHIMIE
	SOUTIF M.	PHYSIQUE
	CRAYA A.	HYDRODYNAMIQUE
	REULOS R.	THEORIE DES CHAMPS
	AYANT Y.	PHYSIQUE APPROFONDIE
	GALISSOT F.	MATHEMATIQUES
Mlle	LUTZ E.	MATHEMATIQUES
MM	BLAMBERT M.	MATHEMATIQUES
	BOUCHEZ R.	PHYSIQUE NUCLEAIRE
	LLIBOUTRY L.	GEOPHYSIQUE
	MICHEL R.	GEOLOGIE ET MINERALOGIE
	BONNIER E.	ELECTROCHIMIE
	DESSAUX G.	PHYSIOLOGIE ANIMALE
	PILLET E.	ELECTROTECHNIQUE
	DEBELMAS J.	GEOLOGIE
	GERBER R.	MATHEMATIQUES
	PAUTHENET R.	ELECTROTECHNIQUE
	VAUQUOIS B.	MATHEMATIQUES APPLIQUEES
	SILBER R.	MECANIQUE DES FLUIDES

MM.	BARBIER J. C.	PHYSIQUE
	KOSZUL J. L.	MATHEMATIQUES
	BUYLE-BODIN	ELECTRONIQUE
	DREYFUS B.	THERMODYNAMIQUE
	KLEIN J.	MATHEMATIQUES
	VAILLANT F.	ZOOLOGIE
	ARNAUD P.	CHIMIE
	SENGEL P.	ZOOLOGIE
	BARJON R.	PHYSIQUE NUCLEAIRE
	BRISSONNEAU P.	PHYSIQUE
Mme	KOFLER L.	BOTANIQUE
MM.	BARNOUD F.	BIOSYNTHESE DE LA CELLULOSE
	GAGNAIRE D.	CHIMIE PHYSIQUE
	GIRAUD P.	GEOLOGIE
	GIDON P.	GEOLOGIE ET MINERALOGIE
	PERRET R.	SERVOMECHANISMES
Mme	BARBIER M. J.	ELECTROCHIMIE
Mme	SOUTIF J.	PHYSIQUE
MM.	COHEN J.	ELECTROTECHNIQUE
	DEPASSEL R.	MECANIQUE
	ANGLES D'AURIAC	MECANIQUE DES FLUIDES
	DUCROS P.	MINERALOGIE ET CRISTALLOGRAPHIE
	GASTINEL A.	MATHEMATIQUES APPLIQUEES
	GLENAT A.	CHIMIE
	LACAZE A.	THERMODYNAMIE
	BARRA J.	MATHEMATIQUES APPLIQUEES
	COUMES A.	ELECTRONIQUE
	DEGRANGE C.	ZOOLOGIE
	PEBAY-PEROULA	PHYSIQUE
	PERRIAUX J.	GEOLOGIE
	RASSAT A.	CHIMIE SYSTEMATIQUE
	ROBERT A.	CHIMIE PAPETIERE

PROFESSEURS ASSOCIES :

MM.	NAPP - ZINN	BOTANIQUE
	DUTON G.	BIOSYNTHESE
	MATSUSHIMA Y.	MATHEMATIQUES PURES

MAITRES DE CONFERENCES :

MM.	BIAREZ J. P.	MECANIQUE PHYSIQUE
	DODU J.	MECANIQUE DES FLUIDES
	HARQUES G.	CALCUL NUMERIQUE
	LANCIA R.	PHYSIQUE AUTOMATIQUE
Mme	KAHANE J.	PHYSIQUE
MM.	POLOUJADOFF M.	ELECTROTECHNIQUE
	DEPOMMIER P.	PHYSIQUE NUCLEAIRE
Mme	BOUCHE L.	MATHEMATIQUES

MM.	SARROT-REYNAULD	GEOLOGIE
	CAUQUIS G.	CHIMIE GENERALE
	BONNET G.	CHIMIE EXPERIMENTALE
	BONNIER M. J.	CHIMIE
	KAHANE A.	PHYSIQUE GENERALE
	DOLIQUE J. M.	ELECTRONIQUE
	BRIERE G.	PHYSIQUE EXPERIMENTALE
	DESRE P.	METALLURGIE
	LAJZEROWICZ J.	PHYSIQUE GENERALE
	VALENTIN P.	PHYSIQUE GENERALE
	BERTRANDIAS J. P.	MATHEMATIQUES APPLIQUEES
	BONNETAIN L.	CHIMIE GENERALE
	LAURENT P.	MATHEMATIQUES APPLIQUEES
	CAUBERT J. P.	MATHEMATIQUES PURES
	PAYAN J. J.	MATHEMATIQUES
Mme	BERTRANDIAS F.	MATHEMATIQUES PURES
MM.	FONTANGES R.	PHYSIOLOGIE ANIMALE
	LONGQUEUE J. P.	PHYSIQUE
	NIVAT M.	MATHEMATIQUES APPLIQUEES
	SOHM J. C.	ELECTROCHIMIE
	ZADWORNY F.	PHYSIQUE

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES :

MM.	RADELLI L.	GEOLOGIE
	KEYSTON J.	THERMODYNAMIQUE
	WAKYAMA T.	PHYSIQUE DU SOLIDE

AVANT - PROPOS

C'est au rayonnement de Monsieur le Professeur J. JUNG, Directeur du Laboratoire de Géologie de la Sorbonne, que je dois l'inflexion de ma vocation de géologue vers la pétrographie, peut-être aussi à une certaine affinité déjà affirmée dans l'orientation de mes études de licence pour ce qui peut se mesurer. Il me fit l'honneur de me recommander à Monsieur le Professeur M. WEPPE, Directeur du Laboratoire des Sciences de la Terre à l'Ecole des Mines de Nancy, qui m'offrit en Octobre 1958 un poste d'assistant, puis au retour du service militaire en 1963, un poste de Maître-Assistant, me plaçant ainsi dans d'excellentes conditions matérielles, dont je lui sais gré. Dans ce laboratoire, J. P. JACQUIN et P. LAGNY furent les amis toujours disponibles que l'on sollicite impitoyablement.

C'est là que je connus en 1959 F. H. FORESTIER. Nommé Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Nantes, il m'offrit récemment un poste dans son laboratoire. Une amitié déjà ancienne nous liait. Elle ne s'est pas démentie. Je suis heureux de saisir cette occasion pour lui dire toute ma gratitude pour son accueil, pour les longues journées employées à améliorer ce travail, pour son appui rassurant et pour la charge prise par son laboratoire dans la réalisation de cet ouvrage. Je tiens à remercier Monsieur le Doyen de la Faculté des Sciences de Nantes qui a bien voulu en permettre le tirage par l'imprimerie de la Faculté.

M'initiant à la recherche, Monsieur le Professeur J. JUNG me propose en 1958, en vue d'un Doctorat de 3^e cycle, l'étude pétrographique des granites de la région de Senones dans les Vosges. A l'issue de ce travail en 1960, il confie la direction de mes travaux à Monsieur R. MICHEL, Professeur à la Faculté des Sciences de Grenoble, en vue de la préparation d'un Doctorat d'Etat, répondant ainsi à mon voeu, né lors d'une excursion dans les Alpes sous sa direction. J'ai ainsi profité de la grande expérience de Monsieur le Professeur R. MICHEL et souvent abusé de son temps précieux. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance. Dans son laboratoire, j'ai rencontré en P. VIALON un ami et un conseiller utile qu'il m'est agréable de remercier.

Ma gratitude va aussi à Messieurs M. LEMOINE, Professeur à l'Ecole des Mines de Paris et M. VUAGNAT, Professeur à l'Institut de Minéralogie de Genève, qui m'ont prodigué de précieux conseils et conduit sur le terrain dans le Queyras et au Montgenèvre.

L'étude pétrochimique constituant l'ossature de mon travail fut possible grâce à une aide généreuse du C. N. R. S. qui a, par ailleurs, subventionné mes déplacements sur le terrain.

Mais à l'origine de cette étude, il y a la séparation des minéraux dont le succès est dû à la complète mise en commun, entre Claude GAGNY et moi-même, de nos moyens et de notre temps.* Cette collaboration a permis l'organisation de techniques de séparation nouvelles, adaptées à un travail de routine. Tout au long de ces journées fastidieuses elle m'a fait apprécier en Claude GAGNY un compagnon parfait. Plus qu'une simple reconnaissance, je lui dois d'avoir mené à bien mon étude minéralogique, notre étude minéralogique devrais-je dire car il peut revendiquer nombre de résultats.

Notre collaboration a existé également au niveau de nos laboratoires respectifs. Les séparations ont été réalisées au laboratoire des Sciences de la Terre de l'Ecole des Mines de Nancy, où Monsieur le Professeur M. WEPPE nous a créé des conditions matérielles favorables. De son côté, Monsieur le Professeur J. JUNG, Directeur de thèse de Claude GAGNY, nous a toujours soutenu dans cette entreprise : d'abord en nous accordant une puissante aide matérielle, ensuite en nous donnant les moyens d'exploiter notre travail.

Les séparations menées à bien, il fallait encore trouver un laboratoire spécialisé qui consente à effectuer, dans un délai assez bref, les nombreuses analyses chimiques nécessaires. Monsieur le Professeur M. ROUBAULT, Directeur du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, a bien voulu s'intéresser à mon problème. C'est dans ce laboratoire du C. N. R. S. qu'ont été effectuées mes analyses. Je les dois plus particulièrement à Monsieur H. De La ROCHE, Directeur-Adjoint de ce Centre, qui s'est efforcé, avec complaisance et efficacité, de concilier, dans le temps, mes exigences et l'encombrement de ses programmes. Je lui dois aussi de précieux conseils sur la façon d'exploiter mes résultats chiffrés. Madame M. L. BLANCHET et Monsieur GOVINDARAJU ont assuré la réalisation des analyses.

Les paramètres physiques des minéraux ont été déterminés en commun avec Claude GAGNY. Les diagrammes de R. X. ont été effectués au Laboratoire de Pétrographie de la Sorbonne grâce à l'amabilité de Monsieur le Professeur J. RAVIER. Cependant, pour la mesure de la susceptibilité magnétique, il fallait disposer de compétences particulières et d'un matériel adapté. Monsieur J. BOLFA, Professeur à l'Institut de Minéralogie de Nancy, et ses collaborateurs J. BABKINE, J. C. REITHLER et C. ZEILNER se sont chargés de ce travail. Ils se proposent de reprendre, dans une étude plus générale, le problème de la susceptibilité magnétique de ces minéraux.

Je ne voudrais pas terminer sans assurer de ma gratitude tous ceux qui ont pris dans ce travail une part, parfois discrète mais néanmoins indispensable : Madame JACQUOT pour ses excellentes lames minces, Mademoiselle D. TERRIEN et Monsieur CHAIGNEAU qui ont réalisé la présentation et l'illustration de ce texte et l'équipe de l'imprimerie de la Faculté des Sciences de Nantes, Mademoiselle L. CALAUTTI et ses collaborateurs J. BILLARD et B. HOUGRON, qui l'ont tiré avec une parfaite compétence.

NANTES, Juillet 1966.

* Cl. GAGNY, à l'époque Maître-Assistant à la Sorbonne, s'intéressait aux minéraux des granites vosgiens.

AVERTISSEMENT

L'ouvrage se compose de deux études complémentaires. La première a une vocation descriptive et pétrochimique (tome I). Apportant nombre de résultats sur lesquels se fonde l'étude géologique générale, j'ai jugé préférable de la placer en tête.

On peut sans inconvénient entamer la lecture du texte par l'étude géologique (tome II), de caractère plus général et synthétique. Son introduction situe le cadre et précise les buts de mes recherches (p. 183). De multiples renvois permettent les rapprochements indispensables entre les deux études.

PLAN DE L'OUVRAGE

TOME I

Avant-propos
Avertissement
Plan de l'ouvrage

ÉTUDE PETROCHIMIQUE DES ROCHES VERTES ET DE LEURS MINÉRAUX

Sommaire
Table des figures

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE

Description et étude pétrochimique des échantillons-types

Introduction

- Chapitre I - Calcul des analyses modales
- Chapitre II - Les lherzolites feldspathiques
- Chapitre III - Les faciès basiques métamorphiques associés aux lherzolites
(pegmatofides de troctolite, euphotides)
- Chapitre IV - Les serpentinites et les faciès associés
- Chapitre V - Les gabbros métamorphiques
- Chapitre VI - Les prasinites et schistes à glaucophane

DEUXIEME PARTIE

Etude pétrochimique de quelques contacts

- Chapitre I - Les roches
- Chapitre II - Les pyroxènes
- Chapitre III - Les amphiboles
- Chapitre IV - Les chlorites
- Chapitre V - Les épidotes
- Chapitre VI - Les feldspaths
- Chapitre VII - Essai d'appréciation quantitative du processus physico-chimique de la serpentinitisation

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 43 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

JOME II

LE COMPLEXE OPHIOLITES-SCHISTES LUSTRES ENTRE DORA MAÏRA ET GRAND PARADIS

Sommaire

Table des figures

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE

Le cadre géologique des Roches vertes

Introduction

Chapitre I - Les formations paléozoïques

Chapitre II - Le Trias

Chapitre III - La série des Schistes lustrés

DEUXIEME PARTIE

Les Roches vertes

Introduction

Chapitre I - Les ultrabasites

Chapitre II - Les gabbros métamorphiques

Chapitre III - Les prasinites et les faciès associés

TROISIEME PARTIE

Tectonique et métamorphisme alpins

Introduction

Chapitre I - La structure

Chapitre II - Le métamorphisme

QUATRIEME PARTIE

Conclusions générales

Chapitre I - Résultats de l'étude régionale

Chapitre II - Résultats généraux - Méthodologie

Liste des ouvrages cités

Note à propos des fiches minéralogiques et des planches chimiques de roches

Fiches minéralogiques

Analyses chimiques des roches

SOMMAIRE

INTRODUCTION.

- Traitement des informations sur les minéraux et les roches 3
- Remarque 4

PREMIERE PARTIE

DESCRIPTION ET ETUDE PETROCHIMIQUE DES ECHANTILLONS-TYPES

<u>INTRODUCTION</u>	7
- Choix des échantillons-types	7
<u>CHAPITRE I - CALCUL DES ANALYSES MODALES</u>	9
- Introduction	9
- Calcul de l'analyse modale pondérale du gabbro métamorphique 380.....	9
- Conclusion	12
- Confrontation avec l'analyse modale mesurée.....	12
<u>CHAPITRE II - LES LHERZOLITES FELDSPATHIQUES</u>	15
- Introduction	15
- Echantillon-type 368 - Lherzolite feldspathique	15
- Gisement	15
- Description macroscopique	15
- Etude des minéraux séparés	16
- Description au microscope	16
- Remarque à propos d'un filon pegmatoïde	16
- Etude pétrochimique	17
- Calcul du mode	17
- Remarques à propos de la représentation modale donnée par le système MgO - CaO - Na ₂ O	17
- Echantillon-type 524 - Lherzolite feldspathique	18
- Gisement	18
- Description macroscopique	18
- Etude des minéraux séparés	18
- Description au microscope.....	20

- Echantillon-type 534 F - Lherzolite feldspathique	20
- Gisement	20
- Description macroscopique	21
- Etude des minéraux	21
- Description au microscope	22
- Etude pétrochimique	22
- Calcul du mode	22
- Remarques à propos de la représentation modale donnée par le système MgO - CaO - Na ₂ O	22

CHAPITRE III - LES FACIES BASIQUES METAMORPHIQUES ASSOCIES AUX
LHERZOLITES (PEGMATOIDES DE TROCTOLITE, EUPHO-
TIDES

25	25
- Introduction	25
- Filon saussuritisé 534 G	26
- Gisement	26
- Description macroscopique	26
- Description au microscope	26
- Etude pétrochimique	26
- Lentille de pegmatoïdes gabbroïques - Echantillons-types 369 A et 369 B	26
- Gisement	26
- Description macroscopique	26
- Etude des minéraux séparés - Description au microscope	27
- Etude pétrochimique	27
- 1) Saussuritisatation (échantillon 369 B)	28
- 2) Transformation jadéitique (échantillon 369 A)	28
- a) Albitisation tardi-magmatique	28
- b) Jadéitisation métamorphique	29
- 3) Etude des pseudomorphoses d'olivine	30
- Remarque à propos d'une euphotide à smaragdite	31
- Conclusions	31

CHAPITRE IV - LES SERPENTINITES ET LES FACIES ASSOCIES

33	33
- Introduction	33
1) LES SERPENTINITES	33
- Echantillon-type 23 A - Serpentinite	33
- Gisement	33
- Description macroscopique	33
- Description au microscope	34
- Echantillon-type 27 B - Serpentinite schisteuse	34
- Gisement	34
- Description macroscopique	34
- Description au microscope	34
2) LES CHLORITITES ET CHLORITOSCHISTES A TREMOLITE - ACTINOTE	34
- Echantillon-type 25 B - Chloritite	35
- Gisement	35
- Description macroscopique	35
- Etude des minéraux séparés	35
- Description au microscope	36
- Etude pétrochimique	36

- Echantillon-type 30 B - Chloritite	37
- Gisement	37
- Description macroscopique	37
- Etude des minéraux	37
- Description au microscope	37
- Etude pétrochimique	38
- Echantillon-type 68 - Trémolite	38
- Gisement	38
- Description macroscopique	38
- Etude des minéraux - Description au microscope	38
- Etude pétrochimique	38
- Echantillon-type 7 B - Chloritoschiste à trémolite - actinote	39
- Gisement	39
- Description macroscopique	39
- Etude des minéraux séparés	39
- Description au microscope	39
- Echantillon-type 350 - Chloritoschiste à trémolite et talc	39
- Gisement	39
- Description macroscopique	39
- Etude des minéraux séparés	39
- Description au microscope	40
- Etude pétrochimique	40
- Autres types de talcschistes	40
3) ROCHES EN ENCLAVES DANS LES SERPENTINITES	41
- Echantillon-type 489 - Lentille de gabbros transformés	41
- Gisement	41
- Description de la lentille et des principaux faciès	41
- Etude des minéraux	42
- Description au microscope	43
- Echantillon-type 25 A - Gabbro rodingitique à vésuvianite	44
- Gisement	44
- Description macroscopique	44
- Etude des minéraux séparés	45
- Description au microscope	45
- Etude pétrochimique	45
- Echantillon-type 27 A - Gabbro rodingitique à grenat	45
- Gisement	45
- Description macroscopique	45
- Etude des minéraux séparés	45
- Description au microscope	47
- Etude pétrochimique	47
- Echantillon-type 265 - Filonnets à clinzoïsite rose	48
- Gisement	48
- Description macroscopique	48
- Etude des minéraux séparés	48
- Description au microscope	48
- Echantillon-type 23 B - Grenatite à diopside	48
- Gisement	48
- Description macroscopique	49
- Etude des minéraux séparés	49
- Description au microscope	49
- Etude pétrochimique	50
- Filons de grenatite pure	50

- Echantillon-type 26 - Diopsidite à chlorite	51
- Gisement	51
- Description macroscopique	51
- Description au microscope	52
- Etude pétrochimique	52
- Echantillon-type 363 et 356 - Diopsidite et bordure chloriteuse	52
- Gisement	52
- Description macroscopique	52
- Etude des minéraux séparés	53
- Etude pétrochimique	53
- Conclusions pétrochimiques de l'étude des faciès en enclave dans les serpentinites	53
CHAPITRE V - LES GABBROS METAMORPHIQUES	55
- Introduction	55
I - GABBROS METAMORPHIQUES	55
- Echantillon-type 380 - Gabbro métamorphique	55
- Gisement	55
- Description macroscopique	55
- Etude des minéraux séparés	56
- Description au microscope	56
- Etude pétrochimique	56
- Calcul du mode	56
- Recherche de la paragenèse originelle	56
- Méthode	56
- Trois modèles	57
- Choix entre les trois modèles	57
- Conclusions	59
- Métamorphisme	59
- Nature du gabbro originel	60
- Echantillon-type 479 - Gabbro métamorphique à reliques de pyroxène ..	60
- Gisement	60
- Description macroscopique	60
- Etude des minéraux séparés	61
- Description au microscope	62
- Etude pétrochimique	62
- Calcul du mode	62
- Solution (1)	63
- Solution (2)	63
- Echantillons-types 24	65
24 A - Gabbro métamorphique	65
24 B - Gabbro métamorphique à reliques de pyroxène	65
- Gisement	65
- Description macroscopique	65
- Etude des minéraux séparés	65
- Remarque à propos de l'homogénéité des minéraux	65
- Description au microscope	68
- Etude pétrochimique	68
- Echantillon-type 520 - Gabbro métamorphique	69
- Gisement	69
- Description macroscopique	69
- Etude des minéraux séparés	69
- Description au microscope	70
- Etude pétrochimique	70

- Calcul du mode	70
- Recherche de la paragenèse originelle	70
- Calcul de la paragenèse originelle du gabbro métamorphique 520 A	72
- Echantillon 484 - Gabbro métamorphique	72
II - CONCENTRATIONS FERRO-MAGNESIENNES DANS LES GABBROS ..	73
- Echantillon-type 24 C - Nodule de chloritoschiste à trémolite (ancienne pyroxénite)	73
- Gisement	73
- Description macroscopique	73
- Etude des minéraux séparés	73
- Description au microscope	74
- Etude pétrochimique	74
1°) Système chimiquement clos	74
2°) Système chimiquement ouvert	74
- Echantillon-type 520 B - Nodule de chloritoschiste à actinote et fuchsite (ancienne pyroxénite)	75
- Gisement	75
- Description macroscopique	75
- Etude des minéraux séparés	75
- Description au microscope	75
- Etude pétrochimique	75
- Echantillon-type 437 - Chloritoschiste à amphibole	76
- Gisement	76
- Description macroscopique	76
- Etude des minéraux séparés	76
- Description au microscope	76
- Etude pétrochimique	76
 <u>CHAPITRE VI - LES PRASINITES ET SCHISTES A GLAUCOPHANE</u>	79
- Introduction	79
- Echantillon-type 501 - Prasinite s. s.	79
- Gisement	79
- Description macroscopique	79
- Etude des minéraux séparés	80
- Description au microscope	80
- Etude pétrochimique	80
- Calcul du mode	80
- Recherche de la paragenèse originelle	80
- Echantillon-type 425 - Prasinite s. s.	82
- Gisement	82
- Description macroscopique	82
- Etude des minéraux séparés	82
- Description au microscope	84
- Echantillon-type 546 - Pyroxénite	84
- Gisement	84
- Description macroscopique	84
- Description au microscope	84
- Echantillon-type 515 - Schiste à glaucophane éclogitique	85
- Gisement	85
- Description macroscopique	85
- Etude des minéraux séparés	86
- Etude pétrochimique	86

DEUXIEME PARTIE

ETUDE PETROCHIMIQUE DE QUELQUES CONTACTS

CHAPITRE I - CONTACTS SERPENTINITES - GABBROS METAMORPHIQUES

.....	91
- Introduction	91
- Contact 224 - Serpentinites - Gabbros métamorphiques	91
- Gisement	91
- Description macroscopique	92
- Etude des minéraux séparés	92
- Description au microscope	94
- Etude pétrochimique	95
- Représentations modales	95
- Nature des échanges	95
- Origine du contact - Cause des échanges	99
- Modifications subies par les pyroxènes au contact	99
- Effet d'écran des serpentinites	100
- Comportement des pyroxènes lors du métamorphisme -	
Hypothèse d'une adaptation	100
- Echantillon-type 416 - Pyroxénite chloritisée	102
- Gisement	102
- Description macroscopique	102
- Etude des minéraux séparés	102
- Etude pétrochimique	103
- Pyroxènes dans le gabbro au contact avec les serpentinites	103
- Etude des pyroxènes	104

CHAPITRE II - CONTACTS PRASINITES - CALCSCHISTES 105

- Contact 362 - Prasinites - Ovardites - Marbres phylliteux	105
- Gisement	105
- Description macroscopique	106
- Etude des minéraux séparés	106
- Description au microscope	109
- Etude pétrochimique	110
- Représentations modales	110
- Nature des échanges chimiques	111
- Etude des échanges - Incidence sur les paragenèses engendrées	111
- Contact 535 - Prasinites - Prasinites à glaucophane - Calcschistes ...	113
- Gisement	113
- Description macroscopique	114
- Etude des minéraux séparés	114
- Description au microscope	116
- Etude pétrochimique	117
- Calcul du mode	117
- Nature des échanges	119
- Volume des échanges	119
- Etude comparée des paragenèses	119
a) Mise en évidence des diverses paragenèses	119
b) Relations entre la paragenèse à glaucophane-pistacite et celle des prasinites s. s.	120

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

c) Remarque à propos de la transformation chlorite - biotite	121
- Pourquoi, au contact, une prasinite à glaucophane-pistacite et non une ovardite	121
- Conclusion de l'étude des contacts prasinites - Schistes lustrés	122
a) Contact par l'intermédiaire de prasinite à glaucophane et pistacite	122
b) Contact par l'intermédiaire d'ovardite	122

TROISIEME PARTIE

ETUDES PHYSICO-CHIMIQUES COMPAREES, (ETUDES PETROGENETIQUES)

<u>INTRODUCTION</u>	125
<u>CHAPITRE I - LES ROCHES</u>	127
- Introduction	127
1) - CHIMISME DE LA SERIE PIEMONTAISE COMPARE A D'AUTRES SERIES OPHIOLITIQUES	128
- 1) Diagrammes $\frac{\text{TiO}_2}{\text{MgO}} / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$	128
- 2) Diagrammes $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO}} / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$	131
- 3) Diagrammes $\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}} / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$	132
- 4) Diagrammes $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	135
2) - CHIMISME COMPARE DES DIFFERENTS FACIES DE ROCHES VERTES	135
- Eléments en trace	138
<u>CHAPITRE II - LES PYROXENES</u>	139
- Introduction	139
- Chimisme des pyroxènes	141
- Etude de l'origine des pyroxènes	141
1) Endiopsides et salites de gabbros métamorphiques	141
2) Diopsides filoniens	141
3) Pyroxènes sodiques	141
- Interprétation par adaptation progressive au milieu	144
1) Transformation en diopside s. s.	146
2) Transformation en pyroxène jadéitique et omphacitique	146
<u>CHAPITRE III - LES AMPHIBOLES</u>	149
- Introduction	149
- 1) Méthode	149
- 2) Variations du chimisme dans le groupe des amphiboles	150
- 3) Relations avec le chimisme des roches	151

a) Le titane	153
b) L'aluminium	154
Conclusions d'ordre général	155
Conclusions particulières	155
- 4) Etude des différents épisodes métamorphiques mis en évidence par les amphiboles	156
Remarque importante	157
<u>CHAPITRE IV - LES CHLORITES</u>	159
1) Chimisme du groupe des chlorites	159
2) Répartition des chlorites dans les roches vertes	160
3) Relation avec les épisodes métamorphiques	161
4) Relations avec le chimisme des roches	162
5) Relations avec des chlorites de spilites alpins	164
<u>CHAPITRE V - LES EPIDOTES</u>	165
1) Chimisme des épidotes	165
2) Répartition des épidotes dans les roches vertes	165
3) Relations avec les épisodes de métamorphisme	167
4) Relation avec le chimisme des roches	167
<u>CHAPITRE VI - LES FELDSPATHS</u>	169
1) Plagioclases magmatiques	169
2) Albites métamorphiques	170
<u>CHAPITRE VII - ESSAI D'APPRECIATION QUANTITATIVE DU PROCESSUS PHYSICO - CHIMIQUE DE LA SERPENTINISATION</u>	171
- Aspect qualitatif	172
- Aspect quantitatif	172
- Recherche d'une base de calcul	172
- Transformation à volume constant	173
- Transformation à tétraèdres (SiO ₄) constants	173
- Evaluation quantitative	174
- Serpentinisation comparée des minéraux d'une lherzolite	176
- Conclusions	177

TABLE DES FIGURES

Fig. 1	- Carte de la répartition des échantillons-types	8
Fig. 2	- Carte de détail des affleurements de troctolites pegmatofides et autres faciès	25
Fig. 3	- Schéma des échanges possibles lors de la transformation olivine \longrightarrow talc + trémolite	30
Fig. 4	- Contact 224 entre gabbros métamorphiques et serpentinites	92
Fig. 5	- Distribution quantitative des principaux éléments entre les minéraux en fonction de la position sur le terrain, dans le contact 224 gabbros métamorphiques - serpentinites	96
	a- SiO_2 , Al_2O_3	96
	b- MgO , CaO	97
Fig. 6	- Variations du chimisme en fonction de la position sur le terrain, dans le contact 224 gabbros métamorphiques - serpentinites	98
Fig. 7	- Coupe du contact serpentinites - gabbro métamorphique	103
Fig. 8	- Contact 362 entre prasinites et marbres phylliteux	105
Fig. 9	- Variations chimiques en fonction de la position sur le terrain, dans le contact 362, prasinites - marbres phylliteux	112
Fig. 10	- Diagrammes $\frac{\text{TiO}_2}{\text{MgO}} / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$ a) Ophiolites de Grèce ; b) Roches vertes piémontaises c) Ophiolites de Syrie	129
Fig. 11	- Diagrammes $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO}} / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$ a) Ophiolites de Grèce ; b) Ophiolites piémontaises ; c) Ophiolites de Syrie	130
Fig. 12	- Diagrammes $\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}} / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$ a) Ophiolites de Grèce ; b) Ophiolites piémontaises ; c) Ophiolites de Syrie	133
Fig. 13	- Diagrammes $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$ a) Ophiolites de Grèce ; b) Ophiolites piémontaises ; c) Ophiolites de Syrie	134
Fig. 14	- Variations chimiques et géochimiques en fonction de la position dans le complexe ophiolitique	136
Fig. 15	- Variations chimiques et physiques dans le groupe des pyroxènes, en fonction de la position dans le complexe	140
Fig. 16	- Pyroxènes, diagrammes Ca - Fe - Mg	142

Fig. 17	— Pyroxènes, diagramme Na - Ca - Mg.....	142
Fig. 18	— Pyroxènes, diagramme Jadéite -Diopside, hedenbergite - Aegyrine. a) série piémontaise b) diagramme de référence, établissant la distinction entre les pyroxènes magmatiques et métamorphique (d'après M. IWASAKI, 1962).	143
Fig. 19	— Pyroxènes, diagramme $\frac{Al^{IV}}{Al\ total} / Al\ total$	145
Fig. 20	— Amphiboles, diagramme $\frac{Fe}{Mg} / \frac{Na + K}{Ca}$	150
Fig. 21a	— Amphiboles, variation de la teneur en fer en fonction de celle des roches d'origine.....	152
Fig. 21b	— Amphiboles, variation de la teneur en magnésium en fonc- tion de celle des roches d'origine	152
Fig. 22	— Amphiboles, variation du rapport $Mg/Fe^{II} + Fe^{III}+Mn+Mg$ en fonction de celui établi dans le cas des roches d'origine	152
Fig. 23	— Variation comparée du rapport $Ti/Na + K$ dans les amphi- boles et dans les roches d'origine.....	153
Fig. 24	— Variation comparée du rapport $Al/Na + K$ dans les amphi- boles et dans les roches	154
Fig. 25	— Amphiboles, diagramme $\frac{Al^{IV}}{Al\ total} / Na + K$	156
Fig. 26	— Amphiboles, diagramme Al^{IV} / Al^{VI} (pression/tempé- rature	156
Fig. 27	— Position des chlorites dans le cadre de la classification de M. H. HEY	159
Fig. 28	— Chlorites, diagramme triangulaire Al - Mg- $Fe^{III}+Fe^{II}+Mn$	160
Fig. 29	— Chlorites, répartition des éléments en fonction de $Fe^{III}+Fe^{II}/Fe^{III}+Fe^{II}+Mg$	162
Fig. 30	— Diagramme $Fe^{III}+Fe^{II}$ dans les roches d'origine en fonc- tion de la susceptibilité magnétique (χ) des chlorites	163
Fig. 31	— Chlorites, diagramme en $\frac{Fe^{III}+Fe^{II}}{Fe^{III}+Fe^{II}+Mg}$, rapporté au mê- me paramètre dans les roches d'origine	163
Fig. 32	— Chlorites, variation de la teneur en fer, de la densité et de l'indice de réfraction NX en fonction de la susceptibi- lité magnétique	163
Fig. 33	— Epidotes, variation du chimisme en fonction de la teneur en plstacite	166
Fig. 34	— Epidotes, variation de la susceptibilité magnétique (χ) rapportée à la teneur en fer dans les roches d'origine...	168

INTRODUCTION

Cette étude technique est destinée à préciser et à compléter l'étude de géologie générale. Elle fait fréquemment appel aux résultats pétrographiques mis en évidence dans la seconde partie du mémoire, car une équation ou une courbe précisent la nature et les étapes d'un phénomène évolutif, mais ne peuvent en prévoir le sens. Ces deux études sont donc indissociables. La seconde, ayant une vocation générale et synthétique, rassemble les conclusions communes aux deux.

L'étude technique s'appuie sur les données fournies par 140 minéraux, séparés à partir de 39 roches principales, toutes analysées et décrites en détail.

Les paramètres physiques suivants ont été mesurés sur les minéraux séparés :

- densité (141 mesures menées avec le plus grand soin, plus 39 mesures expédiées, effectuées sur les roches),
- indices de réfraction (environ 350 mesures indépendantes sur 140 minéraux),
- susceptibilité magnétique, sur 138 minéraux*,
- angle des axes optiques (152 mesures au total),
- spectres des R. X essentiellement par enregistrement (124 mesures pour lesquelles 30 raies sont retenues en moyenne, soit un total d'environ 3.700 chiffres).

Parmi les minéraux, 85 ont été analysés chimiquement.

Les données chimiques sur les roches et les minéraux sont utilisées à diverses reprises dans cette étude. Il m'a donc semblé préférable de les grouper en fin d'ouvrage. Les minéraux analysés y sont décrits sur des fiches individuelles, destinées à faciliter une exploitation éventuelle. Quant aux minéraux n'ayant fait l'objet que de la mesure des paramètres physiques, leurs propriétés sont données dans le texte, à l'occasion de la description des roches dont ils proviennent.

TRAITEMENT DES INFORMATIONS SUR LES MINERAUX ET LES ROCHES

Mon ambition initiale, en mettant en route le programme d'étude physico-chimique des roches et de leurs minéraux, était de traiter les données obtenues (près de 5.000 chiffres) par les moyens de la statistique mathématique, et, éventuellement, par ordinateurs. Des contacts préliminaires ont montré les difficultés de mise en oeuvre de cette étude et m'ont conduit à la reporter à une étape ultérieure, après avoir encore enrichi mon échantillonnage.

* Je rappelle que cette mesure a été réalisée à l'Institut de Minéralogie de NANCY, par le Professeur J. BOLFA et son équipe.

Le traitement retenu est donc simple et peut se diviser en deux thérapeutiques, suivant le choix des minéraux ou des roches confrontés. Les problèmes abordés de la sorte sont différents et peuvent se rattacher à l'une ou à l'autre des préoccupations qui ont guidé cette étude.

1) Si l'on compare graphiquement les données sur les différentes roches ou sur les différentes catégories de minéraux, on recueille des informations sur les variations physico-chimiques à l'intérieur d'un de ces groupes. Dans le cas des roches, par confrontation avec des séries comparables, ces variations permettent l'étude d'éventuels processus métasomatiques lors du métamorphisme, ainsi que la recherche de liens consanguins entre les divers faciès.

Dans le cas des minéraux, elles permettent de préciser les relations entre le chimisme du minéral et celui de la roche*, de mettre en évidence des épisodes de métamorphisme distincts et, parfois, nous éclairent sur les conditions physiques propres à chaque épisode.

2) La confrontation des données d'une roche à celles de ses minéraux, en réalisant une sorte de bilan physico-chimique par le biais du calcul précis de l'analyse modale, permet, dans le cas de certaines roches métamorphiques, de donner une image de la roche initiale et de préciser la répartition des éléments entre les différents minéraux. Appliquée à des contacts entre deux formations très différentes, cette méthode nous éclaire sur la nature et le volume des échanges d'éléments, sur les transformations minéralogiques liées et, parfois, sur leurs causes.

Nous commencerons par ce second traitement. Il viendra en complément d'une description pétrographique complète, chaque fois qu'un nombre suffisant de données permettra son application.

REMARQUE

Un traitement aussi sommaire des informations disponibles laisse certainement se perdre un grand nombre d'enseignements - c'est ce que montreront les études ultérieures -. En particulier, une exploitation est ici négligée : celle des relations entre les différents paramètres d'un minéral. Ce point de vue minéralogique n'apporte directement rien à la connaissance d'un complexe ophiolitique soumis au métamorphisme alpin qui est le but de ce mémoire.

C'est pourtant en vue d'une telle exploitation que la plupart des paramètres physiques ont été mesurés et pour faciliter la compilation que les minéraux analysés sont décrits à l'aide de fiches individuelles.

* Ce faisant, on effleurera un domaine digne d'une prospection détaillée : celui de la répartition des éléments entre les divers minéraux d'une roche.

PREMIERE PARTIE

DESCRIPTION ET ETUDE PETROCHIMIQUE DES ECHANTILLONS TYPES

INTRODUCTION

Cette première partie groupe les descriptions détaillées des roches ayant fait l'objet d'études physico-chimiques. Elle complète ainsi l'étude pétrographique générale où l'accent est mis sur les caractères synthétiques des principales catégories de roches et sur leurs relations mutuelles.

Les échantillons-types sont des roches dont les minéraux ont été séparés. Leurs analyses chimiques sont rassemblées en fin d'ouvrage. L'étude des minéraux porte sur la mesure des principaux paramètres physiques. Lorsqu'elle est complétée par une analyse chimique, le minéral fait l'objet d'une fiche, également classée en fin d'ouvrage.

Avant d'aborder l'étude systématique, passons en revue les critères retenus pour le choix des échantillons-types.

CHOIX DES ECHANTILLONS TYPES

Critères retenus :

- représentativité de l'échantillon par rapport à son groupe,
- intérêt particulier d'un échantillon ou d'une série d'échantillons (certains contacts dans la deuxième partie),
- géographiquement, choix de la zone de prélèvement, guidée par l'étude entreprise : parfois restreinte pour éliminer les effets régionaux comme celui du métamorphisme ; parfois vaste dans la recherche de ces effets (voir carte de la répartition des échantillons-types, fig. N° 1.).

Aux critères déjà retenus s'ajoutent des impératifs techniques :

- voies d'accès faciles sur le terrain,
- possibilité technique de séparation des minéraux.

Une étude prévisionnelle serrée, suivant la méthode que nous avons proposée (Cl. GAGNY & A. NICOLAS , 1966), a permis le succès dans certains cas difficiles, mais a également conduit à renoncer à la séparation des minéraux de certaines prasinites au grain particulièrement fin.

Un autre choix s'est encore présenté : celui des minéraux destinés à l'analyse chimique. L'analyse de 140 minéraux était loin de nos possibilités financières. Après avoir mesuré les principaux paramètres physiques, un choix sévère a limité le nombre des minéraux à analyser à 85. Dans la mesure où il est arbitraire, ce choix risque de créer des distorsions dans les calculs où l'on substituera au représentant normal un minéral voisin. Il limite également le nombre de points sur les graphiques et par là, dans certains cas au moins, leur portée.

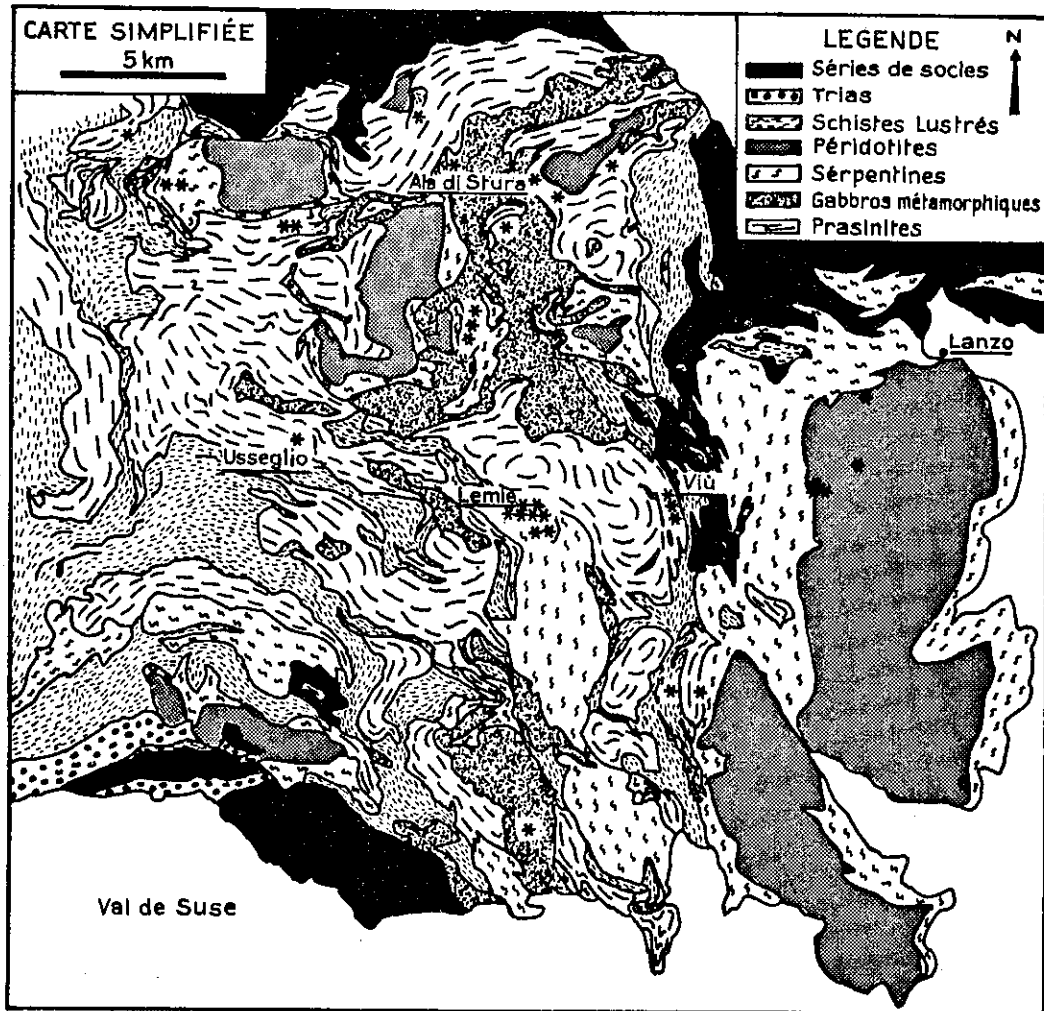


Fig. N° 1 - Carte de la répartition des échantillons-types.

Un astérisque (*) repère la position des échantillons-types.

(dans certains cas, plusieurs sont confondus sous le même astérisque).

CHAPITRE I - CALCUL DES ANALYSES MODALES

INTRODUCTION

Si l'on veut connaître la répartition du stock d'éléments chimiques entre les minéraux, à partir des analyses d'une roche et de ses principales espèces minérales, il faut disposer d'analyses modales exactes.

Nous démontrerons plus loin qu'en raison de la dispersion de leurs résultats, les analyses modales au compteur de points sont trop imprécises.

Dans le cas favorable où l'on connaît le chimisme de la roche et de ses principaux minéraux, une représentation modale exacte peut se calculer de la façon suivante : le pourcentage modal de chaque minéral principal est l'inconnue. Chaque paramètre chimique fournit une équation. En choisissant autant d'équations qu'il y a de pourcentages inconnus, on définit un système de n équations à n inconnues dont la solution conduit à une représentation modale. La seule précaution consiste à ne pas admettre dans ce système une équation définie par un paramètre chimique pouvant se distribuer aussi entre des minéraux autres que ceux que l'on a retenus : ainsi, ignorant si une roche contient des traces de quartz, il ne faut pas utiliser le paramètre SiO_2 pour déterminer les teneurs relatives des minéraux principaux.

Nous allons illustrer par un exemple complètement traité le calcul de l'analyse modale pondérale ainsi défini.

CALCUL DE L'ANALYSE MODALE PONDERALE DU GABBRO METAMORPHIQUE 380 (description, p. 55)

Les quatre minéraux de ce gabbro complètement recristallisé ont été analysés. Ce sont l'albite (Ab), l'épidote (ep), l'amphibole (amp) et la chlorite (chl). Il y a donc quatre inconnues et autant d'équations qu'il y a de paramètres chimiques et physiques disponibles, soit onze en comptant la densité, en laissant de côté (H_2O totale), (P_2O_5) et en groupant $(\text{FeO}) + (\text{Fe}_2\text{O}_3) = (\text{total oxydes de fer})^*$

* A cause de l'analyse globale spectrométrique

(0)	Ab + ep + amp + chl = 0,98
(SiO ₂)	68,15 Ab + 56,20 amp + 40,00 ep + 28,20 chl = 46,70
(Al ₂ O ₃)	19,69 Ab + 3,50 amp + 32,20 ep + 21,21 chl = 19,30
(MnO)	0,13 amp + 0,03 ep + 0,11 chl = 0,08
(MgO)	19,40 amp + 0,13 ep + 27,1 chl = 10,09
(CaO)	0,63 Ab + 12,00 amp + 23,07 ep + 0,30 chl = 11,54
(Na ₂ O)	11,56 Ab + 0,85 amp + 0,22 ep + 0,04 chl = 2,50
(K ₂ O)	0,08 Ab + 0,04 amp + 9 ph = 0,28
(TiO ₂)	0,08 amp + 0,16 ep + 0,11 chl + x.m.o. = 0,13
(Total oxydes de fer)	5,78 amp + 1,71 ep + 10,26 chl + y.m.o. = 4,95
(Densité)	2,635 Ab + 3,05 amp + 3,33 ep + 2,78 chl + 3,50 m.o. = 3,03

"m. o." représente le pourcentage en minéraux opaques susceptibles d'intervenir : pour x dans l'équation (TiO₂), pour y dans (Total oxydes de fer) et pour 3,50, densité supposée, dans (Densité).

Un certain nombre de ces paramètres ne peuvent être utilisés directement :

- (SiO₂) dans l'hypothèse où il y aurait du quartz libre ; hypothèse improbable car l'albite séparée en contiendrait des traces qui seraient apparues aux R. X. ,
- (K₂O)* pour tenir compte des traces de phengite ,
- (TiO₂) et (Total oxyde de fer), car il existe 1 ou 2 % de minéraux opaques dont on ignore le chimisme.

C'est d'ailleurs pour tenir compte de ces 1 ou 2 % de minéraux accessoires, que l'équation (0) boucle à 0,98 au lieu de 1,00.

Nous disposons alors de cinq équations pour quatre inconnues que l'on peut utiliser en choisissant deux systèmes conduisant chacun à une solution :

1) Système (0) - (MgO) - (Na₂O) - (CaO)

Ce système, excellent à priori, car les teneurs des divers minéraux varient largement d'une équation à l'autre, conduit à la solution.

Ab	=	19,5	%
Amp	=	29	%
ep	=	33,5	%
chl	=	16	%
total	=	98	%

* En outre, il est préférable de ne pas utiliser, pour des calculs qui visent la précision, des équations où l'erreur sur chaque terme peut être relativement importante.

2) Système (0) - (MgO) - (Na₂O) - (Al₂O₃)

Ab	=	19,5	%
amp	=	28	%
ep	=	34	%
chl	=	16,5	%
total	=	98	%

L'accord entre ces deux solutions est excellent. On peut admettre la représentation modale suivante :

ab	=	19	%
amp	=	29	%
ep	=	34	%
chl	=	16	%
		98	%

VERIFICATION de la SOLUTION ADOPTEE et RECHERCHE des MINERAUX ACCESSOIRES :

- la densité nous donne une équation de vérification :

D calculé	=	3,03
D mesuré	=	3,03

- (MnO), une autre :

MnO calculé	=	0,07
MnO mesuré	=	0,08

- (SiO₂) recherche du quartz libre :

(SiO ₂) calculé	=	47,3
(SiO ₂) mesuré	=	46,7

Il n'y a donc pas de quartz libre et nous avons une vérification supplémentaire de la formule modale.

- (total des oxydes de fer) recherche des oxydes de fer :

(FeO + Fe ₂ O ₃) calculé	=	3,90
(FeO + Fe ₂ O ₃) mesuré	=	4,95

Oxydes de fer : 1 %

- (TiO₂) recherche des minéraux titanés :

(TiO ₂) calculé	=	0,10
(TiO ₂) mesuré	=	0,13

Il n'y a probablement pas de minéraux opaques titanés.

- (K₂O) recherche de la phengite :

(K ₂ O) calculé	=	0,02
(K ₂ O) mesuré	=	0,28

Si l'on admet environ 10 % (K₂O) dans une phengite, on arrive au pourcentage de 2,5 % de phengite dans cette roche. Ce chiffre paraît trop élevé (l'analyse modale mesurée indique moins de 1 %). Il est explicable car l'erreur dans le dosage de cet élément atteint ± 0,10 pour des teneurs inférieures à 0,5 %. On retiendra donc un chiffre de l'ordre de 1 %.

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

CONCLUSION

L'analyse modale calculée à partir des analyses chimiques donne une image correcte des proportions entre les divers minéraux. Chaque solution trouvée se vérifie de façon généralement satisfaisante en utilisant les paramètres encore disponibles. D'ailleurs, un examen rapide des causes d'erreurs montre que celles-ci restent, théoriquement, faibles :

- la représentativité de la roche est assurée par une prise suffisante (plusieurs kgs),
- les erreurs commises sur les dosages, (voir appendices à la fin de l'ouvrage) ont une faible répercussion sur la formule modale * ,
- enfin, les minéraux séparés sont purs et sont habituellement représentatifs des espèces contenues dans la roche. Il peut cependant exister là une difficulté dans le cas de minéraux très hétérogènes.

CONFRONTATION AVEC L'ANALYSE MODALE MESUREE

L'analyse modale de cette roche (éch. 380) a été mesurée au compteur de points sur cinq lames minces. Ces lames étaient taillées dans des directions perpendiculaires entre elles et perpendiculaires à la foliation. Le défilement s'opérait perpendiculairement à cette direction. Enfin, la roche possède un grain moyen apparent de l'ordre de 1/2 cm. Elle est assez homogène, en dépit d'une légère foliation. Par l'intervention des densités des minéraux, on passe du mode volumique mesure au mode pondéral.

<u>Ech. 380</u>	Mode pondéral calculé à partir des analyses chimiques	Mode pondéral mesuré (compteur de points)	Ecart-type sur les mesures au compteur de points
Epidote	34	42	9
Amphibole	29	16	8
Albite	19	23	10
Chlorite	16	18	7,5
Minéraux opaques	1	1	1,5
Phengite	1	traces	/
Total	100	100	/
<u>Ech. 535 C</u>			
Epidote	19,5	28	6
Amphiboles	16,5	22,5	6
Albite	24	22	6,5
Chlorite	11	7	2,5
Calcite	9	5,5	4,5
Phengite	10	6	7
Sphène	5	4	1
Chlorobiotite	2	2	1,2
Minéraux opaques	comptés avec le sphène	2	0,8
Quartz	3	1	2
Total	100	100	

Confrontation entre le mode calculé à partir des analyses chimiques et celui qui est mesuré au compteur de points.

* On serait même tenté de penser que la façon dont les vérifications bouclent est un garant de la qualité de ces analyses.

Dans ces conditions, la mesure devrait conduire à une évaluation correcte des pourcentages des différents minéraux (J. JUNG & R. BROUSSE, 1959), (L. VAN DER PLAS, 1959). Or, le tableau de la page 12 met en relief des écarts considérables avec l'analyse modale calculée à partir des données chimiques. En raison de la confiance que suscite cette dernière, ces écarts sont imputables à la formule modale mesurée. La considération des écarts-types, établis à partir des cinq mesures indépendantes, apporte une preuve décisive.

J'ai effectué les mêmes calculs et mesures sur une prasinite (éch. 535 C) de grain plus fin et franchement foliée (description p. 12) en prenant les mêmes précautions pour la mesure du mode et en comptant 6.000 points sur sept lames. Le tableau de la page 9 consigne les résultats de ce travail et conduit à des conclusions aussi pessimistes en ce qui concerne la signification des analyses modales mesurées au compteur de points, au moins dans les roches métamorphiques.

J'ai donc renoncé à mesurer les modes au compteur de points et ne donne, dans les descriptions de roches, que les pourcentages issus du calcul, lorsque les analyses chimiques sont en nombre suffisant pour pouvoir l'effectuer.

CHAPITRE II - LES LHERZOLITES FELDSPATHIQUES

INTRODUCTION

Trois péridotites ont été étudiées : les échantillons 368 A, 524 et 534 F. La première a fait l'objet de mesures complètes. Dans les autres, seuls les pyroxènes ont été analysés. La description sera plus brève.

ECHANTILLON-TYPE 368 - LHERZOLITE FELDSPATHIQUE

(analyse chimique planche I, N° 1)

GISEMENT

Route de Lanzo à Viù, peu avant le Ponte Barolo au Km. 40, au coeur du massif de péridotites.

La roche est en ce lieu particulièrement fraîche. Elle montre un litage dû à la présence de bandes gabbroïques régulières, mais surtout à la disposition des feldspaths en minces fuseaux dispersés dans la masse de la roche.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

La roche est compacte, tenace sous le marteau, de couleur grise à la cassure, mais patinée en roux par altération superficielle. Sur ce fond gris se détachent les fuseaux feldspathiques et des facettes d'enstatite. En section polie, la disposition en plan est encore soulignée par les formes allongées des plages d'enstatite et par la présence de petits lits lenticulaires plus riches en olivine. L'ensemble laisse une impression d'étirement.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Les quatre minéraux principaux ont été séparés et complètement analysés. Leurs caractères sont consignés sur les fiches placées en fin de l'ouvrage.

- Forstérite - fiche n° 85
- Enstatite - fiche n° 1
- Endiopside - fiche n° 5
- Labrador - fiche n° 80

Cette péridotite est une lherzolite feldspathique.

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Les différents minéraux se présentent en plages xénomorphes aux contours arrondis. Leurs dimensions sont comparables sauf celles de l'enstatite nettement plus grandes et plus régulières. Le grain varie de façon sensible quand on recoupe la foliation. Est-ce un effet d'écrasement comme invitent à le penser les torsions des plages de pyroxènes et de plagioclases et les macles mécaniques affectant l'olivine ? Est-ce le résultat d'un rythme dans la cristallisation ? La régularité des rubanements gabbroïques ainsi que l'absence de granulation et de structure en mortier, militent pour ce second point de vue (p. 217).

Malgré leurs déformations les minéraux sont frais. Seuls le plagioclase et l'olivine montrent des traces d'altération ; pour le premier, des nuages et des filonnets semi-opaques de saussurite ; pour la seconde, de menues veinules de serpentine s'insinuant à l'intérieur d'une plage, le long de cassures, entre des îlots aux orientations légèrement différentes.

Les lits gabbroïques ne sont cause d'aucune discontinuité dans la structure microscopique. Le passage gabbro-péridotite s'opère par l'enrichissement progressif en feldspaths. Ce minéral, dans le gabbro, est identique au labrador de la péridotite, à en juger par l'angle d'axe : $2V_Z = 83^\circ + 2^\circ$ (gabbro) contre $2V_Z = 85^\circ + 1^\circ$ (péridotite)

REMARQUE A PROPOS D'UN FILON PEGMATOÏDE

A ce sujet, il convient de noter que des filons pegmatofides consanguins, à plagioclases moins basiques, coupent parfois les lherzolites et leurs rubanements gabbroïques.

J'ai étudié l'un d'eux. Il mesure une vingtaine de cm. de puissance et présente une structure symétrique par rapport à son plan médian ; de part et d'autre, des prismes de plagioclases longs d'une dizaine de cm. sont fichés dans la péridotite perpendiculairement aux parois. De la magnétitetapisse le plan médian. Le plagioclase analysé (éch. 270, fiche N° 78) est une andésine à 37,3 % An. Il possède un magnifique faciès malgachitique, rarement décrit dans un contexte aussi basique.

Le contact entre ce feldspath et l'olivine des épontes ou celle d'échardes piquées dans le filon est souligné par une frange d'endiopside.

ETUDE PETROCHIMIQUE

CALCUL DU MODE

Disposant de l'analyse chimique globale et de celle des quatre minéraux principaux, le calcul de l'analyse modale pondérale a pu être mené suivant la méthode décrite dans le chapitre I.

Trois solutions ont été calculées à partir des systèmes : $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$; $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$, et $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$. Les deux dernières donnent des représentations modales proches, mais le système $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$ semble le meilleur car les contrôles effectués en utilisant les équations encore disponibles sont plus satisfaisants, (voir ci-dessous). L'analyse modale suivante en est la solution. Elle ne s'écarte pas sensiblement de celle qui a été mesurée au compteur de points (3.000 points dans 3 lames différentes).

	Analyse modale calculée système $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$	Analyse modale mesurée au compteur de points
Olivine	} 62	59
Serpentine		6
Enstatite	18	} 26
Endiopside	10	
Plagioclase	8	7
Minéraux opaques	2	2
Total	100	100

REMARQUES A PROPOS DE LA REPRESENTATION MODALE DONNEE PAR LE SYSTEME $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$

Le tableau ci-dessous permet la comparaison entre la teneur dans la roche en un oxyde déterminé, connue par l'analyse directe et celle que l'on peut calculer à partir des analyses de minéraux et de la représentation modale choisie.

Oxydes	Teneur oxydes calculée	Teneur oxydes dosage chimique
SiO_2	43,77	43,37
Al_2O_3	3,36	3,59
Fe_2O_3	0,85	3,56
FeO	6,87	5,04
Total oxydes de fer	7,68	8,60
MnO	0,12	0,11
K_2O	0,11	Néant
Ti_2O	0,20	0,10
Densité	Densité calculée : 3,30	Densité mesurée : 3,27

Ce tableau appelle les remarques suivantes :

- la représentation modale calculée est correcte.
- il est probable qu'il entre du fer dans la composition des minéraux opaques, la somme calculée des oxydes de fer étant trop faible de près de 1 %.
- à propos du fer, il faut noter le déficit considérable en Fe_2O_3 de la teneur calculée et, au contraire, l'excès en FeO par rapport aux dosages.

L'analyse chimique brute nous présente la roche dans son état actuel, c'est-à-dire, en partie altérée (serpentinisation et saussuritisation). Or l'olivine et le plagioclase intervenant dans le calcul théorique ont été concentrés, lors de la séparation, sous une forme peu altérée. Ils nous donnent, par conséquent, une image de la roche dans son état de fraîcheur. On sait que la serpentinisation s'accompagne d'une oxydation du fer qui tend à quitter les silicates pour former des spinelles et, en particulier, de la magnétite.

- Il est probable que les désaccords sur K_2O * et TiO_2 proviennent de petites erreurs dans les dosages chimiques car aucune représentation modale, conforme aux observations sous le microscope, ne parvient à concilier les teneurs qu'elle permet de calculer avec celles des analyses chimiques.

- Il y a bon accord entre la densité calculée et la densité mesurée. On constate un léger écart en faveur de la valeur calculée. Dans tous les calculs, l'écart se manifeste dans ce sens; ce qui paraît explicable par l'existence d'une certaine porosité des roches.

ECHANTILLON-TYPE 524 - LHERZOLITE FELDSPATHIQUE (Analyse chimique, planche I, N° 2)

GISEMENT

Route de Lanzo à Viù au Km 38, 1, à la limite septentrionale du massif de péridotites, juste au contact avec les serpentinites.

Comme dans le cas précédent, la roche est nettement orientée à l'affleurement, par des lits gabbroïques et par la disposition des feldspaths en fuseaux.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Aspect comparable à celui de l'échantillon précédent : couleur grise nuancée de vert, probablement par suite d'une serpentinisation plus avancée ; foliation plus accusée, grossièrement parallèle à la schistosité des serpentinites proches.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Les quatre minéraux essentiels, olivine, enstatite, endiopside et plagioclase, ont été séparés . La mesure des principaux paramètres physiques confirme leur ressemblance avec leurs homologues de l'échantillon 368. L'analyse chimique se justifiait alors d'autant moins que l'olivine et le plagioclase sont, en partie, altérés. En vue de l'étude comparée des clinopyroxènes, j'ai fait cependant analyser l'endiopside .

Endiopside - fiche N° 6

* Voir à ce propos, p. 10 .

Olivine - En raison de la serpentinitisation qui altère les autres paramètres, seules les propriétés optiques ont pu être étudiées :

$2V_Z$ mesuré = $85^\circ \pm 1^\circ$

$N_Z = 1,690 \pm 0,001$

$N_Y = 1,670 \pm 0,001$

Susceptibilité magnétique en u. e. m. c. g. s. : $\chi = 15.10^{-6}$

Couleur en grains : gris-vert sale.

$2V_Z$ calculé = 84°

$N_X = 1,654 \pm 0,001$

$N_Z - N_X = 0,036 \pm 0,002$

L'accord parfait avec les caractères physiques de l'olivine 368 permet de considérer également celle-ci comme une forstérite à 91 % Fo.

Enstatite -

$2V_Z$ mesuré = $89^\circ \pm 1^\circ$

$N_Z = 1,681 \pm 0,001$

$N_Y = 1,673 \pm 0,003$

Plan des axes optiques (010)

Susceptibilité magnétique $\chi = 11.10^{-6}$ en u. e. m. c. g. s.

Couleur sur poudre : jaune miel.

$2V_Z$ calculé = 71°

$N_X = 1,669 \pm 0,001$

$N_Z - N_X = 0,012 \pm 0,002$

Clivage (100) parfait

Densité : $3,301 \pm 0,005$

Données cristallographiques

d*	I**	d	I	d	I	d	I
6,39	ff**	2,53	Fm	2,02	f	1,586	f
4,46	ff	2,50	mf	1,984	m	1,525	m
4,42	ff	2,49	m	1,958	m	1,522	m
3,51	ff	2,36	ff	1,788	mf	1,482	m
3,31	mf	2,25	ff	1,732	mf	1,469	mf
3,29	FF	2,11	m	1,702	ff	1,392	mf
2,94	m	2,10	m	1,698	ff	1,307	f
2,88	FF	2,06	f	1,606	f	1,267	f
2,83	f	2,03	f	1,589	mf	1,049	mf
2,71	mf						

D'après ses caractères, ce pyroxène est à la limite enstatite - bronzite.

Il présente un début de remplacement par de la trémolite. Localement, des filonnets de serpentine et de saussurite le recourent.

Labrador

$2V_X = 85^\circ \pm 2^\circ$

$N_Z = 1,567 \pm 0,002$

Susceptibilité magnétique en u. e. m. c. g. s. $\chi = 1,6.10^{-6}$

Couleur sur poudre : blanc-sale

$N_X = 1,557 \pm 0,002$

$N_Z - N_X = 0,010 \pm 0,003$

Densité : $2,827 \pm 0,005$

* d : distance réticulaire en Å

** I : intensité (pour les conventions utilisées voir en fin de mémoire " note à propos des analyses ... "

Données cristallographiques

d	I	d	I
4,04	mf	3,13	mf
3,90	f	3,03	f
3,76	m	2,95	m
3,63	m	2,88	mf
3,47	ff	2,83	mf
3,37	mf	2,65	ff
<u>3,19</u>	<u>FF</u>	2,51	mf

Ce plagioclase est largement saussuritisé, aussi la mesure de la densité n'a-t-elle pas grande signification. Il a fallu, pour cette raison également, expurger le diffractogramme de R. X.

Les données cristallographiques et optiques permettent de diagnostiquer un labrador à environ 60 % An.

Il faut toutefois noter la valeur particulière de l'angle des axes optiques qui s'écarte de dix degrés de la normale pour la forme "haute température", mais s'accorde au contraire avec la forme "basse température". La technique de mesure utilisée garantit la qualité du résultat. (pour les précisions sur les techniques, voir appendices) Nous retrouverons à propos de l'étude du plagioclase de la lherzolite 534 F une valeur comparable pour l'angle d'axe. Il semble donc que cette mesure distingue les feldspaths de ces deux roches des feldspaths de l'échantillon 368 présentant des valeurs normales ("haute température"). Les échantillons 524 et 534 provenant de la zone limite avec les serpentinites, cette différence est peut-être un effet d'une cristallisation des feldspaths dans les conditions particulières. C'est peut-être présumer de l'existence et du rôle de cette limite actuelle, ainsi que de la signification physique de l'écart des angles d'axes.

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

La foliation est nette. A côté de zones au grain régulier, il existe des bandes étirées à tendance mylonitique : les minéraux forment une mouture fine cernant des plages d'enstatite aux contours fuselés. Le plagioclase marque une prédilection pour ces bandes. Il s'y dispose en chapelets de cristaux émoussés et altérés. Fait remarquable : la serpentine n'affecte pas particulièrement ces zones. Elle constitue plutôt un réseau de veinules profitant de la fragmentation générale des plages d'olivine. Des filonnets plus tardifs recoupent toutes ces structures. Ils sont remplis par des mélanges de minéraux serpentiniteux, de saussurite et de trémolite.

ECHANTILLON - TYPE 534 F - LHERZOLITE FELDSPATHIQUE - (Analyse chimique, planche I, N° 3)

GISEMENT

Route de Lanzo à Viù au km 42,5, limite occidentale du massif de péridotites, marquée ici par un passage aux serpentinites relativement étalé (fig. 1).

Cette zone est remarquable par le nombre, la taille et la nature des accidents gabbroïques (voir plus loin).

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

A l'affleurement, la roche est massive, foliée mais localement schisteuse. Son orientation est alors parallèle à celle des serpentinites et d'origine tectonique. Il n'existe plus ici de lits gabbroïques stratifiés, mais un lacis irrégulier de filonnets saussuritiques dont nous décrirons un faciès.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Echantillon massif, de teinte grise, nuancée de vert. Les feldspaths tendent à se répartir dans la roche d'une façon régulière.

ETUDE DES MINERAUX

Les quatre minéraux essentiels, olivine, enstatite, endiopside et labrador ont été séparés et leurs principaux paramètres physiques mesurés. A cause de leur état d'altération et de la ressemblance des caractères mesurés avec ceux de leurs homologues de l'échantillon 368, l'olivine et le feldspath n'ont pas été analysés. Par contre, les deux pyroxènes l'ont été.

Enstatite - fiche N° 2

Endiopside - fiche N° 3

Olivine - En raison de la serpentinitisation qui altère les autres paramètres, seules les propriétés optiques ont été étudiées :

$2V_Z$ mesuré = $86^\circ \pm 1^\circ$

$N_Z = 1,690 \pm 0,001$

$N_Y = 1,670 \pm 0,001$

Susceptibilité magnétique $\chi = 16.10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

Couleur en grains : gris-vert sale

$2V_Z$ calculé = 83°

$N_X = 1,655 \pm 0,001$

$N_Z - N_X = 0,035 \pm 0,002$

L'excellent accord avec les caractères physiques de l'olivine 368 permet de la considérer comme une forstérite à 91 % Fo.

Labrador

$2V_X = 86^\circ \pm 3^\circ$

$N_Z = 1,570 \pm 0,002$

Susceptibilité magnétique $\chi = 1,6.10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

Couleur sur poudre : blanc-sale

$N_X = 1,562 \pm 0,002$

$N_Z - N_X = 0,008 \pm 0,003$

Densité : $2,735 \pm 0,006$

Données cristallographiques

d	I	d	I
4,05	m	3,13	mf
3,77	m	3,04	f
3,63	mf	2,94	mf
3,47	ff	2,83	f
3,36	mf	2,65	ff
<u>3,19</u>	<u>FF</u>	2,51	mf

D'après les indices de réfraction, la teneur en anorthide serait de 63 %.

Ce feldspath est en partie altéré. L'examen au microscope et l'étude du spectre de R. X. indiquent, parmi les produits de remplacement, des minéraux serpentineux et de la jadéite. La présence de ce minéral ne doit pas surprendre car c'est le constituant presque exclusif de certains filons associés à ces péridotites.

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Structure largement grenue, avec des zones au développement irrégulier où les minéraux principaux ont un assemblage isogranulaire et fin. Ces zones ne s'allongent pas en bandes comme dans la première lherzolite décrite (p. 15). Leur disposition semble primaire car elle se distingue aisément des structures cataclastiques et étirées, aux minéraux réduits en purée. Les grandes plages d'enstatite et d'olivine, elles-mêmes, sont intensément déformées. Les plages d'enstatite enferment quelques cristaux arrondis d'olivine.

Le seul minéral accessoire reconnu dans la roche forme des taches aux contours lobés. La teinte brun-rouge soutenu et le relief élevé sont ceux d'un spinelle chromifère : chromite ou picotite.

ETUDE PETROCHIMIQUE

CALCUL DU MODE

Pour le calcul de l'analyse modale il a fallu emprunter à l'échantillon 368 les données concernant l'olivine et le labrador qui n'avaient pas été analysés. En raison de l'identité apparente des espèces homologues dans les deux roches et de la simplicité chimique de ces minéraux, cet emprunt ne peut modifier de façon grave la représentation modale.

Comme pour l'échantillon 368, c'est la solution donnée par le système $MgO-CaO-Na_2O$ qui a été retenue. Elle conduit à la représentation modale suivante :

Olivine (et serpentine)	61 %
Enstatite	25 %
Endiopside	6 %
Labrador	6 %
Minéral opaque	2 %
Total	<hr/> 100 %

Ce mode ressemble à celui de l'échantillon 368. Il ne s'en distingue que par la teneur en enstatite plus élevée.

REMARQUES A PROPOS DE LA REPRESENTATION MODALE DONNEE PAR LE SYSTEME $MgO-CaO-Na_2O$

Le tableau de la page 23 permet de comparer les dosages chimiques des oxydes non utilisés dans l'établissement de la formule modale, à ceux que l'on peut calculer directement à partir de cette formule.

Oxydes	Teneur oxydes calculée	Teneur oxydes dosage chimique
SiO ₂	44,1	43,95
Al ₂ O ₃	2,65	2,93
Fe ₂ O ₃	0,78	3,86
FeO	7,09	4,77
Total Oxydes de fer	7,87	8,63
MnO	0,12	0,13
K ₂ O	0,07	Traces
TiO ₂	0,17	0,07
Densité	Densité calculée : 3,31	Densité mesurée : 3,24

Ce tableau appelle les remarques suivantes :

- la représentation modale est correcte comme le montrent les teneurs des oxydes principaux SiO₂ et Al₂O₃
- il est probable qu'il entre du fer dans la composition du spinelle, la somme calculée des oxydes de fer étant un peu faible,
- la remarque faite à propos du métabolisme du fer pour l'échantillon 368 se justifie mieux encore pour cette roche. Le processus de serpentinisation dont il est peu tenu compte dans le calcul théorique, s'accompagne d'une oxydation du fer. C'est sous cette seconde forme qu'il nous est livré par l'analyse globale brute.

CHAPITRE III - LES FACIES BASIQUES METAMORPHIQUES ASSOCIES AUX LHERZOLITES (PEGMATOIDES DE TROCTOLITE, EUPHOTIDES)

INTRODUCTION

Nous décrivons dans ce chapitre quelques lentilles et filons affleurant dans la zone de passage de la lherzolite 534F (p. 20) aux serpentinites, mais cantonnés exclusivement dans la péridotite. Les faciès dérivent tous, comme nous le verrons, de gabbros ou d'anorthosites.

Leur étude nous retiendra car ces roches ont des traits particuliers : variété des faciès sur une surface d'affleurement restreinte (fig. 1), beauté et taille des structures, paragenèses réalisées sensiblement différentes de celles que nous décrivons dans les gabbros métamorphiques (chapitre V).

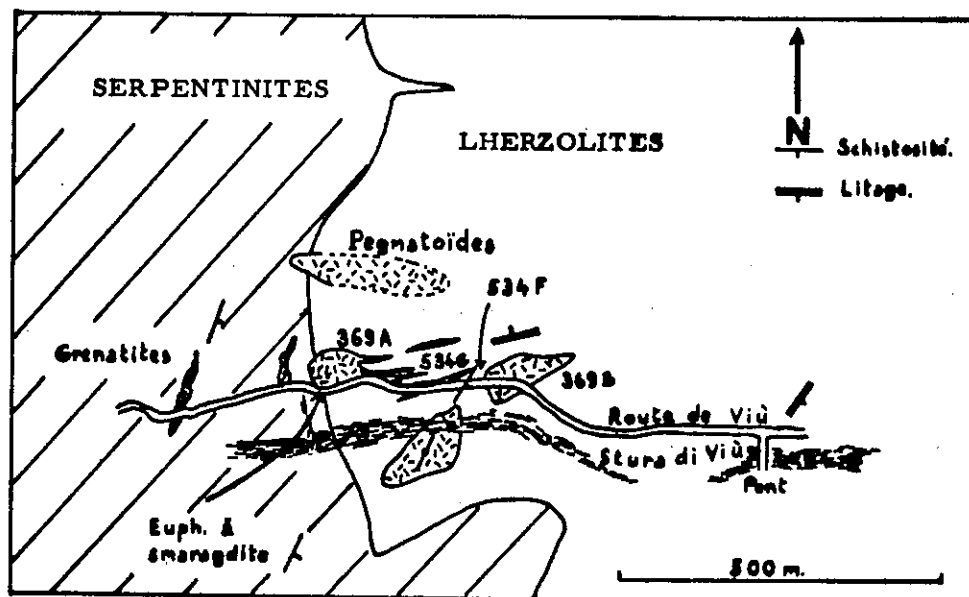


figure n° 2 - Carte de détail des affleurements de troctolites pegmatoides et autres faciès, le long de la route de Viù.

FILON SAUSSURITISE 534 G (Analyse chimique, planche IV, N° 1)

GISEMENT

Les filons saussuritisés coupent en tous sens la lherzolite 534 F (p. 20). Ainsi qu'il apparaît sur la figure N° 1 , ils se rattachent parfois à de grosses lentilles de pegmatoïde.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

C'est une roche gris-beige pâle parfaitement homogène, cornée et d'une tenacité exceptionnelle.

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

La finesse du grain interdisant la séparation des minéraux, ainsi que la mesure de leurs caractères optiques sous le microscope, je me bornerai à un diagnostic rapide en lame mince. Ce diagnostic est renforcé par des déterminations aux R. X. , faites sur les faciès voisins, décrits plus loin, où l'on reconnaît les mêmes espèces.

La roche est constituée d'un assemblage très finement enchevêtré d'albite et de clinozoisite, parsemé d'aiguilles de trémolite et de petites paillettes de chlorite. On distingue encore, en surcharge, des granules de sphène.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Il est difficile d'interpréter les données de l'analyse chimique, en l'absence de minéraux relictuels. On peut simplement observer que cette composition est compatible avec celle d'une association labrador-enstatite ou labrador-olivine où le plagioclase dominerait largement. Il est donc vraisemblable que ce faciès provient d'une anorthosite ou d'une roche comparable.

LENTILLE DE PEGMATOIDES GABBROIQUES - ECHANTILLONS-TYPES 369 A ET 369 B

GISEMENT

Ces roches affleurent dans la même zone que les filons du type précédent. Elles constituent plusieurs lentilles de forme irrégulière pouvant atteindre une centaine de mètres de longueur et, au plus, quelques dizaines en largeur (fig. N° 1).

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Les faciès varient largement, d'une lentille à l'autre et à l'intérieur d'une même lentille, avec des différences spectaculaires dans la nature et la dimension des minéraux reconnaissables. Ainsi, sur un affleurement peut-on observer des zones où le pyroxène atteint 15 cm, d'autres où il forme des taches millimétriques, d'autres enfin où il est complètement remplacé par des minéraux de métamorphisme. Dans tous ces faciès, on reconnaît des taches amiboïdes pouvant atteindre plusieurs centimètres. Un liseré réactionnel de chlorite vert sombre, parfois de grenat rose, souligne leur contour. Leur nature minéralogique, talc et accessoirement trémolite en belles gerbes, incite à les considérer comme des pseudomorphoses d'olivine, mais je n'ai jamais observé dans ces agrégats de reliques d'olivine ou de tout autre minéral. Toutefois, la transformation a été suivie par P. BEARTH (1965), dans le gabbro métamorphique de l'Allalin (Saastal), semblable à ceux-ci (communication orale de P. BEARTH). Les faciès actuels dériveraient de pegmatoïdes de troctolites. (planche 2)

Echantillon 369 A - Dans un fond blanc mat porcelané, grosses plages de clinopyroxène d'un noir presque charbonneux. Le clivage (100) leur confère un débit lamellaire.

Echantillon 369 B - Aspect voisin : la matière claire a une teinte plus grisée et ne possède plus d'éclat porcelané ; le pyroxène présente le même habitus mais avec des reflets mordorés.

ETUDE DES MINÉRAUX SÉPARÉS - DESCRIPTION AU MICROSCOPE -

Le pyroxène et la matrice blanche des deux échantillons 369 A et 369 B ont été analysés. Il était pratiquement impossible d'analyser les roches elles-mêmes, en raison de l'irrégularité des structures et de la dimension des pyroxènes.

La matrice claire, formant le fond de ces roches, est composée d'assemblages de plusieurs minéraux finement cristallisés, parfois même cryptocristallins. Les diffractogrammes obtenus aux R. X. permettent d'identifier de la jadéite, de la clinozoisite, de l'albite, de la trémolite, peut-être même une gédrite ferrifère. L'abondance relative de ces espèces et leur agencement mutuel sont variables.

Matrice claire 369 A - Jadéite - fiche N° 18 - Composée presque exclusivement de jadéite formant une mosaïque si fine que toute mesure optique paraît impossible. Le chimisme, confirmant la détermination des R. X., est celui d'une jadéite et la formule structurale, calculée sur le modèle de ce minéral, s'avère satisfaisante.

Matrice claire 369 B - fiche N° 79 - Structure encore moins engageante : grandes plages d'albite, mal cristallisées et oblitérées par des nuages de clinozoisite ; traces de trémolite et peut-être de jadéite.

Clinopyroxène 369 A - fiche N° 19 - Je n'ai pas pu mesurer correctement les paramètres physiques à cause de leur altération très avancée. Le pyroxène subit un remplacement orienté de la part d'une trémolite d'ouralitisé ; il est envahi, à partir des cassures, par des grenats et de la clinozoisite (?) et surchargé par d'innombrables grains opaques, surtout concentrés à la périphérie des plages. L'analyse chimique rend compte des effets de ces divers remplacements ; ainsi, le grenat semble responsable de la haute teneur en Al_2O_3 , les minéraux opaques des valeurs élevées des oxydes de fer et du titane, et la trémolite de la chute de CaO. La richesse en Na_2O n'est imputable à aucun des édifices cristallins reconnus (présence de jadéite non décelée ?)

Diopside 369 B - fiche N° 14

Salite 534 B* - fiche N° 12

Ces pyroxènes sont sensiblement moins altérés que le précédent. L'ouralitisé interdit néanmoins toute mesure physique correcte. Le chimisme n'est pourtant pas modifié de façon décisive comme le montre la comparaison avec l'endiopside des lherzolites et avec la salite des gabbros métamorphiques.

* Gisement très voisin.

ETUDE PETROCHIMIQUE

1) SAUSSURITISATION (ECHANTILLON 369 B)

La matière claire est le résultat de transformations subies par l'ancien plagioclase de ces lentilles gabbroïques. Pour s'en convaincre, il suffit de signaler que certains lits gabbroïques des lherzolites présentent toutes les étapes de cette transformation à partir d'un labrador. Il est donc intéressant de comparer le chimisme actuel à celui de plagioclases basiques.

Le chimisme du faciès 369 B est, de fait, très proche de celui des plagioclases rencontrés dans les roches ultrabasiques. Si nous menons le calcul comme pour un feldspath, nous trouvons les pourcentages suivants : albite 37, anorthite 58, orthose 5. Ces valeurs sont celles des labradors des lherzolites. La comparaison avec un labrador réel de même basicité (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1963, Vol. 4, p. 116, N° 7) fait apparaître quelques différences. Il y a, en particulier, perte de 5 % Al_2O_3 et, au contraire, gain de 2 % MgO et de 2 % $Fe_2O_3 + FeO$.

En comparant le chimisme du pyroxène 369 B à celui de pyroxènes frais (endiopsides ultrabasiques et salites de gabbros), on note principalement une perte de 5 % CaO due au remplacement partiel par de la trémolite.

2) TRANSFORMATION JADEITIQUE (ECHANTILLON 369 A)

Les transformations subies par cette roche sont mystérieuses. Pourquoi la matrice claire est-elle, ici, constituée de jadéite presque pure alors que dans la lentille 369 B voisine, qu'apparemment rien ne distingue, le plagioclase basique est remplacé par l'association albite-zoisite typique, sous un faciès mieux cristallisé, des gabbros métamorphiques ? Il est vrai qu'il semble y avoir des passées jadéitiques dans toutes les lentilles. Pourquoi une teneur de 11,60 % en Na_2O , à laquelle il faut ajouter les 3,74 % du pyroxène, au lieu des 3 à 4 % habituels ? Comment expliquer les 3,75 % de TiO_2 du pyroxène ?

Pour serrer le problème posé par ces anomalies chimiques, je rappellerai les faits suivants :

- rien ne distingue apparemment ces lentilles particulières des anciens gabbros incontestables comme l'échantillon 369 B, ni le gisement, ni la nature des contacts, ni l'habitus des pyroxènes, ni les pseudomorphes d'olivine, sinon qu'elles possèdent peut-être des liserés réactionnels mieux développés.

- Dans l'état de nos connaissances théoriques, une association primaire albite-olivine est inconcevable.

Une conclusion se dégage : ces lentilles proviennent également d'anciennes troctolites pegmatofides. Il faut donc comparer le chimisme de la jadéite à celui d'un labrador à environ 60 % An.

a) ALBITISATION TARDI-MAGMATIQUE

Laissons de côté l'étude du chimisme du pyroxène 369 A car bien des lentilles du type jadéitique présentent un pyroxène normal. D'ailleurs son anomalie vis-à-vis du sodium va dans le même sens que celle de la matrice claire et ne peut que renforcer les conclusions.

La teneur 3 fois trop forte en Na₂O par rapport au labrador initial, qui est la différence la plus remarquable, peut s'expliquer de deux façons :

- départ des autres éléments,
- apport sodique accompagné d'un départ calcique et alumineux.

La première hypothèse est peu vraisemblable car il faudrait envisager le départ des deux tiers des constituants, ce qui ne passerait pas inaperçu.

Reste la seconde qui se chiffre approximativement de la façon suivante :

- apport : Na₂O 7 % (+ 3 % TiO₂ dans le pyroxène)
- départs : CaO 6 % , Al₂O₃ 6 %

Quelles sont les causes de cette métasomatose ?

Sous quelle forme minérale s'est-elle exprimée, au dépens de l'ancien labrador : albite ou directement jadéite ?

Retenons les points suivants :

- la jadéite est interprétée comme un minéral typique du métamorphisme alpin de hautes pressions.
- Or, nous le verrons plus loin à maintes reprises, une métasomatose sodique liée au métamorphisme est très improbable.
- Au contraire, la formation d'albites et d'albitites magmatiques est bien connue lors des derniers stades de cristallisation des complexes ophiolitiques (dykes intrusifs à tous les niveaux).
- Il y a parfois libération de soude lors de la serpentinisation. Rappelons que les serpentinites affleurent à 200 - 300 m de ces lentilles. Mais la métasomatose accompagnant cette transformation est très localisée et de nature franchement différente (voir 3° partie, chap. VII). L'hypothèse de cette source de sodium doit être écartée.

En conclusion, il paraît probable que l'apport sodique correspond à une albitisation du labrador en fin de cycle magmatique. Pour expliquer la nature variée des remplacements de l'ancien plagioclase, on doit admettre, dans les pegmatoides gabbroïques, une diffusion et une fixation de cet apport très capricieuses.

b) JADEITISATION METAMORPHIQUE

La transformation en jadéite serait un phénomène postérieur n'affectant naturellement que les pseudomorphoses albitiques et liée à un épisode à hautes pressions du métamorphisme. A SCHULLER (1960) aboutit à des conclusions identiques. A la suite d'A. AUTRAN (1964) en Corse, R. LEFEVRE et A. MICHARD (1965) signalent de la jadéite dans la zone d'Acceglio (Alpes cottiennes) en épigénie sur la phase albitique de microclines perthitiques.

Il est toutefois surprenant que la jadéite coexiste dans ces lentilles avec l'albite, cette dernière étant associée à la clinzoïsite dans les pseudomorphoses directes du labrador. Nous verrons en effet plus loin (3° partie, chap. II) que les premiers épisodes du métamorphisme, de type "stress", n'ont pas été favorables à la cristallisation de l'albite, mais plutôt à celle de pyroxènes sodiques (habituellement omphacites) et de glaucophane. Il est probable que son expression à côté de la jadéite est liée à la nature différente des milieux chimiques. L'albite a pu apparaître dès la fin de cristallisation magmatique par une saussuritisation du labrador, elle-même facilitée par l'activité de cette zone à ce moment. Elle serait demeurée métastable.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : btaibour@ujf-grenoble.fr

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

Une autre question est celle de la formation de jadéite, (caractéristique donc de hautes pressions *), dans les roches où des structures exceptionnellement grossières ne portent que de faibles stigmates de déformation. Il est vrai que R. LEFEVRE et A. MICHARD (1965) décrivent son épigénie sur des cristaux d'orthose non déformés et dépassant 10 cm. de long. Il semble que l'explication tienne à ce que l'on confond trop facilement la cause et l'effet : la pression et la déformation. Cette confusion est compréhensible car, le plus souvent, nous n'apprécions les pressions qu'à travers les déformations qui les accompagnent. Mais il ne faut pas oublier que la déformation est conditionnée aussi par la compétence du milieu.

3) ETUDE DES PSEUDOMORPHOSES D'OLIVINE

Rappelons que ces pseudomorphoses forment, dans les lentilles de pegmatite, des taches amiboïdes constituées par du talc et un peu de trémolite. Elles possèdent un liseré de chlorite et de granules de grenat, les séparant des produits de remplacement du plagioclase.

J'ai cherché, dans l'hypothèse d'un système fermé, à faire un bilan des échanges entre les différents minéraux compatible avec les paragenèses observées et l'ordre de leur succession (fig. N° 2). Les échanges, tels qu'ils y apparaissent, n'ont qu'une valeur indicative. Ils sont évalués, pour chaque minéral ou agrégat, par différence entre la composition actuelle et celle des minéraux originels supposés. Le résultat est proche de celui auquel arrive P. BEARTH (1965) dans son étude du gabbro de l'Allalin.

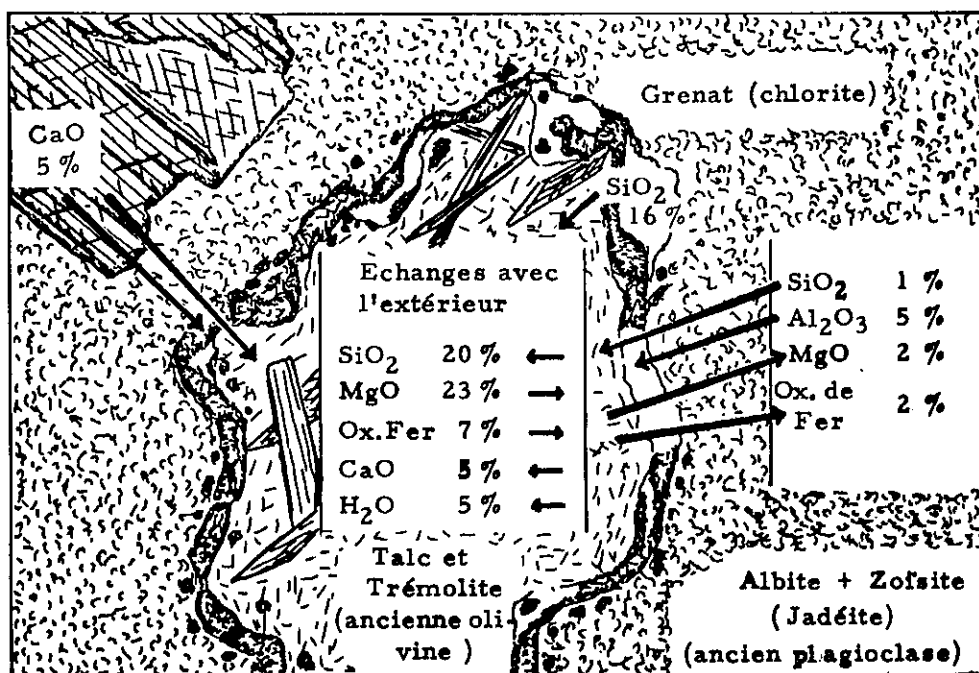


Fig. N° 3 - Schéma des échanges possibles lors de la transformation: olivine → talc + trémolite.

*La nature de ces hautes pressions ne semble pas hydrostatique car il faudrait une surcharge dépassant 30 km pour permettre la cristallisation de la jadéite, ce qui est inconcevable dans l'état de nos connaissances sur la région.

Ces pseudomorphoses d'olivine très particulières posent une question. Pourquoi cette paragenèse et non de la serpentine, avec ou sans liseré de chlorite, comme c'est habituellement le cas dans les troctolites métamorphisées ? En d'autres termes : pourquoi ces échanges intenses au lieu des échanges limités liés à la serpentinisation d'une olivine (voir 3^e partie, chap. VII) ?

Il semble, dans ces roches, y avoir un lien entre le développement de ces pseudomorphoses et la substitution de jadéite aux plagioclases. Cette observation est, peut-être, la clé du problème. Si l'hypothèse avancée plus haut est bonne, la présence de jadéite est la conséquence d'une activité magmatique tardive, s'accompagnant d'apports. Dans de telles conditions, on admettra facilement que l'olivine soit instable et subisse les transformations conduisant à la paragenèse décrite.

Les pseudomorphoses observées seraient donc le résultat des dernières activités magmatiques et non du métamorphisme comme l'admet P. BEARTH (1965). On sait que le remplacement de l'olivine par de la serpentine n'est possible qu'au-dessous de 500° (N. L. BOWEN et O. F. TUTTLE, 1949), mais qu'il peut se faire par du talc jusqu'à environ 650°. Si la température dépassait encore 500° lors des dernières activités magmatiques, l'absence de serpentine peut ne plus être due à des courants d'échanges chimiques particuliers, mais simplement à une impossibilité physique.

REMARQUE A PROPOS D'UNE EUPHOTIDE A SMARAGDITE

A quelques dizaines de mètres des affleurements précédents et plus près du passage aux serpentinites, la route coupe une lentille d'une magnifique euphotide à smaragdite. Le fond de la roche est semblable à celui de l'échantillon que je viens de décrire. La smaragdite forme des taches fuselées, d'un vert très vif, se décomposant sous le microscope en diopside et en trémolite de pseudomorphose. Contrairement à l'opinion admise (A. LACROIX, 1893-1913), ce n'est pas l'amphibole qui est responsable de la teinte vert vif, mais le pyroxène. Nous retrouverons des taches du même vert dans des gabbros provenant de régions au métamorphisme plus accompli. La teinte sera alors due à la fuchsite, jamais à l'amphibole.

Ces observations rejoignent celles de P. BEARTH (1965) et de J. J. GUILLOU et L. PRIMEL (1964). Le premier de ces auteurs, étudiant le gabbro de l'Allalin, considère également que la couleur est donnée par le pyroxène. C'est plutôt une muscovite (la fuchsite) pour J. J. GUILLOU et L. PRIMEL qui teinte le gabbro à smaragdite de Corse.

CONCLUSIONS

Les faciès que nous venons d'étudier sont exceptionnels à plus d'un titre.

Ils n'affleurent que dans cette zone particulière du passage des lherzolites aux serpentinites. Ils se suivent le long de ce contact N. S. sur plusieurs kilomètres, avec une abondance variable.

Leur mode de gisement en lentilles et filons est incontestablement primaire (origine magmatique) : structures de pegmatoides, absence de structures tectoniques au contact avec la lherzolite. M. VUAGNAT, à l'occasion d'une excursion commune y vit même des intrusions magmatiques profondes (manque de "chilled margin").

Il semble que ces roches, déjà caractérisées par une cristallinité exceptionnelle, aient subi une invasion par la soude et le titane en fin de cycle magmatique.

Enfin, le métamorphisme jadéitique qui s'y développe est unique dans la région étudiée. Autre caractère spécifique ; l'assemblage saussuritique microcristallin de clinozoisite et d'albite quand, partout ailleurs, s'observent de belles recristallisations de ces deux minéraux. A cet égard, la comparaison avec les gabbros métamorphiques inclus dans les serpentinites est instructive (p. 41).

A ces traits exceptionnels doit correspondre une histoire exceptionnelle. Je propose l'hypothèse suivante .

Ces faciès correspondent au toit de la masse péridotique. Lors de la cristallisation, se produit dans cette zone d'abord une concentration de matériel gabbroïque par différenciation, suivie d'intrusions de même nature. Celles-ci trouvent leur origine dans une mobilisation des rubanements gabbroïques sous-jacents .

Ainsi s'explique la richesse en gabbros. Les structures pegmatofides et les filons anorthosiques viennent d'une cristallisation lente favorisée par des apports chimiques et thermiques. En fin de cycle, ces apports deviennent plus acides ; il se produit une albitisation diffuse et capricieuse quant à sa fixation.

Lors de la première phase tectonique (poussée vers l'Ouest, voir p. 252), cette bande particulière, en marge d'une énorme masse rigide douée d'une grande inertie, va subir des pressions très élevées engendrant la jadéite. Elle échappera aux épisodes métamorphiques suivants comme semblent l'indiquer la persistance de la jadéite et le caractère "inachevé" de la recristallisation saussuritique.

Cette hypothèse suppose que la serpentinitisation des masses de serpentinites situées immédiatement à l'Ouest n'est pas d'origine métamorphique. C'est une transformation plus ancienne datant de la cristallisation des roches ultrabasiqes et même d'une phase précoce de celle-ci, peut-être lors de la montée du complexe. Cette proposition supplémentaire est nécessaire dès que l'on parle de "toit des péridotites". Un certain nombre de présomptions viendront au fil des pages s'ajouter à celle-ci pour attribuer un âge aussi ancien à la serpentinitisation. F. H. FORESTIER (1962), dans une étude sur les péridotites serpentinisées en France, considère aussi cette transformation comme un processus indépendant du métamorphisme.

CHAPITRE IV - LES SERPENTINITES ET LES FACIES ASSOCIES

INTRODUCTION

La description suivante porte en premier lieu sur les échantillons-types de serpentinites* analysées, puis sur ceux qui représentent des faciès particuliers associés aux serpentinites : chlorites, chloritoschistes à trémolite, etc..., enfin sur les principaux types de roches rencontrées en enclaves dans les serpentinites.

1) LES SERPENTINITES

Trois serpentinites ont été analysées, provenant toutes trois du massif de serpentinites de Lémie, dans la Stura du Viù, ainsi que la plupart des échantillons décrits à la suite. Ce massif est plus spécialement étudié en raison de la diversité des faciès représentés et de la qualité des affleurements. Deux serpentinites seulement seront décrites ici. La troisième entre dans la description d'un contact entre gabbro et serpentinites (p. 91).

ECHANTILLON - TYPE 23 A-SERPENTINITE (Analyse chimique, planche II, N° 1)

GISEMENT

Route de Viù à Lemie. A l'entrée de cette localité, au km 55, 9.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Roche massive, très tenace, de teinte vert-bouteille sombre. Des taches d'un vert plus clair atténuent cet aspect austère. Des plans de friction sont tapissés de chrysotile et de magnétite.

* Je désignerai par "serpentinite" la roche et par "serpentine" les diverses espèces minéralogiques en l'absence de détermination précise.

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

L'aspect rébarbatif de cette roche est encore plus accusé sous le microscope : feutrage fin et monotone de serpentine, agrémenté seulement par la présence de grains de magnétite associés à des traces de carbonates. Les taches plus claires, bien visibles sur l'échantillon, ne sont décelables qu'à un développement un peu supérieur des fibres de serpentine. Elles proviennent d'anciens clinopyroxènes comme le montrent des faciès où, la transformation étant moins avancée, il existe encore des reliques de ces minéraux. L'analyse chimique indique la présence probable de chlorite associée aux minéraux spécifiquement serpentineux.

ECHANTILLON - TYPE Z7 B - SERPENTINITE SCHISTEUSE - (Analyse chimique, planche II, N° 3)

GISEMENT

A deux cents mètres du précédent, le long de la route dans la direction de Viù. L'affleurement est situé entre deux lentilles boudinées, aux salbandes chloriteuses (p. 37) éloignées l'une de l'autre de quelques mètres. Des lits chloriteux se développent également dans la serpentinite schisteuse. La schistosité est plus ou moins accusée. L'échantillon analysé est un faciès au débit relativement fruste, mais il existe des bandes qui se délitent en feuillets minces.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Orientation nette, teinte plus claire que celle de l'échantillon précédent surtout sur les plans de schistosité où se concentre un chrysotile vert-pâle. Ces plans présentent un reflet soyeux.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

L'aspect, au microscope, ne diffère guère du précédent. Le feutrage de serpentine est maintenant orienté et il existe des lits où le chrysotile recristallise plus largement.

Ici encore, le chimisme permet de supposer la présence de chlorite mêlée aux minéraux serpentineux.

2) LES CHLORITITES ET CHLORITOSCHISTES A TREMOLITE - ACTINOTE

La monotonie des serpentinites sur le terrain est parfois rompue par l'apparition de roches variées et souvent fort belles. On peut commodément distinguer :

- des faciès sans limites tranchées avec les serpentinites,
- des roches étrangères en enclaves à bords nets.

Le premier type se développe dans les serpentinites des zones tectonisées, surtout à leur contact avec les autres formations. Il forme le long de ces surfaces une semelle dont l'épaisseur excède rarement quelques mètres. Dans les zones hautement tectoniques, comme la bande de Viù, il constitue des écailles, associées ou non à des serpentinites schisteuses.

Appartenant à ce premier type, nous allons étudier successivement :

- des chloritites
- une trémolite
- un chloritoschiste à trémolite-actinote
- un chloritoschiste à trémolite et talc.

ECHANTILLON - TYPE 25 B - CHLORITITE - (Analyse chimique, planche III, N° 1)

GISEMENT

Route de Viù au km 53,5, dans le massif de serpentinites de Lemie, à quelques dizaines de mètres d'une puissante masse de gabbros. L'échantillon lui-même vient de la gaine d'une lentille de gabbro modifié au contact des serpentinites, ne dépassant pas 50 cm de long, décrite plus loin (p. 44).

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Roche homogène, tendre et soyeuse, à la schistosité bien marquée, de teinte vert-pâle. La chlorite recristallise, dans des joints, en belles plages d'un vert brillant.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

La chlorite a été purifiée des minéraux accessoires. C'est une pennine pauvre en fer :

$$2V_Z \neq 0^\circ$$

$$N_Z = 1,582 \pm 0,001 \quad \text{incolore}$$

$$N_Y = 1,578 \pm 0,001 \quad \text{incolore}$$

$$N_X = 1,578 \pm 0,001 \quad \text{incolore}$$

$$N_Z - N_X = 0,004 \quad \text{teintes anormales dans les gris-kaki}$$

$$\text{Densité} = 2,659 \pm 0,004$$

$$\text{Susceptibilité magnétique } \chi = 4,3 \cdot 10^{-6} \text{ u. e. m. c. g. s.}$$

Couleur en grains : vert-pâle argenté

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
14,0	mf	2,370	Fm	1,495	Fm
7,1	Fm	2,245	Fm	1,458	mf
4,7	m	2,060	ff	1,407	ff
4,55	Fm)	1,995	Fm	1,395	f
3,55	Fm	1,875	m	1,350	ff
2,84	Fm	1,820	ff	1,316	mf
2,64	mf)	1,730	mf	1,310	ff
2,57	F)	1,660	f	1,295	mf
<u>2,525</u>	<u>FF</u>	1,565	m	1,285	m
2,425	F	<u>1,533</u>	<u>FF</u>	1,162	ff

Cette chlorite se distingue de celle du coeur de la lentille de gabbro (chlorite 25 A, fiche N° 42) par les propriétés physiques et chimiques (en adoptant pour le chimisme de la chlorite celui de la roche : approximation justifiée par la quasi-exclusivité de ce minéral).

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Structure lépidoblastique fine, affectée de microplis. Quelques plages squelettiques de diopside parsèment le fond chloriteux. Des débris arrachés à ces plages, des granules de grenat et quelques minéraux opaques soulignent les mouvements des lits de chlorite. Le grenat, ainsi qu'une chlorite à la biréfringence plus grise répartie par taches, (est-ce la chlorite 25 A ?), sont les produits du remplacement des pyroxènes. Ce phénomène apparaît clairement dans un échantillon prélevé à la périphérie de la lentille, où les transformations sont moins avancées.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Quelle est l'origine de cette roche ? Est-ce le produit d'un métamorphisme spécial des serpentinites, provoqué par des contraintes tectoniques particulièrement intenses accompagnées éventuellement d'échanges ? Etait-ce initialement une roche différente de la serpentinite ? Ces mêmes questions se posent pour tous les faciès de ce groupe. Elles sont débattues dans l'étude générale p.227 . Je me contenterai ici de quelques remarques suscitées par les comparaisons suivantes :

	Chloritite / serpentinite	Chloritite /gabbro voisin (24 A)
SiO ₂	- 7 %	- 12,5 %
Al ₂ O ₃	+ 12 %	- 7 %
Oxydes de fer	- 4,5 %	- 1,5 %
MgO	- 3,5 %	+ 22,5 %
CaO	+ 2 %	- 9 %

- Il y a de profondes différences entre le chimisme de la chlorite et celui des serpentinites.

- On peut tenter d'expliquer ces différences en attribuant aux chlorites séparant le gabbro des serpentinites, un rôle de zone réactionnelle ayant fixé une partie des échanges. De fait, la chlorite possède, pour l'aluminium, le magnésium et le calcium, une teneur intermédiaire entre le gabbro et la serpentinite. Mais un tel schéma est pris en défaut pour la silice et les oxydes de fer, car les teneurs les plus faibles s'observent dans la chloritite. La magnétite, localement fréquente dans ces faciès, pourrait fixer le fer disponible ; aucun minéral n'est susceptible de tenir ce rôle pour la silice.

- Une autre hypothèse, suggérée par la transformation dans un milieu serpentiniteux des pyroxènes magmatiques en chlorite, consiste à voir dans les chloritites d'anciennes pyroxénites. Cette hypothèse est démontrée dans certains cas (voir p.102) Est-elle partout valable ? Les chloritites formant dans les serpentinites une gaine autour des enclaves basiques, il faudrait admettre qu'initialement celles-ci (anciens gabbros comme nous le verrons) possédaient une bordure pyroxénitique. Le passage de ces pyroxénites aux chloritites suppose, ici encore, d'importantes modifications chimiques.

ECHANTILLON - TYPE 30 B - CHLORITITE (Analyse chimique, planche III, N° 2)

GISEMENT

Route de Viù, au km 55,7, toujours dans le massif de serpentinite de Lemie formant la gaine d'une lentille boudinée de gabbros profondément transformés. La serpentinite schisteuse 27 B, décrite il y a quelques pages, affleure à moins de 3 m et les lits de chloritites qui lui sont associés sont de même nature que la roche étudiée maintenant.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Aspect identique à celui de l'échantillon 25 B. La teinte est simplement d'un vert plus soutenu.

ETUDE DES MINERAUX

La chlorite a été purifiée des minéraux accessoires. C'est un clinochlore.

$2V_Z$ mesuré $\neq 0^\circ$
 $2V_Z$ calculé de 0° à 18°
 $N_Z = 1,599 \pm 0,001$ incolore
 $N_Y = 1,591 \pm 0,001$ vert très pâle
 $N_X = 1,591 \pm 0,001$ vert très pâle
 $N_Z - N_X = 0,008 \pm 0,001$
 Densité : $2,751 \pm 0,005$
 Susceptibilité magnétique : $\chi = 15,8 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.
 Couleur en grains : vert bouteille
 Données cristallographiques

d	I	d	I
14,2	f	2,00	mf
7,1	mf	1,880	ff
4,75	f	1,820	ff
4,60	mf	1,740	f
3,53	m	1,565	f
2,84	ff	1,537	Fm
2,65	ff	1,505	mf
2,58	Fm	1,393	ff
2,54	Fm	1,320	f
2,44	m	1,300	ff
2,38	mf	1,290	f
2,25	f		

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Structure semblable à celle de l'échantillon précédent. Les minéraux accessoires sont plus nombreux : granules de grenat et de sphène, traces d'allanite au polychroïsme accentué (brun rouge à incolore) et, surtout, d'apatite formant des plages nombreuses et bien développées.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Nous retrouvons les questions posées à propos de la chloritite précédente. Il n'est pas utile de provoquer une confrontation avec les analyses de la serpentinite schisteuse voisine et d'un gabbro-type qui conduirait aux mêmes remarques que plus haut.

ECHANTILLON - TYPE 68 - TREMOLITE .

GISEMENT

Carrière située à la sortie vers l'Est, en haut du village de Brachiello, Stura d'Ala. Cette carrière est ouverte, pour le talc, dans un massif de serpentinites fortement tectonisées : au coeur, serpentinites schisteuses et écailleuses; en bordure, développement des faciès à chlorite, talc, trémolite, etc ... La trémolite s'insère en lentilles étirées entre les lits d'une serpentinite très schisteuse et riche en fibres de chrysotile. Elle participe aux déformations de la roche encaissante. Elle remplit aussi des cassures obliques sur la schistosité, en amas de fibres perpendiculaires aux épontes.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Amas flexueux de fibres parfaitement orientées. La teinte et la friabilité changent avec la dimension des fibres : millimétriques, la teinte est vert-pâle, l'éclat brillant et la roche moyennement friable ; de dimension bien inférieure, l'échantillon devient blanc pur et se décompose au toucher en d'innombrables aiguilles urticantes.

Ces masses contiennent de beaux cristaux de calcite incolore, atteignant plusieurs centimètres et quelques amas de magnétite.

ETUDE DES MINERAUX - DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Le microscope confirme l'orientation presque parfaite des fibres d'amphibole suivant la direction d'allongement. Perpendiculairement à celle-ci, les orientations sont quelconques. Il n'y a pas trace de minéraux accessoires entre les plages de trémolite.

Ce minéral a été isolé et complètement analysé (fiche N° 20). C'est une trémolite à 94 % $Mg/Mg+Fe^{+++}+Fe^{++}+Mn$.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Le chimisme s'écarte franchement de celui d'une serpentinite. On peut difficilement envisager que la roche provienne d'une transformation, même accompagnée d'échanges localisés, à partir de la serpentinite car les minéraux accessoires devraient tendre à assurer, au terme de ces échanges, un bilan équilibré. Or, la roche est riche en calcite alors que la trémolite contient déjà 12 % CaO de plus que la serpentinite. Il faut admettre la possibilité d'échanges métasomatiques (rein d'accumulation) ou bien considérer que la trémolite provient de transformations d'une roche étrangère (pyroxénite magmatique ?).

ECHANTILLON - TYPE 7 - CHLORITOSCHISTE A TREMOLITE-ACTINOTE -

GISEMENT

Col del Lis, le long de la petite route conduisant à l'hôtel ; lentille tectonique de taille restreinte, dans la zone des écaillés de Viù.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Belle roche assez tendre et friable, à la schistosité marquée, mais sans apparence de litage ; les prismes d'amphibole bien visibles lui confèrent un éclat vif. La teinte est vert soutenu.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

L'amphibole et la chlorite ont été séparés et complètement analysés.

Actinote - fiche N° 32

Clinochlore - fiche N° 47

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Feutrage grossier de chlorite, coupé par de grands prismes d'actinote et par des octaèdres de magnétite. L'amphibole est moins abondante que la chlorite ; elle tend à former des gerbes de cristaux, avec peu de clinochlore interstitiel.

Ne possédant pas l'analyse chimique de la roche, il n'est pas possible d'établir un bilan pétrochimique.

ECHANTILLON - TYPE 350 - CHLORITOSCHISTE A TREMOLITE ET TALC (Analyse chimique planche III, N° 3)

GISEMENT

Versant Nord du Pian della Mussa, sous l'Alpe della Ciamarella. Cette région est vigoureusement tectonisée. Les écaillés de serpentinites possèdent des contacts soulignés par ce type de roche.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Aspect comparable à celui de l'échantillon précédent, mais plus spectaculaire en raison de la taille des minéraux. Le talc constitue dans certains plans de schistosité des feuillets flexueux blancs où se fichent des prismes d'amphibole de plusieurs centimètres de long.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Le talc et l'amphibole, une trémolite à 88 % $Mg/Mg+Fe^{+++}+Fe^{++}+Mn$ ont été séparés et complètement analysés.

Talc - fiche N° 59

Trémolite - fiche N° 26

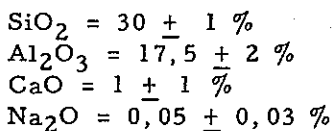
DESCRIPTION AU MICROSCOPE

L'aspect rappelle celui du chloritoschiste précédent. Il s'en distingue par la présence de quelques feuillets de talc et surtout par le gigantisme et la disposition plus anarchique des amphiboles.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Il est difficile de donner une représentation modale sûre sans connaître le chimisme exact de la chlorite. On peut toutefois serrer le problème grâce aux remarques suivantes :

- dans les faciès ultrabasiques, le chimisme des chlorites varie dans des limites assez étroites.
- Dans leur dosage, certains oxydes sont très peu modifiés d'une chlorite à l'autre (voir à ce sujet, fig. N° 29) :



En utilisant ces oxydes, la représentation modale suivante peut être avancée :

<u>Trémolite</u>	60 %
<u>Chlorite</u>	33 %
<u>Talc</u>	5 %
<u>Minéraux accessoires</u>	2 %
Total	100 %

Comme les faciès étudiés jusqu'ici, cette roche, chimiquement, n'a aucun point commun avec les serpentinites auxquelles elle est associée. Elle présente, au contraire, une grande ressemblance avec une pyroxénite (voir an. 4, planche V).

AUTRES TYPES DE TALCSCHISTES

Pour compléter la description des faciès associés aux serpentinites, je citerai, sans m'y attarder car je n'en ai pas d'étude physico-chimique, les autres types de talcschistes possédant le même gisement que les faciès précédents :

- talcschistes uniquement formés de talc finement cristallisé,
- talcschistes à trémolite incolore en gerbes ou rosettes,
- talcschistes à magnétite en octaèdres parfaitement automorphes et dépassant parfois le centimètre. Ce faciès contient souvent des carbonates en rhomboèdres, voire des grains arrondis de pyrite.

3) ROCHES EN ENCLAVES DANS LES SERPENTINITES

J'ai groupé sous ce titre toutes les roches présentant sur le terrain le mode de gisement suivant : lentilles, boudinées ou non, et réseaux filoniens irréguliers aux limites tranchées avec les serpentinites encaissantes. Autre caractère commun probablement lié au premier, ces faciès possèdent un chimisme très éloigné de celui de leur hôte.

Là s'arrêtent les analogies. La diversité dans la composition minéralogique et dans le chimisme est telle qu'il est malaisé de donner une image correcte de ce groupe par la seule description de quelques échantillons-types. Pourtant, il semble que ces roches proviennent, pour la plupart, de transformations rodingitiques d'anciens gabbros, ainsi que S. FRANCHI le prévoyait déjà en 1894.

Je décrirai les échantillons suivants en commençant par ceux dont l'origine gabbroïque est incontestable :

- une ancienne lentille de gabbros dont les transformations ont engendré les principaux faciès caractéristiques (éch. 489),
- une petite enclave de gabbro rodingitique à vésuvianite (éch. 25 A),
- une lentille de gabbro rodingitique à grenat et pyroxène sodique (éch. 27 A),
- des filonnets à clinozoïsite rose (éch. 265),
- une grenatite à diopside (éch. 23 B),
- une diopsidite à chlorite, formant l'écorce d'une lentille de grenatite (éch. 26),
- enfin, une diopsidite pure en filons irréguliers (éch. 363) et sa bordure chloriteuse (éch. 356).

ECHANTILLON - TYPE 489 - LENTILLE DE GABBROS TRANSFORMES

GISEMENT

Carrière située à la sortie Est, en haut du village de Brachiello, Stura d'Ala. La trémolite 68 (p. 38) provient du même lieu. Rappelons que cette carrière se situe dans un petit massif de serpentinites fortement tectonisées.

DESCRIPTION DE LA LENTILLE ET DES PRINCIPAUX FACIES

Cette lentille affleure, conformément à la schistosité des serpentinites, sur une vingtaine de mètres avec une puissance de trois mètres environ. L'avancement de la carrière m'a permis d'observer une de ses extrémités. Voici les principaux faciès qu'une coupe schématique permet de distinguer depuis la bordure jusqu'au centre :

- bordure, sur 20 à 30 cm, de serpentinites et chloritites schisteuses,
- chloritite vert-sombre (éch. 489 A), schisteuse. De gros pyroxènes noirs donnent un aspect noduleux aux surfaces de schistosité. Ce caractère est accentué par les déformations subies. La roche est minéralisée en pyrite, rutile et magnétite en octaèdres. Des zones diffuses ont subi une recristallisation qui a facilité l'extraction de deux minéraux : la chlorite et l'apatite,
- roche plus compacte (éch. 489 B), à la schistosité fruste, de teinte vert-sombre, encore riche en chlorite mais surtout remarquable par le développement du pyroxène en grandes plages vert-brillant largement pseudomorphosées par la chlorite et une amphibole sombre. Cette roche est minéralisée en pyrite, chalcopryrite et rutile. On y reconnaît un peu de grenat et d'épidote annonçant les faciès suivants. L'épaisseur des deux zones 489 A et 489 B, sans limites tranchées sur le terrain, est de quelques dizaines de centimètres,
- zone 489 C, préparant le passage à des faciès d'aspect plus gabbroïque. La roche est franchement massive, de teinte jaune-vert clair. Les pyroxènes vert-pâle ressortent grâce à l'éclat de leurs lames de clivage. Des nids de recristallisation m'ont permis d'extraire une albite et une épidote,
- gabbro recristallisé (éch. 489 D) à l'aspect typique : sur un fond blanc, moucheté de petites taches vertes, belles plages d'un pyroxène vert-clair au débit lamellaire,
- enfin, par place, un grenat massif envahit la zone précédente, mêlant sa teinte orangée au blanc de la clinozoïsite et de l'albite. Le pyroxène vire au vert tendre et constitue des plages atteignant 15 cm de long ; il a été extrait. A la suite de ces modifications, la roche (éch. 489 E) devient singulièrement belle.

Dans ce dernier faciès, le grenat, cristallisé dans des géodes avec une chlorite vert-argenté, a été activement recherché en joaillerie pour sa teinte et sa pureté.

ETUDE DES MINERAUX

Les minéraux suivants ont été extraits et analysés complètement :

- Clinochlore, éch. 489 A, fiche N° 48
- Pistacite, éch. 489 C, fiche N° 74
- Diopside, éch. 489 E, fiche N° 11

Deux autres minéraux ont encore été séparés, mais leur analyse chimique ne fut pas réalisée. Voici les résultats de la mesure de leurs paramètres physiques :

- Apatite - Ech. 489 A

$$2V_X = 0^\circ$$

$$N_Z = 1,650 \pm 0,001$$

$$\text{Densité} : 3,166 \pm 0,004$$

Couleur en grains : jaune pâle très limpide

$$N_X = 1,644 \pm 0,001$$

$$N_Z - N_X = 0,006 \pm 0,001$$

$$\text{Susceptibilité magnétique } \chi = -0,1 \cdot 10^{-6} \text{ u. e. m. c. g. s.}$$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
8,19	mf	2,72	FF	1,890	m	1,531	ff
6,89	ff	2,63	m	1,840	Fm	1,503	f
4,08	mf	2,53	f	1,806	m	1,479	f
3,89	f	2,30	f	1,780	mf	1,454	mf
3,44	F	2,26	Fm	1,754	mf	1,434	f
3,17	mf	2,15	f	1,720	mf	1,430	f
3,09	m	2,06	f	1,644	f	1,317	ff
2,81	FF	1,998	ff	1,612	ff	1,280	ff
2,78	F	1,943	Fm	1,542	ff	1,235	f

D'après les données de DEER, HOWIE et ZUSSMAN (op. cit.), cette apatite serait :

Hydroxyapatite 80 %
Fluorapatite 10 %
Chlorapatite 10 %

Albite - Ech. 489 C

$2V_Z$ calculé = 85°

$N_Z = 1,543 \pm 0,001$

$N_Y = 1,537 \pm 0,001$

Susceptibilité magnétique $\chi = -0,3 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

Couleur en grains : blanc pur, éclat nacré.

$N_X = 1,532 \pm 0,001$

$N_Z - N_X = 0,011 \pm 0,002$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
6,36	Fm	3,52	mf	2,97	m	2,55	mf
4,02	Fm	3,49	m	2,93	Fm	2,45	mf
3,85	m	3,37	m	2,85	m	2,40	ff
3,76	F	<u>3,19</u>	<u>FF</u>	2,83	f	2,31	f
3,66	F	3,16	mf	2,64	f	2,27	ff

D'après les caractères optiques, le pourcentage d'anorthite atteindrait 10 %, ce qui est exceptionnellement élevé.

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

489 A - Feutrage de chlorites en grands feuillets orientés, parsemé de grosses plages de pyroxènes et de minéraux opaques, dont certains (rutile ?) s'entourent d'une gaine de sphène. Les pyroxènes sont cataclastiques et leur bordure, constituée par un diopside incolore, se désagrège en libérant des granules. Leur composition est complexe :
- au coeur, un pyroxène au polychroïsme dans les brun-rouge à brun clair ; $2V_Z = 63^\circ$. Par analogie avec d'autres pyroxènes analysés, ce serait une salite ;
- autour, une zone à diopside aegyrinique forme un liseré discontinu. Un polychroïsme inverse caractérise ce pyroxène : X vert-cru intense, Y vert-soutenu, Z jaune-verdâtre ; $2V_Z = 83^\circ$;
- le pourtour est occupé par un diopside incolore ; $2V_Z = 62^\circ$

Cette disposition des pyroxènes (planche 1) présente une grande importance dans l'interprétation pétrogénétique des pyroxènes (3^e partie, chapitre II). Les limites entre des diverses espèces sont nettes et exemptes de minéraux réactionnels. Il y a très peu d'altération : le diopside, même en granules au milieu de la chlorite est parfaitement frais. Le diopside aegyrinique et la salite exsudent simplement quelques minéraux opaques dans leurs plans de clivage. La salite est affectée par un singulier phénomène de décoloration au voisinage du clivage (100), lui conférant un aspect strié : est-ce l'effet de l'expulsion du réseau des minéraux opaques, suivi de leur concentration dans le clivage ?

489 B - Comme dans l'échantillon précédent, feutrage de chlorite et d'amphibole parsemé de minéraux opaques et de prismes automorphes de pistacite. Ce fond est encombré par des nids de fines aiguilles d'amphibole, associés plus ou moins intimement à de grandes plages démantelées de pyroxène. On y reconnaît des granules non orientés de diopside aegyrinique moins vivement coloré que dans la roche précédente et des reliques de salite brune. Ces pyroxènes sont en voie de remplacement par l'amphibole.

489 C - Mosaïque de pistacite et clinozoïsite, dont les vides sont comblés par de la chlorite et des carbonates circulant aussi en veines diffuses. Ce fond est sali par le pyroxène et ses produits de démolition formant des nuages semi-opaques (sphène microcristallin ?). Cependant les grandes plages de pyroxène montrent, à part une frange, un mode de remplacement plus net : ils sont pénétrés le long du clivage principal par de longues fibres de chlorite.

489 D - Même type d'agencement que dans la lame précédente : mosaïque de clinozoïsite avec un ciment d'albite cette fois. La chlorite ne forme plus que quelques feuilletts. Les plages de pyroxène subissent un remplacement complexe : surchargées par de grosses masses de sphène, envahies par une trame monocristalline d'albite, ou encore par une amphibole vert-cru. Par endroit, il est possible de reconnaître, à sa teinte caractéristique, le diopside aëgyrinique.

489 E - Enormes plages de diopside subautomorphe, dans une masse spongieuse de grenat, le tout coupé par des bandes cataclastiques. La chlorite, la clinozoïsite et un diopside très pur s'abritent dans de petite enclaves ou dans des îles du grenat. Le diopside analysé composant les grandes plages est incolore mais chargé de minéraux opaques autour des lignes de clivages ; il se distingue ainsi du diopside en petits granules, associé au grenat. Ce diopside appartient à une seconde génération car on le voit se développer autour des plages du premier, au-delà de la ligne des inclusions (planche 1). Dans les zones cataclastiques, il recristallise en une mosaïque fraîche, s'opposant ainsi à l'autre qui est tordu et fracturé. Les fractures, dans le diopside de première génération, sont d'ailleurs occupées par le diopside frais, ainsi que par du grenat et de la chlorite.

On peut considérer le diopside de seconde génération comme un produit du métamorphisme; Le diopside des grandes plages a une origine magmatique en raison de son habitus et de la structure d'ancien gabbro présentée par la roche. Mais tout en conservant sa charpente, le pyroxène magmatique n'a-t-il pas été vidé pour recevoir, sous l'effet du métamorphisme un nouvel habillage ? La ressemblance avec le diopside de seconde génération et l'expulsion de granules opaques le long des clivages incitent à poser cette question. L'étude comparée des pyroxènes (3° partie, chapitre II) lui apportera une réponse.

ECHANTILLON-TYPÉ 25 A - GABBRO RODINGITIQUE A VESUVIANITE (Analyse chimique, planche IV, N° 2)

GISEMENT

Route de la Stura de Viù, au Km 53,5, dans le massif de serpentinites de Lemie, à proximité du contact avec des gabbros métamorphiques. L'échantillon provient d'une enclave elliptique de 50 cm. par 30 cm. environ. La bordure chloriteuse de cette lentille a déjà été étudiée (p. 37)

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Echantillon massif, sans orientation. Dans un fond jaune-verdâtre clair, taches centimétriques grises d'un pyroxène au débit lamellaire. Aspect de gabbro, teinte mise à part.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

La chlorite et la vésuvianite ont été séparées et complètement analysées.

Clinochlore - fiche N° 42

Vésuvianite - fiche N° 84

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Superposition de grains subautomorphes de vésuvianite à un feutrage de chlorite ; dans ce fond, grandes plages de clinopyroxène présentant tous les stades de remplacement. Certaines plages sont fraîches, tout au plus parcourues le long des cassures par la chlorite et du grenat en chapelets de grains minuscules. Ailleurs, il ne subsiste plus que des fibres effilochées de pyroxène et il arrive même que, seule, l'orientation des chapelets de grenats et des feuillets de chlorite évoque la présence antérieure d'un pyroxène.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Le tableau de la page 54 donne une évaluation des modifications rodingitiques subies, par rapport à un gabbro métamorphique voisin.

ECHANTILLON - TYPE 27 A - GABBRO RODINGITIQUE A GRENAT (Analyse chimique, planche IV, N° 5)

GISEMENT

Route de la Stura du Viù, au km 55,7 dans le massif de serpentinites de Lemie. La lentille (ou filon, l'affleurement ne permettant pas de juger) dont provient l'échantillon mesure deux mètres de puissance ; elle est homogène. La serpentinite schisteuse 27 B, étudiée page 34, constitue la roche encaissante de cette lentille.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Belle roche, dense, massive, extrêmement tenace. Sous une patine rouille, l'aspect est celui d'un gabbro : des pyroxènes vert-sombre d'un ou deux centimètres de long tranchent sur un fond où le rouge-grenat se mêle au vert-pistache. Une minéralisation fine en magnétite, pyrite et rutile, imprègne la roche.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

La séparation des minéraux de cette roche a suscité de grosses difficultés. Le grenat n'était pas assez pur pour l'analyse chimique, le pyroxène en quantité insuffisante.

Pyroxène - Diopside aegyrienne

Ce pyroxène n'est pas homogène. Il présente une zone interne (1) vivement colorée et une bordure (2) plus pâle.

$$\begin{aligned}
 2V_Z \text{ mesuré} & \left\{ \begin{array}{l} = 88^\circ \pm 2^\circ (1) \\ = 70^\circ \pm 1^\circ (2) \end{array} \right. \\
 2V_Z \text{ calculé} & = 77^\circ \text{ mesure moyenne} \\
 X_{Ac} (1) \neq & 20^\circ \\
 X_{Ac} (2) \neq & 45^\circ \\
 N_Z(1) & = 1,735 \pm 0,003 \begin{cases} \text{jaune-brun (1)} \\ \text{incolore (2)} \end{cases} \\
 N_Y(1) & = 1,710 \pm 0,004 \begin{cases} \text{vert vif (1)} \\ \text{incolore (2)} \end{cases} \\
 N_X(1) & = 1,694 \pm 0,002 \begin{cases} \text{vert cru très intense (1)} \\ \text{vert très pâle (2)} \end{cases} \\
 N_Z - N_X(1) & = 0,041 \\
 \text{Densité (1)} & > 3,45 \\
 \text{Susceptibilité magnétique (1)} & : \chi \neq 42 \cdot 10^{-6} \text{ u. e. m. c. g. s.}
 \end{aligned}$$

Grenat

$$N = 1,800 \pm 0,002$$

$$\text{Densité: } 3,78 \pm 0,01$$

$$\text{Susceptibilité magnétique } \chi = 35,0 \cdot 10^{-6} \text{ u. e. m. c. g. s.}$$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
2,99*	Fm	2,40	mf	1,698	mf	1,316	f
2,95	F	2,31	mf	1,657*	f	1,313	f
2,68*	Fm	2,15	m	1,632	m	1,284	mf
<u>2,63</u>	<u>FF</u>	1,940*	f	1,598*	m	1,092	mf
2,44*	mf	1,906	m	1,572	Fm	1,073	ff

L'interprétation des données cristallographiques conduit à un résultat imprévu : le grenat n'est pas homogène, il se compose de l'association de deux phases. L'examen au microscope ne permet pas la moindre distinction.

- la plus importante représente de 70 à 75 % de l'ensemble (rapports des hauteurs des pics). Le côté de sa maille vaut $11,77 \pm 0,01 \text{ \AA}$.

- l'autre (les "d" spécifiques à cette phase sont repérées par un astérisque (*)) possède un paramètre de $11,96 \pm 0,01 \text{ \AA}$.

La composition chimique moyenne telle qu'on peut l'estimer à partir de la densité et de l'indice de réfraction (H. WINCHELL, 1958), est la suivante :

Grossulaire	56 %
Andradite	27,5 %
Almandin	16,5 %
	<u>100,0 %</u>

Ce résultat est en parfait accord avec la valeur de la susceptibilité magnétique (elle permet de prévoir une teneur en fer de l'ordre de 18 %) ainsi qu'avec la valeur moyenne du paramètre cristallin.

La phase principale tire vers le pôle grossulaire (30 % almandin?), l'autre vers le milieu de la série grossulaire-andradite.

Comment expliquer la présence simultanée de ces deux phases, que nous retrouverons également dans l'étude des grenatites (p.49 et 51) ? L'hypothèse d'une immiscibilité ne semble pas valable (A. N. WINCHELL, 4° éd. 1964, p. 484). Il faut admettre une cristallisation en deux étapes correspondant à des milieux chimiques légèrement différents.

Apatite

$$2V_X = 0^\circ$$

$$N_Z = 1,647 \pm 0,001$$

$$N_X = 1,642 \pm 0,001$$

$$N_Z - N_X = 0,005 \pm 0,001$$

D'après les données de DEER, HOWIE et ZUSSMAN (op. cit.) cette apatite proche de celle étudiée plus haut (p. 42), contiendrait :

- hydroxyapatite : 50 %
- fluorapatite : 15 %
- chlorapatite : 15 %

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Assemblage engrené de pistacite et de grenat avec un peu de chlorite dans les vides. De grandes plages du pyroxène zoné, étudié ci-dessus, surchargent ce fond. Les minéraux opaques, le sphène et l'apatite sont abondants.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Comme toutes les roches en enclaves dans les serpentinites, celle-ci possède un chimisme inhabituel, lié à des échanges en relation avec la serpentinitisation. (3° partie, chapitre I et VII). Le tableau de la page 54 donne une mesure de ceux-ci. Je me contenterai ici de deux remarques à propos du diopside aegyrienne et de l'apatite.

Les plages du pyroxène ressortant nettement, j'ai pu en évaluer la surface relative sur section polie et obtenir ainsi une approximation de son pourcentage dans la roche. Ce moyen semble plus sûr que le compteur de points en raison de la dimension des pyroxènes et de leur répartition irrégulière. Le pourcentage s'établirait entre 20 et 25 %.

Sachant que le diopside aegyrienne est le seul minéral sodique dans la roche, il devient possible de donner un ordre de grandeur de sa teneur en sodium.

Le calcul conduit au chiffre de 4 à 5 % de Na₂O. Il est également possible de prévoir la teneur en fer, à partir de la susceptibilité magnétique, ces deux valeurs étant proportionnelles. La valeur de 21 % obtenue concorde avec celle du sodium pour confirmer le diagnostic de diopside aegyrienne.

Le pourcentage pondéral de l'apatite dans la roche se calcule facilement en notant que seul ce minéral contient P₂O₅, dans une proportion de 41 %. On trouve ainsi 2,5 % d'apatite. Ce pourcentage élevé d'apatite et la teneur en P₂O₅ qui en est responsable conduisent à s'interroger sur l'origine de cette anomalie. Il est probable qu'elle est liée aux échanges avec les serpentinites.

ECHANTILLON - TYPE 265 - FILONNETS A CLINOZOISITE ROSE

GISEMENT

Col del Lis, le long de la route, à 100 m du col en descendant vers le Val de Suse ; dans les serpentinites bordant le massif de péridotites de Lanzo, à leur contact avec les écaïlles de la zone de Viù.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Cette roche tire sa beauté d'alternance de lits de clinozoïsite rose et de lits plus minces de chlorite vert-tendre. Des restes de pyroxène, identifiables grâce au clivage lamellaire caractéristique, forment des yeux vert-pâle. Un échantillon provenant d'un autre gisement est encore plus spectaculaire car, outre un rosé plus vif de la clinozoïsite, le pyroxène, mieux conservé, possède le vert très cru des diopsides chromifères.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

La clinozoïsite rose a été séparée et complètement analysée (fiche N° 69). A l'analyse, rien ne la distingue des autres clinozoïsites. Il est, en particulier, difficile de rendre compte de la couleur rosée car le pourcentage en manganèse, habituellement responsable, est faible (voir 3° partie, chapitre V, la courbe des teneurs en manganèse des diverses épidotes).

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Structure étirée et litée avec des alternances de zones plus riches en clinozoïsite rose (reconnaisable sous le microscope à sa biréfringence dans les tons bleu-nuit) ou plus riches en une autre clinozoïsite, à la biréfringence normale dans les gris-blanc, ou encore en chlorite parfois supportée par un fond monocristallin d'albite. Les yeux de diopside s'allongent suivant la direction d'ensemble, semant des agrégats de débris dans leur sillage. Ils subissent, à partir des clivages, un remplacement par la chlorite.

Malgré son aspect déroutant, cette roche dérive d'un gabbro. La présence des yeux de pyroxène cataclastique, le passage sur le terrain à des faciès typiquement gabbroïques constituent des arguments suffisamment forts. Aux modifications chimiques s'ajoutent, dans le cas de cette roche, les effets de déformations intenses dues à des pressions orientées.

ECHANTILLON - TYPE 23 B - GRENATITE A DIOPSIDE (Analyse chimique, planche IV, N° 4)

GISEMENT

Route de la Stura di Viù, au Km 55, 9, en bordure du massif de serpentinites de Lemie. La roche forme une lentille d'un mètre de puissance dans la serpentinite 23 A décrite plus haut. Cette lentille est coupée par des filonnets chloriteux.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Roche massive, tenace, à la cassure esquilleuse, découpée par des veinules de chlorite en belles lames vert-argenté. La teinte va du rouge-grenat sombre au beige-orangé, avec des taches de diopside plus claires encore.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Les trois minéraux principaux ont été séparés. Le pyroxène n'a pas été analysé à l'issue de la séparation, par insuffisance de matière.

Andradite-grossulaire - fiche N° 81

Notons, à propos de ce grenat, le manque d'homogénéité. Comme dans le cas déjà étudié (p. 46), les deux phases mises en évidence grâce aux R. X. indiquent une cristallisation du minéral en deux étapes (l'hypothèse d'une immiscibilité étant à exclure).

Clinochlore - fiche N° 46Diopside

$2V_Z$ mesuré = $56^{\circ}5 \pm 1^{\circ}$;

$2V_Z$ calculé = $57^{\circ}5$

$Z\Delta c = 45^{\circ}$

$N_Z = 1,698 \pm 0,002$ incolore

$N_Y = 1,674 \pm 0,002$ incolore

$N_X = 1,669 \pm 0,002$ incolore

$N_Z - N_X = 0,031 \pm 0,003$

Densité : $3,29 \pm 0,01$

Susceptibilité magnétique : $\chi = 8,4 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

Couleur en grains : beige clair

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
4,48	f	2,20	f	1,672	ff	1,410	f
3,24	FF	2,16	Fm	1,626	m	1,330	f
2,99	FF	2,13	m	1,620	mf	1,283	f
2,96	F	2,11	f	1,566	ff	1,264	ff
2,90	m	2,04	mf	1,552	f	1,247	ff
2,57	m	2,01	f	1,528	f	1,075	f
2,52	F	1,971	ff	1,504	f	1,073	mf
2,31	mf	1,837	mf	1,489	ff	1,070	ff
2,22	ff	1,755	m	1,425	m	1,067	ff

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Fond de grenat massif, injecté par des veinules de calcite, envahi par des bandes et des taches claires de chlorite et de diopside. Ce dernier forme de grandes plages tor- dues et fracturées ou des essaims de granules dispersés. Il est remplacé par le grenat et la chlorite, en grands feuillets flexueux. Par endroit, la structure se modifie : des granules de grenat criblent un fond constitué principalement par la chlorite et le diopside.

Les minéraux accessoires sont l'apatite en grosses plages et un minéral opaque, gainé par du sphène mal cristallisé.

ETUDE PETROCHIMIQUE

En raison de la structure (filonnets de chlorite, répartition irrégulière des taches à diopside), l'analyse chimique globale de la roche risque de ne pas être représentative.

On peut néanmoins constater que le chimisme s'éloigne de celui d'un gabbro métamorphique plus nettement encore que dans les échantillons précédents (tableau p. 54). Il tend vers celui d'un grenat.

Le grenat est d'ailleurs le constituant principal de la roche comme le montre la représentation modale calculée.

Le pyroxène possède des propriétés physiques très proches de celles des diopsides 489E et 26, de gisement comparable. En faisant la moyenne de leurs paramètres les plus stables : SiO₂, FeO, MgO, CaO et densité, on dispose d'un modèle permettant de calculer une solution modale, puis de la contrôler.

Grenat	73 %
Diopside	18 %
Clinochlore	7 %
Accessoires	2 %
Total	100 %

FILONS DE GRENATITE PURE

Pour compléter la description des faciès à grenat, il faut mentionner l'existence de filons de grenatite pure et massive recoupant par endroit les serpentinites. A la lumière de l'étude précédente, il est tentant de les considérer avec leurs épontes chloriteuses comme l'aboutissement de la transformation d'un gabbro.

Voici les paramètres physiques du grenat d'un de ces filons :

N = 1,776 ± 0,002

Densité: 3,674 ± 0,004

Susceptibilité magnétique : $\chi = 18,3 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

Couleur en grains : brun-orangé

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
2,97	<u>FF</u>	1,925	F	1,480*	f	1,262*	ff
2,65	<u>FF</u>	1,714	m	1,327	mf	1,102	mf
2,53	m	1,710*	mf	1,324*	mf	1,099*	mf
2,42	F	1,646	F	1,295	m	1,049	f
2,33	Fm	1,586	<u>FF</u>	1,292*	mf	1,047*	ff
2,17	Fm	1,484	m	1,265	f		

Les données cristallographiques font encore apparaître une hétérogénéité du grenat, impossible à mettre en évidence au microscope :

- une phase représente 60-65 % de l'ensemble et possède un paramètre cristallographique de $11,87 \pm 0,01 \text{ \AA}$,
- l'autre, très voisine puisque son paramètre est de $11,84 \pm 0,01 \text{ \AA}$, doit correspondre à un chimisme plus riche de quelques pourcents en almandin. Ses distances réticulaires spécifiques sont signalées par un astérisque (*).

Les données physiques font preuve d'un accord excellent dans l'estimation du chimisme moyen à partir des diagrammes de H. WINCHELL (1958).

Grossulaire	72 %
Andradite	22 %
Almandin	6 %
	100 %

Comme dans les cas précédents, l'hétérogénéité mise en évidence est incontestablement le résultat d'une crystallisation en deux étapes.

ECHANTILLON - TYPE 26 - DIOPSIDITE A CHLORITE (Analyse chimique, planche IV, N° 3)

GISEMENT

Route de la Stura di Viù, carrière abandonnée, au km 55,35, dans des faciès schisteux du massif de serpentinites de Lemie. L'échantillon provient de la bordure d'une lentille de grenatite différenciée, rappelant celle que nous venons de décrire (éch. 23 B). Des filets chloriteux découpent et cloisonnent cette bordure.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Prismes centimétriques d'un pyroxène blanc-verdâtre, formant une charpente. Une chlorite sombre en occupe les vides. Elle constitue aussi des lits gainant ces édifices.

La chlorite et le pyroxène ont été séparés ; seul ce dernier est analysé.

Pyroxène (Diopside) - fiche N° 8

Chlorite

$2V_Z$ mesuré # 0°

$N_Y \# N_X = 1,602 \pm 0,001$ vert pâle

Biréfringence dans les gris-blanc

Z A C # 0°

Densité: $2,828 \pm 0,006$

Susceptibilité magnétique :

$\chi = 26,2 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
14,00	ff	2,64	mf	1,995	m	1,407	ff
7,05	m	2,57	F	1,875	ff	1,390	ff
4,70	mf	2,53	F	1,735	f	1,320	Fm
4,55	m	2,43	Fm	1,560	ff	1,315	ff
3,53	m	2,37	Fm	<u>1,535</u>	<u>FF</u>	1,297	f
2,82	ff	2,25	m	1,500	Fm	1,288	mf

La valeur élevée de la susceptibilité magnétique témoigne d'une teneur en fer importante pour une chlorite ultrabasique. Par analogie avec les propriétés d'autres chlorites (fiches N° 50 et 51), je pense qu'il s'agit d'une pynochlorite.

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

La chlorite, en belles lames, meuble les espaces entre des plages automorphes de diopside. Associés à celle-ci, quelques grains au relief de grenat, mais de teinte jaune-brun, semblent être de la picotite.

ETUDE PETROCHIMIQUE

L'analyse chimique globale risque de ne pas être représentative, en raison de la texture.

Les remarques faites à la page 40 permettent de calculer avec une certaine sécurité une représentation modale sans connaître le chimisme exact de la chlorite. J'ai utilisé le paramètre (CaO) en supposant une teneur de 1 % dans la chlorite. Il conduit à la représentation modale :

Diopside	75 %
Chlorite	25 %

La cristallisation particulière du diopside et son association avec la chlorite indiquent l'origine métamorphique de ce pyroxène. On sait que des diopsides fortement calciques peuvent cristalliser dans un climat de métamorphisme épizonal, en milieu carbonaté ou sous l'effet d'une métasomatose calcique. Nous avons déjà supposé pareille origine pour le diopside périphérique 489 E. (Voir à ce propos 3° partie, chap. II).

On peut se demander si la paragenèse à diopside-chlorite ne procéderait pas d'un faciès préalablement riche en pyroxène magmatique, car l'analyse de l'échantillon 26 n'est pas très éloignée de celle d'une salite de pyroxénite (voir éch. 416, fiche N° 13) Ce faciès particulier peut avoir été, à l'origine, la bordure pyroxénitique d'une lentille gabbroïque ayant ensuite participé à des échanges et à des réactions métamorphiques avec la serpentinite encaissante.

ECHANTILLON-TYPE 363 ET 356 - DIOPSIDITE ET BORDURE CHLORITEUSE

GISEMENT

Versant Nord du Pian della Mussa, près de l'Alpe della Rossa. Les serpentinites sont lardées de filons de grenatites et, plus rarement, de diopsidites. L'échantillon 363 appartient à ce second type. La chlorite 356, provenant d'un autre filon, correspond au faciès habituel de bordure.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Masses fibreuses, compactes, affectées de plis spectaculaires, de teinte blanc-gris, dépourvues d'éclat. Quelques filets de chrysotile ou de chlorite s'insèrent entre les fibres. Les bordures de ces filons sont tapissées de chrysotile ou de chlorite parfois cristallisée en empilements hexagonaux de teinte vert-bouteille.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Le diopside très pur constituant les masses blanches et la chlorite des épontes ont été chimiquement analysés.

Diopside - fiche N° 10

Clinochlore - fiche N° 45

ETUDE PETROCHIMIQUE

Le mode de gisement et la particularité du chimisme permettent de considérer ce diopside comme un produit du métamorphisme. Le seul pyroxène dont il se rapproche chimiquement est le diopside 26 également métamorphique.

Quelle est l'origine de cette diopsidite ? Etait-ce une pyroxénite modifiée par échanges avec les serpentinites ? Ou par réactions métamorphiques ? Est-ce un simple rein d'accumulation des éléments refusés par les réseaux des serpentines ?

CONCLUSIONS PETROCHIMIQUES DE L'ETUDE DES FACIES EN ENCLAVE DANS LES SERPENTINITES

L'étude descriptive montre qu'il est encore possible de reconnaître d'anciens gabbros sous les maquillages variés qu'adoptent les roches en enclaves dans les serpentinites. Il n'est même pas certain qu'il faille excepter les grenatites car, localement, on peut y retrouver des structures de gabbro très typiques où le pyroxène magmatique est pseudomorphosé par du diopside pur.

Quant aux filons de ce minéral et à leurs épontes chloriteuses, des considérations chimiques et des arguments développés dans l'étude des pyroxènes (3° partie, chap. II) encouragent à y voir la transformation d'anciennes pyroxénites magmatiques. La même origine est probablement à retenir pour les chloritoschistes à trémolite, talc, etc..., car par leur chimisme, ils sont plus proches des pyroxénites que des serpentinites auxquelles ils sont pourtant intimement associés. L'étude d'une pyroxénite magmatique partiellement chloritisée et de gisement comparable à ces faciès renforce cette hypothèse (voir 2° partie, chap. 1).

La présence des enclaves à bords tranchés dans les serpentinites est-elle le résultat de processus magmatiques où d'une mise en place tectonique, suivie de diffusions métamorphiques expliquant alors l'irrégularité du gisement actuel ? La nature initiale gabbroïque presque exclusive de ces enclaves milite pour la première hypothèse. Exceptionnellement, j'ai observé quelques lentilles de calcschistes où bourgeonnaient des grenats.

La transformation rodingitique subie par ces roches est imputable à la serpentinitisation comme nous le montrerons dans la 3° partie (chap. I et VII). On se contentera ici de mesurer les échanges depuis le stade gabbroïque initial. Cette mesure ne peut malheureusement être qu'approximative pour deux raisons :

- nous ignorons sur quelle base comparer les roches ; cette question est ici importante en raison du volume des échanges qui ont eu lieu, (voir à ce sujet au chap. VII 3° partie). Une étude théorique de ce problème est en cours. Nous utiliserons le pourcentage molar, tout en sachant que nos résultats n'auront qu'une valeur relative.

- nous ne disposons pas, comme élément de référence, de gabbros frais et considérons un faciès métamorphique (éch. 24) affleurant à proximité du massif de serpentinites étudiées. Cette substitution ne devrait pas modifier de façon grave les résultats, car le métamorphisme ne semble pas s'être accompagné d'échanges métasomatiques, (p. 60) sauf dans des cas particuliers. Disposant, pour ce gabbro, de deux analyses correspondant à des faciès légèrement différents, j'ai choisi d'en prendre la moyenne.

	- 24 - (Gabbro métamorphique de référence)	24 - 25 A (Gabbro rodingitique)	24 - 27 A (Gabbro rodingitique)	24 - 23 B (Grenatite à diopside)
Si	43,99	+ 11,03	+ 7,19	+ 7,86
Al	20,76	+ 2,28	+ 6,05	+ 11,41
Fe ^{III} + Fe ^{II}	3,27	- 0,14	- 13,50	- 9,30
Mn	0,06	- 0,12	- 0,24	- 0,24
Mg	14,89	+ 0,23	+ 10,11	+ 7,66
Ca	11,98	- 17,39	- 10,12	- 19,65
Na	4,49	+ 3,96	+ 2,37	+ 4,19
K	0,40	+ 0,11	+ 0,28	+ 0,34
Ti	0,12	0	- 1,27	- 2,19
Ni	0,0256	+ 0,0231	+ 0,0225	+ 0,0246
Cu	0,0037	+ 0,0034	+ 0,0027	+ 0,0033
Co	0,0019	- 0,0001	+ 0,0010	+ 0,0007

CHAPITRE V - LES GABBROS METAMORPHIQUES -

INTRODUCTION

Nous allons étudier, dans ce chapitre, quatre échantillons-types de gabbros métamorphiques d'aspect proche, mais plus ou moins transformés par le métamorphisme et provenant de massifs différents. Les derniers décrits contiennent des noyaux ferromagnésiens, dérivant probablement de pyroxénites.

Nous verrons que l'étude pétrochimique se révèle féconde par ses conclusions sur la nature minéralogique initiale des gabbros métamorphiques et sur les modalités du métamorphisme.

I- GABBROS METAMORPHIQUES -

ECHANTILLON-TYPE 380 - GABBRO METAMORPHIQUE - (Analyse chimique, planche VI, N° 3)

GISEMENT

Dans le village de Cresto, à l'intérieur du grand massif de gabbros métamorphiques d'Ala di Stura. Dans cette région, les gabbros sont complètement recristallisés, mais peu déformés et d'un aspect encore typique.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Roche massive, dont le fond blanc est parsemé de taches vertes aux dimensions centimétriques, montrant un faible étirement.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Les quatre minéraux principaux ont été séparés et complètement analysés.

<u>Clinozoïsite</u>	-	fiche N° 65
<u>Actinote</u>	-	fiche N° 29
<u>Albite</u>	-	fiche N° 76
<u>Sheridanite</u>	-	fiche N° 55

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Structure nettement plus confuse que sur l'échantillon :

- les zones claires, lorsqu'elles sont encore reconnaissables, sont composées par des plages géantes d'albite fraîche, supportant des prismes de clinozoïsite et quelques belles aiguilles d'actinote, Dans leurs joints peuvent se nicher des agrégats chloriteux. Localement, le fond albitique disparaît presque sous la pavage de clinozoïsite. Celle-ci, au contact avec les minéraux ferro-magnésiens, présente souvent une bordure plus riche en pistacite ;
- les taches vertes sont formées par une association d'actinote et de chlorite en fibres orientées, pseudomorphosant un ancien pyroxène présent par quelques reliques. Ces taches s'étirent et se mêlent aux minéraux clairs.

ETUDE PETROCHIMIQUE

CALCUL DU MODE

Le calcul du mode pondéral de cette roche est proposé en exemple dans le chapitre I (p. 12). Le résultat est le point de départ d'une évaluation de la nature minéralogique originale.

- Clinozoïsite	34 %
- Actinote	29 %
- Albite	19 %
- Shéridanite	16 %
- Accessoires (minéraux opaques, phengite)	2 %
- Total	100 %

RECHERCHE DE LA PARAGENÈSE ORIGINELLE

METHODE

L'aspect extérieur de l'échantillon, sinon le paysage sous le microscope, engage à considérer le fond clair comme résultat de la transformation de l'ancien plagioclase (les anciennes troctolites présentent une étape moins avancée du même processus, voir p. 28) et les taches vertes comme d'anciens ferro-magnésiens : pyroxènes, olivine, hornblendes ... Dans cette hypothèse, on peut établir pour chaque oxyde dosé une équation du type :

$0,19 \times \text{teneur albite} + 0,34 \times \text{teneur épidote} + 0,01 \times \text{teneur phengite} = 0,54 \times$
teneur plagioclase basique (1)

et :

$0,29 \times \text{teneur actinote} + 0,16 \times \text{teneur chlorite} + 0,01 \times \text{teneur minéraux opaques} =$
 $0,46 \times \text{teneurs ferro-magnésiens originels}$ (2)

Dans ces équations, chaque terme correspond à la quantité de l'oxyde considérée fixée par un minéral donné. Il se compose du produit de la fraction modale de ce minéral dans la roche par sa teneur en l'oxyde considéré.

Ces équations n'ont de signification que si deux conditions concernant le métamorphisme se trouvent remplies :

- absence de métasomatose générale,
- échanges limités entre la matière feldspathique et ferro-magnésienne.

TROIS MODELES

L'étude pétrogénétique des roches (3° partie, chap. I) rassure sur le premier point. Quant à la possibilité d'échanges métamorphiques importants à l'intérieur de la roche, l'excellent accord dans l'équation (1) entre la formule virtuelle calculée (cf. tableau p. 58, colonne 2) et celle d'un authentique labrador (DEER, HOWIE et ZUSSMAN, 1963, p. 117, n° 11) semble en donner un démenti suffisant. La mince bordure pistacitique des clinozoisites en contact avec les ferro-magnésiens apporte une confirmation. Elle s'est, en effet, développée par diffusion du fer à partir de ceux-ci. Son étroitesse témoigne du peu d'importance du phénomène d'échange.

Il faut toutefois envisager des échanges très limités si l'on veut ajuster parfaitement la formule virtuelle à celle d'un plagioclase basique. Pondéralement, ces échanges n'atteignent pas 4 % de la masse totale, mais le choix de leur répartition et de leur volume entraîne plusieurs représentations minéralogiques de la roche originelle. Trois solutions principales apparaissent :

- déplacement de la formule virtuelle, vers le pôle acide. On obtient un labrador à 58 % An. (tableau p. 58, colonne 4 (1));
- conservation de la basicité virtuelle. Le plagioclase possède un chimisme de labrador à environ 65 % An. (colonne 4 (2));
- déplacement vers le pôle basique de la formule virtuelle. Les échanges sont pour 100 parties : apport 2,50 % Al_2O_3 , départs 1 % Fe_2O_3 et 1,50 % Na_2O . On construit une bytownite à environ 73 % An.

Dans tous les cas, le volume des échanges est à peu près équilibré (colonne 3, (1) et (2)). On retiendra donc un pourcentage modal de 54 % pour le plagioclase basique et d'environ 45 % pour la somme des ferro-magnésiens, dans le gabbro originel.

CHOIX ENTRE LES TROIS MODELES

Le choix entre ces trois solutions principales détermine la nature des ferro-magnésiens reconstruits. En retour, leur nature aide au choix de la formule du plagioclase, selon son accord avec les résultats pétrographiques. Jusqu'ici, notre seule initiative a été celle des petites retouches à apporter au plagioclase virtuel. Maintenant, au contraire, le nombre de degrés de liberté augmente et, corrélativement, l'incertitude des résultats. Nous ignorons la nature, le chimisme, et les pourcentages relatifs des ferro-magnésiens : olivine, orthopyroxène, clinopyroxène ou hornblende.

	Col. 1	Col. 2	Col. 3		Col. 4		Col. 5	Col. 6	
	Ab+Ep+Phengite	Ab+Ep+Phengite à 100 %	Echanges à 100 %		Plagioclase		Amp+Chl+M. O	Amp. + Chl + M. O + échanges à 100 % = Σ ferro-magnésiens	
			(1)	(2)	(1)	(2)		(1)	(2)
SiO ₂	27,03	50,78	+ 2,00	+ 1,00	53,62	52,35	20,26	44,76	46,11
Al ₂ O ₃	14,93	28,05	+ 1,00	+ 2,00	29,51	30,34	3,33	8,81	7,58
Fe ₂ O ₃	0,56	1,06	- 1,05	- 1,05	/	/	2,09	4,66	4,75
FeO	0,07	0,13			0,13	0,13	2,79	6,31	6,35
MgO	0,08	0,15			0,15	0,15	9,96	22,55	22,67
CaO	7,97	14,98	- 3,50	- 2,00	11,66	13,15	4,08	12,16	10,54
Na ₂ O	2,27	4,27		- 1,00	4,34	3,29	0,81	0,59	1,84
K ₂ O	0,25	0,47			0,48	0,48	/	/	/
TiO ₂	0,06	0,11			0,11	0,11	0,07	0,16	0,16
Total	53,22	100,00			100,00	100,00	43,39	100,00	100,00

Calcul d'une paragenèse originelle du gabbro métamorphique 380 dans deux hypothèses (1) et (2) précisées dans le texte.

a) La troisième hypothèse - bytownite à environ 73 % An. est à rejeter. A côté de ce minéral, nous aurions une olivine à 82 % Fo. et une omphacite typique. C'est une paragenèse invraisemblable.

b) La seconde hypothèse - labrador à 65 % An. est traitée et ses résultats figurent dans les colonnes (2) du tableau de la page 58 . Le chimisme des minéraux ferro-magnésiens (col. 6, (2)) se rapproche de celui d'une hornblende de roches basiques (H. ONUKI, 1963, p. 273). Toutefois, la teneur élevée en magnésium indique la présence probable d'olivine. Enfin, cette hornblende devrait être riche en sodium (plus de 2%).

c) La première hypothèse (colonne (1) dans le tableau) nous propose un labrador à 58 % An. Comme on peut le voir (col. 6, (1)) le chimisme des ferro-magnésiens n'est pas modifié de façon importante par rapport à la solution précédente ; les minéraux virtuels non plus. La hornblende aurait une teneur en sodium plus normale.

Dans l'hypothèse d'une hornblende virtuelle, les deux solutions se valent. Il en va différemment si l'on tente de reconstituer un clinopyroxène. Or sa présence dans le gabbro originel est très probable. Le pyroxène figurant en relique est à rapprocher, par ses caractères, des augites jadéitiques et des omphacites séparées dans des faciès comparables (fiches N° 15 et 16). Son origine est métamorphique (voir 3° partie, chap. II), mais il semble probable qu'il s'est développé au détriment d'une espèce magmatique. On connaît d'ailleurs à la base des gabbros de tels pyroxènes en reliques (salite 416, fiche N° 13) et on observe leur remplacement par des omphacites (p. 103).

Dans la reconstitution d'un pyroxène, la première hypothèse conduit à un résultat plus admissible : augite alumineuse et olivine, ou encore : salite (comme éch. 416, fiche N° 13), olivine et hornblende). La seconde associe à l'olivine un pyroxène sodique (3 % Na₂O) proche de l'omphacite. Une telle paragenèse est peu orthodoxe.

CONCLUSIONS

Quelques conclusions intéressantes se dégagent de l'étude pétrochimique précédente, en laissant de côté ses aspects plus spéculatifs.

METAMORPHISME

Nous avons vu qu'en termes chimiques, la somme albite, clinozoïsite, phengite, correspondait presque trait pour trait à la composition d'un labrador. Les retouches qu'il est nécessaire d'apporter se chiffrent par un volume d'échanges inférieur à 4 % de la roche.* Une conclusion s'impose à propos de l'histoire métamorphique de cette roche. Elle a dû échapper aux effets de la première phase de métamorphisme (voir p. 147) ou les subir d'une façon modérée. Celle-ci est de type éclogitique et mobilise la soude et l'alumine dans des édifices ferro-magnésiens. Partant d'un plagioclase basique, si ces oxydes s'étaient fixés d'abord dans des omphacites ou des glaucophanes avant l'albite et la clinozoïsite où ils figurent actuellement, je doute que nous ayons obtenu un accord aussi satisfaisant avec une formule de plagioclase basique. Il est plus vraisemblable que l'albite et la clinozoïsite proviennent directement de ce plagioclase et ne sont qu'une recristallisation de la saussurite observée dans les pegmatofides de troctolites décrits au chapitre III.

* S. FRANCHI (1894) qui avait reconnu cette transformation des gabbros prévoyait déjà des échanges chimiques très limités.

La phase métamorphique qui a affecté ce gabbro a provoqué, dans un premier temps, le remplacement topochimique de certains édifices minéralogiques par d'autres. Les nouveaux minéraux se construisent presque intégralement à partir des anciens. Il est probable que cet "autarcisme" est favorisé par la conservation métastable de certaines espèces quand d'autres se démolissent : ainsi, le plagioclase basique commence à se transformer dans des péridotites à olivine fraîche ; au contraire, le pyroxène résiste encore dans des faciès franchement métamorphiques.

Après cette étape décisive, les seuls effets du métamorphisme consistent en réajustements de structures guidés essentiellement par les déformations contemporaines. Le grain des minéraux s'accroît et les diverses parties ("blanc" et "vert") jusqu'alors autonomes, se mêlent de plus en plus intimement. Il est important de remarquer que, même dans cette seconde étape, l'activité chimique se limite à des échanges entre minéraux de même nature, les uns dépérissant au profit d'autres probablement mieux disposés par rapport au champ des contraintes. Rappelons que cette conclusion découle de l'observation sous le microscope de structures déjà mêlées. Or, si nous les démenons (et le calcul correspond à cette opération), nous ne constatons pas d'échanges chimiques notables. Les seuls facteurs actifs seront le temps et les contraintes orientées : développement du grain et acquisition de structures métamorphiques (litage par exemple).

NATURE DU GABBRO ORIGINEL

L'étude pétrochimique nous apprend que le gabbro contenait 54 % de plagioclase basique et environ 45 % de minéraux ferro-magnésiens. Elle permet de préciser la nature du plagioclase : labrador compris entre 58 et 65 % An. suivant l'hypothèse retenue pour les ferro-magnésiens. La reconstitution de ces derniers est hypothétique. Cependant, elle montre que la solution (1)(labrador à 58 % An.) est plus vraisemblable.

A partir du stock chimique disponible pour les ferro-magnésiens (tableau de la p. 58 , col. 6) on peut envisager deux modèles principaux : l'un à hornblende et olivine, l'autre à clinopyroxène et olivine, plus conforme aux observations pétrographiques.

ECHANTILLON - TYPE 479 -- GABBRO METAMORPHIQUE A RELIQUES DE PYROXENE .

(Analyse chimique, planche VI, N° 4)

GISEMENT

En plein coeur du massif gabbroïque d'Ala di Stura, à l'arrivée du premier tronçon du télésiège.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Belle roche, massive, présentant des taches vert-cru tranchant sur le fond blanc. La texture, typiquement gabbroïque, n'est pas étirée. Localement, le découpage régulier des taches vertes par la matrice claire évoque un ancien agencement ophitique.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Quatre minéraux ont été séparés. Les deux suivants sont analysés chimiquement :

Trémolite - fiche N° 31

Omphacite - fiche N° 15

Je n'ai pas jugé utile d'analyser l'albite et la clinozoïsite, rien ne les distinguant des espèces correspondantes de l'échantillon 380.

Albite

$2V_Z$ mesuré = $78^\circ + 1^\circ$

N_Z = $1,5395 \pm 0,001$

N_Y = $1,533 \pm 0,001$

Densité : $2,638 \pm 0,002$

$2V_Z$ calculé = 81°

N_X = $1,5285 \pm 0,001$

$N_Z - N_X$ = $0,011 \pm 0,002$

Susceptibilité magnétique : $\chi = -0,7 \cdot 10^{-6}$

u. e. m. c. g. s.

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
6,34	F	3,36	mf	2,55	mf
4,02	F	<u>3,19</u>	<u>FF</u>	2,44	f
3,84	mf	3,12	mf	2,42	ff
3,76	F	2,96	m	2,40	ff
3,66	Fm	2,92	m	2,38	f
3,52	mf	2,85	mf	2,31	f
3,49	mf	2,63	f	2,27	ff

Ces caractères indiquent une albite à moins de 5 % An.

Clinozoïsite

$2V_Z$ mesuré = 5° en bordure, 40° au coeur, 35° en moyenne

N_Z = $1,705 \pm 0,001$

N_Y = $1,697 \pm 0,001$

N_X = $1,696 \pm 0,001$

$N_Z - N_X$ = $0,009 \pm 0,002$ gris au bord, gris-bleu nuit au coeur

Densité : $3,354 \pm 0,004$

Susceptibilité magnétique $\chi = 2,9 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
7,99	mf	2,71	F	2,02	F	1,612	m
4,98	m	<u>2,69</u>	<u>FF</u>	1,979	m	1,594	mf
4,02	F	2,62	mf	1,939	mf	1,584	mf
3,74	mf	2,52	mf	1,897	f	1,553	mf
3,65	m	2,39	m	1,872	f	1,548	f
3,59	Fm	2,33	mf	1,844	mf	1,534	mf
3,13	mf	2,32	m	1,685	mf	1,460	f
3,07	F	2,25	mf	1,671	f	1,386	mf
<u>2,85</u>	<u>FF</u>	2,22	mf	1,627	f	1,346	mf
2,81	mf	2,09	mf	1,616	m	1,289	f
2,76	F	2,06	F				

Couleur en grains : blanc très pur.

Ces caractères physiques indiquent une espèce très proche du pôle clinozoïsite.

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

La structure macroscopique se retrouve.

- fond clair : grandes plages fraîches d'albite supportant des prismes trapus de clinozoïsite dépassant le millimètre. Faibles traces de déformation;

- taches vertes : aspect confus contrastant avec la netteté de la structure précédente. Elles se composent d'une omphacite en reliques dans un tissu orienté de trémolite et d'un peu de chlorite, haché par les déformations. Une clinozoïsite pistacitique en granules se dispose à la périphérie des plages. A part quelques gros bouquets de trémolite et de chlorite qui ont envahi le fond clair, la séparation entre ces zones est assez franche.

ETUDE PETROCHIMIQUE

CALCUL DU MODE

Pour entreprendre le calcul d'une représentation modale, j'ai emprunté à l'échantillon 380 les données chimiques de l'albite, de la clinozoïsite et de la chlorite, au vu de la similitude des paramètres physiques.

Les systèmes (MgO) (CaO) Na₂O (Al₂O₃) et (SiO₂) (CaO) (MgO) (Na₂O) conduisent à deux solutions ne concordant pas parfaitement, mais dont la moyenne correspond à une représentation correcte si l'on en juge par la façon dont elle se vérifie.

Représentation modale calculée

Clinozoïsite	35 %
Trémolite	32 %
Albite	14 %
Omphacite	10 %
Chlorite	8 %
Minéraux opaques	1 %
Total	100 %

Vérification par le calcul de l'analyse globale

	Calcul	Dosage ou mesure
SiO ₂	48,7	48,10
Al ₂ O ₃	18,1	17,55
Oxydes de fer	3,8	3,92
MgO	9,3	9,21
CaO	14,0	14,30
Na ₂ O	2,5	2,42
Densité	3,07	3,05

Le calcul brut du plagioclase virtuel suivant la méthode indiquée à propos de l'étude de l'échantillon 380, conduit à 48-49 % de bytownite, à environ 70 % An. (tableau de la p. 64, col. 2.) et 50 % de ferro-magnésiens ayant une teneur en Mg. O telle que la présence d'olivine s'impose dans toutes les solutions.

Sachant que l'omphacite de cette roche est un pyroxène métamorphique (3° partie, chap. II), il faut restituer au plagioclase virtuel une partie de la soude et de l'alumine empruntée par celui-ci lors de sa cristallisation*. On s'achemine donc vers un chimisme de plagioclase plus acide que celui résultant du calcul brut (tableau, col. 2). Une telle solution figure sur le tableau en (1).

En (2), il m'a paru intéressant de calculer complètement une solution conservant la basicité du plagioclase issu du calcul brut (environ 70 %) et qui tente de reconstruire un pyroxène suivant le modèle de celui qui est séparé.

SOLUTION (1) LABRADOR à 63 % An.

Le chimisme du labrador est donné dans le tableau, p. 64, col. 4 (1); celui des ferro-magnésiens dans la colonne 6 (1). Leurs pourcentages modaux relatifs sont égaux. Le calcul des ferro-magnésiens montre qu'il est nécessaire d'admettre environ 10 % d'olivine à 75 - 80 % Fo, ainsi qu'une hornblende alumineuse. Je n'ai pas tenté un calcul aussi hypothétique, mais une évaluation qualitative m'a montré que l'association de la salite 416 (fiche N° 13) et d'une hornblende typique de gabbros ophiolitiques (H. ONUKI, 1963, op. cit.) devait aboutir à une solution.

SOLUTION (2) LABRADOR 65-70 % An. - PYROXENE SODIQUE

Les pourcentages modaux seraient :

- plagioclase 49 %, pyroxènes 38 % (dont 10 % d'omphacite et 28 % du pyroxène reconstitué) et olivine 12 %.

Il faut observer qu'il n'est pas possible de constituer avec le stock ferro-magnésien (col. 5 (2)) un pyroxène semblable à l'omphacite en relique. Le pyroxène obtenu (col. 7) en diffère par une teneur en sodium sensiblement plus faible ; c'est une augite sodique. Cette conclusion confirme que l'omphacite en reliques ne constituait pas la phase pyroxénique du gabbro originel. Elle est le résultat d'une modification métamorphique du premier pyroxène. Celui-ci se serait progressivement enrichi en Al_2O_3 et Na_2O dans certaines zones, tandis qu'il subissait une démolition dans les zones appauvries. Il n'y aura donc pas eu, dans cette hypothèse, concurrence entre l'albite et l'omphacite.

* L'omphacite a cristallisé lors de la première phase de métamorphisme (p. 147) à la place de l'albite. Elle a perturbé le processus de remplacement du plagioclase basique par le mélange albite + clinzoïsite. Cette remarque explique le volume d'échanges relativement important, nécessaire pour reconstituer le plagioclase originel (tableau, col. 3 (1)). Elle renforce les conclusions de la p. 59.

	col. 1	col. 2	col. 3		col. 4		col. 5		col. 6		col. 7	col. 8
	Ab. + Ep.	Ab. + Ep. à 100 %	Echanges à 100 % (apport +, départ -)		Plagioclase		Amp. + Chl. + (pyr) + M. O.		Amp. + Chl.+ (pyr) + M. O. + échanges à 100 %		Pyroxène	Olivine
			(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)		
SiO ₂	23,55	49,0	+ 3	+ 2	52,3	51,5	25,15	20,18	47,9	48,7	52,5	40
Al ₂ O ₃	13,96	29,0	+ 1	+ 1	30,2	30,5	4,16	2,96	7,4	6,2	9,0	/
Fe ₂ O ₃	0,55	1,2	- 1,2	- 1,2	/	/	1,00	0,49	3,1	2,6	5,0	15
FeO	0,05	0,1	/	/	0,1	0,1	2,44	2,22	4,9	5,6		
MgO	0,04	0,1	/	/	0,1	0,1	9,27	8,31	18,8	21,1	10,0	45
CaO	8,14	17,0	- 4	- 3	13,0	14,2	6,20	3,90	16,6	13,6	19,5	/
Na ₂ O	1,70	3,5	+ 0,7	/	4,2	3,5	0,76	0,39	0,8	1,0	1,5	/
K ₂ O	0,01	/	/	/	/	/	0,03	0,03	0,1	0,1	/	/
TiO ₂	0,05	0,1	/	/	0,1	0,1	0,20	0,44	0,4	1,1	1,5	/
Total	48,05	100,0			100,0	100,0	49,21	38,92	100,0	100,0	99,0	100

Calculs des paragenèses originelles du gabbro métamorphique 479, dans les hypothèses Labrador 63 % An(1) et Labrador 65-70 % An. + pyroxène sodique (2)

N. B. Dans les colonnes 5 et 6, (2) ne donne la somme que de l'amphibole, la chlorite et les minéraux opaques; le pyroxène n'intervenant pas.

ECHANTILLONS-TYPES 24

24 A - GABBRO METAMORPHIQUE - (Analyse chimique, planche VI, N° 1)

24 B - GABBRO METAMORPHIQUE A RELIQUES DE PYROXENE (Analyse chimique, planche VI, N° 2)

GISEMENT

Route de la Stura di Viù, km. 53, 3, dans un petit massif gabbroïque de 0,6 km.² au sein des serpentinites de Lemie.

Ce massif porte encore les traces d'une orientation ancienne. Dans les zones entièrement recristallisées (éch. 24 A) elle n'est plus visible, mais dans les zones où existent des reliques de pyroxènes (éch. 24 B) elle apparaît encore, à l'échelle de l'affleurement, grâce à une distribution de ce minéral variable par le grain et l'abondance. Le gabbro métamorphique contient des nodules ferro-magnésiens étudiés plus loin (éch. 24 C). Enfin, il est recoupé par des plans tapissés d'une trémolite de dernière génération.

L'affleurement se situe à une centaine de mètres du contact avec les serpentinites où nous avons étudié une enclave de gabbro à vésuvianite (éch. 25, p. 44).

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Roches massives de teinte claire, différant par la répartition des taches ferro-magnésiennes. Dans l'échantillon 24 B, elles tranchent sur le fond blanc par leur contour net et leur teinte soutenue. On y reconnaît des restes de pyroxène vert-pâle. Un réseau de trémolite gris-vert marque un début d'homogénéisation de la structure. Cet état est presque atteint dans l'échantillon 24 A où il devient difficile de reconnaître une trame gabbroïque, l'agencement tendant vers un mode ocellaire.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Les minéraux principaux ont été séparés. Seules les amphiboles sont analysées. La séparation de l'amphibole 24 A a donné deux lots aussi purs (ainsi d'ailleurs que celle de l'amphibole 24 C, étudiée plus loin). Ces lots ont été analysés indépendamment.

REMARQUE A PROPOS DE L'HOMOGENEITE DES MINERAUX

La considération du chimisme et des propriétés physiques montre que les deux lots d'amphiboles ainsi obtenus ne sont pas rigoureusement identiques. Or, sous le microscope, n'apparaît qu'une amphibole parfaitement homogène, au moins d'apparence, et ne présentant pas trace d'altération ou de remplacement.

Dans une étude toute récente, A. F. HAGNER, S. S. LEUNG et J. M. DENNISON (1965) signalent le même phénomène dans l'orthopyroxène, la hornblende et la biotite d'une amphibolite. Ce dernier minéral a été étudié avec soin. Bien qu'homogène, il présente une certaine dispersion des divers paramètres. Toutefois le minéral est en partie altéré en chlorite ce qui, dans une étude de ce genre et malgré les précautions prises, hypothèque le résultat.

Il semble, en réalité, comme nous l'avons déjà signalé (Cl. GAGNY et A. NICOLAS, 1966), qu'une espèce minérale donnée aussi homogène soit-elle d'apparence, ne possède pas de propriétés "ponctuelles" mais étalées dans un certain champ. Pour le reconnaître, il est nécessaire que le moyen mis en oeuvre soit suffisamment fin pour procéder à une sélection dans ce champ. Les techniques de séparation par densité mises en oeuvre l'ont permis. Ce n'est pas le cas de l'observation optique.

Comme on le voit, c'est un problème capital qui est reposé. Jusqu'ici la minéralogie des silicates repose sur un postulat tacite : une espèce paraissant homogène sous le microscope est homogène dans toutes ses autres propriétés. Si les écarts observés ne proviennent pas des techniques de séparation ou de mesure des paramètres (des études ultérieures le diront), il faudra réviser la notion d'homogénéité ou, plus exactement, préciser à quelle échelle un silicate complexe déterminé peut être considéré comme homogène.

ECHANTILLON 24 A -

Trémolites - 24AL et 24 A1 - Fiches N° 21 et 22

Albite

$2V_Z$ mesuré = $82^\circ \pm 3^\circ$
 N_Z = $1,5395 \pm 0,001$
 N_Y = $1,532 \pm 0,001$
 Densité : $2,639 \pm 0,0015$

$2V_Z$ calculé = 72°
 N_X = $1,528 \pm 0,001$
 $N_Z - N_X$ = $0,011 \pm 0,002$
 Susceptibilité magnétique : $\chi = -0,1 \cdot 10^{-6}$
 u. e. m. c. g. s.

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
6,40	F	<u>3,19</u>	<u>FF</u>	2,56	m
4,03	F	3,12	mf	2,54	ff
3,86	m	2,96	F	2,44	mf
<u>3,78</u>	<u>FF</u>	2,93	F	2,41	f
3,67	F	2,86	m	2,39	ff
3,54	m	2,84	ff	2,32	m
3,50	m	2,68	mf	2,28	ff
3,37	m				

Ces données permettent de prévoir une teneur de 3 % An.

Chlorite

$2V_Z \neq 0^\circ$
 N_Z = $1,599 \pm 0,001$
 N_Y = $1,589 \pm 0,001$
 Susceptibilité magnétique : $\chi = 13,1 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. Densité : $2,752 \pm 0,004$
 N_X = $1,588 \pm 0,001$
 $N_Z - N_X$ = $0,011 \pm 0,002$
 Incolore, sans polychroïsme

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
14,2	mf	2,65	mf	2,25	m	1,740	mf	1,410	f
7,1	m	2,58	F	2,06	f	1,565	mf	1,392	f
4,75	f	2,53	F	1,995	m	1,535	F	1,320	mf
4,57	m	2,43	Fm	1,875	mf	1,500	m	1,298	f
3,53	m	2,37	Fm	1,820	mf	1,460	f	1,290	mf
2,83	f								

Couleur en grains : blanc-verdâtre argenté.

Les caractères physiques permettent simplement de diagnostiquer une variété pauvre en fer.

Clinozoïsite

$2V_Z$ mesuré = $37^\circ \pm 2^\circ$
 $2V_Z$ calculé = 60°
 N_Z = $1,708 \pm 0,002$
 N_Y = $1,699 \pm 0,002$
 N_X = $1,696 \pm 0,002$
 $N_Z - N_X$ = $0,012 \pm 0,003$ gris bleuté à jaune orangé
 Densité : $3,335 \pm 0,002$
 Susceptibilité magnétique : $\chi = 4,5 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.
 Couleurs en grains : blanc-ivoire

Cette clinozoïsite, proche du pôle alumineux au centre des cristaux, montre un accroissement de la teneur en fer vers la périphérie.

ECHANTILLON 24 B -

Actinote - fiche N° 25Albite

$2V_Z$ mesuré = $82^\circ + 2^\circ$ $2V_Z$ calculé = 72°
 N_Z = $1,540 \pm 0,001$ N_X = $1,528_5 \pm 0,001$
 N_Y = $1,533 \pm 0,001$ $N_Z - N_X$ = $0,011 \pm 0,002$
 Susceptibilité magnétique : $\chi = -0,2 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. Densité : $2,647 \pm 0,002$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
6,34	F	3,37	mf	2,56	mf
4,03	F	<u>3,20</u>	<u>FF</u>	2,45	f
3,86	mf	2,96	m	2,41	ff
3,78	F	2,93	Fm	2,39	ff
3,68	F	2,86	mf	2,32	f
3,53	m	2,64	f	2,28	ff
3,51	m				

Ces données permettent de prévoir une teneur de l'ordre de 4% An.

Chlorite

$2V_Z$ # 0° N_X = $1,590 \pm 0,001$
 N_Z = $1,601 \pm 0,001$ $N_Z - N_X$ = $0,011 \pm 0,002$
 N_Y = $1,591 \pm 0,001$ Incolore, sans polychroïsme
 Susceptibilité magnétique : $\chi = 14,3 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. Densité : $2,787 \pm 0,006$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
14,2	mf	2,44	Fm	1,565	mf
7,1	m	2,38	m	1,537	F
4,70	m	2,26	m	1,505	m
4,55	ff	2,07	ff	1,465	f
3,54	m	2,00	m	1,410	ff
2,84	mf	1,885	mf	1,395	F
2,66	mf	1,820	mf	1,323	mf
2,58	Fm	1,745	f	1,303	f
2,54	F	1,660	ff	1 294	mf

Couleur en grains : gris verdâtre argenté.

Cette chlorite est voisine de la précédente, avec une teneur en fer un peu supérieure.

Epidotes

Les deux phases déjà observées dans l'échantillon précédent sont ici, séparées.

<u>Clinozoïsite</u>	<u>Clinozoïsite - Pistacite</u>
$2V_Z$ mesuré = $31^\circ \pm 2^\circ$	$2V_X$ mesuré = $75^\circ \pm 2^\circ$
$2V_Z$ calculé = 60°	$2V_X$ calculé = 87°
N_Z = $1,705 \pm 0,002$	N_Z = $1,741 \pm 0,002$
N_Y = $1,699 \pm 0,002$	N_Y = $1,729 \pm 0,001$
N_X = $1,697 \pm 0,002$	N_X = $1,716 \pm 0,002$
$N_Z - N_X$ = $0,008 \pm 0,002$	$N_Z - N_X$ = $0,025 \pm 0,003$
Densité = $3,327 \pm 0,005$	Densité = $3,38 \pm 0,01$

Susceptibilité magnétique : $\chi = 13,0 \cdot 10^{-6}$ en u. e. m. c. g. s.

Données cristallographiques (Clinozoïsite)

d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
8,14	mf	<u>2,87</u>	<u>FF</u>	2,26	f	1,869	mf	1,556	f
5,03	m	2,82	f	2,24	f	1,850	mf	1,547	f
4,06	Fm	2,78	m	2,11	mf	1,690	f	1,539	f
3,76	mf	2,70	FF	2,07	Fm	1,674	ff	1,463	f
3,68	mf	2,63	f	2,02	Fm	1,633	mf	1,459	f
3,62	m	2,53	mf	1,986	mf	1,621	m	1,452	mf
3,40	f	2,40	m	1,946	f	1,616	m	1,389	f
3,16	f	2,34	mf	1,903	f	1,599	f	1,349	mf
3,09	m	2,33	mf	1,878	mf	1,588	f	1,291	f

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

ECHANTILLON 24 A

Dans un feutrage de chlorite et de trémolite, moulant de grands prismes subautomorphes de clinozoïsite et parfois de trémolite, belles plages d'albite fraîches et dégagées si l'on excepte quelques prismes d'épidote et de minuscules aiguilles d'amphibole. Il n'y a plus trace de l'ancienne structure de gabbro.

ECHANTILLON 24 B

Structure encore bien reconnaissable : grandes plages d'albite supportant les prismes d'épidote, coupées par de grands cristaux de trémolite tardive. Elles voisinent avec des zones à reliques de pyroxène (biréfringence de l'ordre de 0,030 et angle d'axe $2V_Z = 57^\circ + 3^\circ$). Il ne subsiste localement qu'en fibrilles parallèles dans un fond orienté de chlorite. Ce fond chloriteux le plus souvent est strié par des aiguilles parallèles de trémolite qui semblent s'être substituées dans un deuxième temps aux reliques du pyroxène.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Je n'ai pas tenté d'effectuer des calculs modaux, ne disposant pas d'un nombre suffisant d'analyses.

La comparaison du chimisme global des deux échantillons fait apparaître des différences notables. Il est probable que celles-ci sont le résultat d'une redistribution métamorphique des minéraux, que laissent prévoir les nombreux placages de trémolite tardive, ainsi que des filonnets albitiques et chloriteux.

ECHANTILLON - TYPE 520 - GABBRO METAMORPHIQUE (Analyse chimique, planche VI, N° 5)

GISEMENT

Versant Nord du Val de Suse, route de Lajetto à 500 m. de ce village, dans un grand massif de gabbros métamorphiques lardé d'écaillés de serpentinites. L'affleurement montre une roche plissée et orientée, par suite d'une disposition en plan des ferromagnésiens. Il se crée ainsi une véritable foliation et, par endroit même, un litage métamorphique. On reconnaît d'anciennes structures magmatiques à grain grossier grâce aux pseudomorphoses du pyroxène (planche N°5) et aux nombreux nodules ferromagnésiens à fuchsite dispersés dans la roche (échantillon-type 524 B étudié plus loin). Enfin, il faut noter l'abondance des recristallisations : tapissage de trémolite (éch. 524 C), filons à albite et clinozoïsite.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Echantillon homogène, peu résistant sous le marteau ayant, en général, perdu la texture gabbroïque au profit d'un assemblage à grosses ocelles blanches dans un fond vert-pâle. A noter de petites taches à fuchsite d'un vert cru caractéristique.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Les quatre minéraux principaux, ainsi que la trémolite en placage, sont séparés, mais l'albite et la chlorite ne sont pas chimiquement analysées.

Actinote - Fiche N° 28

Actinote en placage - Fiche N° 30

Clinozoïsite - Fiche N° 67

Albite

$2V_Z$ mesuré = $77^\circ \pm 2^\circ$

N_Z = $1,540 \pm 0,001$

N_Y = $1,532 \pm 0,001$

Susceptibilité magnétique : $\chi = -0,2 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

$2V_Z$ calculé = 71°

N_X = $1,528 \pm 0,001$

$N_Z - N_X = 0,012 \pm 0,002$

Densité : $2,653 \pm 0,002$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
6,39	F	3,37	Fm	2,64	mf
4,04	F	<u>3,20</u>	FF	2,56	m
3,86	m	3,13	mf	2,45	mf
<u>3,78</u>	<u>FF</u>	2,96	Fm	2,41	f
3,68	F	2,93	F	2,32	mf
3,54	m	2,86	m	2,28	f
3,51	m				

Ses caractères physiques permettent de prévoir pour cette albite une teneur d'environ 3 à 4 % An.

Chlorite

$2V_Z \neq 0^\circ$
 $N_Z = 1,604 \pm 0,001$
 $N_Y = 1,595 \pm 0,001$
 Susceptibilité magnétique : $\chi = 17,6 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

$N_X = 1,594 \pm 0,001$
 $N_Z - N_X = 0,010 \pm 0,002$
 Incolore, sans polychroïsme
 Densité : $2,797 \pm 0,005$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
14,3	mf	2,44	fm	1,535	F
7,1	mf	2,38	m	1,500	m
4,75	f	2,26	mf	1,460	ff
4,60	mf	2,06	ff	1,410	ff
3,55	m	1,995	m	1,390	ff
2,84	f	1,880	f	1,318	mf
2,66	mf	1,820	f	1,295	ff
2,58	f	1,740	f	1,287	f
2,54	f	1,565	f		

Couleur en grains : gris-verdâtre argenté.

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Structure typiquement ocellaire : un feutrage de chlorite et de trémolite en fines aiguilles, surchargé par de gros prismes de clinozoïsite, moule des monocristaux d'albite parfaitement frais, au contour circulaire et d'une superficie atteignant le $1/2 \text{ cm}^2$. Ces ocelles ont chassé vers leur périphérie la clinozoïsite et n'admettent en inclusions que la trémolite. Notons que dans les gabbros moins transformés s'observent au contraire les associations albite-épidote et chlorite-amphibole directement issues de la destruction des minéraux magmatiques. N'est-il pas remarquable que la mobilité métamorphique des minéraux ait pour effet de tendre à renverser ces premières associations ?

ETUDE PETROCHIMIQUE

CALCUL DU MODE

J'ai calculé une représentation modale en empruntant au gabbro métamorphique 380 les données chimiques de l'albite et de la chlorite. Cette opération engendre quelques distorsions visibles sur les équations de contrôle, à cause de la chlorite. En dépit de la ressemblance des caractères physiques de la chlorite de ce gabbro et de celle qu'on lui substitue, il est à craindre de légers écarts chimiques, amplifiés par l'abondance de ce minéral dans la roche. La fuchsite provient des nodules du gabbro (éch. 520 B). Le système retenu est (Al_2O_3) (CaO) (Na_2O) (K_2O) . (K_2O) donne immédiatement le pourcentage de fuchsite.

Clinozoïsite	33 %
Chlorite	23 %
Trémolite	21 %
Albite	20 %
Fuchsite	2 %
Oxydes de fer et titane	1 %
Total	100 %

Contrôle grâce aux équations inutilisées :

	Calcul	Dosage ou mesure
SiO ₂	46,29	45,50
Oxydes de fer	4,29	5,24
MnO	0,06	0,09
MgO	11,30	10,48
TiO ₂	0,15	0,23
Densité	3,00	2,95

La différence entre le calcul et le dosage des oxydes de fer laisse supposer la présence de cet élément dans les minéraux opaques.

RECHERCHE DE LA PARAGENESE ORIGINELLE

En dépit de la nouvelle distribution métamorphique des minéraux et des migrations attestées par les filons albitiques et les tapissages de trémolite, il reste possible de calculer le plagioclase basique originel, moyennant des échanges atteignant seulement 3 % de la masse du gabbro et 6 % de la masse du feldspath. Cette faculté confirme les hypothèses avancées sur le mécanisme du métamorphisme (p. 59).

	(1) Ab. + Ep. + Fuch. à 100 %	(2) Echanges à 100 %	(3) Plagio- clase	(4) Amp. + Chl. + M. O. à 100 %	(5) Amp. + Chl. + M. O. à 100 % après échanges
SiO ₂	51,89		51,9	43,6	43,6
Al ₂ O ₃	26,19	+ 3,00	29,2	13,9	10,9
Fe ₂ O ₃	0,93		0,9	} 11,2	11,2
FeO	0,46		0,5		
MgO	1,74	- 1,74	/	23,7	25,4
CaO	13,89	- 1,25	12,6	6,7	8,0
Na ₂ O	4,34		4,3	0,5	0,5
K ₂ O	0,37		0,4	/	/
TiO ₂	0,20		0,2	0,4	0,4
Total	100,00		100,0	100,0	100,0

Le plagioclase ainsi reconstitué est un labrador à 60 % An. (tableau, col. 3). Son pourcentage modal pondéral atteint 55 %, celui des minéraux ferro-magnésiens 45 %. Comme dans les études précédentes, il est hypothétique de chercher à reconstituer ceux-ci à partir du stock chimique disponible (dernière colonne du tableau). L'analogie avec les autres gabbros permet d'envisager des solutions comparables. Toutefois les teneurs plus élevées en alumine et en magnésie et, en contrepartie la faiblesse en chaux, favorisent ici l'hypothèse d'une paragenèse riche en hornblende (modèle pris dans H. ONUKI, 1963, p. 273). Il serait nécessaire de lui adjoindre une olivine pour "éponger" le magnésium encore disponible.

Anticipant sur les conclusions générales de l'ouvrage, je voudrais faire la remarque suivante à propos des études pétrochimiques effectuées sur trois gabbros métamorphiques. Le calcul d'une paragenèse originelle (même partielle) peut paraître ambitieux. Il reçoit pourtant une excellente confirmation empirique :

- dans chaque cas, par la façon dont il "boucle" et par l'accord de ses résultats avec ceux de l'étude pétrographique,
- dans l'ensemble, par l'analogie entre les résultats de chacun des calculs : plagioclases reconstitués, échanges prévus, chimismes des ferro-magnésiens (voir tableaux des pages 58 , 64 et 71).

ECHANTILLON 484 - GABBRO METAMORPHIQUE -

Diopside jadéitique - fiche N° 16

Je terminerai la description des gabbros métamorphiques en disant quelques mots de cet échantillon dont provient un pyroxène analysé.

A la différence des précédents, ce gabbro affleure dans une zone soumise à des déformations intenses : flanc Nord de la Stura d'Ala, dans une région où les ophiolites chevauchent la bordure Sud du Grand Paradis et où, sous l'effet des laminages, prasinites et gabbros métamorphiques tendent vers les mêmes faciès mylonitiques et éclogitiques. Le massif dont provient l'échantillon 484 apparaît comme une relique.

Sur échantillon, le pyroxène et ses pseudomorphoses forment de grandes taches vertes dans un fond blanc. Au microscope, les plages du pyroxène montrent des remplacements complexes et confus : amphibole vert-clair, albite et sphène. L'amphibole ($2V_X = 74^\circ$) et la chlorite sont plus colorées que de coutume. Il existe des reliques de glaucophane et plus rarement de grenat. La roche, enfin, contient un peu de phengite et de quartz.

II - CONCENTRATIONS FERRO - MAGNESIENNES DANS LES GABBROS

ECHANTILLON - TYPE 24 C - NODULE DE CHLORITOSCHISTE A TREMOLITE
(ANCIENNE PYROXENITE) (Analyse chimique, planche V, N° 4)

GISEMENT

Ces nodules se trouvent en enclaves dans le gabbro métamorphique 24 (p. 65).

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Ellipsoïdes ne dépassant guère la vingtaine de centimètres, de teinte gris-vert avec des taches vert-cru de fuchsite. Les minéraux sont orientés parallèlement à l'allongement et pseudomorphosent un pyroxène vert vif au débit lamellaire.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

La chlorite et l'amphibole sont séparées. Seule cette dernière est analysée chimiquement. Cette opération a été réalisée sur deux lots issus dans les mêmes conditions de pureté de la séparation, comme pour les amphiboles 24 A, en vue d'une interprétation minéralogique (p. 65)*. La fuchsite n'a pu être obtenue suffisamment pure. Le chrome a été cependant dosé : $Cr_2O_3 = 1,52\%$.

Trémolite 24 CL - Fiche N° 24

Trémolite 24 Cl - Fiche N° 23

Chlorite

$2V_Z \# 0^\circ$

$N_Z = 1,602 \pm 0,001$

$N_Y = 1,591 \pm 0,001$

Susceptibilité magnétique : $\chi = 22,3 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

$N_X = 1,590 \pm 0,001$

$N_Z - N_X = 0,012 \pm 0,002$

Incolore sans polychroïsme

Densité : $2,782 \pm 0,005$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
14,3	m	2,57	F	1,995	fm	1,562	m	1,390	f
7,10	m	2,53	F	1,875	m	1,535	F	1,350	ff
4,57	m	2,43	F	1,815	mf	1,500	Fm	1,320	m
3,53	m	2,37	Fm	1,740	mf	1,460	mf	1,297	f
2,82	mf	2,25	Fm	1,655	f	1,410	f	1,290	mf
2,65	mf	2,06	ff						

Couleur en grains : gris-vert

*Le cas est cependant différent, à cet égard, du gabbro 24 A, car on observe sur échantillon et sous le microscope deux générations d'amphiboles, apparemment identiques.

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Association fibreuse parfaitement orientée de longues aiguilles de trémolite, de petites paillettes de chlorite et de feuilletts de fuchsite plus rares. Cet assemblage est ponctué par des granules de sphène et coupé par des gerbes d'amphibole de recristallisation. Quelques grandes plages d'un pyroxène à la biréfringence et à l'angle d'extinction élevés sont mangées par la chlorite. On note, une fois de plus, que dans les plages où la pseudomorphose est complète, la trémolite occupe la place du pyroxène entre les fibres chloriteuses, évoquant un remplacement du pyroxène en deux étapes : chloritisation suivie d'ouralitisation.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Il est impossible de calculer une représentation modale dans l'ignorance du chimisme de la chlorite et du pyroxène relictuel. Seul, le pourcentage en fuchsite est déterminable grâce à sa teneur caractéristique en K_2O . Il s'établit entre 5 et 6 %.

Ce pourcentage permet de calculer la teneur globale des nodules en Cr_2O_3 : 0,08. Il est probable que le chrome était fixé par le clinopyroxène présentant déjà dans les roches ultrabasiques une teinte caractéristique.

L'aspect de ces nodules, ainsi que la présence du pyroxène en reliques, engagent à les considérer comme les produits métamorphiques d'anciennes pyroxénites. Mais l'analyse chimique n'est pas compatible avec celle d'un pyroxène unique comme le montre la position du point représentatif sur un diagramme Ca-Mg-Fe (fig.N°15). Pour en rendre compte, il faut donc chercher une association de minéraux. Une alternative se présente.

1°) SYSTEME CHIMIQUEMENT CLOS

La seule association simple possible est celle de deux pyroxènes, un orthorhombique et un monoclinique, à l'exclusion d'olivine ou d'hornblende. Encore faut-il à côté de la bronzite une augite ayant de l'ordre de 12 % Al_2O_3 et de 1 % à 1,5 % Na_2O . Il y aurait alors environ 50 % d'un tel pyroxène et 50 % de bronzite.

2°) SYTEME CHIMIQUEMENT OUVERT

Cette hypothèse est à retenir, dans tous les cas, pour l'eau (apport de l'ordre de 5 %) et pour le potassium en raison de sa teneur anormalement élevée (dans les nodules 520 B étudiés à la suite, elle atteint 2 %). Rappelons que le vecteur de cet élément est la fuchsite qui fixe en outre le chrome.

On peut reconstituer une paragenèse à bronzite-diopside en limitant les échanges à un départ d'environ 5 % Al_2O_3 , 3 % CaO et quelques fractions de Na_2O et K_2O .

ECHANTILLON - TYPE 520 B - NODULE DE CHLORITOSCHISTE A ACTINOTE ET FUCHSITE
(ANCIENNE PYROXENITE) (Analyse chimique, planche V, N° 5)

GISEMENT

Ces nodules sont en enclaves dans le gabbro métamorphique 520 A décrit plus haut.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Nodules allongés pouvant atteindre 30 cm. présentant, suivant une répartition irrégulière, de grosses taches de fuchsite d'un vert très vif dans un fond allant du gris au vert pâle. Les minéraux sont dans l'ensemble orientés parallèlement et leur disposition rappelle celle de l'échantillon précédent. Une trémolite grise, du type 520 C, compose des gerbes oblitérant les structures précédentes. Entre les prismes de cette amphibole existent des vides dus sans doute à une dissolution.

Le gabbro, au contact de ces nodules, présente sur quelques centimètres, un litage métamorphique plissé (planche 2). On observe un enrichissement en clinozoïsite au contact précis. Cette structure est manifestement due au fait que le nodule pyroxénique a joué le rôle d'un noyau dur lors de la cristallisation métamorphique en milieu dynamique.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Les deux minéraux principaux, la trémolite et la fuchsite sont séparés et analysés.

Trémolite - fiche N° 27

Fuchsite - fiche N° 64

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Structure confuse : intercroissances orientées sur un pyroxène en reliques de trémolite, de fuchsite et d'un peu de chlorite, emmêlées. Ces pseudomorphoses sont déformées. Irrégulièrement répartis, de grands cristaux d'amphibole et de fuchsite les découpent. Enfin, il existe un peu de quartz surtout associé à la fuchsite, ainsi que des granules de clinozoïsite et de sphène.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Le seul pourcentage modal facilement calculable est celui de la fuchsite, grâce à sa teneur particulière en K_2O . Il s'établit à 21 %. Ce pourcentage permet de calculer la teneur globale en Cr_2O_3 : 0,30 %.

Les filonnets et zones de recristallisation diffuse sont des indices d'échanges minéralogiques et chimiques avec le gabbro encaissant. La teneur de 2 % en K_2O en est une preuve, si l'on admet leur origine pyroxénitique. Dans ces conditions, il est hasardeux de chercher à reconstituer leur composition minéralogique initiale. Un mélange de bronzite et de diopside chromifère semble plausible, car il limite au mieux les échanges nécessaires.

ECHANTILLON - TYPE 437 - CHLORITOSCHISTE A AMPHIBOLE (Analyse chimique, planche III, N° 4)

Les concentrations ferro-magnésiennes de ce type tapissent des zones listriques ou des charnières dans un gabbro vigoureusement plissé. Elles résultent donc de processus d'enrichissement métamorphique et n'ont probablement aucune relation avec les nodules pyroxéniques étudiés au-dessus.

GISEMENT

Près du Lago Scuro, versant Sud de la Stura d'Ala, dans les gabbros ayant subi un métamorphisme de caractère dynamique, entraînant un litage et des paragenèses ferro-magnésiennes légèrement différentes de celles que nous avons décrites jusqu'ici.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Placages plissés d'amphibole et de chlorite, de teinte vert-sombre sur une cassure fraîche, mais oxydés en surface. Sur certaines surfaces, l'amphibole cristallise en bouquets de fibres.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

L'amphibole et la chlorite ont été séparées et analysées. L'amphibole de recristallisation est également analysée. En dépit d'un aspect identique et d'un mode de gisement en définitif proche, les résultats chimiques diffèrent sensiblement sans que la pureté des minéraux analysés puisse être suspectée.

Actinote - Fiche N° 35

Actinote de recristallisation - Fiche N° 33

Pycnochlorite - Fiche N° 52

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Lit épais d'amphibole bien orientée mais de grain variable, alternant avec des lits plus étroits de chlorite. Les deux constituants principaux tendent à bien se séparer. Seul autre minéral reconnu : le sphène, en très nombreux granules à coeur souvent opaque. L'actinote, surtout au contact des chlorites, s'entoure d'un fin liseré vert-soutenu.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Le calcul de l'analyse modale à partir des données chimiques, pourtant particulièrement simple puisque chaque paramètre fournit une solution, conduit à des résultats discordants. La représentation moyenne est la suivante :

Actinote	70 %
Pycnochlorite	28 %
Sphène et minéraux titanés	2 %
Total	100 %

L'actinote utilisée est celle de la roche, et non le faciès de recristallisation ; son emploi n'aurait pas conduit à des résultats sensiblement différents.

Le tableau ci-dessous permet de juger des principaux écarts entre l'analyse globale et celle que l'on calcule à partir de ce mode.

	<u>Calcul</u>	<u>dosage - calcul</u>
SiO ₂	46,99	- 1,8
Fe ₂ O ₃	1,97	+ 1,3
FeO	11,03	- 0,7
Somme oxydes de fer	13,00	+ 0,6
MgO	18,34	- 1,7
CaO	7,97	+ 0,7
Densité	3,05	- 0,08

On peut rendre compte de la diminution de la densité grâce au bilan des échanges se chiffrant par un déficit de 1,6 (ce qui traduit un départ d'éléments de 1,6 % et fait chuter la densité de 0,05).

Il ne me semble pas que de telles différences soient imputables à des erreurs techniques : les minéraux sont purs, l'analyse globale est effectuée sur 1.200 gr. d'une roche de composition minéralogique et de structure assez homogène.

Les minéraux analysés sont purifiés de leurs produits d'oxydation et d'altération ; ils donnent donc une représentation de la roche dans son état de fraîcheur. Or, l'échantillon provient d'une surface listrique superficiellement oxydée et probablement lessivée par les eaux de ruissellement. Il y a donc décalage entre les deux images de la même roche ; l'image fraîche établie à partir de minéraux purifiés et l'image actuelle donnée par le chimisme global, ce qui peut rendre compte des écarts. Nous avons évoqué ce mécanisme à propos des péridotites, pour tenir compte d'un début de serpentinisation (p. 18). On conçoit le parti à tirer de bilans de ce type dans une étude sur les échanges en liaison avec un processus de dégradation.

Une réserve s'impose au sujet du tableau précédent. Le mode choisi est celui qui accorde au mieux, en moyenne, ses résultats avec ceux de l'analyse globale. Il est donc possible que le volume des échanges lié à un tel processus, soit, en réalité, plus important et sensiblement différent.

Par contre, l'hypothèse qui consiste à comparer un même de roche dans les deux cas est légitimée par la comparaison des densités au terme des échanges. Pour le mode proposé l'altération se traduit par une oxydation du fer dans les silicates, par un départ de SiO₂ et de MgO et par une fixation de CaO (le solde positif du fer peut simplement traduire la présence de cet élément dans les minéraux opaques).

CHAPITRE VI - LES PRASINITES ET SCHISTES A GLAUCOPHANE

INTRODUCTION

Nous étudions ici deux échantillons représentant les prasinites s. s, de loin les plus importantes sur le terrain. La deuxième partie de cette étude fournira l'occasion de décrire les autres faciès de prasinites. Nous examinerons ensuite dans ce chapitre, un échantillon de pyroxénite fréquemment incluse dans ces roches, enfin un échantillon de schistes à glaucophane éclogitiques associés sur le terrain aux diverses prasinites.

ECHANTILLON - TYPE 501 - PRASINITE s. s. - (Analyse chimique, planche VII, N° 2)

GISEMENT

Ala di Stura, carrière au-dessus de la route de Pracera, à proximité du contact avec le massif de gabbros métamorphiques d'Ala di Stura. L'affleurement est particulièrement frais et d'aspect typique. La roche est foliée et doit à des variations de cristallinité un litage fruste. L'échantillon prélevé provient de lits à grain relativement grossier pour satisfaire aux impératifs de la séparation des minéraux.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Roche massive, compacte, très homogène à part une foliation fruste et quelques petites amandes de quartz. La teinte d'ensemble est un vert grisé assez léger. Un examen attentif montre, dans un fond ferro-magnésien plus sombre, des taches claires millimétriques au contour flou, tendant par place à s'organiser en petits lits discontinus.

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: pialour@ujf-grenoble.fr

ETUDE DES MINERAUX SEPARÉS

Les quatre minéraux principaux sont séparés et complètement analysés.

<u>Albite</u>	-	fiche N° 77
<u>Actinote</u>	-	fiche N° 36
<u>Clinozoïsite</u>	-	fiche N° 72
<u>Chamosite</u>	-	fiche N° 58

Remarque : l'actinote et la chamosite montrent toutes deux une tendance marquée à l'oxydation (Fe_2O_3/FeO élevé).

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Fond constitué par des ocelles d'albite jointives, à part quelques cloisons ferro-magnésiennes et quelques nids de chlorite. Ce fond est envahi par les autres minéraux, au point d'être, par endroit, presque complètement oblitéré : actinote aux bords effilochés en prismes de toutes tailles orientés parallèlement, amas de feuillets de chlorite grossièrement allongés, grains dispersés de clinozoïsite, plages très découpées de calcite envahissant certains lits, granules plus rares de sphène, minéraux opaques, grenats, apatite, traces de phengite. Le quartz s'associe à l'albite ou forme des amandes autonomes. La chlorite tend, par place, à se transformer en chlorobiotite. L'actinote présente parfois des coeurs de glaucophane, exceptionnellement de pyroxène ($2V_Z = 76^\circ$), entourés par un tissu réactionnel microcristallin.

ETUDE PETROCHIMIQUE

CALCUL DU MODE

Le calcul du mode conduit à la représentation suivante :

Albite	27 %
Actinote	25,5 %
Clinozoïsite	20 %
Chamosite	17,5 %
Calcite	3,5 %
Quartz	3 %
Sphène	2 %
Minéraux opaques	1,5 %
Total.....	100 %

La densité calculée s'élève à 3,02 contre 2,97 pour la valeur mesurée. L'accord est donc satisfaisant, compte tenu des remarques de la page 18 . La teneur en K_2O atteint seulement 0,12 % dans les minéraux principaux contre 0,39 % dans la roche, ce qui confirme la présence de biotite (et non de stilpnomélane) en association avec la chlorite.

RECHERCHE DE LA PARAGENESE ORIGINELLE

En dépit de la distribution métamorphique des associations minérales dans la roche et de l'absence complète de structure magmatique relictuelle, j'ai tenté de retrouver une formule de plagioclase compatible avec le chimisme basaltique de cette prasinite, en utilisant la méthode mise au point sur les gabbros métamorphiques, c'est-à-dire en effectuant la somme : albite + clinozoïsite. Le résultat est très proche du chimisme d'une andésine - labrador (tableau de la page 81 , col. 2). Pour ob-

	col. 1	col. 2	col. 3	col. 4	col. 5	col. 6	col. 7	col. 8	col. 9
	Ab. + Ep.	Ab. + Ep. à 100 %	Echanges à 100 %	Plagio- clase	Amp. + Chl.	Amp. + Chl. à 100 %	Amp. + Chl. à 100 % après échanges (Pyroxène)	Acces- soires	Accessoires après échanges
SiO ₂	26,05	56,3		56,3	19,33	47,1	49,9	3 (Qu.)	/
Al ₂ O ₃	10,25	22,1	+ 4,0 (col. 6)	26,1	4,54	11,1	5,7	1,5 (M. O.)	3,0
Fe ₂ O ₃	1,41	3,1	- 3,1 (vers col. 9)	/	3,62	8,8	8,1		
FeO	0,23	0,5		0,5	3,36	8,2	7,5		
MgO	0,04	0,1		0,1	6,58	16,0	14,7	2,7 (cal. + Sph.)	/
CaO	4,58	9,9		9,9	2,93	7,1	12,6		
Na ₂ O	2,94	6,4		6,4	0,46	1,1	1,0		
K ₂ O	0,33	0,7		0,7	0,06	0,2	0,1		
TiO ₂	0,42	0,9	- 0,9 (vers col. 9)	/	0,17	0,4	0,4	1 (Sph.)	1,5
Total	46,25	100,0		100,0	41,05	100,0	100,0	8,2	4,5

Calcul d'une paragenèse originelle possible pour la prasinite 501 (Les hypothèses faites à propos de la répartition des échanges entre les ferro-magnésiens et les accessoires, sont précisées dans le texte).

tenir une formule parfaite, il suffit d'échanges limités : apport de 4 % Al_2O_3 , départ de 3 % Fe_2O_3 et de 1 % TiO_2 (col. 3). Ce résultat encourageant incite à supputer la nature des ferro-magnésiens originels.

Dans les gabbros, la recherche de ces ferro-magnésiens se heurtait d'emblée au choix, à l'intérieur d'une fourchette, de la basicité du plagioclase. Ici, ce problème ne se pose apparemment pas, puisque trois sur quatre des éléments constitutifs principaux du plagioclase s'accordent pour définir une andésine à 45 % An. Les échanges de la colonne 3 sont donc assez sûrs. Par contre, l'importance des minéraux accessoires dans la prasinite et probablement aussi dans la dolérite ou le basalte originel introduit un facteur rendant incertaine toute reconstitution.

L'hypothèse retenue suppose que la roche initiale n'avait comme accessoires que des minéraux opaques (pas de quartz, ni de calcite). Lors de la cristallisation métamorphique, une partie de ceux-ci ont été mobilisés au profit de la clinozoïsite, tandis que le remplacement des ferro-magnésiens libérait de la silice (quartz) et de la chaux (calcite).

Dans la reconstitution, les échanges de la colonne 3 doivent être dirigés vers les accessoires, la silice et la chaux de la colonne 8 rendues aux ferro-magnésiens.

On arrive ainsi à la paragenèse suivante, satisfaisante pour une dolérite ou un basalte :

- 48 % andésine à 45 % An. (chimisme col. 4)
- 46 % augite subcalcique (chimisme col. 7)
- 6 % de minéraux ferro-titanés (col. 9)

ECHANTILLON - TYPE 425 - PRASINITE s.s. (Analyse chimique, planche VII, N° 1)

GISEMENT

Route de la Stura d'Ala, à 2 km. avant l'entrée d'Ala, sous le hameau de Pertusetto. C'est le même massif de prasinites que plus haut, mais l'affleurement se situe dans une zone plus tectonisée avec développement de structures laminées, finement litées et de faciès à glaucophane. L'échantillon lui-même provient de bancs à l'aspect plus typiquement prasinitique.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Echantillon comparable au précédent, tendance à être mieux folié et moins ocellaire.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Les quatre minéraux principaux sont séparés mais sur l'amphibole obtenue dans des conditions de pureté insuffisantes, seules les propriétés optiques ont pu être mesurées. La clinozoïsite est chimiquement analysée.

Clinozoisite - Fiche N° 71Albite

$2V_Z$ mesuré = $79^\circ \pm 2^\circ$	$2V_Z$ calculé = 74°
$N_Z = 1,539 \pm 0,001$	$N_X = 1,528 \pm 0,001$
$N_Y = 1,532 \pm 0,001$	$N_Z - N_X = 0,011 \pm 0,002$
Susceptibilité magnétique : $\chi = 0,2 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.	Densité : $2,637 \pm 0,002$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
6,40	F	<u>3,19</u>	<u>FF</u>	2,45	f
4,04	F	2,97	Fm	2,43	ff
3,86	m	2,93	Fm	2,41	ff
<u>3,78</u>	<u>FF</u>	2,86	m	2,39	ff
3,67	F	2,64	mf	2,32	mf
3,54	m	2,56	mf	2,28	f
3,51	m				

Ces caractères physiques sont ceux d'une albite à 3 % An.

Chlorite

$2V_Z \neq 0^\circ$	$N_X = 1,612 \pm 0,001$
$N_Z = 1,617 \pm 0,001$ incolore	$N_Z - N_X = 0,005 \pm 0,001$
$N_Y = 1,613 \pm 0,001$ vert très pâle	
Susceptibilité magnétique : $\chi = 34,1 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.	Densité = $2,894 \pm 0,006$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
14,3	m	2,54	F	1,565	f
7,10	Fm	2,44	Fm	1,543	F
4,75	mf	2,38	m	1,505	m
4,63	f	2,26	mf	1,415	ff
3,55	Fm	2,00	m	1,390	ff
2,83	f	1,880	f	1,325	f
2,67	f	1,820	ff	1,305	ff
2,59	F	1,750	ff	1,293	f

Couleur en grains : vert à nuance kaki.

Cette chlorite doit posséder un chimisme proche de la chlorite précédente (501) avec une teneur en fer plus faible. Elle a les mêmes caractères que la pycnochlorite 437.

Actinote

$2V_X$ mesuré = $74^\circ \pm 1^\circ$	$2V_X$ calculé = 77°
$N_Z = 1,649 \pm 0,001$ vert-bleuté par zones	$N_X = 1,618 \pm 0,001$ incolore
$N_Y = 1,637 \pm 0,001$ vert kaki par zones	$N_Z - N_X = 0,031 \pm 0,002$

Cette amphibole est zonée avec une bordure plus teintée que l'intérieur. Le coeur est envahi par un tissu microcristallin aux limites géométriques évoquant une pseudomorphose d'amphibole. Quelques reliques semblent indiquer de la glaucophane.

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Structure semblable à celle de l'échantillon précédent. Notons une plus grande richesse en grenats partiellement remplacés par la chlorite et l'aspect particulier des plages d'amphibole se développant autour d'un coeur composé d'une autre amphibole plus ancienne complètement pseudomorphosée. Il est vrai que de pareils édifices se rencontrent parfois aussi dans l'échantillon 501.

A défaut d'une représentation modale calculée, impossible à établir par manque d'analyses chimiques, on trouvera ci-dessous le mode volumique mesuré au compteur de points.

Actinote	29 %
Albite et quartz	26 %
Chlorite	21 %
Clinozoïsite	17 %
Sphène	4 %
Calcite	2 %
Grenat	1 %
Min. opaques	traces
Total	100 %

ECHANTILLON - TYPE 546 - PYROXENITE (Analyse chimique, planche IX, N° 3)

GISEMENT

Versant Nord de la Stura di Viù, au-dessus d'Usseglio, sous Rocca Candelera. L'échantillon provient de la périphérie d'un ovoïde emballé dans des prasinites du type précédent (planche N° 4). Le coeur de ce noyau dur, bien que d'aspect semblable à l'échantillon analysé, est transformé en une prasinite à grain très fin, où subsistent quelques reliques de pyroxène au sein des amphiboles. L'écorce, au contraire, est une prasinite chloriteuse, tendre, bien orientée et largement ocellée.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Roche d'une tenacité extrême, à la cassure esquilleuse, sans grain apparent, de teinte vert-grisé, très homogène à part quelques amandes et filonnets de recristallisation.

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Assemblage de petits cristaux tordus de pyroxène, séparés par des cloisons semi-opaques, d'épaisseur variable, composées par leurs produits de remplacement. L'ensemble est étiré et plissé. Quelques filonnets, ainsi que des zones diffuses se développant par place, au détriment des pyroxènes, présentent une paragenèse et une structure prasinitique prématurées.

Pyroxène

$2V_Z = 78^\circ + 1^\circ$

Teinte vert très pâle, pas de polychroïsme

$Z \wedge \vec{C} = 52^\circ$

biréfringence : 0,015

Un tissu microcristallin le corrode à partir de sa bordure et l'envahit parfois complètement. Il se compose d'une amphibole en granules trop petits pour permettre un diagnostic direct sûr. La détermination de ce minéral est confirmée par le fait que, vers l'extérieur, ces granules se fondent pour former de petites aiguilles d'une amphibole très verte. Les granules semblent orientés parallèlement, car la teinte d'ensemble tout en restant dans les vert-soutenu, varie progressivement, lors d'une rotation de la platine.

Avant d'en suivre le cours, remontons d'un degré dans l'histoire de cette roche. Nous voyons une pyroxénite massive à grain relativement grossier, soumise à une cataclase intense, et à une certaine mobilisation, ayant pour effets une granulation des pyroxènes et leur ouralisation périphérique. La dégradation se poursuit en milieu tectonique calme par une " prasinitisation ", d'autant plus facile que la composition de ce pyroxène n'est pas très éloignée de celle d'une prasinite (l'excès de SiO_2 et le déficit en Al_2O_3 entraînent l'absence de chlorite).

Sauf échanges avec les zones voisines, la composition chimique globale doit donc être celle d'un pyroxène. Si l'on fait abstraction de l'eau d'ouralisation dans le chimisme, l'accord avec un pyroxène sodique est excellent (voir pyroxène 515 et 484, par exemple). Les propriétés optiques confirment cette détermination.

Or, ces pyroxènes sodiques, omphacitiques, jadéitiques ou aegyriniques sont d'origine métamorphique (3° partie, chap. II). Que représentent alors ces accidents pyroxénitiques comme ici en ovoïdes dans les prasinites, et plus fréquemment, en niveaux centimétriques interstratifiés ? Sont-ce des pillows-lavas, comme la forme le donne à penser, ou d'anciennes pyroxénites dont les particularités chimiques auraient favorisé la transformation en pyroxène sodique lors de la première phase de métamorphisme ? Ou simplement des reliques de cette phase ayant résisté à la "prasinitisation" postérieure ? Ces questions seront reprises dans l'étude générale (p.237), après avoir précisé nos connaissances sur le métamorphisme et ses relations avec la tectonique.

Il faut enfin noter la présence dans cet échantillon de matières charbonneuses.

ECHANTILLON - TYPE 515 - SCHISTE A GLAUCOPHANE ECLOGITIQUE (Analyse chimique, planche IX, N° 2)

Cette roche a fait l'objet d'une étude particulière détaillée (A. NICOLAS et Cl. GAGNY, 1964).

GISEMENT

Uja di Ciamarella, au fond du Pian della Mussa, dans des prasinites elles-mêmes interstratifiées dans des calcschistes.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Belle roche massive, tenace, à foliation et linéation frustes. Des grenats rosés, aux formes arrondies et d'une taille de l'ordre du 1/2 cm. se détachent sur un fond satiné aux reflets bleu-violacé mêlés de vert.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Tous les minéraux principaux sont séparés et complètement analysés.

<u>Glaucophane</u>	- Fiche N° 41
<u>Actinote zonée</u>	- Fiche N° 34
<u>Almandin</u>	- Fiche N° 83
<u>Omphacite</u>	- Fiche N° 17

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

Gros cristaux subautomorphes de grenat, moulés par un feutrage d'amphiboles aux lignes fluidales. Le grenat contient des inclusions hélicitiques d'omphacites, plus rarement d'amphiboles (remplacement du pyroxène ?). Ce trait montre que grenat et omphacite appartiennent à la même génération. A noter encore des inclusions diffuses de carbonates imprégnant le coeur du minéral et ne débordant pas vers l'extérieur au-delà d'une limite franche coïncidant avec les lignes cristallographiques. Ceci évoque la recristallisation d'une zone centrale initialement plus riche en grossulaire. Nous avons déjà observé de tels phénomènes d'hétérogénéité dans les grenats (p. 46, 49, 51). Enfin, l'analyse chimique indique la présence de matière graphiteuse. Dans leur sillage, se nichent l'albite et la chlorite. Cette dernière pénètre dans le grenat qu'elle semble remplacer. Les minéraux titanés, rutilé, brookite, anatase, et sphène dessinent des traînées allongées.

L'omphacite apparaît en fibres relictuelles au coeur de grosses plages de glaucophane (planche N° 1) ou en amas de petits cristaux fracturés, bordés par l'actinote bleu-vert et un peu de sphène. La glaucophane s'associe aussi aux autres amphiboles pour former des individus zonés : coeur de glaucophane passant graduellement à une trémolite-actinote presque incolore ($2V_Z = 74^\circ + 2^\circ$), liseré d'amphibole bleu-vert ($2V_X$ de 25° à environ 45°) de plus en plus nette vers l'extérieur. Cette dernière est manifestement la plus récente. C'est surtout elle qui occupe des nids de recristallisation, avec l'albite, des minéraux titanés, de la phengite et de l'apatite en grosses plages limpides.

Les autres minéraux accessoires sont la clinozoisite ($2V_X$ de 76° à 90°) l'orthite ($2V_X = 76^\circ$; fort polychroïsme avec Z brun, Y rouge-brun et X incolore) et des minéraux opaques : hématite, chalcopyrite, pyrrhotite.

ETUDE PETROCHIMIQUE

Bien que disposant de l'analyse chimique des quatre minéraux principaux, il est impossible de calculer la représentation modale. Deux raisons :

- l'analyse globale spectrométrique est incomplète ou imprécise car certains éléments sortaient de la fourchette de mesure ;
- la roche contient un nombre trop élevé de minéraux qui, bien qu'accessoires, ne peuvent être négligés car ils concentrent un ou plusieurs éléments.

Le calcul devrait être mené avec 9 inconnues ce que ne permet pas l'analyse globale actuelle.

Il est impossible, dans ces conditions, d'aller plus loin dans l'étude pétrochimique de la roche. J'espère pouvoir la reprendre par la suite avec des analyses plus complètes car elle est riche de promesses. Je rappelle ci-dessous les résultats de l'analyse modale faite au compteur de points et figurant dans l'étude citée en référence. La précision de 2 à 3 % que je me croyais autorisé d'avancer (J. JUNG & R. BROUSSE, 1959) (L. VAN DER PLAS, 1959) me paraît maintenant bien optimiste (voir p. 13).

Glaucophane	34 %
Amphibole verte et amphibole bleu-vert	21 %
Grenat	20 %
Sphène	8 %
Brookite et anatase	5 %
Chlorite	4 %
Albite	3 %
Rutile, hématite, chalcopryrite, pyrrhotite	2 %
Omphacite	3 %
Clinozoïsite et orthite	traces
Total	100 %

Cette étude nous avait permis de distinguer trois étapes principales dans la cristallisation de la roche :

- I - Almandin, omphacite, glaucophane, clinozoïsite, rutile.
- II - Actinote vert-pâle, brookite et anatase.
- Déformation mécanique principale ----
- III - Actinote vert-pâle et bleu-vert, sphène, chlorite, albite, apatite, phengite.

Enfin, il faut noter que le chimisme du grenat, celui de l'omphacite, ainsi que la relation existant entre eux, sont en parfait accord pour ranger l'éclogite dont provient ce schiste à glaucophane dans le groupe C défini par R. G. COLEMAN, D. E. LEE, L. B. BEATTY, W. W. BRANNOCK (1965). Ce groupe est celui des éclogites du métamorphisme alpin ; il s'oppose à celui des éclogites de basaltes et de roches ultrabasiques et à celui des éclogites de migmatites et de gneiss (groupe B). L'accord est aussi satisfaisant avec le groupe II de K. SMULOKOWSKI (1964, 1965) qui correspond aux éclogites ophiolitiques, par opposition aux éclogites ultrabasiques (groupe I) et à celles de migmatites et gneiss (groupe III).

DEUXIEME PARTIE

ETUDE PETROCHIMIQUE DE QUELQUES CONTACTS

" Only if a correct qualitative picture is available can one make the proper assumptions which have to go into a mathematical equation, and no mathematical treatment is better than the assumptions on which it is based"

W.A. WEYL, 1953.

CHAPITRE I - CONTACTS SERPENTINITES - GABBROS METAMORPHIQUES

INTRODUCTION

L'étude du contact serpentinites-gabbros métamorphiques a particulièrement retenu mon attention, car c'est la seule zone où se rencontrent dans les gabbros des pyroxènes magmatiques suffisamment frais pour être utilisables dans une recherche pétrogénétique. Je décrirai ainsi le gisement du pyroxène 416 qui me sert souvent de référence. Mais avant, l'étude complète d'un contact nous retiendra, car elle permet de juger des échanges entre les roches de nature aussi différente et d'apprécier les transformations subies par les pyroxènes.

CONTACT 224 - SERPENTINITES - GABBROS METAMORPHIQUES (*Analyses chimiques, planche V, N° 1, 2, 3, planche II, N° 2*)

GISEMENT

Versant Sud de la Stura di Viù au-dessus de Forno, dans un petit chemin à la sortie Est du hameau de Truc Salir. Contact entre les serpentinites du massif de Lemie (éch. 25 et 27 B) et les gabbros d'une grosse lentille (éch. 24 A et 24 B). La figure N° 4 illustre l'allure du contact et précise la position des échantillons étudiés.

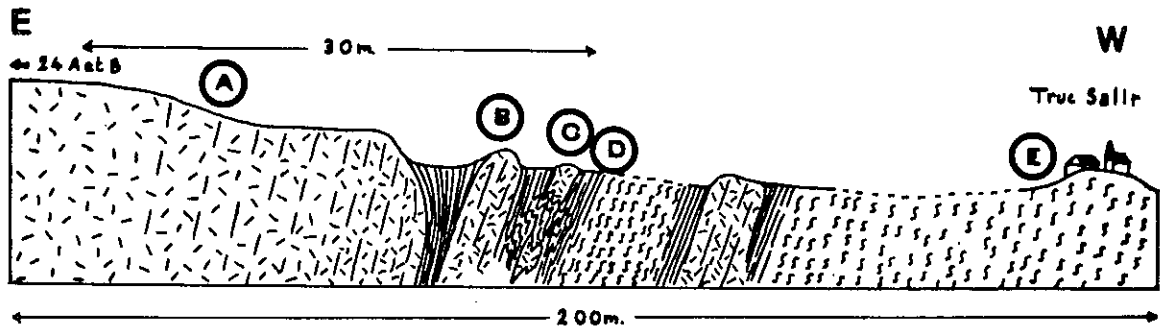


Fig. N° 4 - contact 224 entre gabbros métamorphiques et serpentinites.

A - Echantillon 224 A - Gabbro très orienté et recristallisé (20 m. environ du contact ; le grain devient plus fin à l'approche de celui-ci.

B - Echantillon 224 B - Lentille à reliques de pyroxène.

C - Echantillon 224 C - Petite lentille (20 cm. de puissance) à reliques de pyroxènes ; faciès très transformé.

D - Echantillon 224 D - Chloritoschistes très plissés, gainant les gabbros. Ils passent progressivement à des serpentinites schisteuses puis massives.

E - Echantillon 224 E - Serpentinite massive, à 200 m. du contact.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

224 A - Roche massive, à foliation fruste, de teinte très claire. La texture gabbroïque est remplacée par une disposition des ferro-magnésiens en minces cloisons entre des cellules centimétriques de minéraux blancs.

224 B - La présence et la disposition du pyroxène confèrent à la roche un aspect gabbroïque en dépit d'une certaine foliation, tendant à étirer ce minéral en lentilles sinuées. Sa teinte vert-sombre et son débit lamellaire créent un bon contraste avec le fond clair. De dimension normalement centimétrique, il peut constituer des plages relictuelles dépassant les 5 cm.

224 C - Roche très orientée, presque litée par suite de la disposition d'une chlorite claire en pellicules plissotées dans un fond blanc-rosé de clinozoisite. Quelques plages de pyroxène participent à ces déformations ; leur teinte est ici vert-pistache tendre.

224 D - Chloritite moulant l'enclave précédente. Les microplis engendrent une linéation et une schistosité de plan axial. La teinte est vert-clair, le reflet argenté.

224 E - Serpentinite massive, tenace, à cassure esquilleuse de teinte vert-bouteille à noir homogène.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Les principaux minéraux sont séparés dans chacun des échantillons. Sont analysées chaque fois que possible, en vue d'une étude comparative, les espèces existant dans plusieurs faciès : les chlorites, les clinozoisites, deux pyroxènes, ainsi qu'un grossulaire possédant la particularité d'être incolore.

224 A -

Clinozoisite - Fiche N° 70Pennine - Fiche N° 49Trémolite

En raison du manque de pureté, seules les propriétés optiques sont mesurées.

$2V_X \text{ mesuré} = 77^\circ \pm 2^\circ$

$N_Z = 1,635 \pm 0,001$ incolore

$N_Y = 1,624 \pm 0,001$ incolore

$2V_X \text{ calculé} = 79^\circ$

$N_X = 1,608 \pm 0,001$ incolore

$N_Z - N_X = 0,027 \pm 0,002$

Couleur en grains : vert très pâle

Albite

$2V_Z \text{ mesuré} = 76^\circ \pm 2^\circ$

$N_Z = 1,540 \pm 0,001$

$N_Y = 1,533 \pm 0,001$

$2V_Z \text{ calculé} = 74^\circ$

$N_X = 1,529 \pm 0,001$

$N_Z - N_X = 0,011 \pm 0,002$

Susceptibilité magnétique : $\chi = -0,4 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. Densité : $2,639 \pm 0,004$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
6,40	Fm	3,38	mf	2,56	mf
4,04	Fm	<u>3,20</u>	FF	2,46	ff
3,86	mf	2,96	mf	2,45	ff
3,78	F	2,93	m	2,41	ff
3,68	Fm	2,86	mf	2,32	ff
3,54	mf	2,64	ff	2,28	ff
3,51	mf				

Ces propriétés indiquent une albite à 3 - 4 % An.

224 B -

Clinozoisite - Fiche N° 66Endiopside - Fiche N° 7Trémolite

$2V_X \text{ mesuré} = 77^\circ \pm 1^\circ$

$N_Z = 1,636 \pm 0,001$

Susceptibilité magnétique ; $\chi = 5,0 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

$N_Y = 1,625 \pm 0,001$

Densité : $3,02 \pm 0,02$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
9,04	mf	<u>3,12</u>	<u>FF</u>	2,30	f	1,636	ff
<u>8,42</u>	<u>FF</u>	2,94	m	2,16	mf	1,615	ff
5,08	ff	2,80	m	2,04	ff	1,582	f
4,88	ff	2,73	mf	2,02	mf	1,530	ff
4,74	mf	2,70	Fm	1,998	ff	1,513	ff
4,51	mf	2,59	f	1,890	mf	1,501	ff
4,21	mf	2,54	mf	1,863	ff	1,436	mf
3,88	f	2,38	mf	1,811	f	1,047	ff
3,38	mf	2,33	mf	1,648	mf	1,044	ff
3,27	F						

Couleur en grains : vert très pâle.

Ces caractères sont ceux d'une trémolite à environ 90 % Mg/Mg+Fe^{III}+Fe^{II}+Mn.

Chlorite

Seules les propriétés optiques sont mesurées.

$2V_Z$	$\neq 0^\circ$	Incolore sans polychroïsme	
N_Z	$= 1,600 \pm 0,001$	N_X	$= 1,589 \pm 0,001$
N_Y	$= 1,589 \pm 0,001$	$N_Z - N_X$	$= 0,011 \pm 0,002$

Couleur en grains : vert à nuance de beige.

224 C -

<u>Clinozoïsite</u>	- Fiche N° 68
<u>Clinochlore</u>	- Fiche N° 43
<u>Diopside</u>	- Fiche N° 9
<u>Grossulaire</u>	- Fiche N° 82

224 D -

<u>Clinochlore</u>	- Fiche N° 44
--------------------	---------------

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

224 A - Structure habituelle des gabbros les plus recristallisés : grandes plages d'albite, oblitérées par les autres minéraux, irrégulièrement réparties entre les nids à chlorite et trémolite et des zones où les prismes de clinozoïsite sont jointifs. La trémolite se présente aussi en grands prismes tardifs.

224 B - Mosaïque de prismes de clinozoïsite, grossièrement alignés, avec chlorite et trémolite dans les interstices. Ces dernières espèces s'associent en gerbes allongées prolongeant les grandes plages d'endiopside et progressant à l'intérieur de celles-ci, à la faveur de cassures. A part ces péripiétés, le pyroxène est remarquablement frais.

224 C - Structure orientée et grossièrement litée : assemblage plus ou moins dense de grains de clinozoïsite et de grenat dont les interstices sont occupés par une quantité variable de chlorite ; à la limite, on observe un feutrage chloriteux ponctué par quelques granules. Les zones à diopside sont étirées, les grandes plages se prolongeant par une mosaïque de petits grains jointifs. Quelques-uns s'échappent jusque dans les zones voisines. Le pyroxène ne montre aucun signe de remplacement ; en particulier, il n'y a pas trace de trémolite dans la roche.

224 D - Fin feutrage orienté de chlorite, interrompu seulement par quelques granules de sphène et de grosses plages aux bords lobés dont le coeur est occupé par un spinelle opaque non magnétique transparent, teinté en vert (hercynite ?).

224 E - Aspect habituel des serpentinites : des restes de structures maillées et quelques belles plages de bastite sont témoins de la péridotite originelle. Ils disparaissent au profit de recristallisations de la serpentine en feutrage fin, orienté et en touffes désordonnées. La magnétite est relativement abondante. Il existe des traces de sphène.

ETUDE PETROCHIMIQUE

REPRESENTATIONS MODALES

Pour les diverses roches, j'ai réalisé le calcul d'un mode à partir des analyses chimiques, en empruntant les données concernant les minéraux non analysés à des espèces connues, possédant les mêmes caractères physiques. Cet emprunt porte sur l'albite (éch. 380) et la trémolite (éch. 24 A 1) pour l'échantillon 224 A, sur la trémolite (id.) et la chlorite (éch. 380) pour l'échantillon 224 B. L'erreur résultante ne devrait pas être sensible car le chimisme de ces minéraux se situe dans une étroite fourchette. La chlorite fait exception mais, par chance, elle est peu abondante (6 %) dans la roche où sa substitution est nécessaire. Le calcul s'effectue sans difficulté et les équation de vérification " bouclent " bien pour les deux premiers échantillons. Par contre, dans le cas du faciès 224 C, les diverses solutions varient largement pour la répartition de la clinozoïsite et du grossulaire, tout en admettant, à chaque fois, une somme de ces deux constituants constante, et des vérifications correctes. Cette difficulté résulte de la ressemblance chimique de ces espèces qui permet leur substitution réciproque dans des proportions notables sans engendrer de distorsions trop graves. Dans le tableau ci-dessous consignnant les résultats d'ensemble de ces calculs modaux, les pourcentages relatifs de la clinozoïsite et du grossulaire de l'échantillon 224 C sont des ordres de grandeur ; leur somme est cependant correcte.

	<u>224 A</u>	<u>224 B</u>	<u>224 C</u>	<u>224 D</u>
Clinozoïsite	54	42	34	0
Trémolite	22	14	0	0
Chlorite	14	6	33	100
Pyroxène	0	38	13	0
Grossulaire	0	0	20	0
Albite	10	0	0	0
Total	100	100	100	100

NATURE DES ECHANGES

Des échanges chimiques se sont produits entre les gabbros métamorphiques et les roches ultrabasiques (serpentinites et chloritites). La figure N° 6, où sont portées les teneurs en oxydes en fonction de la position relative des échantillons sur le terrain, permet de les apprécier. La figure N° 5 la complète en précisant la distribution de SiO_2 , Al_2O_3 , MgO et CaO entre les différents minéraux. Elle est établie à partir des analyses chimiques et des pourcentages modaux calculés.

La zone des échanges intenses se limite à quelques décimètres. Le gabbro 224 A, situé à 20 m. environ du contact, a un chimisme presque normal à l'exception du calcium et du sodium.

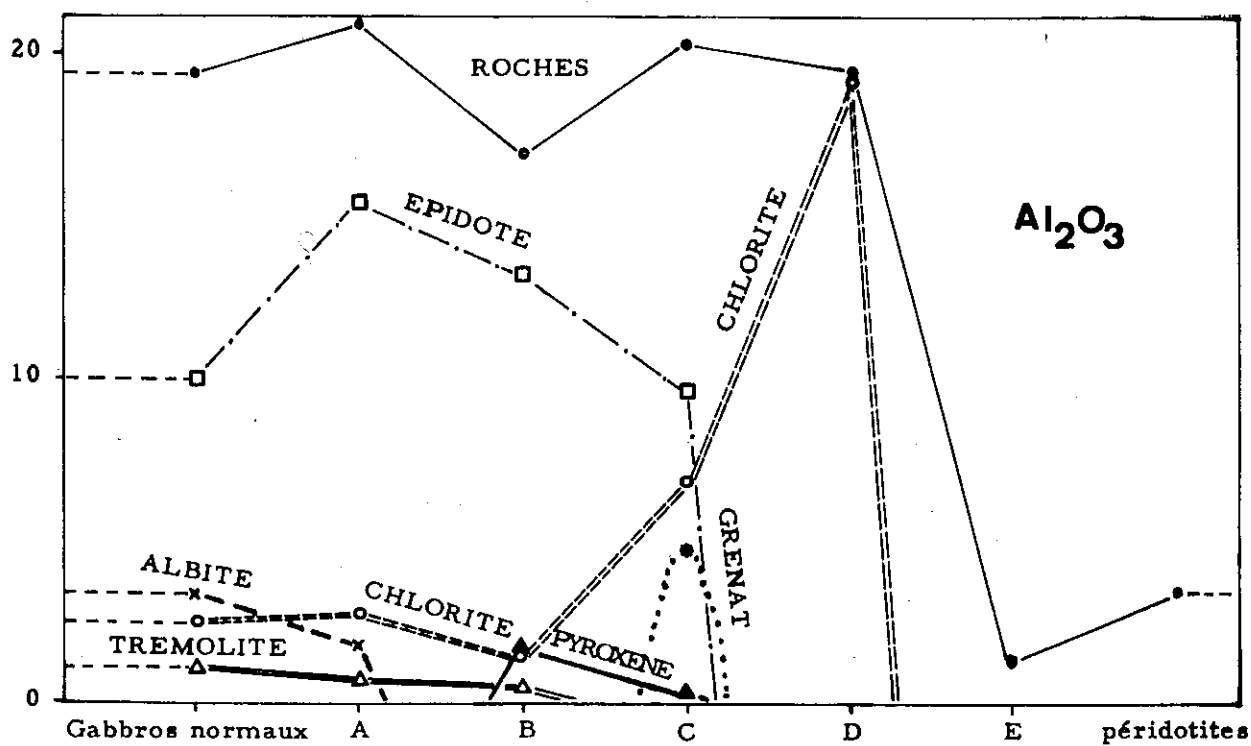
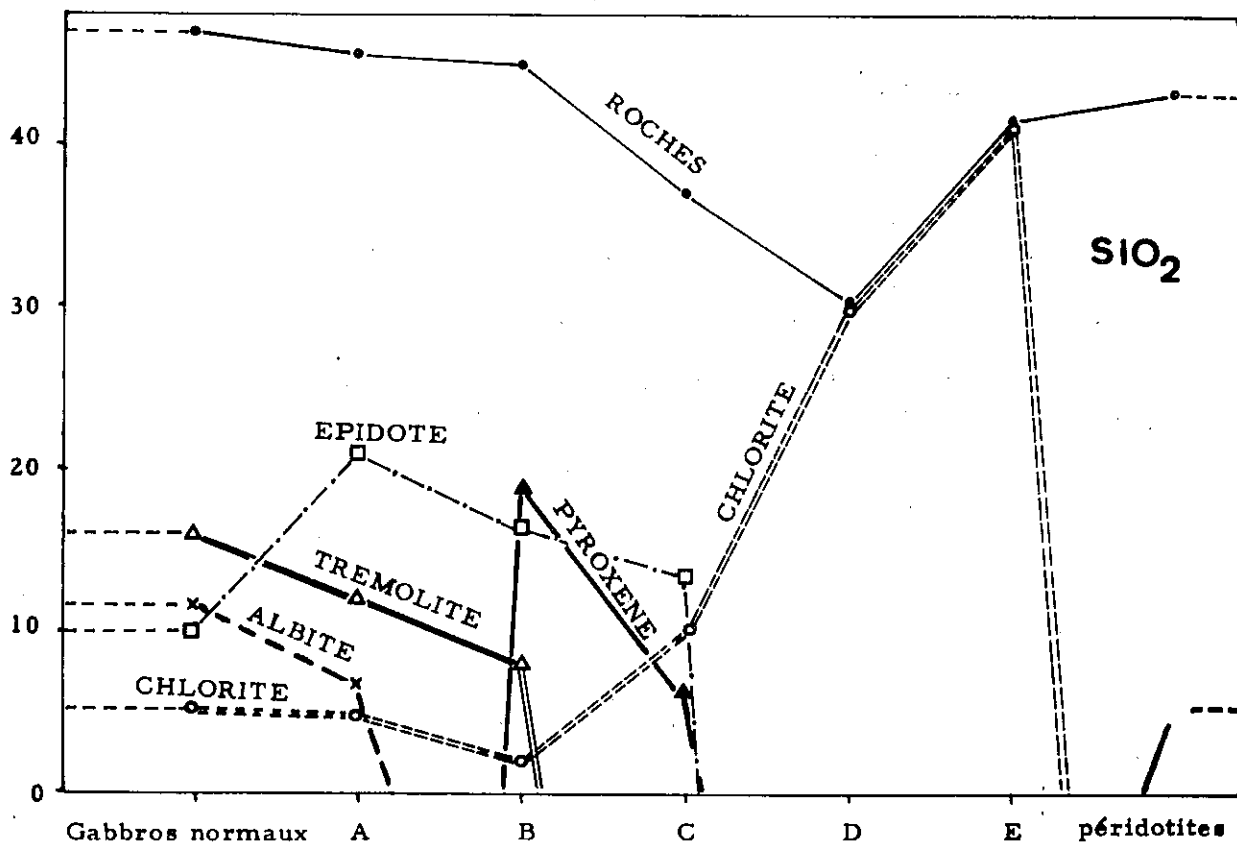


Fig. N° 5 - Distribution quantitative des principaux éléments entre les minéraux en fonction de la position sur le terrain, dans le contact 224 gabbros métamorphiques - serpentinites.

Fig. N° 5 a - SiO₂, Al₂O₃

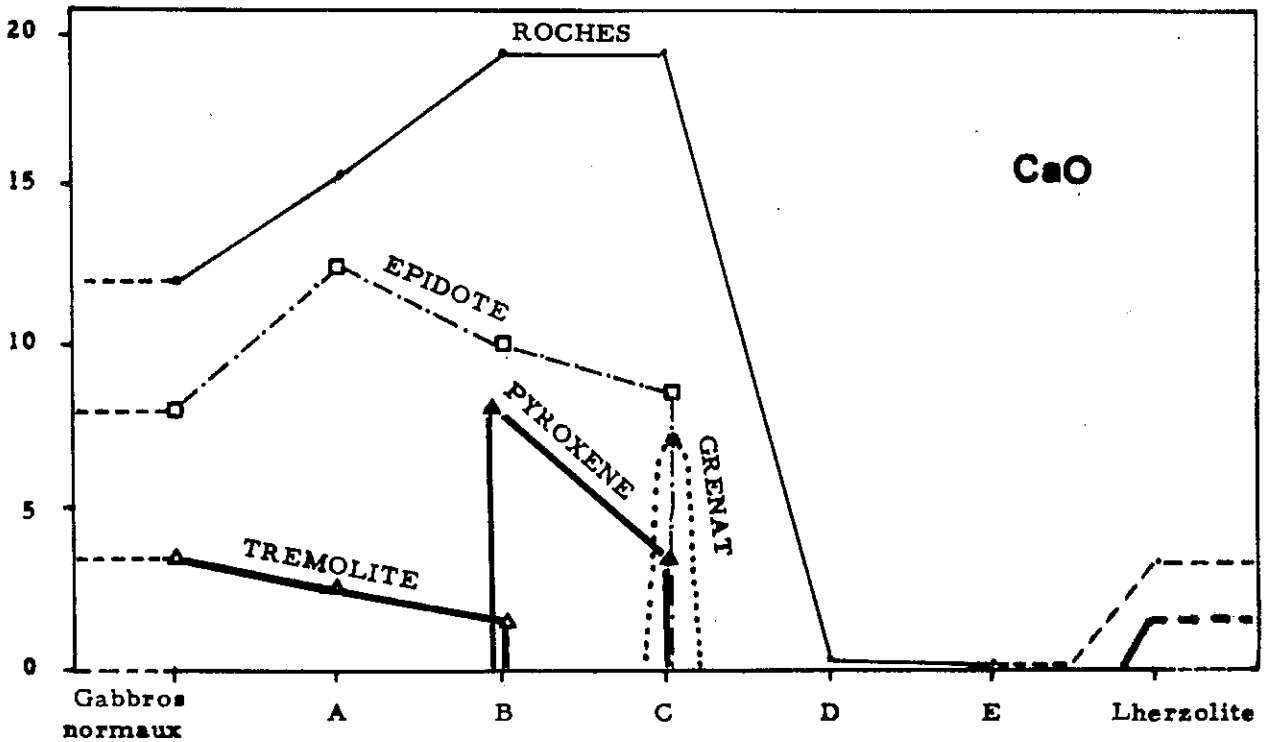
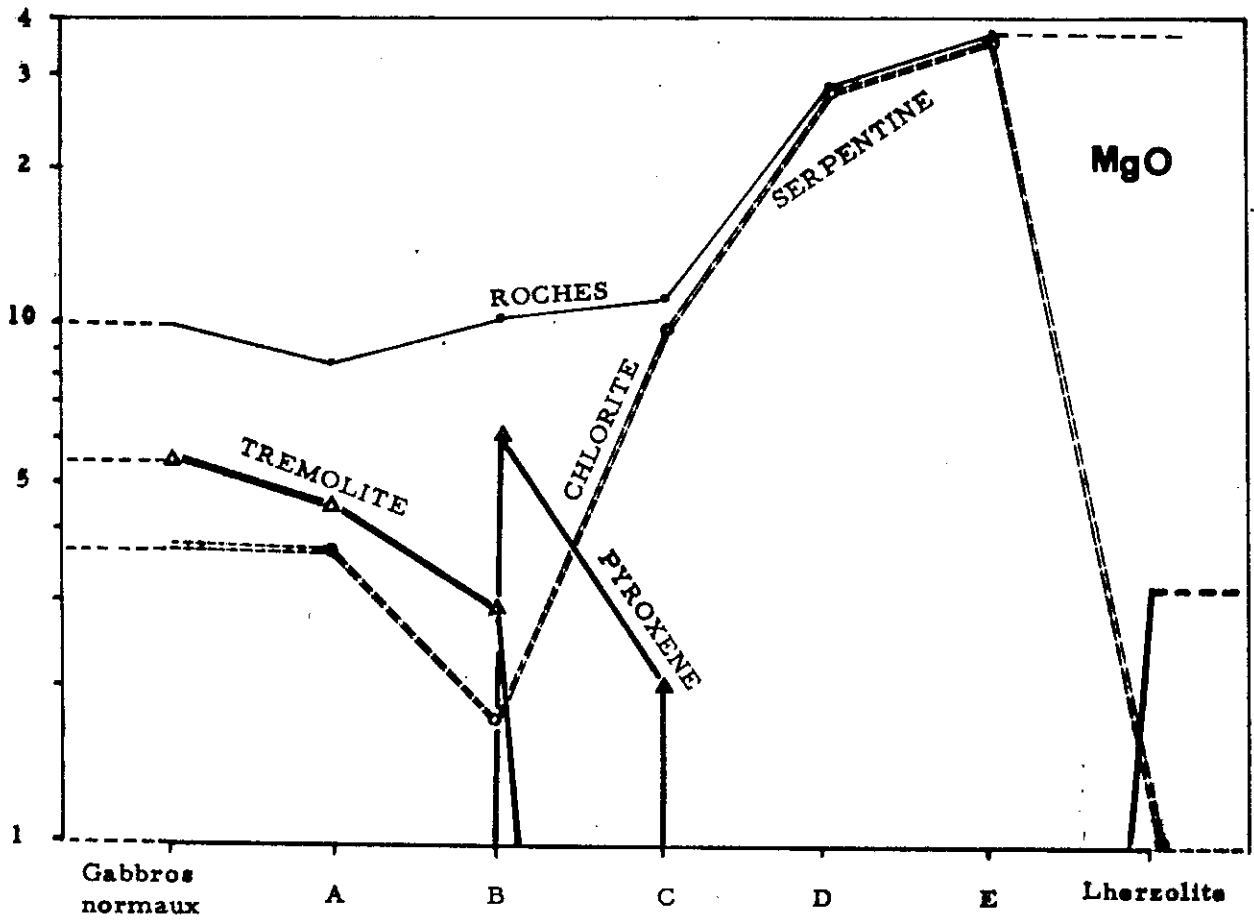


Fig N° 5 b - MgO , CaO

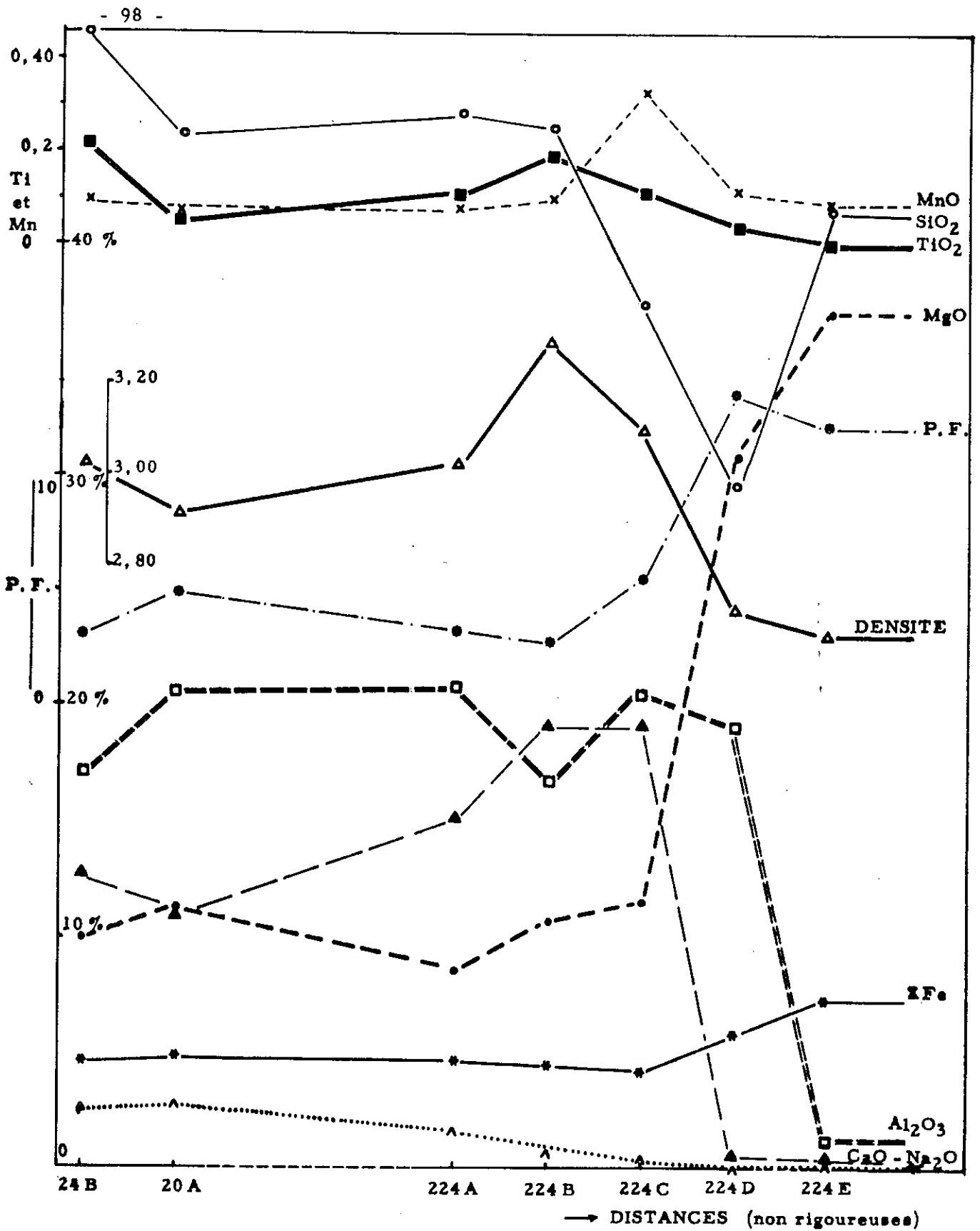


Fig N° 6 - Variations du chimisme en fonction de la position sur le terrain, dans le contact 224 gabbros métamorphiques - serpentinites.

ORIGINE DU CONTACT, CAUSE DES ECHANGES

Bien qu'entreprise avec de puissants moyens, l'étude de ce contact n'éclaire pas son origine car trop d'incertitudes demeurent dans l'étude pétrographique. Ce contact est-il originel ? Est-il de nature tectonique ? La serpentinitisation est-elle responsable des échanges observés ? Est-elle un processus métamorphique ou contemporain de la mise en place du complexe ? Que représentent les chloritites : un faciès de bordure primaire comme dans les ophisphérites (M. VUAGNAT et L. PUSZTASZERI, 1964) ou le résultat d'une transformation métamorphique ? Dans cette dernière hypothèse, se sont-elles développées au dépens des gabbros, des serpentinites ou d'un faciès particulier (pyroxénites, par exemple) ? Enfin, quelle est leur part dans les échanges ?

Les réponses que l'on peut actuellement donner à ces questions sont trop incertaines pour permettre une application pétrochimique saine.

Un point peut cependant être précisé. La serpentinitisation est responsable des transformations observées. En effet, les échanges mis en évidence entre les serpentinites et les gabbros sont précisément ceux qui s'observent lors de la serpentinitisation des péridotites (3^e partie, chap. VII) (en particulier, fort enrichissement des gabbros du contact en CaO, TiO₂ et MnO).

La serpentinitisation s'étant effectuée sur place, au moins partiellement, avant le déclenchement de cette transformation, les gabbros étaient en contact avec des péridotites (peut-être en partie serpentinitisées). Si la serpentinitisation est contemporaine de la mise en place, comme un certain nombre de présomptions le font envisager (p. 32 p. 178) on peut conclure que le contact est originel (et non tectonique).

MODIFICATIONS SUBIES PAR LES PYROXENES AU CONTACT

Ces modifications doivent être recherchées par rapport à des pyroxènes incontestablement magmatiques, situés à un même niveau. Un excellent modèle est fourni par le pyroxène 416 (Fiche N° 13), lui-même proche des pyroxènes de péridotites. On constate que le pyroxène 224 B ne présente pas d'écart importants avec ce modèle, se rapprochant toutefois plus encore d'un endiopside de péridotite (Fiche N° 5). Il ne se signale que par une teneur en Al₂O₃ un peu plus basse. Il est raisonnable de le considérer comme magmatique et de le prendre à son tour comme référence pour évaluer les modifications subies par le diopside 224 C, plus près encore du contact avec les serpentinites. Ce faisant, nous ne risquons que de minorer les échanges, au cas où notre modèle aurait lui aussi été touché.

(Diopside 224 C) - (Endiopside 224 B)

Si	+ 1,59
Al	- 0,60
Somme du fer	- 2,09*
Ca	+ 2,40
Na	- 0,35
Ti	- 0,22

* A noter que le fer prend une forme oxydée dans 224 C.

Ces modifications sont importantes si l'on pense que seulement quelques dizaines de centimètres séparent ces pyroxènes sur le terrain. Elles ont pour effet de rapprocher le chimisme du pyroxène transformé de celui de certains diopsides filoniens de serpentinites (diopsides 363 et 26, fiches 10 et 8).

Le moteur de la transformation est la serpentinitisation et non la chloritisation (nous voyons les effets de celle-ci sur l'endiopside 224 B sous forme d'une corrosion). L'enrichissement en calcium dans le pyroxène 224 C est dû à la libération de cet élément lors de la serpentinitisation (3° partie, chap. VII). Le caractère oxydé du fer s'explique aussi par cette transformation.

EFFET D'ECRAN DES SERPENTINITES

La présence de pyroxènes magmatiques frais dans les gabbros métamorphiques, exclusivement quand ils sont en contact avec des serpentinites, montre le rôle-clé tenu par ces roches dans l'histoire des pyroxènes :

- lors de la serpentinitisation d'une périclase en contact avec un gabbro se produisent des échanges ayant pour effet une modification des pyroxènes du gabbro sur quelques dizaines de centimètres ;
- les serpentinites protègent ensuite d'une démolition métamorphique les pyroxènes des gabbros situés à leur contact.

Quelle est la cause du rôle d'écran joué par les serpentinites vis-à-vis du métamorphisme ? Elle est double :

- mécanique : les serpentinites amortissent les contraintes indispensables pour que se réalise le métamorphisme (p. 266). L'un des facteurs du métamorphisme manquant, les pyroxènes demeurent métastables.
- chimique : le voisinage de serpentinites (en voie de formation si la serpentinitisation est métamorphique, en voie de recristallisation* si elle est plus ancienne) crée par la voie d'échanges chimiques un milieu exceptionnellement favorable permettant la conservation du pyroxène ou son adaptation progressive.

La première hypothèse seule, rend compte de nombreux faits de détail (remplacement du pyroxène dans ces zones de contact là où s'observent des cassures). Elle ne se heurte qu'à une difficulté : comment expliquer l'absence de pyroxènes au sein des serpentinites alors que les contraintes s'y transmettent si mal ?

Il semble donc qu'il faille envisager un schéma plus complexe où le milieu chimique interviendrait. Les considérations suivantes tentent de préciser leur rôle.

COMPORTEMENT DES PYROXENES LORS DU METAMORPHISME - HYPOTHESE D'UNE ADAPTATION

Le remplacement du pyroxène s'opère suivant deux modes principaux souvent associés mais chronologiquement séparés : chloritisation ou bastitisation éventuellement accompagnée de la cristallisation de grenats, et ouralitisaiton par une trémolite. Quand les deux remplacements s'associent, la chloritisation est plus ancienne (elle ne s'accompagne plus de grenats).

* Le métamorphisme, dans l'hypothèse où il n'est pas cause de la serpentinitisation, a néanmoins provoqué des recristallisations dans les serpentinites. La structure maillée, ainsi que les taches de bastite, tendent à disparaître, au profit d'un assemblage régulièrement enchevêtré et parfois orienté.

Dans les gabbros normaux, le pyroxène magmatique est complètement remplacé, surtout par de la trémolite ; dans les serpentinites et faciès associés, par de la bastite ou de la chlorite. Son silicium est alors drainé lors de la serpentinitisation de l'olivine (40 % dans la serpentine, contre 33 % dans l'olivine, voir 3° partie, chap. VII). Les seuls faciès où il soit conservé sont les gabbros au contact ou en enclaves dans les serpentinites. Ces roches présentent précisément un appauvrissement en silicium par rapport aux gabbros normaux (fig 5). Ainsi l'albite, indice d'un milieu riche en sodium mais aussi en silicium, en est toujours absente.

On peut donc se demander si la stabilité du pyroxène n'est pas conditionnée, en particulier, par une teneur du milieu donnée en silicium. Trop de silicium entraîne une trémolitisation (5 % SiO_2) du pyroxène, pas assez une chloritisation (- 20 % SiO_2). En milieu favorable, le pyroxène ne se détruit pas. Il est métastable et peut même, dans certaines limites, s'adapter en modifiant son chimisme. C'est ce que nous observons en 224 C et dans les nombreux cas où, autour d'un coeur de salite, se développent des zones au chimisme différent (ex. éch. 489 A, p.41).

D'un point de vue structural, ce schéma est satisfaisant. On peut admettre que la charpente du pyroxène est constituée par les tétraèdres d'oxygène créant des sites Z garnis par Si et Al, tandis que sa physionomie particulière est assurée par le contenu des sites Y. (par site Y on entend ici l'ensemble des sites extérieurs aux tétraèdres ; (W-X-Y). Celle-ci, dans une certaine mesure, peut s'adapter à des conditions chimiques nouvelles en échangeant des cations (ici départ de fer et gain en calcium). Au contraire, une atteinte à la charpente tétraédrique provoque l'écroulement de l'édifice. Cette atteinte se produit en milieu chimiquement hostile, soit par drainage du silicium (chloritisation et bastitisation) dans les serpentinites et faciès associés, soit par excès de silicium (trémolitisation) dans les gabbros métamorphiques. Elle peut aussi se réaliser dans un milieu physique s'écartant trop largement du domaine de stabilité du pyroxène. Mais les conditions physiques de la stabilité du minéral apparaissent comme secondaires : le pyroxène semble s'accommoder de conditions métastables.

Le pyroxène 224 B, apparemment indemne (métastable mais corrodé par la chlorite), devrait sa perennité à l'effet mécanique d'écran des serpentinites combiné avec la conservation d'un climat chimique favorable.

Le pyroxène 224 C, très frais et non corrodé, plus proche sur le terrain des serpentinites donc dans un milieu chimique plus actif, nous montre les effets d'une adaptation :

- aux conditions physiques nouvelles, par abaissement de la teneur en aluminium tétracoordonné au profit du silicium (J. F. G. WILKINSON, in DEER, HOWIE & ZUSSMAN, op. cit., vol. II, p. 136). Cette modification des sites Z est faible. Elle est néanmoins significative car elle s'opère à contre sens des changements du milieu (voir fig. 6).
- aux conditions chimiques nouvelles (créées par la serpentinitisation, rappelons-le), grâce à une modification du remplissage des sites Y (voir tableau de la p. 99). Au terme de cette adaptation, l'endiopside originel est transformé en diopside, espèce stable dans le métamorphisme épizonal (conditions physiques assez proches de celles qui président à la serpentinitisation).

Ces hypothèses sont en parfait accord avec les conclusions suivantes de W. S. PITCHER (1965) : " temperature is not necessarily the only important factor in determining the mineral phases present. As long as it is sufficient to stabilize a mineral the composition of that mineral is then a function of host-rock composition, the coexisting

phases and, to a lesser extent, the grade. This is especially so in regard to elements in six or eightfold co-ordination ; elements in fourfold co-ordination seem, on the other hand, to be directly controlled by grade " .

Ces hypothèses sur le comportement d'un clinopyroxène dans un climat physico-chimique hostile expliquent de façon satisfaisante les faits observés. Elles demeurent néanmoins fragiles en raison du caractère spéculatif de la stabilité du minéral dans les conditions fixées. Elles appellent une expérimentation que j'espère réaliser dans un proche avenir. Le plan d'expérience est simple : à partir du pyroxène magmatique séparé et analysé, réaliser une série d'essais en faisant varier la teneur du milieu en silicium, en se plaçant dans les conditions de pression et de température de la serpentinisation puis du métamorphisme épizonal et dans un milieu chimique riche en H₂O et CaO. Il doit être possible de savoir si le pyroxène est compatible avec un de ces milieux et s'il y adapte le contenu de ses sites Y, en évoluant vers un diopside.

ECHANTILLON - TYPE 416 - PYROXENITE CHLORITISEE

GISEMENT

Au-dessus du Lago Scuro, versant Sud de la Stura d'Ala, au contact précis entre des gabbros métamorphiques et des serpentinites schisteuses constituant la semelle d'un puissant massif de serpentinites et de péridotites laminées.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Trame de chloritoschiste boursouflée par des pyroxènes pouvant atteindre 15 cm., noir-bronzé à reflets vifs sur le plan du clivage supplémentaire. Les surfaces naturelles de la roche sont scoriacées par suite d'une desquamation des lits chloriteux. La teinte d'ensemble est sombre. Il peut exister des nids à trémolite et zoisite.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Salite - Fiche N° 13

Dans un fond essentiellement chloriteux, aux lignes de flux contournées, plages géantes de salite souvent constituées de plusieurs cristaux présentant des figures d'intercroissance. La chlorite remplace le pyroxène, comme le montrent certaines extrémités effilochées et une corrosion plus intime progressant à partir de fractures (planche 1). La trémolite, en prismes bien développés, participe à cette oeuvre. Paradoxalement la chlorite semble, ailleurs, avoir évité au pyroxène un sort plus fâcheux, en amortissant les contraintes mécaniques génératrices de remplacement. Ce rôle ressort de l'examen des terminaisons émoussées de la salite, moulées par des feuillets serrés de chlorite. Dans les fractures de distension ouvertes par l'éclatement du pyroxène, celui-ci à son tour protège la croissance de la chlorite en grands feuillets droits, perpendiculaires à ses limites. Le fond de la roche est ponctué par des prismes automorphes de clinozoisite, de sphène et plus rarement d'apatite. Un faciès voisin présente, en outre, de magnifiques octaèdres de magnétite.

ETUDE PETROCHIMIQUE

La dimension, l'abondance et la structure engrenée des salites ne permettent aucun doute sur l'origine pyroxénitique de cette roche. L'examen de la paragenèse de remplacement : chlorite, trémolite et clinozoïsite laisse même présumer de la quasi-exclusivité de la salite dans la roche originelle. Toutefois, la richesse de cette paragenèse en Al_2O_3 conduit à envisager un apport depuis les serpentinites voisines, ce qui est vraisemblable (p.175) ou une petite part de plagioclase basique comme composant initial.

PYROXENES DANS LE GABBRO AU CONTACT AVEC LES SERPENTINITES

Dans cette région, l'étude des divers faciès de clinopyroxènes présents dans les premiers mètres de gabbros métamorphiques à partir du contact avec les serpentinites est instructive, malgré l'échec partiel de leur séparation qui condamne à une simple étude des caractères optiques.

La coupe donnée ci-après provient des rives du Lago Scuro, à une centaine de mètres du point précédent. En raison des conditions d'affleurement, il n'est pas possible de savoir si la bordure pyroxénitique existe ici.

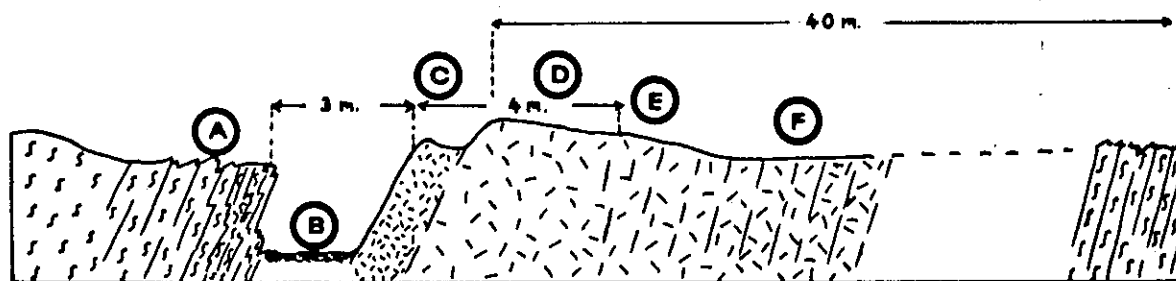


Fig. N° 7 - Coupe du contact serpentinites - gabbro métamorphique.

- A - Serpentinites d'abord massives, puis schisteuses.
- B - Zone sans affleurement : pyroxénites ou chloritites plus tendres ?
- C - Faciès gabbroïque à grain fin : pyroxènes bruns de 1 mm. à 1 cm.
- D - Faciès gabbroïque à diallage gris-bronze atteignant 5 cm. parfois gainé par un pyroxène vert-cru.
- E - Même aspect qu'en D, mais les plages de diallage sont envahies par le pyroxène vert-cru, à son tour remplacé par actinote et chlorite. Dans tous ces faciès, la clinozoïsite est, avec le pyroxène, le constituant majeur ; c'est ici seulement que l'albite, la chlorite, et la trémolite se développent de façon notable.
- F - Gabbro métamorphique banal.

ETUDE DES PYROXENES

- Pyroxène brun de l'échantillon C.

$2V_Z$ mesuré = $60^\circ \pm 1^\circ$	$Z \wedge \tilde{c} = 48^\circ$
Biréfringence 0,030	Clivage (100) parfait

- Pyroxène gris bronzé de l'échantillon D.

$2V_Z$ mesuré = $58^\circ \pm 1^\circ$	$2V_Z$ calculé = 54°
$Z \wedge \tilde{c} = 45^\circ$	Clivage (100) parfait
$N_Z = 1,705 \pm 0,001$	$N_X = 1,676 \pm 0,001$
$N_Y = 1,682 \pm 0,001$	$N_Z - N_X = 0,029 \pm 0,002$

- Pyroxène vert cru de l'échantillon E.

$2V_Z$ mesuré = $72^\circ \pm 2^\circ$	$Z \wedge \tilde{c} = 53^\circ$
Biréfringence \neq 0,025	Teinte vert-pâle, polychroïsme inappréciable.

Ces caractères physiques fragmentaires autorisent à considérer les deux premiers pyroxènes, différant seulement par l'intensité de la coloration, comme des salites magmatiques du type 416 décrit au-dessus. Ils se distinguent nettement du dernier, à rapprocher des pyroxènes sodiques 479, 484, 515.

Ce contact nous permet d'étudier ces deux types de pyroxènes dans leurs relations mutuelles. La salite brune ou bronzée, commune dans les gabbros associés aux serpentinites, est de lignée magmatique certaine (3^e partie, chap. II). Elle est remplacée par le pyroxène sodique présent en reliques dans les gabbros supérieurs, les prasinites et les éclogites. Ce caractère relictuel n'est pas pour surprendre, car le milieu chimique favorable à sa cristallisation, puis à sa conservation semble étroit, si l'on en juge par son gisement sur le terrain, limité aux quelques dizaines de centimètres possédant une teneur en SiO_2 et Na_2O (albite et trémolite) intermédiaire entre les valeurs normales des gabbros métamorphiques et leurs valeurs limites atteintes au contact avec les ultrabasites.

On peut conclure que, dans les gabbros des zones inférieures au moins, le pyroxène magmatique normal est une salite remplacée par un pyroxène jadéitique ou omphacitique en milieu silicieux, sodique et probablement alumineux (que l'on considère la haute teneur en Al_2O_3 de ces pyroxènes). Ce milieu a pu se réaliser dans une première étape de la mobilisation métamorphique. (voir 3^e partie, chap. II). Le pyroxène sodique est instable, à son tour, lorsque s'installe la paragenèse métamorphique à albite et trémolite et il ne subsiste plus qu'en reliques au sein de nids trémolitiques.

CHAPITRE II - CONTACTS PRASINITES - CALCSCHISTES

Je décrirai dans ce chapitre deux contacts entre des prasinites et des faciès de la série des Schistes lustrés. L'un des contacts montre un faciès d'ovardite et l'autre de prasinite à glaucophane. Leur étude nous permettra donc de compléter la description des prasinites s. s. (1^o partie, chap. VI) par celles des deux principaux faciès associés et de préciser leurs relations mutuelles.

CONTACT 362 - PRASINITES - OVARDITES - MARBRES PHYLLITEUX

(Analyses chimiques, planche VII, N^o 3 ; planche VIII, N^o 1 et 2 ; planche IX, N^o 1 ; planche X, N^o 1 et 2)

GISEMENT

Route de la Stura d'Ala, à l'entrée de Lemie, dans une zone tectonique de racines où les prasinites, coupées par des écailles de calcschistes, prennent un faciès sombre, à grain fin, très laminé avec apparition de glaucophane. Il est remarquable que, dans un tel contexte, le contact entre les prasinites et les Schistes lustrés soit marqué par des ovardites et non par des prasinites à glaucophane.

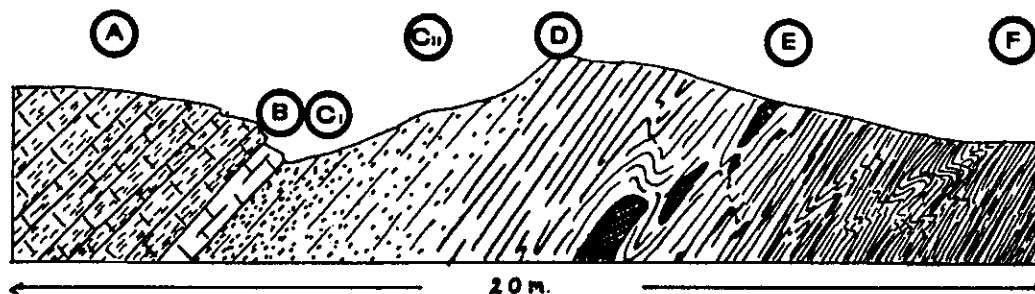


Fig. N^o 8 - Contact 362 entre prasinites et marbres phylliteux.

- A - Echantillon 362 A - Marbre phylliteux gris
- B - Echantillon 362 B - Marbre phylliteux blanc, sur 10 cm
- C_I - Echantillon 362 C_I - Ovardite schisteuse au contact précis.
- C_{II} - Echantillon 362 C_{II} - Ovardite schisteuse ocellée, sur 1 m environ.
- D - Echantillon 362 D - Prasinite litée à pistacite
- E - Echantillon 362 E - Nodule sombre à grain fin, dans 362 D.
- F - Faciès prasinitique sombre massif coupé par des lits de pistacite cernant des amandes à pyroxènes relictuels.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

362 A - Calcaire massif, homogène, foliation marquée par la cristallisation en plan de la phengite mais sans apparence de litage. Une dissolution de la calcite met en évidence un litage fruste du quartz. La teinte est gris clair.

362 B - Même roche que la précédente, mais complètement décolorée. Le quartz recristallise en amandes, s'associant occasionnellement un peu de pyrite.

362 C_I et 362 C_{II} - Ovardites ne différant apparemment que par leur position par rapport au contact. Roches schisteuses dont la trame est ponctuée par de belles ocelles régulières mesurant, en moyenne, de 2 à 3 mm. La surface est noduleuse, la teinte d'ensemble vert-pâle à reflet argenté.

362 D - Prasinite massive, foliée et litée par séparation de la pistacite des ferro-magnésiens : teinte gris-vert sombre.

362 E - Concentrations diffuses dans le faciès précédent. Aspect massif, compact : le grain fin et la teinte très sombre masquent une foliation et un litage discrets.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

Les principaux minéraux, sauf les amphiboles, sont séparés, mais les phyllites seules ont fait l'objet d'analyses.

362 A -

Phengite - Fiche N° 60

Calcite

$N_Z = 1,662 \pm 0,001$

$N_Z - N_X = 0,172 \pm 0,003$

$N_X = 1,490 \pm 0,002$

Susceptibilité magnétique : $\chi = 1,3 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. Densité : $2,743 \pm 0,003$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
3,85	mf	1,874	Fm	1,353	ff
<u>3,03</u>	<u>FF</u>	1,623	ff	1,333	ff
2,84	f	1,600	f	1,292	ff
2,49	m	1,521	f	1,231	ff
2,28	m	1,513	ff	1,151	ff
2,09	m	1,438	ff	1,045	ff
1,920	mf	1,417	ff	1,042	ff
1,910	Fm				

Couleur en grains : blanc-gris.

Les caractères physiques sont ceux d'une calcite pratiquement pure. La couleur vient de résidus charbonneux.

362 B -Phengite - Fiche N° 61Calcite

$$N_Z = 1,660 \pm 0,001$$

$$N_Z - N_X = 0,171 \pm 0,003$$

Susceptibilité magnétique : $\chi = 0,75 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

$$N_X = 1,489 \pm 0,002$$

Densité : $2,728 \pm 0,001$

Données cristallographiques

d	I	d	I
3,85	mf	1,908	F
3,32	ff	1,872	m
<u>3,03</u>	<u>FF</u>	1,624	ff
2,84	ff	1,601	mf
2,49	m	1,522	f
2,28	m	1,514	f
2,09	m	1,438	f
1,990	ff	1,436	ff
1,922	mf	1,419	f

Couleur en grains : blanc à beige-clair.

Cette calcite est encore, semble-t-il, plus pure que la précédente.

362 C_I -Pycnochlorite - Fiche N° 51Albite

$$2V_Z \text{ mesuré} = 78^\circ \pm 2^\circ$$

$$N_Z = 1,539 \pm 0,001$$

$$N_Y = 1,533 \pm 0,001$$

Susceptibilité magnétique : $\chi = -0,7 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

$$2V_Z \text{ calculé} = 85^\circ$$

$$N_X = 1,528 \pm 0,001$$

$$N_Z - N_X = 0,011 \pm 0,002$$

Densité : $2,636 \pm 0,003$

Données cristallographiques

d	I	d	I
6,37	Fm	3,15	mf
4,02	Fm	2,96	m
3,84	mf	2,92	m
3,77	F	2,86	mf
3,67	m	2,64	ff
3,53	mf	2,55	mf
3,50	mf	2,45	mf
3,37	mf	2,32	f
<u>3,19</u>	<u>FF</u>	2,28	f

Les caractères physiques de cette albite permettent de prévoir une teneur de 3 à 5 % An. Ils sont identiques, dans les limites d'erreurs fixées, à ceux des albites provenant des autres faciès du contact, ce qui rend superflu d'en donner le détail. Ce trait mérite d'être souligné car il témoigne de l'indépendance de l'albite vis-à-vis de la richesse de son milieu en calcium et des structures dans lesquelles cet élément intervient (silicates de carbonates).

Pistacite

$2V_X$ mesuré # 85° (variant avec zones)
 $2V_Z$ calculé # 66°
 $N_Z = 1,745 \pm 0,002$
 $N_Y = 1,726 \pm 0,002$
 $N_X = 1,718 \pm 0,002$
 $N_Z - N_X = 0,027 \pm 0,003$ (valeur maximale)
 Densité : $3,314 \pm 0,006$
 Susceptibilité magnétique : $\chi = 12,9 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
8,07	f	2,68	m	2,11	mf	1,621	mf
5,02	mf	2,65	f	2,07	mf	1,589	mf
4,02	m	2,60	m	2,05	f	1,575	mf
3,49	mf	2,53	mf	1,872	mf	1,541	mf
3,40	mf	2,51	ff	1,744	ff	1,528	ff
3,21	mf	2,40	mf	1,702	ff	1,454	f
3,06	f	2,37	ff	1,689	ff	1,436	ff
2,90	Fm	2,29	mf	1,671	ff	1,402	ff
2,81	mf	2,16	mf	1,636	m	1,392	f
2,79	f						

Couleur en grains : jaune-beige

Pistacite pouvant contenir de 8 à 9% Fe_2O_3 à la périphérie. Le coeur des cristaux est une clinozoisite.

362 C_{II}

Pycnochlorite - Fiche N° 50

Albite, cf. Albite 362 C_I

Pistacite

$2V_X$ mesuré = 85° (variant avec zones)
 $2V_Z$ calculé = 78°
 $N_Z = 1,750 \pm 0,002$
 $N_Y = 1,730 \pm 0,002$
 $N_X = 1,717 \pm 0,002$
 $N_Z - N_X = 0,033 \pm 0,003$ (valeur maximale)
 Densité : $3,32 \pm 0,01$
 Susceptibilité magnétique : $\chi = 13,3 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
8,04	f	2,80	Fm	2,16	m	1,725	ff
5,02	m	2,68	F	2,11	m	1,689	ff
4,01	Fm	2,67	F	2,07	m	1,673	ff
3,55	f	2,65	mf	2,04	m	1,635	F
3,49	m	2,60	F	2,01	mf	1,624	mf
3,40	m	2,53	Fm	1,981	ff	1,589	mf
3,20	Fm	2,45	f	1,872	m	1,575	mf
3,06	mf	2,40	m	1,771	f	1,539	ff
2,90	FF	2,29	m	1,745	ff	1,455	mf

Couleur en grains : jaune sale.

Teneur en Fe_2O_3 supérieure à celle de l'échantillon précédent dans les zones périphériques et pouvant atteindre 10 %.

362 D -

Delessite - Fiche N° 56

Albite, cf. Albite 362 C_I

Pistacite

$2V_X \neq 78^\circ$ (variant largement suivant les zones)
 $N_Z = 1,753 \pm 0,002$
 $N_Y = 1,731 \pm 0,002$
 $N_X = 0,722 \pm 0,002$
 $N_Z - N_X = 0,031 \pm 0,003$ (valeur maximale)
 Densité : $3,394 \pm 0,006$
 Susceptibilité magnétique : $\chi = 15,4 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
8,04	f	2,78	mf	2,11	m	1,571	f
5,03	m	2,68	F	2,07	mf	1,540	f
4,02	Fm	2,65	mf	2,04	f	1,529	ff
3,76	f	2,60	Fm	2,01	f	1,458	f
3,49	m	2,53	m	1,871	m	1,454	f
3,41	m	2,45	f	1,689	ff	1,436	ff
3,21	m	2,40	m	1,636	Fm	1,401	mf
3,06	f	2,30	mf	1,624	mf	1,397	f
<u>2,90</u>	<u>FF</u>	2,16	m	1,588	f	1,391	mf
2,81	Fm	2,12	f	1,574	mf	1,343	ff

Couleur en grains : jaune sale.

Teneur en Fe_2O_3 de l'ordre de 12 % dans les zones périphériques. Cette pistacite est donc la plus riche en fer.

362 E -

Albite, cf. Albite 362 C_I

Magnétite

Densité : $5,06 \pm 0,01$

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

362 A - Mosaïque de calcite avec quelques grains de quartz distribués au hasard, coupée par des lames de phengite parallèles et dispersées. Les accessoires sont la chlorite, la clinozoisite en grosses plages spongieuses, la tourmaline et quelques grains automorphes de pyrite. La matière charbonneuse envahit de préférence la phengite.

362 B - Structure proche de la précédente mais d'aspect plus net, par suite d'une recristallisation. L'albite s'organise en gros porphyroblastes.

362 C - Le passage des marbres aux ovardites est progressif mais rapide : après une zone un peu plus riche en tourmaline, apparition de grosses ocelles circulaires d'albite, aux contours lobés, tandis que la chlorite remplace de plus en plus la calcite entre les ocelles. Dans le faciès 362 C_I, prélevé au contact précis, le quartz et la calcite sont abondants au détriment des silicates calciques (pas de trémolite, peu de clinozoïsite). Dans l'ovardite 362 C_{II}, la calcite est encore bien représentée à côté de la trémolite et de la clinozoïsite.

362 D - Structure de prasinite banale. La chlorite y est abondante avec, en conséquence, une albite tendant à former des ocelles à contours lobés comme dans les ovardites précédentes. La chlorite se transforme, feuillet par feuillet, en une biotite brun-vert. A noter : un pourcentage encore relativement important de calcite, l'abondance du sphène et des minéraux titanés, la teinte soutenue de l'actinote (indice d'une teneur en fer appréciable) et la présence de reliques de glaucophane au coeur des plus grosses plages.

362 E - Structure fine et confuse : le fond albitique, déformé et morcelé, disparaît presque, tant leur abondance est grande, sous des ferro-magnésiens orientés et fortement colorés : la pistacite beige-rosé sale, l'actinote et la chlorite dans des verts très crus, aux nuances variées. Les minéraux titanés, sphène, brookite et rutile sont particulièrement abondants.

ETUDE PETROCHIMIQUE

REPRESENTATIONS MODALES

Il est facile de connaître la représentation modale dans le faciès de marbre 362 B (faciès de contact). Le pourcentage en calcite est calculé à partir de (CO₂), (CaO) servant à connaître, par différence, la clinozoïsite. (K₂O) donne la phengite ; (Na₂O), l'albite, compte tenu de son pourcentage dans la phengite et (MgO) la chlorite. Par soustraction des silicates de (SiO₂) on détermine enfin le quartz. Les paramètres inutilisés permettent de vérifier la solution obtenue. La valeur de la calcite se situe très légèrement en dessous du résultat d'un dosage par dissolution à HCl dilué.

La représentation donnée pour le marbre 362 A (faciès normal) est moins sûre car le carbonate semble contenir des traces de magnésium (sinon il faut admettre plus de 5 % de chlorite ce que contredit l'examen de la roche). Il devient alors impossible de connaître exactement les teneurs en carbonates, en chlorite et en clinozoïsite. La solution donnée tente de concilier les faits d'observation et les chiffres disponibles.

Connaissant par dosage la teneur en calcite dans l'ovardite 362 C_I du contact, on peut calculer le mode des minéraux principaux.

Ce calcul est impossible dans l'ovardite vraie 362 C_{II}, le développement de la trémolite faisant apparaître une nouvelle inconnue. On peut y constater que le calcium tend à y passer du carbonate dans les silicates (dans l'analyse globale CaO est plus élevé et P. F. faible). Par rapport au mode ci-dessus, il faut s'attendre à une chute de la calcite, à de légères baisses de chlorite et d'albite et, au contraire, à une augmentation de clinozoïsite et de trémolite.

	Marbres Phylliteux		Ovardite 362 C _I
	362 A	362 B	
Calcite	71	67	16
Phengite	(dosage 74) 13,5	(dosage 69) 16	} #12
Quartz	8,5	6,5	
Chlorite	2	3,5	34
Albite	1	3	34
Clinozoisite	3	3	# 4
Oxydes ou sulfures de fer	1	1	
Total	100,00	100,00	#100

Pourcentages modaux calculés des marbres phylliteux et de l'ovardite du contact.

NATURE DES ECHANGES CHIMIQUES

La figure n° 9 donne une idée des modifications chimiques en fonction de la position des échantillons par rapport au contact. Elle inspire quelques remarques :

- le contact est aussi tranché chimiquement que pétrographiquement, les différences s'établissant, je le rappelle, sur une dizaine de centimètres.
- vis-à-vis de certains cations, le contact constitue une barrière infranchissable, leur distribution pouvant cependant être perturbée de part et d'autre. C'est le cas du fer, du potassium et du magnésium.
- le contact est, au contraire, perméable vis-à-vis du calcium, du titane, de l'aluminium, du silicium et, dans une mesure faible, du sodium.

ETUDE DES ECHANGES - INCIDENCE SUR LES PARAGENESES ENGENDREES

L'importance des modifications subies par les roches montre qu'elles étaient en contact avant le déclenchement de l'épisode métamorphique auquel elles doivent leur aspect actuel. Nous pourrions préciser après l'étude du contact suivant (p.113) l'origine tectonique et métamorphique des phénomènes observés.

Les modifications chimiques et minéralogiques observées de part et d'autre du contact sont liées au mouvement des éléments. Suivant la nature des éléments responsables et leur faculté de migration à travers le contact, on peut considérer les modifications comme résultats :

- 1) Soit directement d'échanges,
- 2) Soit d'une nouvelle distribution des éléments d'un côté ou de l'autre des contacts, sans que des échanges soient évidents.

Examinons plus en détail ces deux points :

- 1) Les échanges sont responsables de l'apparition de silicates dans le marbre au contact (éch. 362 B) grâce à un apport d'aluminium et, dans une moindre mesure, de sodium. Le rôle de l'aluminium dans la formation de silicates est évident : avec le silicium, c'est le seul cation dont le pourcentage augmente nettement dans le marbre du contact. Or, le silicium ne peut être mis en cause puisqu'il existait déjà

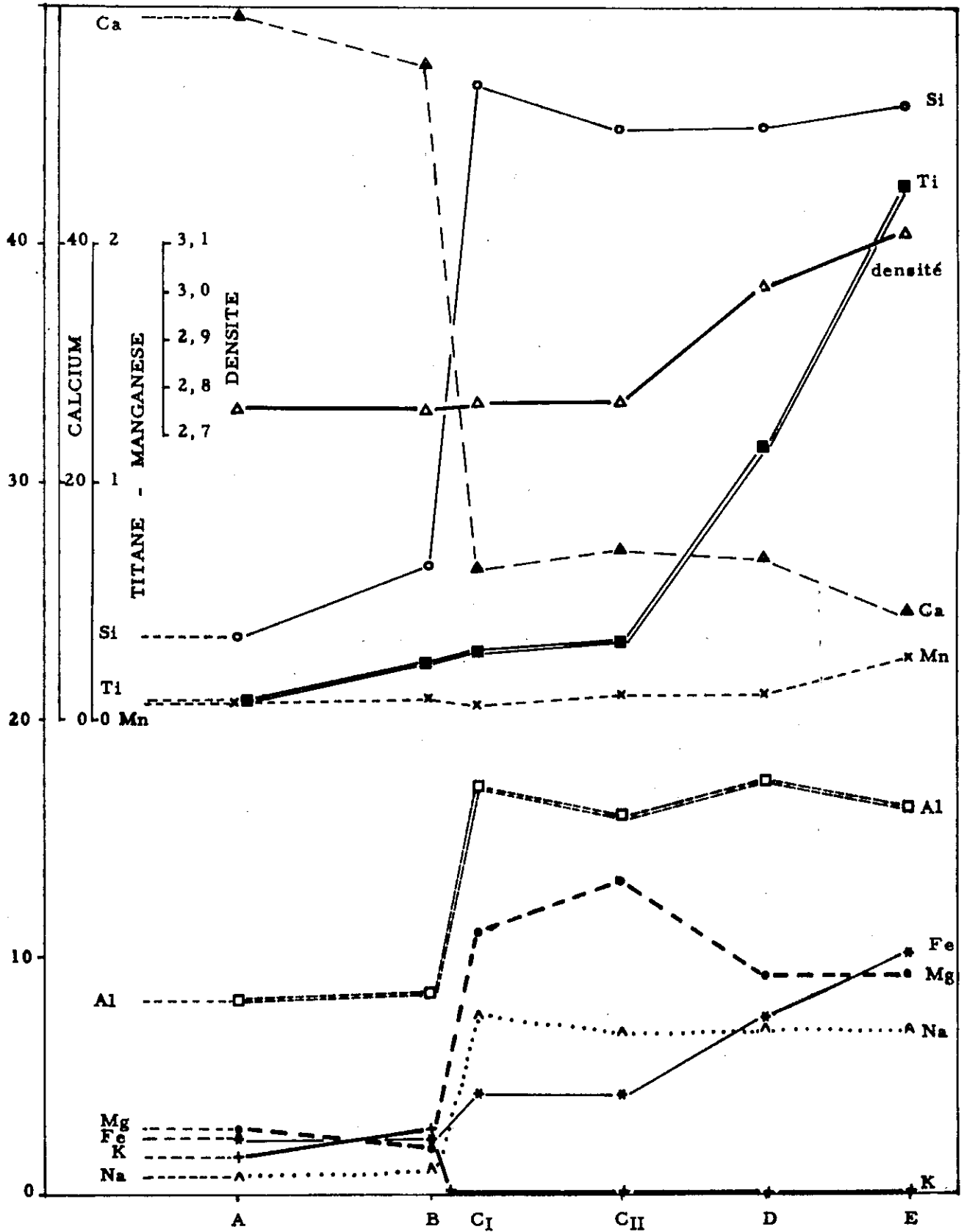


Fig N° 9 - Variations chimiques en fonction de la position sur le terrain, dans le contact 362, prasinites - marbres phylliteux.

tel-00588094, version 1 - 22 Apr 2011

sur place en abondance sous forme de quartz sans entraîner le développement d'autres silicates. Cette hypothèse est renforcée par le fait que tous les silicates du marbre sont alumineux.

De l'autre côté du contact, le calcium est le seul apport apparent. Il n'est pas immédiatement incorporé aux silicates et demeure sous forme carbonatée, ce qui explique ce paradoxe apparent : l'existence d'une paragenèse d'ovardite (minéraux peu calciques) dans une prasinite globalement très calcique. En s'éloignant du contact, la quantité de silicates calciques (épidote et trémolite) s'accroît rapidement au détriment du carbonate. L'ovardite à calcite cède la place à une prasinite banale. Comment expliquer l'existence dans l'ovardite du contact d'une paragenèse silicatée pauvre en calcium dans un milieu où ce cation est particulièrement abondant ? Etant donné qu'à quelques mètres des silicates s'adaptent à ce milieu, on ne peut invoquer ici de causes physiques.

Une observation de W. A. DEER, R. A. HOWIE & J. ZUSSMAN (1963, vol. III, p. 154) fournit la réponse à cette question. Ces auteurs considèrent que la paragenèse prasinitique à actinote-épidote-chlorite-albite, sous l'effet d'une concentration locale en H₂O ou d'une pression partielle élevée en CO₂, est remplacée par l'assemblage calcite-chlorite-épidote-albite, par démolition de l'actinote. C'est cette paragenèse qui se développe dans l'ovardite du contact avec les marbres, précisément là où furent disponibles le gaz carbonique et l'eau. Ainsi doit s'expliquer l'apparition d'ovardites au détriment de prasinites s. s. dans les zones riches en marbres phylliteux et calcschistes.

2) On observe des différences chimiques profondes entre les diverses prasinites, sans pouvoir les imputer directement à des échanges. Les plus importantes s'établissent entre l'ovardite du contact et le faciès 362 E en amandes diffuses dans la prasinite banale. Elles concernent Mg, Fe, Ti, Mn. En comparant la position des points représentant ces deux faciès sur les courbes (figure N° 9) à celle de la prasinite 362 D chimiquement proche de la moyenne des prasinites, le caractère compensé des écarts apparaît ; il est tentant de conclure que ces faciès extrêmes sont génétiquement liés. Le faciès 362 E serait un rein d'accumulation où se fixeraient les cations chassés par la transformation en ovardite de la prasinite du contact.*

CONTACT 535 - PRASINITES - PRASINITES A GLAUCOPHANE - CALCSCHISTES
(Analyse chimique, planche VII, N° 4 ; planche VIII N° 3, 4, 5 ; planche X, N° 3)

GISEMENT

Route de la Stura di Viù, à l'entrée de Fucine en venant de l'Est. De nombreuses intercalations tectoniques de calcschistes dans la zone de bordure d'un gros massif de prasinites annoncent ici la proximité de la zone des écailles de Viù. Au contact avec les lentilles de calcschistes et dans leur prolongement, s'observent des faciès de prasinites à glaucophane passant progressivement aux prasinites banales. Dans la région cette observation ne souffre pas d'exception.

Ce processus est, ici, postérieur à l'épisode métamorphique éclogitique (p. 121) Il ne peut rendre compte des particularités chimiques des faciès éclogitiques auxquels il s'apparente. Il est possible qu'ailleurs il soit à envisager.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

535 A - Prasinite témoin, prélevée à plusieurs dizaines de mètres du contact. Aspect typique : massive, foliée avec un litage fruste déterminé sur l'échantillon par des plans amphiboliques contrastant avec le fond ocellaire et, sur l'affleurement, par des bandes et des lentilles allongées de pyroxénites fines comparables à celles déjà décrites (p. 84). La teinte est plus soutenue que celle des prasinites-types.

535 B - Prasinite prélevée à quelques mètres du contact ; faciès encore très proche du précédent : la trame est cependant moins régulière par suite des recristallisations. La phengite et la pistacite commencent à apparaître.

535 C - Prasinite à glaucophane typique, prélevée à environ 5 m. du contact. En dépit de plissements intenses, le litage caractéristique de ces faciès demeure reconnaissable. De fins lits amphiboliques (glaucophane ou édénite) alternent avec des bandes plus épaisses dont la teinte, tirant sur le jaune, indique la richesse en pistacite.

535 D - Schiste phengitique provenant du contact précis. L'abondance de la phengite est responsable de la structure schisteuse et du reflet brillant sur la cassure ; la pistacite et la glaucophane, de la relative cohésion de la roche.

535 E - Calcschiste témoin, provenant du coeur de la lentille : roche massive, peu schisteuse mais bien foliée. Le litage originel a été complètement désorganisé par un plissement intense ; il fait place à une disposition des minéraux phylliteux en amandes et en filets allongés.

ETUDE DES MINERAUX SEPARES

535 A - Prasinite témoin.

Hornblende - Fiche N° 37

Pycnochlorite - Fiche N° 54

Clinozoïsite - Fiche N° 73

Albite

2V_Z mesuré = 79° ± 1°

N_Z = 1,539 ± 0,001

N_Y = 1,532 ± 0,001

Susceptibilité magnétique : $\chi = 0,2 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

2V_Z calculé = 74°

N_X = 1,528 ± 0,001

N_Z - N_X = 0,011 ± 0,002

Densité : 2,638 ± 0,003

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I
6,40	F	3,38	mf	2,56	mf
4,03	Fm	<u>3,20</u>	<u>FF</u>	2,44	ff
3,86	mf	2,96	m	2,41	ff
3,78	F	2,93	m	2,39	ff
3,67	Fm	2,86	mf	2,32	ff
3,54	mf	2,64	f	2,28	ff
3,51	mf				

Ces propriétés physiques indiquent une teneur de l'ordre de 3 à 5 % An. Les albites provenant des autres faciès de ce contact présentent des caractères rigoureusement identiques. Il n'est pas utile d'en donner des descriptions. Ce fait confirme une conclusion précédente (p. 107) : la teneur de l'albite en anorthite est indépendante de la richesse du milieu en calcium et des structures où il rentre (silicatées ou carbonatées).

535 B -

Pycnochlorite - Fiche N° 53

Albite, cf. albite 535 A.

Hornblende

Amphibole non homogène :

$2V_X$ mesuré : $\left\{ \begin{array}{l} \text{coeur plus coloré} = 35^\circ \\ \text{zone intermédiaire} = 46^\circ \\ \text{bordure plus claire} = 56^\circ \end{array} \right.$
 $2V_X$ calculé = 41°
 N_Z = $1,658 \pm 0,002$ vert-pomme à vert-bleuté
 N_Y = $1,655 \pm 0,002$ vert-kaki plus ou moins intense
 N_X = $1,634 \pm 0,002$ jaune-brunâtre plus ou moins soutenu
 $N_Z - N_X$ = $0,024 \pm 0,003$

Pistacite

$2V_X$ mesuré = $74^\circ \pm 3^\circ$ $2V_X$ calculé = 80°
 N_Z = $1,767 \pm 0,002$ N_X = $1,726 \pm 0,002$
 N_Y = $1,750 \pm 0,002$ $N_Z - N_X = 0,041 \pm 0,003$
 Susceptibilité magnétique : $\chi = 20,8 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. Densité : $3,306 \pm 0,005$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
8,04	ff	2,90	F	2,30	mf	1,690	ff
5,04	mf	2,82	m	2,17	mf	1,638	m
4,02	m	2,69	m	2,12	mf	1,624	f
3,78	ff	2,66	mf	2,07	ff	1,576	f
3,50	mf	2,60	m	2,05	ff	1,459	f
3,41	mf	2,53	mf	2,01	ff	1,407	f
3 21	mf	2,46	ff	1,877	mf	1,394	ff
3,07	f	2,40	m	1,745	ff		

Couleur en grains : jaune-vert pistache.

535 C -

Edénite - Fiche N° 39

Glaucophane-Crossite - Fiche N° 40

Pistacite - Fiche N° 75

Albite, cf. albite 535 A.

Phengite

$2V_X$ mesuré = $38^\circ \pm 2^\circ$ $2V_X$ calculé de 0° à 26°
 N_Z = $1,607 \pm 0,001$ N_X = $1,567 \pm 0,002$
 N_Y = $1,607 \pm 0,001$ $N_Z - N_X = 0,040 \pm 0,003$
 Susceptibilité magnétique : $\chi = 7,8 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. Densité : $2,86 \pm 0,01$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
9,8	f	2,87	mf	2,13	mf	1,580	ff
4,45	Fm	2,59	Fm	2,05	f	1,550	f
4,35	mf	2,57	F	1,955	ff	1,505	F
4,10	mf	2,46	mf	1,705	f	1,486	f
3,86	m	2,38	m	1,680	f	1,298	m
3,60	m	2,26	mf	1,665	f	1,272	f
3,34	m	2,23	f	1,640	mf	1,250	f
3,09	mf	2,20	mf	1,615	mf	1,223	f
						1,196	ff

Couleur en grains : vert-pâle argenté.

535 D -

Edénite - Fiche N° 38

Phengite - Fiche N° 62

Albite, cf. Albite 535 A.

Pistacite -

$2V_X$ mesuré = $75^\circ \pm 3^\circ$

N_Z = $1,768 \pm 0,002$

N_Y = $1,754 \pm 0,001$

Susceptibilité magnétique : $\chi = 21,1 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

$2V_X$ calculé = 72°

N_X = $1,727 \pm 0,002$

$N_Z - N_X = 0,041 \pm 0,003$

Densité : $3,408 \pm 0,003$

Données cristallographiques

d	I	d	I	d	I	d	I
8,04	f	2,68	F	2,07	f	1,615	f
5,02	m	2,66	mf	2,05	m	1,589	f
4,02	F	2,60	m	2,01	f	1,578	mf
3,78	ff	2,53	m	1,872	m	1,531	f
3,49	m	2,46	f	1,768	ff	1,457	mf
3,41	m	2,40	Fm	1,746	ff	1,438	ff
3,21	Fm	2,30	m	1,690	ff	1,407	m
3,06	f	2,17	m	1,638	m	1,393	mf
<u>2,90</u>	<u>FF</u>	2,12	mf	1,626	mf	1,344	ff
2,82	m	2,11	mf	1,621	mf	1,296	ff
2,79	f					1,267	ff

Couleur en grains : jaune-vert pistache.

535 E -

Phengite - Fiche N° 63

DESCRIPTION AU MICROSCOPE

535 A - Structure et composition de prasinite normale. Une séparation tend à s'établir entre des zones plus albitiques et des bandes à calcite et minéraux ferro-magnésiens, en association fines et confuses. L'albite constitue de grosses ocelles à bords lobés, chassant hors de ses plages une partie des ferro-magnésiens qui l'encombraient.

Suivant une règle commune dans les prasinites, l'amphibole est hétérogène et présente des remplacements complexes. Après étude de 7 lames minces, il semble possible de distinguer :

- les lames pauvres en calcite, où l'amphibole est homogène, peut-être parce que sous un faciès très divisé : fines aiguilles éparses ou appartenant à de grandes plages d'allure squelettique au coeur rongé par l'albite, la chlorite et la calcite.
- les lames riches en calcite où les plus gros prismes d'amphibole montrent un coeur de glaucophane entouré par une zone vert-intense et une bordure vert-clair analogue au faciès précédent. Toutefois, le coeur des cristaux est souvent remplacé par des mélanges où domine la chlorobiotite.

535 B - Belles ocelles d'albite peu surchargées, séparées par des cloisons riches en ferro-magnésiens. La structure paraît donc plus "achevée" que dans la roche précédente. Les minéraux sont aussi mieux cristallisés, en particulier la pistacite. Plusieurs lames témoignent d'une intense cataclase favorisant une imprégnation intime de calcite.

L'amphibole, d'aspect homogène, ne subsiste plus qu'en grands prismes squelettiques au sein des plages d'albite.

535 C - Structure hétérogène : mosaïque d'albite diversement envahie par les autres minéraux. Tantôt l'albite est bien séparée des ferro-magnésiens, tantôt elle disparaît presque sous la surcharge. L'orientation est marquée par l'allongement parallèle des amphiboles, de la chlorite et la phengite. Le grain est large, exceptionnel dans certaines zones recristallisées. La calcite se répartit irrégulièrement.

L'amphibole principale est une belle glaucophane hétérogène (zones à crossite) admettant fréquemment une bordure édénitique. Elle forme des petits prismes habituellement frais et de très grandes plages de nature plus complexe, largement remplacées par la chlorobiotite.

535 D - Trame lépidoblastique de phengite en belles lames, ponctuée par des prismes de pistacite et coupée par les aiguilles d'amphibole. L'albite et la calcite se rassemblent en fuseaux diffus. Certaines bordures fumées témoignent d'un remplacement de la phengite par la chlorobiotite.

Ici encore, les amphiboles sont complexes. L'édénite forme des petites plages et la bordure des plus grosses au coeur de ces dernières : glaucophane et crossite, parfois remplacées par un feutrage de chlorobiotite, d'albite et de chlorite.

535 E - Calcschiste riche en phengite dispersée dans la calcite ou associée à la chlorite en lentilles plissées et laminées. Le quartz se répartit d'une façon assez régulière en plages isolées ou groupées en petites amandes ; il est souvent cloisonné par la phengite. Le chloritoïde et la tourmaline sont disséminés.

ETUDE PETROCHIMIQUE

CALCUL DU MODE

En raison du nombre d'analyses chimiques disponibles et grâce aux dosages directs de la calcite par attaque chlorhydrique, les calculs de représentation modale sont sûrs. Le tableau de la page 118 groupe les résultats.

	535 A	535 B	535 C	(535 C) (apport sédiment)	535 D	(535 D) (apport sédiment)	535 E
Albite	30	28	24	27,5	13	22	traces
Epidote	25	16	20	23	10	17	traces
Hornblende	21	13	6	7,5	} 21*	} 35*	/
Glaucophane	/	traces	10	11,5			/
Chlorite	9	13	11	12	5	9	6
Chlorobiotite	/	6	2	3,5	2	3,5	chlori- toïde 9
Calcite	9	16	9	9	14	8,5	36
Phengite	/	3	10	/	31	/	29
Quartz	traces	2	3	/	/	/	18
Sphène	4	} 3	} 5	5	} 4	} 5	/
M. O.	2			1			2
Divers	apatite traces	apatite traces	apatite traces	apatite traces	apatite traces	/	tourma- line
Total	100	100	100	100,0	100	100,0	100

Mode pondéral calculé des différents faciès du contact 535.

* l'amphibole verte représente environ 10 % de cette quantité.

Dans ce tableau, les rubriques "(535 C) - (apport sédimentaire)" et "(535 D) - (apport sédimentaire)" rétablissent, pour comparaison avec 535 A et 535 B, le mode seulement prasinitique par élimination de l'apport minéralogique sédimentaire.

NATURE DES ECHANGES

Ce même tableau permet d'apprécier la nature des échanges en fonction de la distance au contact. Les faciès les plus proches de ce contact (535 C et 535 D), de caractère intermédiaire entre les prasinites et le calcschiste, sont des mélanges d'une phase prasinitique dominante et d'une phase sédimentaire. En supprimant les minéraux spécifiques des calcschistes (phengite et quartz) ou en les ramenant aux proportions de la prasinite 535 A de référence (calcite), on recrée une paragenèse et un chimisme de prasinite (tableau p. 118). Cette opération ne signifie nullement que les faciès observés résultent d'un mélange sous une forme déjà cristallisée entre la prasinite et le calcschiste. Cette hypothèse est même invraisemblable en raison de l'association intime des deux paragenèses et des différences notables entre les chimismes de la phengite du faciès 535 D et celle du calcschiste 535 E. Les minéraux incriminés sont l'expression d'un apport antérieur, comme nous le verrons plus loin.

VOLUME DES ECHANGES

Le volume des apports à la prasinite (les départs vers le calcschiste n'ont pas été étudiés) est important : 15 % pour l'échantillon 535 C (environ 5 m. des calcschistes) et 40 % pour l'échantillon 535 D (de 0 à 2 m. environ). L'existence de 9 % de calcite dans la prasinite témoin 535 A montre que le carbonate a migré sur de grandes distances (plusieurs dizaines de mètres). La diffusion du potassium est plus faible : on peut lui assigner comme limite pratique la distance du faciès 535 C au contact, mais en deçà de cette limite, l'apport potassique est considérable.

L'intensité des apports à la prasinite est donc sans commune mesure avec les échanges mis en évidence dans le contact 362 (p. 111). Nous y avons seulement noté une migration du calcium sur quelques mètres et pas trace de déplacement du potassium.

ETUDE COMPAREE DES PARAGENESES

a) Mise en évidence des diverses paragenèses

Comme nous allons le voir, l'étude pétrographique des paragenèses successives est complexe et un certain nombre de points demeurent imprécis. Cette étude étant le guide indispensable dans une approche pétrochimique, je n'ai pu développer celle-ci et nous nous contenterons, pour l'instant, de quelques résultats concernant la comparaison entre les deux paragenèses principales.

On peut distinguer les paragenèses suivantes, désignées par leurs minéraux typiques et classées dans l'ordre de leur succession :

- paragenèse à glaucophane - édénite - pistacite

L'édénite correspond à une phase postérieure. Cette paragenèse appartient au faciès schistes à glaucophane, sous-faciès épidote-glaucophane de A. MIYASHIRO & Y. SEKI (1958).

- paragenèse à actinote : faciès schistes verts (prasinite s. s.)

- paragenèse à chlorite-albite-calcite-épidote (ovardite). Cette paragenèse est hypothétique. Son développement serait modeste et, évidemment, limité à la zone de contact (p. 113).

- paragenèse tardive à glaucophane, peut-être liée à des mouvements tardifs ? (voir 3e partie chap. III).

Cette succession de paragenèses repose sur les observations locales rapportées ci-dessous et sur des résultats acquis en d'autres points.

- L'ordre de cristallisation des amphiboles est le suivant, si l'on considère que dans un édifice minéralogique complexe à structure zonée, la phase extérieure est la plus récente (planche N° 1) :

glaucophane et crossite,
édénite,
hornblende et actinote peu colorée.

- La glaucophane est corrodée par un mélange de minéraux où domine la chlorobiotite.

- Par contre, la même glaucophane se développe en grands prismes frais dans des zones recristallisées des faciès de contact.

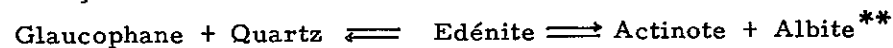
- L'actinote se présente en cristaux squelettiques dans les plages d'albite et dans les feutrages de chlorite.

b) Relations entre la paragenèse à glaucophane-pistacite et celle des prasinites s. s.

Par rapport aux prasinites s. s. , les faciès à glaucophane se signalent par :

- le remplacement de la clinozoïsite par la pistacite,
- la présence de calcite, phengite et quartz,
- une teneur plus faible en albite, même en supprimant la baisse relative en pourcentage due à l'apport des calcschistes (tableau p. 118).

Il est donc certain qu'il existe une relation chimique entre l'albite des prasinites s. s. et la glaucophane des prasinites contenant ce minéral. On peut écrire cette relation de la façon suivante*:



Comme le laissait prévoir sa position dans les édifices communs, l'édénite représente une étape intermédiaire en se situant chimiquement à mi-chemin entre la glaucophane et l'actinote.

Une évaluation, faite à partir du chimisme quantitatif des diverses espèces (produit de la formule chimique de l'espèce par son pourcentage pondéral dans la roche) montre que les réajustements, au passage d'une paragenèse à l'autre, se font par échanges entre toutes les espèces subissant des modifications (dans leur chimisme ou dans leur représentation modale).

* G. B. DAL PIAZ (1928) admet une équation voisine dans son étude des ophiolites de la Grivola. Ce travail est la première tentative pétrochimique sur le sujet des Roches vertes alpines. Sy trouvent déjà annoncées plusieurs acquisitions récentes.

La flèche en retour indique que la transformation a pu se produire dans l'autre sens lors d'un épisode tardif du métamorphisme, lié, peut-être, à des mouvements eux-mêmes tardifs (voir 3e partie, chap. III).

Cette équation ne signifie donc pas que la transformation s'est effectuée entièrement à l'intérieur du système défini par ces minéraux. Les courants d'échanges ont simplement été plus intenses entre eux. Parallèlement, d'autres transformations se sont déroulées (pistacite \longleftrightarrow clinzofofite* par exemple), créant une dérivation de ces courants.

c) Remarque à propos de la transformation chlorite-biotite :

La présence de la chlorbiotite qui est un constituant non négligeable dans ces faciès, est indiscutablement liée à celle de la phengite. Elle se forme surtout à partir des feuillets de ce minéral ou à partir de ceux de la chlorite quand se trouve à proximité de la phengite. Cette observation s'explique par la nécessité de disposer de potassium pour transformer une chlorite en biotite**. Dans les prasinites, la teneur en potassium étant particulièrement faible, l'absence de biotite est peut-être plus due à cette déficience qu'à des conditions de métamorphisme épizonal.

Sans remettre en cause la valeur de " thermomètre " de métamorphisme attribuée à la biotite, cette remarque montre qu'un milieu chimique défavorable retarde l'apparition de ce minéral (voir aussi p. 208)

POURQUOI, AU CONTACT, UNE PRASINITE A GLAUCOPHANE-PISTACITE ET NON UNE OVARDITE ?

Cette question vaut d'être posée puisque nous avons vu (p.113) qu'au contact avec les marbres, par diffusion de CO₂ et de H₂O, la prasinite tendait à céder la place à une ovardite. Or, ici, dans des conditions semblables (calcschiste au lieu de marbre, mais diffusion en CO₂ incontestable), nous observons le développement de prasinites à glaucophane et pistacite. Quelques remarques vont faire apparaître une explication :

- dans le cas présent, le volume des échanges est beaucoup plus grand ;
- la glaucophane ou l'édénite sont plus anciennes que l'actinote (voir plus loin), alors que l'ovardite se forme par démolition de l'actinote ou à sa place. S'ils sont dus aux mêmes causes (échanges métamorphiques avec des faciès calcareux), les deux faciès observés ne se sont pas formés lors du même épisode de métamorphisme : les prasinites à glaucophane et pistacite sont plus anciennes que les ovardites.
- De fait, l'étude structurale montre que le présent contact relève de la phase tectonique la plus ancienne d'axe N. S. , le précédent de la phase plus récente d'axe E. W.

Ainsi apparaît une différence fondamentale : les faciès à glaucophane, pistacite et phengite se sont développés directement à partir de la roche éruptive originelle*** par échanges avec une marne lors du premier épisode de métamorphisme. L'ovardite est le résultat d'une transformation datant d'un épisode plus récent, par échanges entre une roche ayant déjà subi les effets du premier métamorphisme et un marbre lui aussi recristallisé. On s'explique alors les différences dans le volume des échanges et dans les faciès observés. L'étude d'autres contacts avec développement d'ovardite montre toutefois que le rôle principal dans ces transformations revient au type de métamorphisme qui en est responsable. La nature des roches sur laquelle il s'exerce (métamorphique ou non) semble un facteur secondaire.

* (voir note infra-paginale** page 120).

** La transformation phengite - chlorbiotite semble plus facile car elle utilise MgO présent en abondance dans le milieu.

*** A moins d'admettre un métamorphisme ayant précédé la première phase tectonique. Rien ne permet, dans la région étudiée, de le supposer (voir p. 263) et, en Vanoise, F. ELLENBERGER (1958) en a montré l'inexistence.

CONCLUSION DE L'ETUDE DES CONTACTS PRASINITES - SCHISTES LUSTRES

Nous sommes en mesure de préciser l'histoire de ces faciès, en anticipant sur l'étude du métamorphisme (p. 259) et de la tectonique (p. 245).

a) CONTACT PAR L'INTERMEDIAIRE DE PRASINITE A GLAUCOPHANE ET PISTACITE -

La première phase tectonique met en contact les roches originelles, basalte et marnes : écailles de marnes dans la roche éruptive. On ne peut exclure que le contact soit naturel, mais c'est improbable en raison du style tectonique (écailles serrées juxtaposant indifféremment les diverses formations). Le premier épisode métamorphique de faciès éclogite et schiste à glaucophane accompagne les pressions tectoniques (les prasinites à glaucophane appartiennent de façon précise au sous-faciès épidote-glaucophane de A. MIYASHIRO et Y. SEKI (1958). Ce métamorphisme semble s'exercer surtout le long d'étroites zones de forte compression tectonique. Il engendre donc, dans la zone de contact, la paragenèse observée, au terme d'échanges importants avec la roche sédimentaire. Ses effets sur la roche éruptive située dans le massif ont dû être beaucoup plus modestes* (champ de pression plus faible). De fait, on n'y observe que de rares reliques de glaucophane et de grenat.

L'épisode métamorphique principal (de faciès schistes verts et accompagnant la tectonique d'axe E. W.) produit la cristallisation des prasinites et une rétro-morphose dans la zone de contact (voir p. 113). Un début de transformation en ovar-dite explique, peut-être, le faciès squelettique de certaines actinotes.

b) CONTACT PAR L'INTERMEDIAIRE D'OVARDITE

Le contact étudié précédemment (362, p. 105) montre des échanges et des transformations (prasinite → ovar-dite) liées à ce second épisode de métamorphisme (faciès schistes verts). Les prasinites encaissantes présentant encore les stigmates de l'épisode métamorphique à glaucophane, on peut conclure que ce contact est de nature tectonique. (tectonique d'axe E. W.).

* Sauf le long de bandes à glaucophane (voir carte géologique).

T R O I S I E M E P A R T I E

ETUDES PHYSICO - CHIMIQUES COMPAREES , (ETUDES PETROGENETIQUES)

INTRODUCTION

La première partie est destinée à préciser nos connaissances sur les principaux faciès pétrographiques, grâce à la description d'échantillons-types, eux-mêmes considérés comme une somme de minéraux.

L'objet de la troisième partie est l'étude de la série des Roches vertes, vue comme un tout : il y a donc changement d'échelle. Changement de moyens aussi : au lieu de la comparaison d'espèces minérales différentes dont le lien était la présence simultanée, nous confrontons maintenant des espèces homologues à travers toute la série.

Le but est double :

- préciser les variations chimiques dans le complexe ophiolitique originel,
- étudier chimiquement le métamorphisme :
 - métasomatose régionale : après avoir montré son rôle négligeable à l'échelle de la roche (1° partie), puis de l'affleurement (2° partie), vérifier qu'il en est de même à l'échelle régionale.
 - épisodes successifs de métamorphisme : les mettre en évidence minéralogiquement et tenter d'en préciser les modalités physiques.

Cette recherche exploite les variations existant dans les paramètres, surtout chimiques, les différentes espèces. A propos des minéraux métamorphiques, nous devons faire la part des variations dépendant des conditions thermodynamiques locales ou momentanées créées par le métamorphisme et de celles dues au milieu chimique. En général, on peut considérer celui-ci comme identique au milieu originel. L'étude comparée des roches nous éclaire sur ce dernier point en montrant que le métamorphisme ne semble pas responsable de métasomatose générale.

CHAPITRE I - LES ROCHES

INTRODUCTION

Les buts visés dans l'étude comparative des roches sont nombreux. On peut les classer en deux groupes d'après le matériel utilisé et le choix des références.

Nous tâcherons d'abord de mettre en évidence les tendances chimiques et leurs variations dans la série des Roches vertes piémontaises, grâce à des diagrammes utilisant uniquement des paramètres chimiques ou leurs combinaisons*. Ces tendances se dégageront de la comparaison avec des diagrammes semblables établis pour les complexes ophiolitiques non métamorphiques de Grèce et de Syrie, étudiés en détail respectivement par J.H. BRUNN (1956) et L. DUBERTRET (1952). On pourra ainsi discuter des éventuels processus métasomatiques et, en particulier, l'apport sodique avancé par R. MICHEL (1953) et vivement controversé par A. BIANCHI et G.B. DAL PIAZ (1959).

Nous étudierons ensuite, en fonction de la position dans le complexe originel, les valeurs des éléments chimiques dosés. Les diagrammes nécessaires ne peuvent être tracés qu'à la condition de savoir situer, à la suite de l'étude pétrographique et tectonique, la position de chaque roche analysée dans l'ancien complexe. C'est pourquoi le matériel utilisé sera essentiellement le mien. La répartition assez régulière des points représentatifs permet de supposer des liens génétiques entre les divers faciès et confirme l'ordre de leur succession. Certains décrochements des courbes en relation avec la serpentinitisation sont d'un grand intérêt dans l'étude pétrochimique de ce processus.

*Interviendront en appoint des analyses nouvelles, plusieurs analyses chimiques de Roches vertes piémontaises choisies dans la littérature. Leur choix fut délicat en raison des écarts souvent notables entre elles et mes roches. On peut suspecter la qualité de certaines analyses anciennes, au moins pour quelques dosages. Elles ont été éliminées. D'autres analyses sont retenues car leurs différences traduisent probablement des conditions locales particulières.

14) - CHIMISME DE LA SERIE PIEMONTAISE COMPARE A D'AUTRES SERIES OPHIOLITIQUES.

Les différentes analyses chimiques utilisées dans les diagrammes servant de terme de comparaison à la série piémontaise ou destinées à préciser son image, proviennent des mémoires de J. H. BRUNN (1956, p. 302, p. 310, p. 327 et p. 336) et de L. DUBERTRET (1953, p. 128).

Contrairement à une pratique courante, les principaux diagrammes ne sont pas établis en fonction de SiO_2 ; je l'ai même utilisé comme variable (fig.N°11). Comme le montre cette figure, ce paramètre est un bon critère de différenciation, mais ses variations sont relativement faibles (de 39 à 51 % dans le complexe piémontais). Le rapport choisi $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$ évolue dans le même sens mais avec des écarts plus importants.

1/ DIAGRAMMES $\text{TiO}_2 / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$

Considérons, pour commencer, les diagrammes de la fig.N°10 a, b et c. Ils sont à priori intéressants, car ils mettent en jeu des cations particulièrement sensibles à une différenciation. Le titane, toujours en quantité négligeable dans les ultrabasites, marque une affinité remarquable pour les roches basiques surtout de tendance alcaline. De fait, les variations sont importantes surtout dans notre série. Les remarques suivantes se dégagent de l'examen des diagrammes.

- Dans leur secteur principal, les trois courbes sont superposables. C'est un argument supplémentaire pour rapprocher les Roches vertes piémontaises d'un complexe ophiolitique.

- Toutefois les écarts entre les différents groupes pétrographiques sont variables d'une série à l'autre, traduisant une différenciation plus ou moins accentuée. Ainsi, dans le complexe syrien, est-elle très faible, à part ces faciès exceptionnels que sont les monchiquites. Au contraire, elle est extrême dans la série piémontaise.

- Les gabbros métamorphiques piémontais ont des affinités de gabbros à olivine.

- L'excellent regroupement par faciès des roches piémontaises -à l'exception des prasinites à tendance éclogitique- montre clairement que le métamorphisme n'a pas eu pour effet une homogénéisation d'ensemble par le jeu d'échanges entre roches de chimisme différent.

- Il n'apparaît pas davantage que le métamorphisme soit responsable d'une métasomatose générale. C'est à exclure pour le fer et le magnésium car les valeurs, relatives et absolues, sont voisines dans les trois séries. C'est improbable pour le titane, car on ne s'explique pas qu'une telle métasomatose ait enrichi les prasinites et non les gabbros, ces roches étant déjà intimement mêlées par l'effet des mouvements tectoniques.

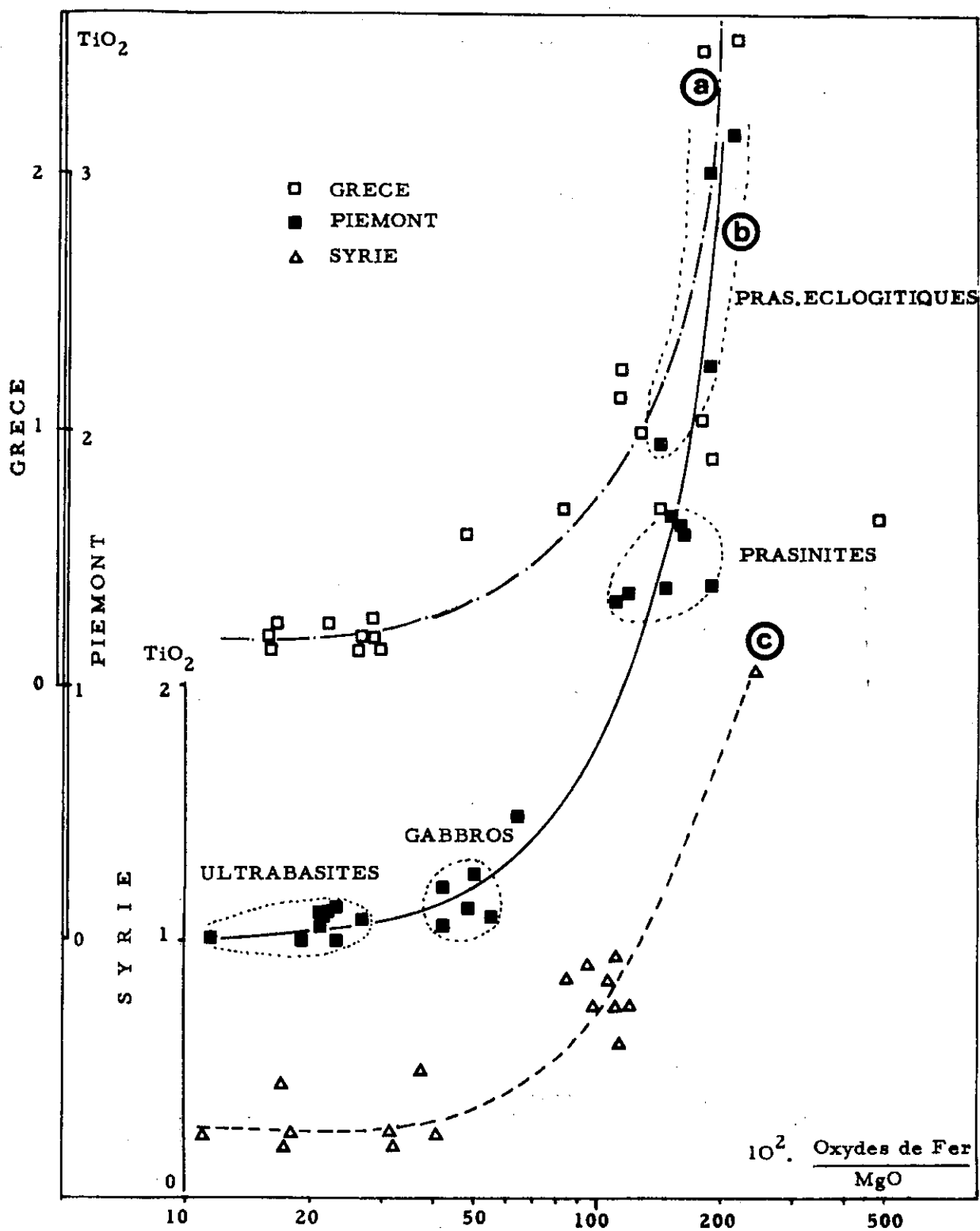


Fig N° 10 - Diagrammes $\text{TiO}_2 / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$

a) Ophiolites Grèce ; b) Roches vertes piémontaises ; c) Ophiolites de Syrie.

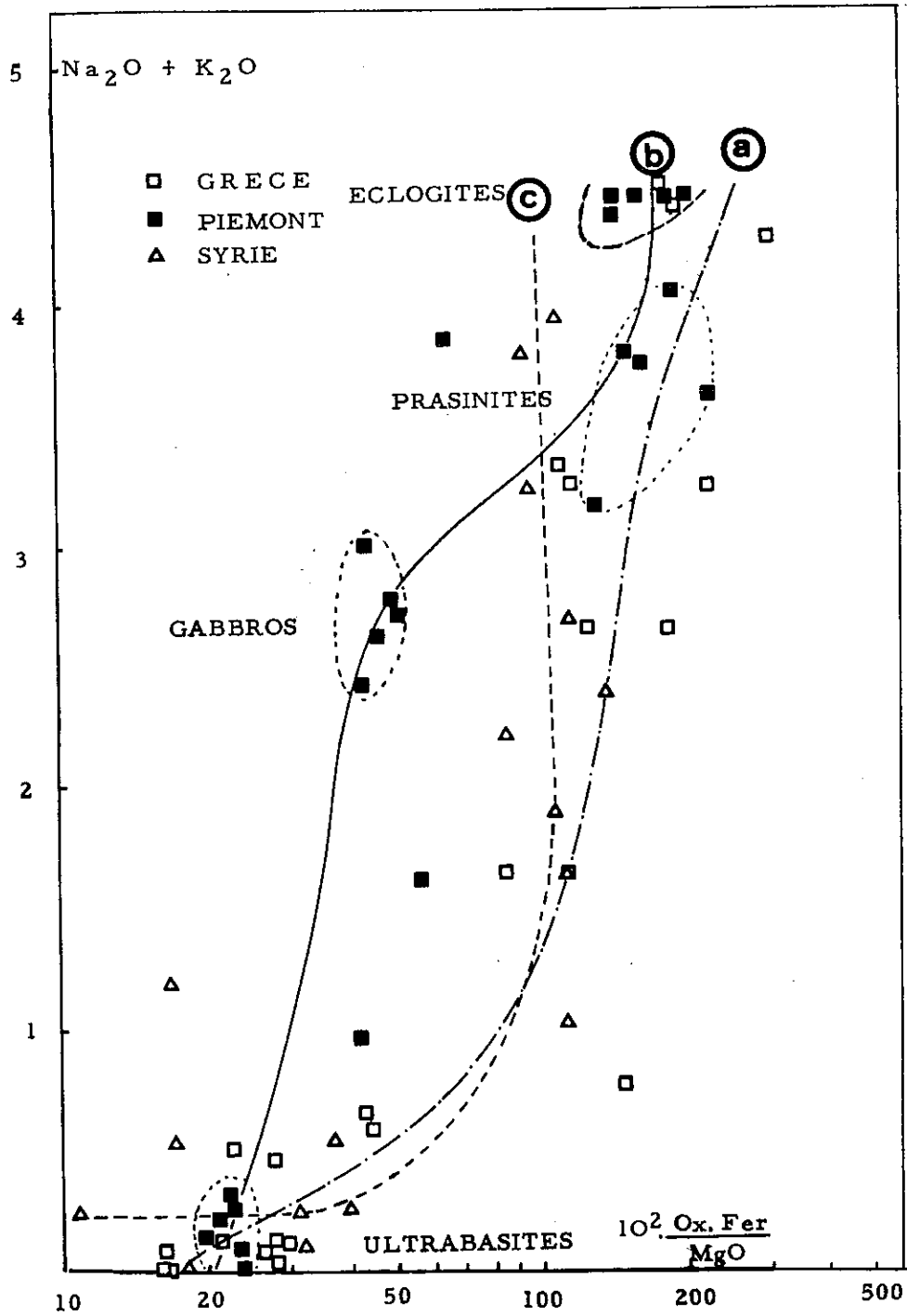


Fig. N° 11 - Diagrammes $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$
 a) Ophiolites de Grèce ;
 b) Ophiolites piémontaises ;
 c) Ophiolites de Syrie.

- La teneur élevée en titane de la série piémontaise, dans ses unités supérieures, sans considérer les faciès éclogitiques, va de pair avec une teneur un peu plus faible dans ses unités inférieures*. Elle pourrait résulter d'une différenciation plus poussée que dans les séries ophiolitiques de référence.

- Cette cause est-elle responsable des teneurs extrêmes en titane des faciès à tendance éclogitique ? En d'autres termes, doit-on considérer ces faciès comme les produits métamorphiques de roches particulières ou comme les produits d'un métamorphisme particulier s'accompagnant d'une métasomatose locale ? Dans cette dernière hypothèse, il faudrait admettre également un enrichissement métamorphique en fer, sodium et manganèse.

2/ DIAGRAMMES $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$ (fig N° 1, a, b, c,)

La présentation des alcalins ne fait pas intervenir CaO au dénominateur, afin d'éviter une dispersion des points dans les serpentinites où les valeurs sont faibles mais relativement différentes. Dans certains faciès de prasinites, des contaminations en calcium étaient aussi à craindre en raison de la fréquence des lentilles de calcschistes.

- Les diagrammes de référence montrent une répartition nébulitique des points représentatifs, mais avec une tendance comparable.

- Par contre, la série piémontaise montre une excellente concentration des points par faciès principaux, avec des déserts entre les zones peuplées.** Il est d'ailleurs intéressant de noter que le désert principal se situe entre les ultrabasites et le groupe des gabbros tandis que sur le diagramme précédent (titane), il se situait entre gabbros et prasinites. La courbe reliant les concentrations principales diffère, par le sens de sa concavité, de celles des diagrammes de référence.

- Dans le complexe piémontais, l'écart entre ultrabasites et gabbros s'explique par le caractère, d'emblée, fortement sodique des gabbros. Dans les autres complexes, au contraire, l'enrichissement en sodium est lent et progressif.

- Le complexe syrien montre de nouveau une différenciation plus faible que les deux autres.

- Peut-on envisager, à propos de la série piémontaise, une métasomatose sodique ? Un fait milite en ce sens : la forte teneur des gabbros métamorphiques. Les prasinites ont une teneur intermédiaire entre celles des dolérites et des basaltes de la série grecque, donc parfaitement normale puisqu'on considère qu'elles dérivent de roches de ce type. Le pourcentage en sodium de l'ensemble étant finalement proche de

* Il est naturel qu'une faible diminution en teneur dans les termes inférieurs ait pour effet une augmentation massive du titane disponible, en raison de la proportion élevée de roches ultrabasiques par rapport aux faciès plus acides.

** Les deux gabbros sortant de leur groupe à cause d'une teneur trop faible en alcalins, proviennent du contact gabbro-serpentinites 224 (p. 91). Ils ont pu subir des modifications secondaires.

celui d'une série de référence, l'apport général est peu probable. Quant à un apport limité aux gabbros, c'est une hypothèse difficile à retenir pour les raisons invoquées plus haut, dans le cas du titane.*

- Il semble donc que le caractère sodique des gabbros métamorphiques piémontais soit un trait du complexe ophiolitique dont ils proviennent. On ne doit pas en être surpris car dans les péridotites le plagioclase est déjà relativement acide (labrador à 60-65 % An.).

3/ DIAGRAMMES $\text{SiO}_2 / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$ (fig 12 a, b et c).

- Bien que présentant des tendances générales voisines, les trois diagrammes diffèrent considérablement.

- Le complexe de Grèce témoigne d'une différenciation continue, assez régulière et s'achevant par des faciès déjà riches en silice.

- Le complexe syrien montre une différenciation peu poussée mais semblant évoluer comme la précédente. A noter la dispersion étonnante des points dans le domaine ultrabasique où habituellement le chimisme est peu différencié.

- Enfin, les Roches vertes piémontaises se signalent par une différenciation siliceuse particulièrement faible. Mais avant de l'interpréter, deux effets accessoires sont à noter :

a) Les serpentinites se situent sensiblement sous les péridotites. Il faut se garder d'en conclure que la serpentinitisation s'accompagne d'une désilication ; en réalité, c'est plutôt la tendance inverse qui se produit (p. 174). Les serpentinites étant très hydratées, le pourcentage relatif en SiO_2 se trouve d'autant plus diminué en valeur absolue que cet oxyde est plus abondant dans la roche.

b) Par contre, il semble bien s'agir, dans le cas des prasinites les plus pauvres en SiO_2 , d'une désilication en relation avec la présence de calcschistes à proximité.

Mis à part ces deux effets, le diagramme piémontais se rapproche du syrien. Les péridotites sont relativement siliceuses. Les gabbros marquent un enrichissement dans la ligne du complexe de référence. C'est au niveau des prasinites que la courbe s'infléchit.

Cet arrêt précoce de la différenciation est étonnant si l'on rappelle que pour les paramètres étudiés jusqu'ici, les Roches vertes piémontaises se signalaient, au contraire, par une différenciation poussée. Doit-on y voir un trait particulier à ce complexe ? Ou le résultat d'une désilication au profit de la série sédimentaire, soit contemporain de la mise en place, soit lié au métamorphisme ? L'hypothèse de la désilication ne peut être écartée car prasinites et Schistes lustrés sont souvent étroitement associés sur le terrain. Une remarque va dans ce sens. Les roches les plus

* C'est d'ailleurs non pas une métasomatose sodique qu'il faudrait envisager, mais un apport albitique, comme nous le montreront les diagrammes en Al_2O_3 et SiO_2 .

" évoluées " dans la série sont les prasinites à tendance éclogitique. En supposant qu'elles proviennent effectivement des basaltes et dolérites les plus différenciés, c'est leur déficit en silice qui, en grande partie, est responsable de l'affaissement de la courbe. Or, ce sont précisément ces faciès qui sont le plus intimement associés aux Schistes lustrés sur le terrain, donc les plus accessibles à une éventuelle désilication au profit des roches sédimentaires.

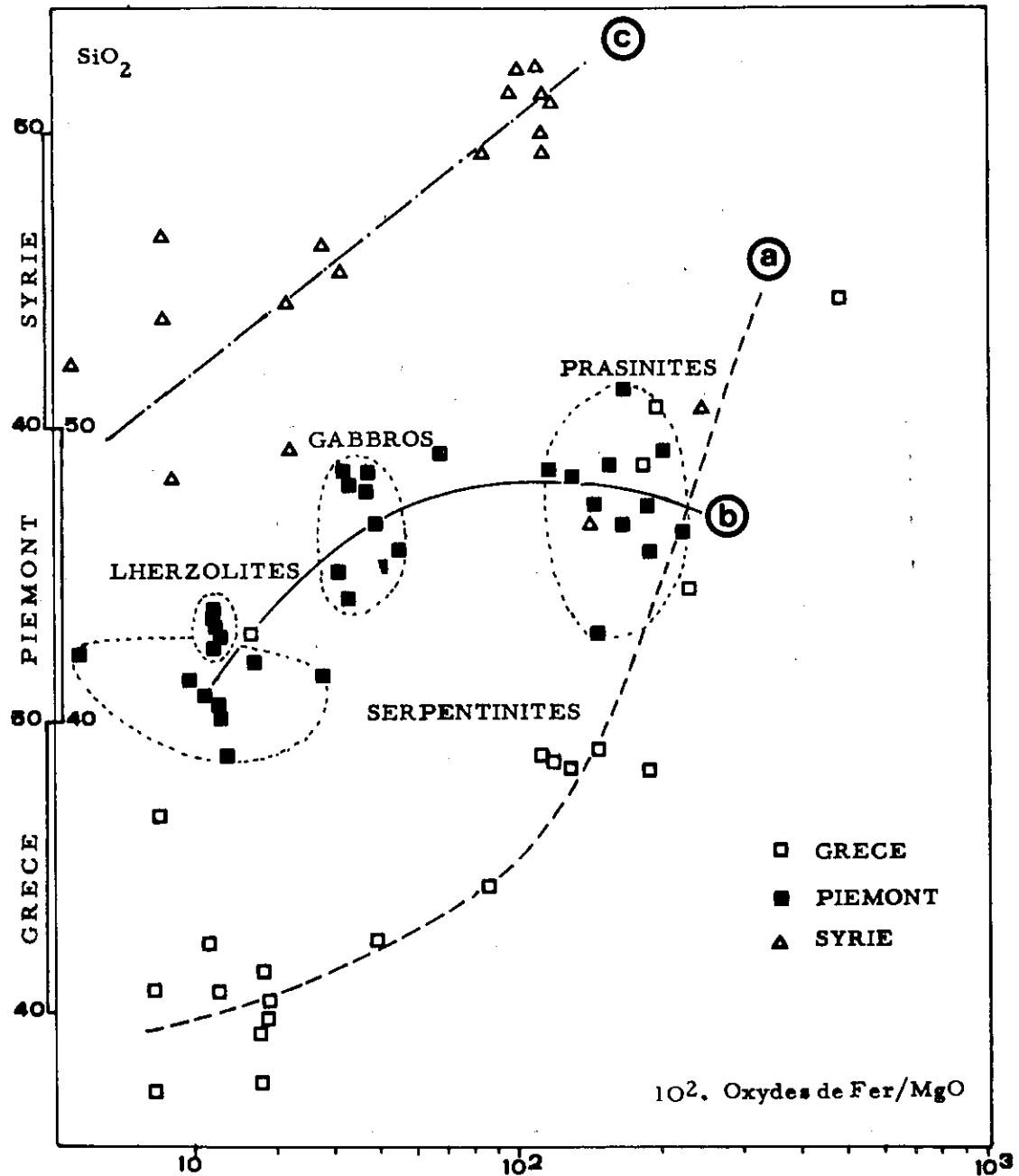


Fig. N° 12 - Diagrammes $\text{SiO}_2 / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$

a) Ophiolites de Grèce ; b) Ophiolites piémontaises ; c) Ophiolites de Syrie.

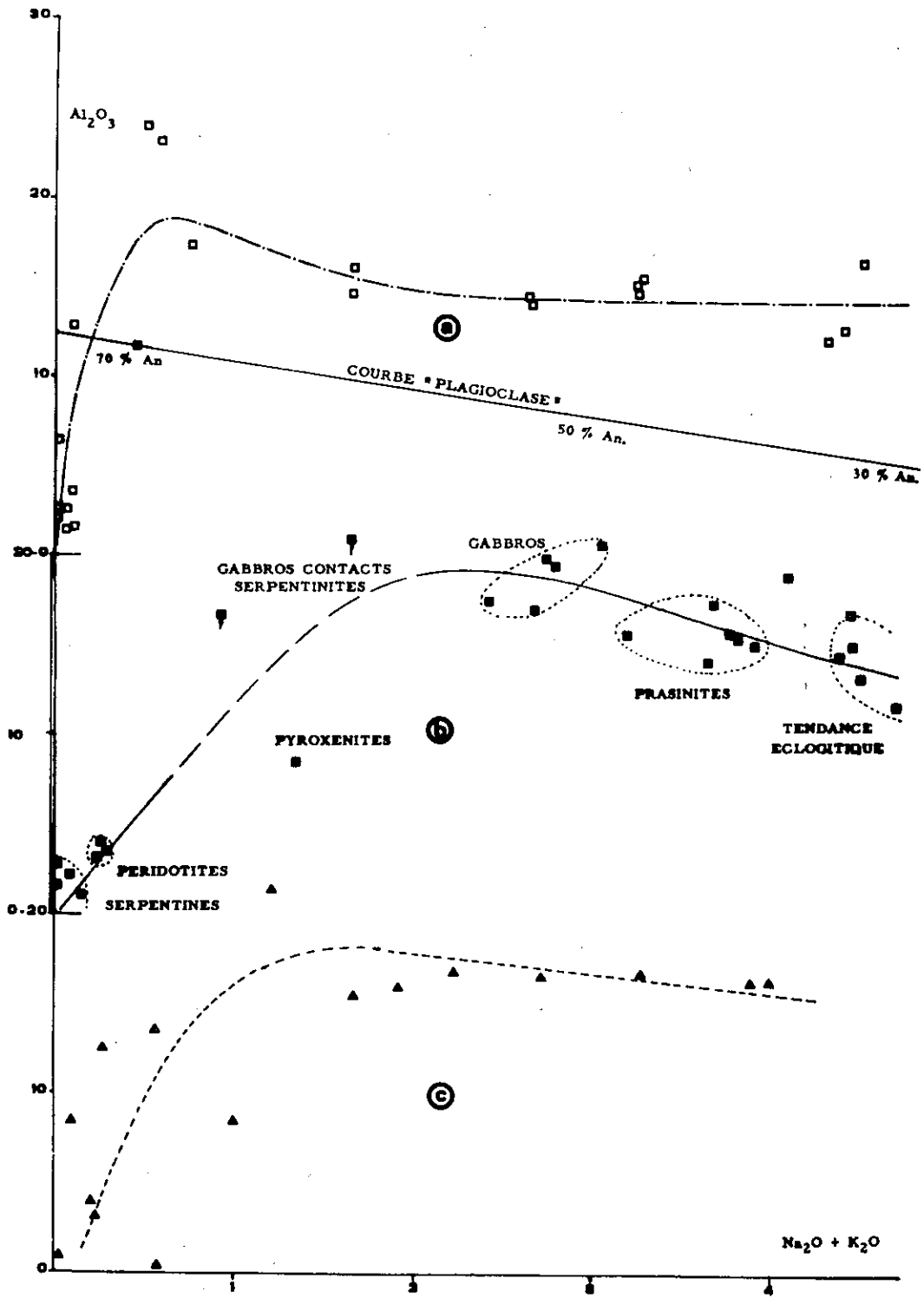


Fig N° 13 - Diagrammes $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$

a) Ophiolites de Grèce ; b) Ophiolites piémontaises ; c) Ophiolites de Syrie.

4/ DIAGRAMMES $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$ (fig N° 13 a, b, et c).

Ces diagrammes peuvent nous éclairer sur la nature et la distribution des plagioclases dans le complexe piémontais. L'aluminium et les alcalins sont, en effet, surtout attachés à ces minéraux. C'est pourquoi figure, sur le diagramme N° 13 b, leur courbe de variation dans le domaine qui nous concerne. L'échelle est la même que celle des roches : seule différence, une translation le long de l'abscisse.

- Les séries de référence montrent des affinités : un enrichissement rapide en Al_2O_3 , jusque dans les gabbros, suivi par une stabilisation et même une baisse de ce paramètre. La dispersion des points ne doit pas surprendre car les échantillons ont été précisément prélevés en raison de leurs particularités : richesse plus ou moins grande en feldspath, etc ... L'incidence de la composition des plagioclases sur les variations de ces diagrammes apparaît grâce à l'indication de leur basicité. Partant des ultrabasites, l'apparition d'un plagioclase très basique est liée à l'enrichissement brutal en aluminium par rapport aux alcalins. Le fléchissement de la courbe dans la partie supérieure de la série vient de ce que le plagioclase, plus acide, fixe moins d'aluminium.

- Dans la série des Roches vertes piémontaises, le groupement des points représentatifs de chaque faciès principal est bon. Un fait est frappant : le vide entre les ultrabasites et les gabbros, occupé seulement par une pyroxénite et deux faciès gabbroïques de signification douteuse en raison des modifications secondaires qu'ils ont pu subir (p. 91). Ce fait confirme l'inexistence, dans le complexe, de gabbros à plagioclases très basiques. Par comparaison avec les diagrammes de référence, on peut penser que le plagioclase originel était un labrador à environ 60 % An.

- A partir des gabbros, les points se répartissent suivant une direction proche de celle de la courbe "plagioclase" . Les plagioclases du complexe ophiolitique piémontais suivent probablement une évolution comparable.

Ces résultats sont en accord avec ceux de l'étude pétrochimique (voir p. 168).

2) CHIMISME COMPARE DES DIFFERENTS FACIES DE ROCHES VERTES.

Quelques remarques générales à propos des tendances chimiques des principaux groupes s'imposent avant d'aborder l'étude chimique comparative des unités du complexe ophiolitique.

- Les péridotites ont une composition de lherzolite banale (A. LACROIX, 1917) avec une teneur un peu faible en aluminium.

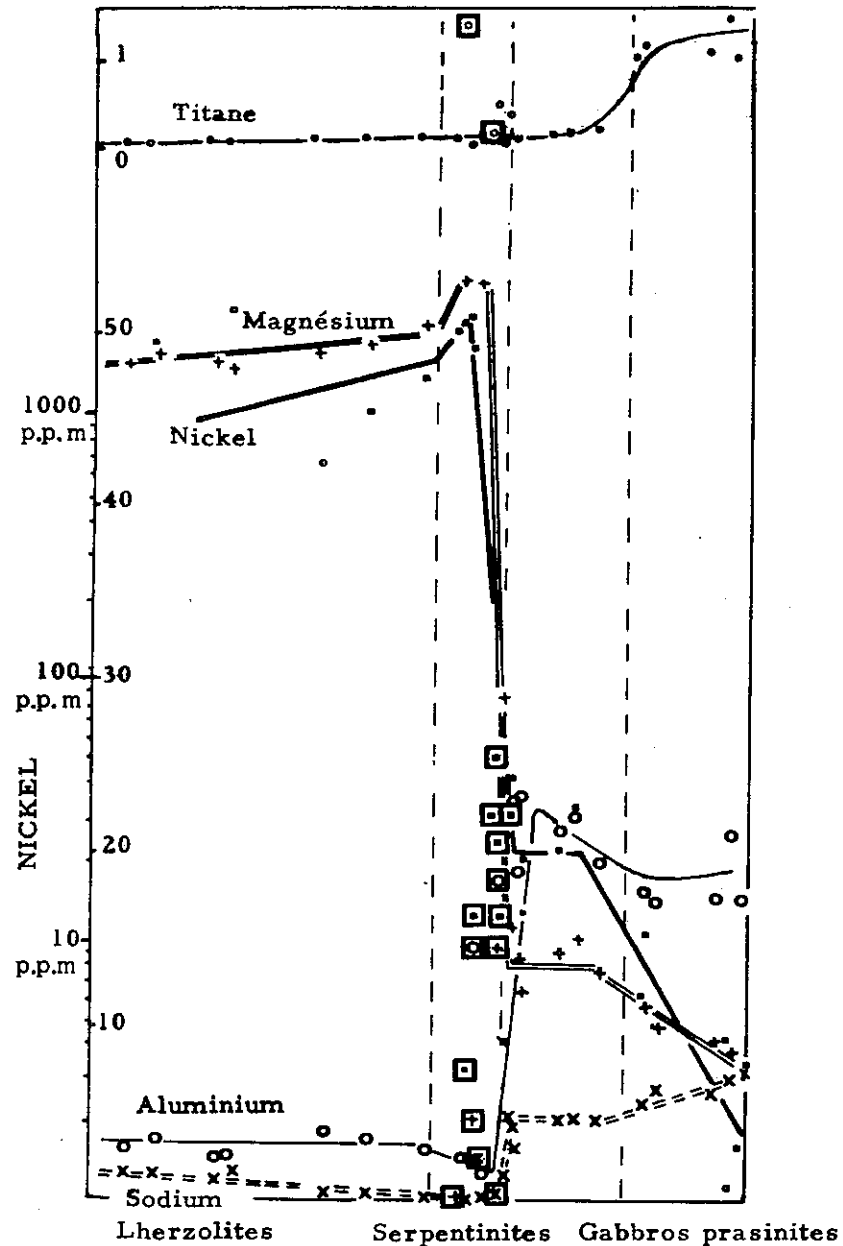
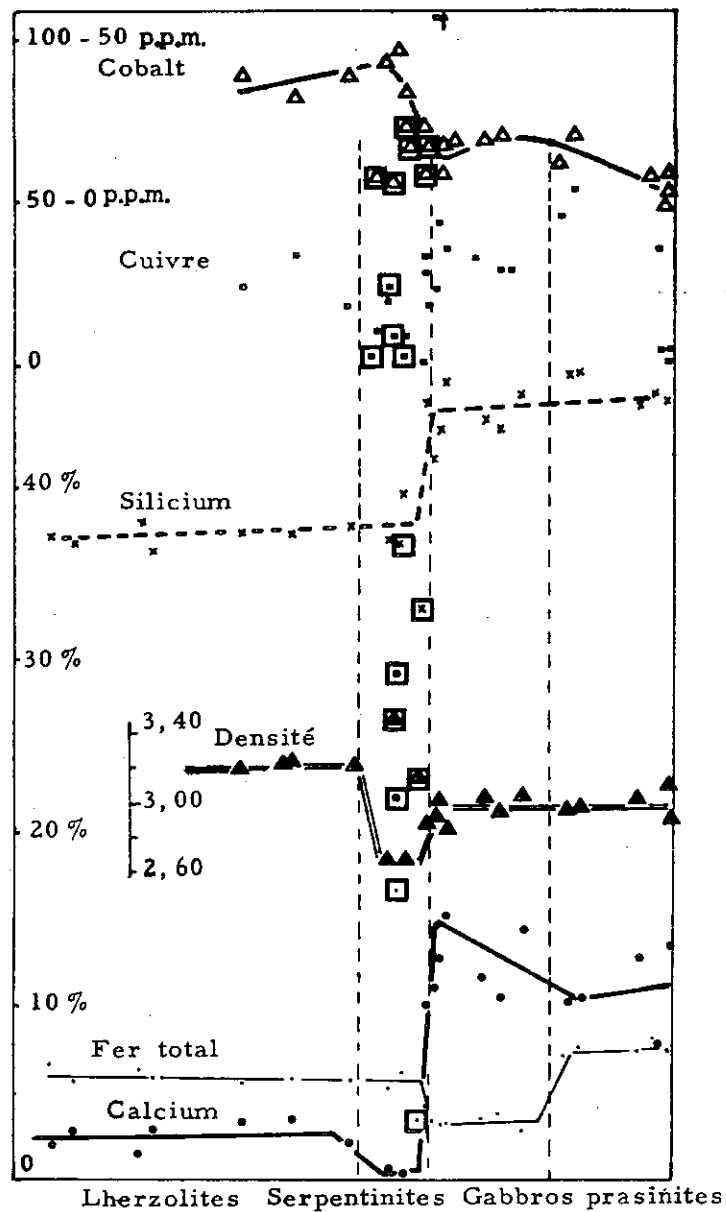


Fig. N° 14 - Variations chimiques et géochimiques en fonction de la position dans le complexe ophiolitique.
 Les points entourés d'un carré (□) représentent des rodingites en enclave dans les serpentinites.

- Les gabbros métamorphiques possèdent une composition moyenne originale. On peut cependant les rapprocher de gabbros à olivine (DALY in A. JOHANNSEN 1952) avec, toutefois, des teneurs en aluminium, magnésium et sodium légèrement plus élevées, et, au contraire, des teneurs en fer, manganèse et potassium sensiblement plus faibles.

- Les prasinites possèdent une composition moyenne de basaltes (DALY 1910 in A. JOHANNSEN, 1952). Le seul écart notable est leur teneur plus faible en potassium et légèrement plus élevée en calcium. Les massifs de prasinites étant souvent lardés d'écaillés de Schistes lustrés, il faudrait tenir compte d'une contamination éventuelle (accessoirement ceci peut expliquer la dispersion des teneurs dans la partie supérieure de la courbe du calcium).

L'étude précédente nous a montré que chacun des principaux faciès de la série de Roches vertes possédait un chimisme fixé dans des limites étroites et qu'ils se répartissaient les uns par rapport aux autres d'une façon déterminée. Cette étude, objective puisque chaque point représentatif se dispose sur les diagrammes en fonction des seuls critères chimiques, montre la filiation entre les termes de la série. Il est possible d'en préciser les étapes et les modalités en utilisant une représentation du chimisme en fonction de la position dans le complexe initial. C'est une démarche moins objective car elle suppose admise l'hypothèse d'une telle succession et connues les épaisseurs relatives des différents groupes pétrographiques, ainsi que la position de chacune des roches analysées dans ces groupes. L'étude générale fournit des indications* à ce sujet mais, par suite de son imprécision, les points représentatifs sur les diagrammes sont susceptibles de translations le long de l'axe horizontal.

En dépit des réserves, l'apport de ces données nouvelles est positif car il permet de préciser les relations entre les principaux groupes pétrographiques.

L'ensemble des diagrammes (fig N° 14) montre bien une modification progressive depuis les péridotites jusqu'aux prasinites. En particulier, la filiation chimique entre les gabbros métamorphiques et les prasinites apparaît clairement. Les courbes les plus typiques sont celles du silicium, du sodium et du titane. Cependant, chacune semble constituée par la juxtaposition de deux parties évoluant généralement dans le même sens : l'une correspond à l'ensemble péridotites-serpentinites, l'autre à l'ensemble gabbros-prasinites. Il existe toujours un décrochement entre ces deux parties au niveau du contact serpentinites-gabbros métamorphiques.

Deux cas principaux se distinguent :

1) Le décrochement est unique**, il sépare deux tronçons de courbes évoluant de façon comparable (courbes Si, Fe, Ti). Il est probablement primaire et traduit, entre les roches ultrabasiques et les roches basiques, une discontinuité chimique confirmée sur le terrain par un passage rapide et peu ménagé des serpentinites aux gabbros.

2) Il existe un second décrochement au niveau péridotites-serpentinites ou, au moins, un fléchissement dans ce tronçon de courbe (courbes Ca, Mn, Mg, Al, Na, densité). Ce phénomène est secondaire et en relation avec la serpentinitisation des péridotites comme nous le montrerons dans le chapitre VII.

* Pour cette raison, les 24 analyses utilisées proviennent uniquement de roches de localisation bien connue dans la région étudiée.

** En laissant de côté la rupture de pente au passage gabbros-prasinites, perceptible malgré une plus grande dispersion des points dans cette portion de certaines courbes et qui traduit plus un changement rapide du chimisme qu'une discontinuité.

ELEMENTS EN TRACE

Trois éléments en trace ont été systématiquement dosés : le nickel, le cuivre et le cobalt. Ils sont portés suivant la même représentation, sur la figure N° 14 . L'étude des deux derniers est peu fructueuse : une certaine affinité du cobalt pour les ultrabasites avec une discontinuité au passage aux roches basiques. Par contre, le nickel présente une distribution calquée sur celle du magnésium.

CHAPITRE II - LES PYROXENES

INTRODUCTION

L'étude préliminaire m'avait conduit à la conclusion que tous les pyroxènes de la série (à l'exception peut-être des omphacites d'éclogites) étaient magmatiques, en raison de leur habitus. Cette conclusion concernait surtout les gabbros métamorphiques et les prasinites, où se posait plus particulièrement la question de l'origine.

Ils s'y présentent toujours en reliques au coeur d'édifices dont la forme indique, sans ambiguïté, la nature primitive de pyroxènes magmatiques. Certains faciès privilégiés montrent les étapes successives du remplacement (p. 104). J'ai donc attaché un soin particulier à leur séparation et à leur analyse, pensant disposer ainsi de données directes et sûres dans l'étude de la différenciation du complexe ophiolitique. A l'appui de cette idée, j'ai présenté lors d'une communication orale devant la Société suisse de Minéralogie et de Pétrographie*, des diagrammes faisant effectivement apparaître des variations progressives, surtout quand le nombre de points est important (courbe 2 V par exemple, fig N° 15). Cette hypothèse sur l'origine des pyroxènes se heurtait à une difficulté : il fallait aussi envisager l'origine éruptive des omphacites d'éclogites, en raison de la similitude de leur chimisme et de leurs paramètres physiques avec les pyroxènes des parties élevées du complexe. Depuis, d'autres difficultés se sont présentées. L'hypothèse d'une origine des pyroxènes uniquement magmatique est de plus en plus douteuse. Il est probable que tous les pyroxènes sodiques, ainsi que certains diopsides, sont des produits du métamorphisme, au moins partiellement.

Dans ces conditions, la comparaison des données chimiques et physiques des diverses espèces n'a plus de sens comme indice de différenciation magmatique. Je m'attacherai à la recherche d'un classement en groupes génétiques qui confirmera la dualité d'origine des pyroxènes (point important pour les études pétrochimiques de la première partie) et qui permettra de reprendre et de préciser les hypothèses formulées page 100, sur l'adaptation progressive d'espèces magmatiques à un climat métamorphique (les variations progressives de la fig. N° 15 s'expliqueront ainsi).

* préluant à une excursion effectuée par cette Société sur mon terrain de thèse.

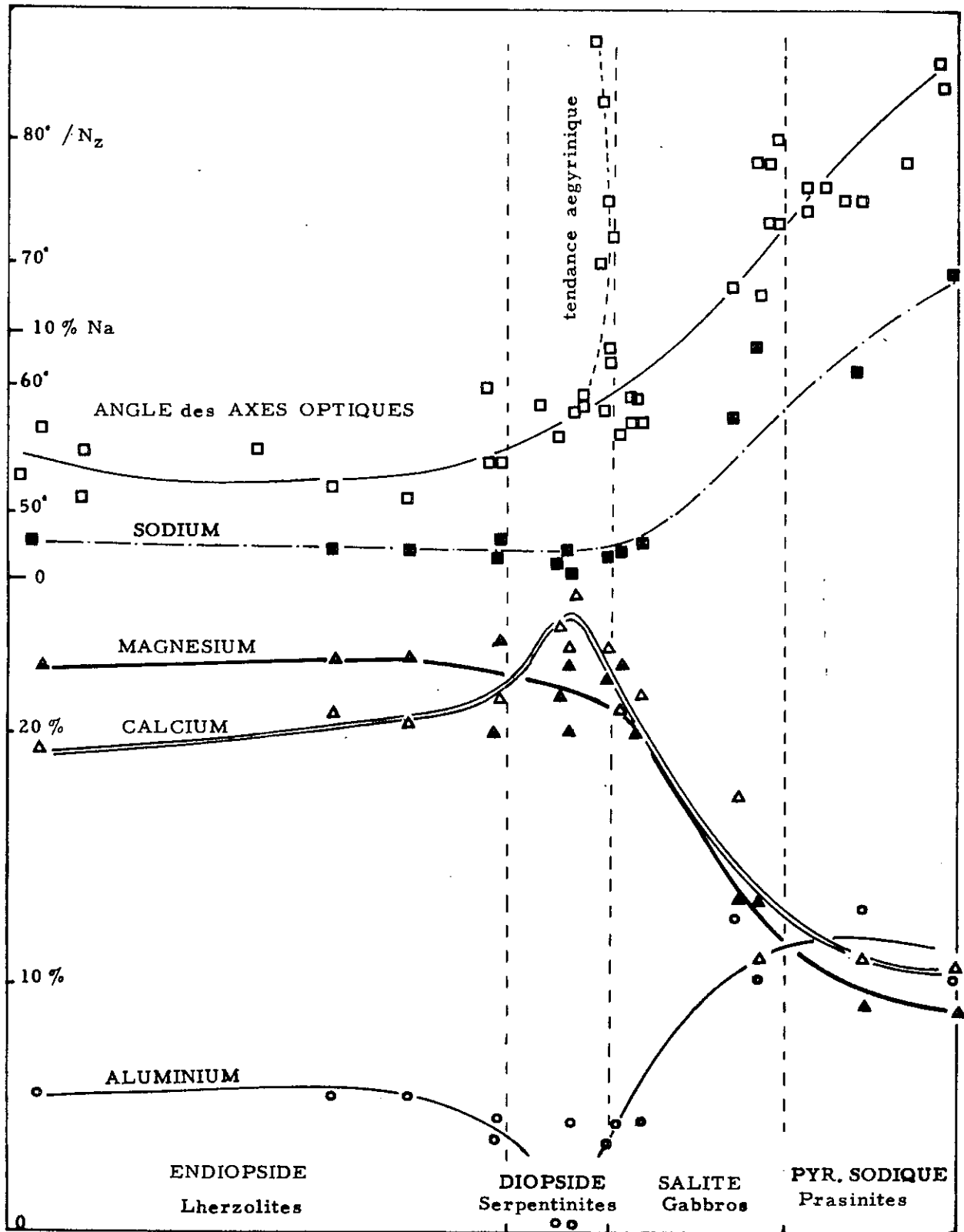


Fig. N° 15 - Variations chimiques et physiques dans le groupe des pyroxènes, en fonction de la position dans le complexe.

CHIMISME DES PYROXENES

Les diagrammes Ca-Fe-Mg (fig N°16), Na-Ca-Mg (fig N°17) illustrent le domaine chimique des différents types de pyroxènes. Sur le diagramme Ca-Fe-Mg, les pyroxènes sodiques groupés dans le champ de l'augite sont mal représentés. En réalité, ils sortent de ce plan et, pour leur donner une position correcte, il faudrait considérer le tétraèdre Na-Ca-Fe-Mg dont les deux diagrammes triangulaires donnent une vue par superposition de leur arête commune Ca-Mg.

En laissant de côté les orthopyroxènes, deux groupes principaux se distinguent : celui des diopsides et celui des pyroxènes sodiques.

ETUDE DE L'ORIGINE DES PYROXENES

1) ENDIOPSIDES ET SALITES DE GABBROS METAMORPHIQUES

La question de l'origine ne se pose pas, bien entendu, pour les endiopsides de péridotites, ni même pour l'endiopside 224 B (fiche N° 7) et la salite 416 (fiche N° 13) provenant de la limite serpentinites-gabbros métamorphiques. Ces pyroxènes très frais ont un chimisme en accord avec celui de leurs homologues ultrabasiques et peu compatible avec des conditions de métamorphisme épizonal.

2) DIOPSIDES FILONIENS

L'origine secondaire, en liaison avec la serpentinisation ou le métamorphisme, est admise pour des diopsides recristallisés ou filoniens (diopsides 26 et 363, p.51,52). Par contre, que penser de certains diopsides de gabbros métamorphiques aux caractères hybrides ? Et surtout, quelle est l'origine des divers pyroxènes sodiques*?

3) PYROXENES SODIQUES

Dans une étude consacrée à des roches basiques et ultrabasiques soumises au métamorphisme épizonal, donc à propos de faciès comparables aux miens, M. IWASAKI (1962-1963) porte sur le diagramme triangulaire (Jadéite) - (Diopside - Hédenbergite) - (Aegyrine) près d'une centaine de pyroxènes sodiques d'origine magmatique ou métamorphique connue. Ce diagramme, reproduit sur la fig.N°18b, permet de tracer une limite nette entre ces deux catégories.

* Certains faciès montrent les relations existant entre les diverses espèces de pyroxènes. On pourra ainsi se reporter aux descriptions des pages 43, 44 et 104.

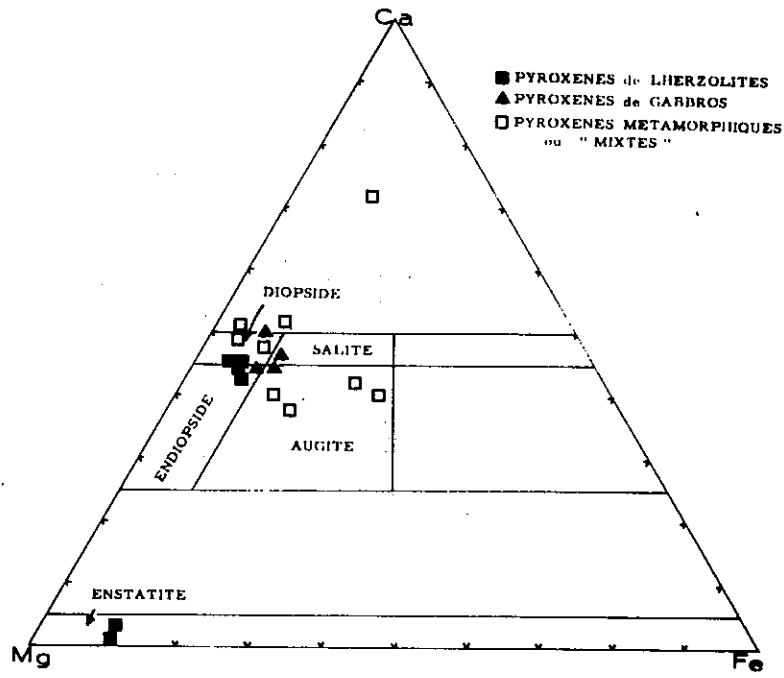


Fig. N° 16 - Pyroxènes, diagramme Ca - Fe - Mg.

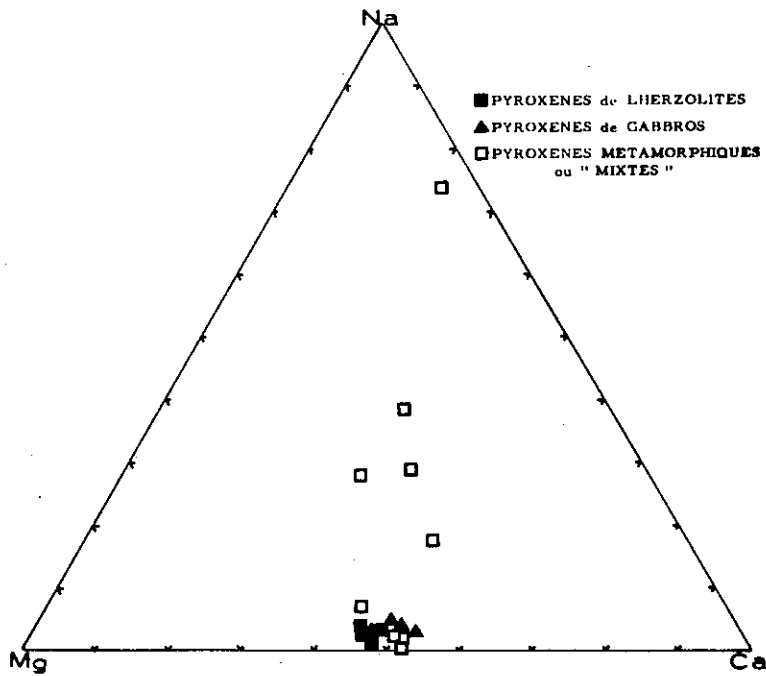


Fig. N° 17 - Pyroxènes, diagramme Na - Ca - Mg.

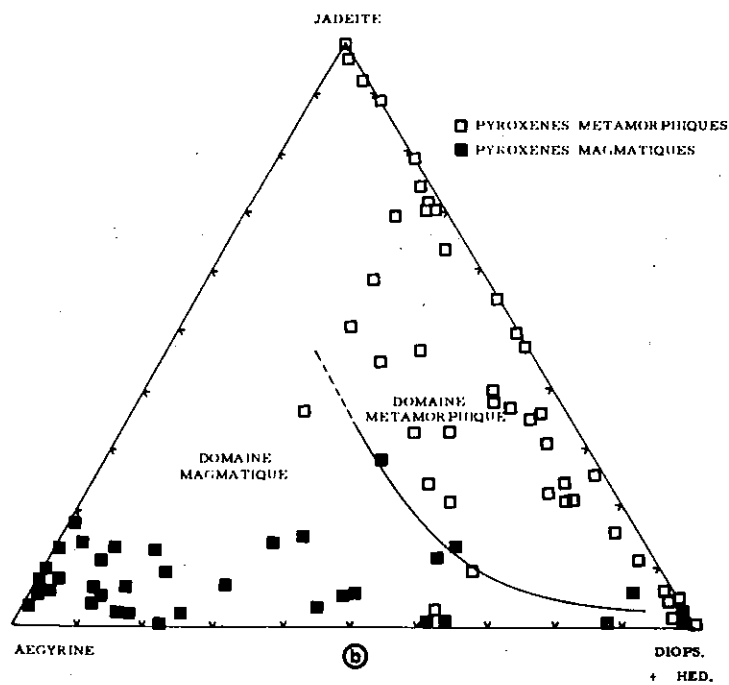
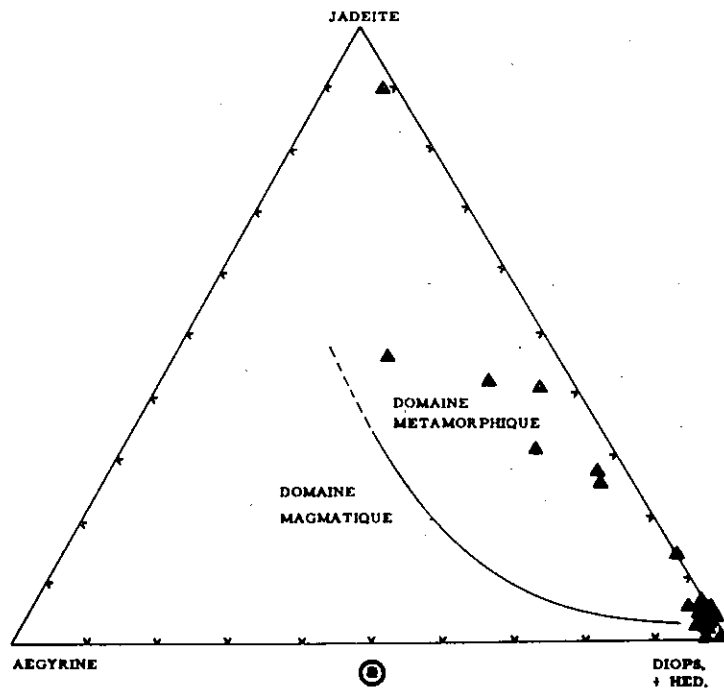


Fig N° 18 - Pyroxènes, diagramme Jadéite-Diopside, hedenbergite - Aegyrine.

- a) série piémontaise
- b) diagramme de référence, établissant la distinction entre les pyroxènes magmatiques et métamorphique (d'après M. IWASAKI, 1962).

Le report des pyroxènes de ma série (fig n°18a) montre que les espèces sodiques d'origine douteuse tombent nettement dans le domaine métamorphique. Leur nature métamorphique, expliquant la parenté avec les omphacites éclogitiques, semble donc établie. Cette conclusion est conforme à celle des auteurs ayant étudié ces pyroxènes dans les Alpes occidentales (P. BEARTH, 1959; L. VAN DER PLAS, 1959).

Cette conclusion lève ainsi les difficultés rencontrées dans l'étude pétrochimique des gabbros, lors de la recherche d'une paragenèse originelle (p. 59 et 63). Les solutions admettant ces pyroxènes comme magmatiques amenaient à imaginer la présence simultanée de ces espèces et de minéraux très basiques (forstérite et labrador-bytownite).

Reste à expliquer leur habitus d'apparence magmatique, ainsi que les caractères chimiques et physiques de certains qui, étant intermédiaires avec les pyroxènes incontestablement magmatiques (fig.n°15) m'avaient d'abord conduit à les considérer comme magmatiques.

D'origine encore incertaine, plusieurs diopsides de gabbros métamorphiques en enclave dans les serpentinites appellent les mêmes réserves : habitus magmatique, plus net encore car ils sont frais, et chimisme proche des pyroxènes magmatiques (voir p.44 et 99).

INTERPRETATION PAR ADAPTATION PROGRESSIVE AU MILIEU

Cette hypothèse a déjà été envisagée pour rendre compte des modifications chimiques observées dans le pyroxène du contact serpentinites-gabbros 224 (p. 100). Rappelons brièvement les conclusions de cette étude. Le clinopyroxène magmatique, plongé dans le milieu physico-chimique hostile, réalisé lors de la serpentinitisation ou du métamorphisme, peut réagir de diverses façons :

- ne pas être affecté : il demeure métastable. C'est un cas exceptionnel. On peut supposer qu'un ou plusieurs des facteurs de déséquilibre ont manqué dans le milieu. C'est l'hypothèse retenue pour expliquer la conservation du pyroxène 224 B (p. 101). Les péridotites et leurs pyroxènes ont probablement échappé au métamorphisme pour des raisons comparables.
- être complètement remplacé par chlorite et trémolite, seules ou associées suivant les milieux. C'est le cas général.
- se transformer sur place, " atome par atome ", de façon à s'adapter à de nouvelles conditions physico-chimiques.

Cette opération ne peut aboutir que dans les cas particuliers conditionnés essentiellement par le milieu chimique dans lequel elle se déroule. Nous avons vu qu'elle a pu se réaliser lors de la serpentinitisation pour le diopside 224 C (p. 101).

Le diagramme $\frac{Al^{IV}}{Al\ total}$ / Al total* (fig.N° 19) va nous permettre d'étudier cette adaptation dans d'autres cas et circonstances (métamorphisme). Théoriquement, il classe le long de l'axe vertical les pyroxènes selon la rigueur croissante de leur condition de formation**. Font dissidence les diopsides 363 (fiche N° 10) et 26 (fiche N° 8) d'origine secondaire incontestable. Leur position ne semble pas significative car la quantité d'aluminium, particulièrement faible ainsi qu'il apparaît sur l'axe horizontal, se trouve utilisée intégralement pour saturer les sites Z. Il en résulte un rapport $Al^{IV} / Al\ total = 1$.

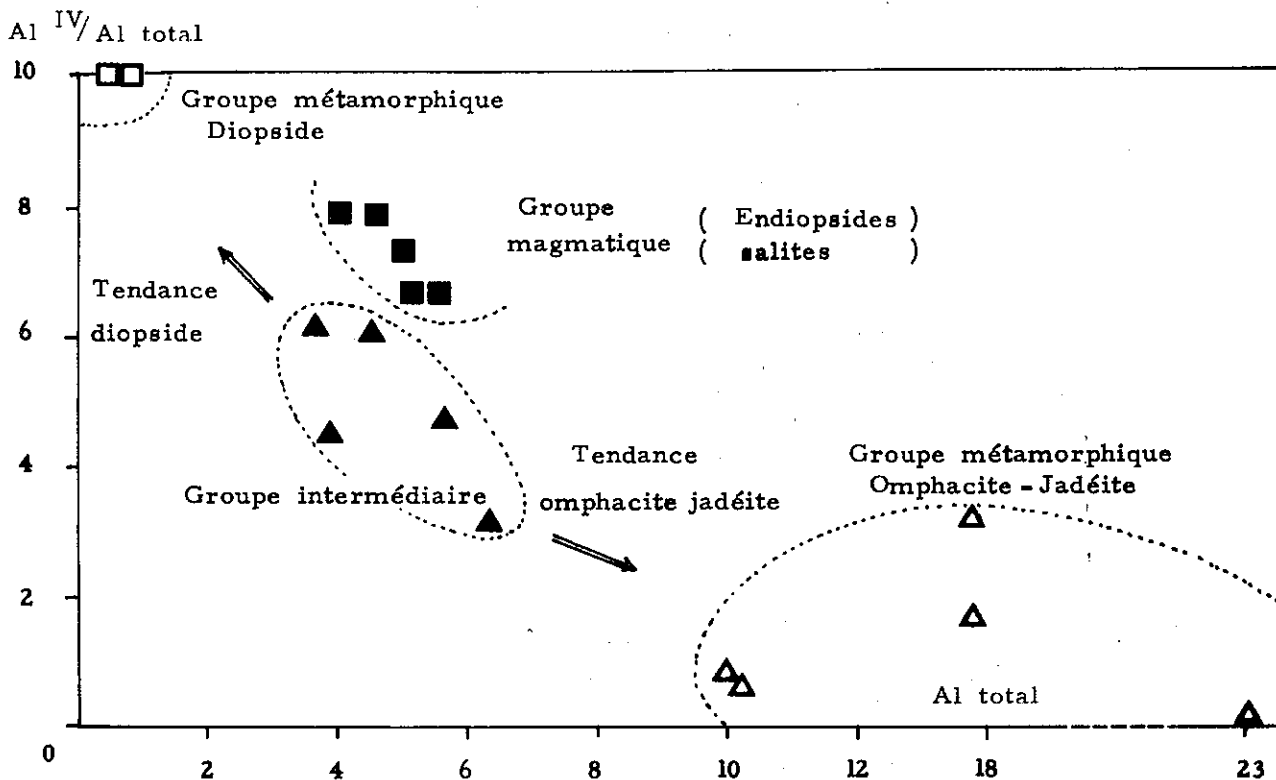


Fig. N° 19 - Pyroxènes, diagramme $\frac{Al^{IV}}{Al\ total}$ / Al total

* Il faut souligner l'imprécision de ce genre de diagramme. L'erreur commise dans l'estimation d' Al^{IV} risque d'être importante car c'est la somme de l'erreur dans le dosage du silicium et de celle que l'on commet, en supposant que la saturation des sites tétraédriques (Z) est parfaite. Cette dernière hypothèse est communément faite dans les calculs pétrographiques mais j'ignore sa validité.

** Dans une espèce déterminée, la quantité d'aluminium tétracoordonné (Al^{IV}) peut être considérée comme une fonction de la température à quantités égales d'aluminium total. C'est aussi une fonction de la quantité totale de cet élément. Cette règle est évidente dans le cas des plagioclases. Elle est admise à propos des amphiboles métamorphiques et éruptives (H. RAMBERG, 1952, p. 65) (W. T. HARRY, 1950) (J. D. H. WISEMAN, 1954) ; nous l'utiliserons (p. 156). On l'admet encore pour les micas métamorphiques (B. C. M. BUTLER, 1965). Reconnue pour les pyroxènes magmatiques (J. F. G. WILKINSON, 1957), il semble que l'on soit en droit de l'étendre au cas des pyroxènes métamorphiques.

Cette exception faite, ce classement théorique s'avère en plein accord avec les résultats de l'étude pétrographique. On distingue :

- le groupe des pyroxènes magmatiques caractérisé par un fort pourcentage d'aluminium tétracoordonné et une teneur totale notable en aluminium.
- le groupe des diopsides métamorphiques incontestables de cristallisation filonienne, avec un rapport Al^{IV}/Al total = 1 pour les raisons exposées plus haut et une teneur totale en aluminium très faible.
- le groupe des pyroxènes sodiques à l'autre extrémité du diagramme, caractérisé par un pourcentage d'aluminium tétracoordonné très faible allant de pair avec une teneur globale élevée. Cette distribution de l'aluminium en position essentiellement hexacoordonnée est probablement, comme dans le cas des amphiboles (A. MIYASHIRO, 1958, p. 83), en relation avec des conditions de hautes pressions et de température modérée.
- enfin, entre le premier et les suivants, le groupe des pyroxènes magmatiques contaminés. Par rapport au groupe typiquement magmatique, il ne présente pas de différence notable dans la teneur totale en aluminium, mais un pourcentage en position tétracoordonnée sensiblement inférieur.

Les pyroxènes qui le composent sont habituellement très frais (l'échantillon 369 B, fiche N° 14, est cependant en partie remplacé par une trémolite tardive). Ils possèdent un habitus magmatique incontestable. Ils s'écartent du groupe magmatique par une teneur plus faible en aluminium tétracoordonné et surtout par la nature des cations occupant les sites Y (teneur en Ca, Na, Fe, Mg, Al^{VI}), suivant deux directions distinctes, perceptibles sur le diagramme.

L'hypothèse d'une adaptation dont le mécanisme est étudié p. 100, s'applique à leur propos pour expliquer leur conservation dans un tel état de fraîcheur. Naturellement, dans leur cas l'adaptation est incomplète, ce qui en fait d'ailleurs tout l'intérêt. Elle est probablement suffisante pour favoriser une conservation dans un état métastable. Elle s'effectue de deux façons différentes correspondant aux deux directions mises en évidence : sous l'influence de la serpentinitisation d'une part, et du premier épisode de métamorphisme (p. 264) de l'autre.

1) TRANSFORMATION EN DIOPSIDE s. s.

Les diopsides 224 C (fiche n° 9) et 489 E (fiche n° 11) du groupe intermédiaire, subissent une contamination dans ce sens caractérisée par une perte en aluminium et en fer que compense un gain en calcium. Ces pyroxènes appartiennent à des gabbros en association sur le terrain avec des serpentinites. La transformation est due à la serpentinitisation d'anciennes péridotites, comme le montrent l'étude du contact 224 (p. 99) et celle du milieu chimique dans lequel elle s'est produite. C'est ce milieu particulier qui a assuré la pérennité de l'espèce. Certaines considérations mettent en avant le rôle déterminant du silicium dans ce résultat. Il est possible que les recristallisations observées dans les faciès les plus diopsidiques (p. 52) soient liées au métamorphisme. On sait que le diopside est également stable dans l'épizone.

2) TRANSFORMATION EN PYROXENE JADEITIQUE ET OMPHACITIQUE

Dans le groupe intermédiaire, les pyroxènes 538 (fiche N° 4) et 369 B (fiche N° 14) sont des jalons de cette transformation. Ils proviennent de lentilles gabbroïques des zones marginales des péridotites où sont décrites des jadéites et des omphacites (p. 27). Ces pyroxènes sont moins frais que les diopsides du groupe précédent.

On pourrait penser qu'ils sont constitués par une association de deux phases distinctes, trop fine pour être reconnue au microscope : un endiopside métastable et une jadéite ou omphacite. Cette hypothèse est à rejeter après examen des diagrammes R. X. confirmant leur homogénéité.

Ce mode de transformation est beaucoup plus général que le précédent. Il s'observe sur des pyroxènes de gabbros et de prasinites dans tous les massifs de Roches vertes des Alpes occidentales (P. BEARTH, 1959). Dans les roches associées aux serpentinites, il accompagne parfois la transformation de l'espèce magmatique en diopside (p. 43), en engendrant d'abord un pyroxène aegyrinique, puis omphacitique (p. 45).

Cette transformation est due à un premier épisode du métamorphisme alpin (P. BEARTH, 1959). Elle trouve son aboutissement dans les omphacites d'éclogites. Comme je l'ai montré dans l'étude pétrochimique des gabbros (p. 59), elle s'est réalisée en empruntant le sodium et l'aluminium libérés par la démolition du plagioclase.

Les pyroxènes résultants, instables lors des épisodes métamorphiques postérieurs, sont largement remplacés par la trémolite et la chlorite. Dans les éclogites, on peut reconnaître une étape intermédiaire avec corrosion par la glaucophane (p. 86).

On peut encore envisager à leur propos l'hypothèse d'une transformation, à partir du pyroxène magmatique, par adaptation progressive à un milieu hostile. Elle est cependant moins impérieuse que dans les cas précédents car les résultats ne s'en observent pas directement. Elle semble pourtant s'imposer pour deux raisons :

- les nouvelles espèces se calquent sur les anciennes,
- il est difficile d'expliquer autrement le caractère de certains pyroxènes; intermédiaire entre la salite magmatique et l'omphacite éclogitique.

Les conditions de haute pression attribuées à cette phase métamorphique pourraient avoir favorisé la persistance des charpentes pyroxénitiques convenablement orientées. L'adaptation serait rendue possible par la disponibilité en sodium et en aluminium dans un milieu relativement anhydre.

CHAPITRE III - LES AMPHIBOLES

INTRODUCTION

Dans toutes les chaînes présentant un métamorphisme de type alpin, les amphiboles sont utilisées comme minéral de faciès. Ainsi, dans les Alpes occidentales, distingue-t-on depuis les travaux de L. VAN DER PLAS (1959) trois phases métamorphiques caractérisées chacune par une amphibole :

- 1) phase à glaucophane, la plus ancienne,
- 2) phase à amphibole bleu-vert,
- 3) phase à trémolite-actinote, la plus récente.

Cette hypothèse, à laquelle je me rallie, est discutée plus longuement dans le chapitre sur le métamorphisme (p. 260), mais l'étude chimique comparée des amphiboles l'éclaire d'un jour nouveau.

1) METHODE

Cette étude portant sur 22 amphiboles métamorphiques met en évidence d'importantes variations dans le chimisme. Elles sont liées à deux causes principales qui se superposent :

- le chimisme du milieu,
- les conditions physiques lors de la cristallisation du minéral.

C'est la deuxième cause qui nous intéresse. Son étude n'est accessible qu'à la condition de supprimer les effets de la première. Nous allons donc commencer par préciser les relations entre le chimisme de l'amphibole et celui de la roche ou, plus exactement, comparer les variations chimiques de la série des amphiboles à celles de la série des roches.

Pour illustrer la méthode suivie, prenons une comparaison avec le monde vivant. Considérons l'évolution d'un groupe biologique, le cheval par exemple. Suivons l'évolution de la taille de l'animal et de la longueur de son tibia. Toutes deux augmentent, mais la longueur du tibia croît plus rapidement. Une loi de variation relative peut s'en déduire. C'est une loi semblable que nous allons chercher entre la différenciation chimique dans les roches et son incidence sur le chimisme des amphiboles.

Supposons maintenant une modification brutale du milieu entraînant un raccourcissement de l'herbe : les individus à courtes pattes seront favorisés ; leur rapport tibia-taille sera différent de celui que nous connaissons. Pour un spécialiste, ce rapport inhabituel pourra être le signe d'un changement dans les conditions du milieu. Avec audace, il conclura qu'une brusque augmentation du champ de la pesanteur est responsable de la modification observée ! De même, une modification dans la loi de variation chimique des amphiboles indiquera un changement dans les conditions physiques de la cristallisation.

J'espère plus de chance dans les conclusions sur la nature de ce changement physique. Mais avant, il est utile de préciser le domaine chimique des diverses amphiboles.

2) VARIATIONS DU CHIMISME DANS LE GROUPE DES AMPHIBOLES

Le diagramme $\frac{\sum Fe}{Mg} / \frac{Na + K}{Ca}$ (fig N° 20) permet une distinction claire des divers types d'amphiboles. Nous voyons que trémolites et actinotes forment un groupe continu, bien séparé de ceux de l'édénite* et de la glaucophane. Ces trois groupes sont précisément ceux de L. VAN DER PLAS.

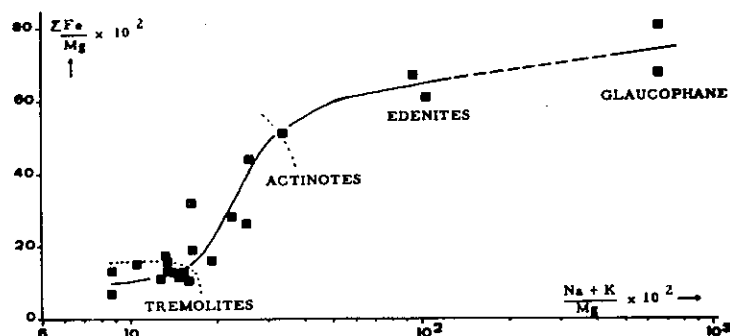


Fig. N° 20 - Amphiboles, diagramme $\frac{\sum Fe}{Mg} / \frac{Na + K}{Ca}$

* Le choix de ce terme pour désigner les amphiboles de ce groupe n'est pas complètement satisfaisant, car elles s'écartent quelque peu de l'édénite vraie { formule théorique : $Na Ca_2 (Mg, Fe)_5 (Si_7 AlO_{22}) (OH)_2$ } par leur faible teneur en aluminium, allant de pair avec un excès de silicium. Il me semble mieux approprié, dans mon cas, que celui de barroisite ou de hornblende barroisitique de P. BEARTH et plus précis que celui d'amphibole bleu-vert de L. VAN DER PLAS. D'ailleurs, l'analyse donnée par cet auteur (1959, p. 457), d'une amphibole bleu-vert concorde très bien avec celle d'une édénite. Il en est de même de l'amphibole sodique ferrique décrite dans une autre publication (L. VAN DER PLAS et HUGIT, 1961) et que les auteurs refusent de baptiser. Le terme de ferroédénite est pourtant approprié (DEER, HOWIE et ZUSSMAN, p. 209).

3) RELATIONS AVEC LE CHIMISME DES ROCHES

Il existe pour la plupart des éléments une corrélation positive entre leur teneur dans l'amphibole et dans la roche. On peut l'apprécier directement par confrontation de quelques analyses d'amphiboles avec les diagrammes de variation chimique dans les roches (fig. N° 13) sans qu'il soit nécessaire de la faire apparaître par des diagrammes particuliers. Un examen plus attentif montrerait, bien que variant dans le même sens, des teneurs dans l'amphibole et dans la roche non proportionnelles.

Nous allons, cependant, nous arrêter sur la distribution comparée du fer et du magnésium entre les roches et les amphiboles, plus précisément les trémolites-actinotes. Le rapport de ces deux éléments détermine la position de l'amphibole dans cette série à laquelle appartient la plupart de mes espèces. L'étude de la distribution de ces éléments va nous permettre de savoir si la position de l'amphibole dans cette série est entièrement conditionnée par le chimisme de la roche ou si intervient également un facteur extérieur probablement d'ordre physique et lié au métamorphisme. J'ai choisi, à cet effet, une représentation simple : teneur de l'élément considéré suivant l'axe vertical pour la roche et suivant l'axe horizontal pour l'amphibole.

Les deux premiers diagrammes, pour le fer (fig. N° 21 a) et le magnésium (fig. N° 21 b), font apparaître une médiocre corrélation positive surtout dans le cas du fer. Il appert qu'un facteur extérieur vient perturber la loi de distribution. Ces éléments variant en raison inverse dans la série trémolite-actinote, on peut prévoir que, pour l'un des éléments, le facteur perturbateur risque d'être simplement l'autre. Dans une roche normalement magnésienne, s'il existe un excès de fer, l'actinote sera déplacée vers le pôle ferreux et son point représentatif s'éloignera de la position moyenne sur le diagramme en Mg.

Le diagramme en $Mg/Fe^{II} + Fe^{III} + Mn + Mg$ (fig. N° 22) confirme pleinement cette prévision. La distribution, dans la série trémolite-actinote, est pratiquement linéaire. La seule actinote s'écartant de la courbe est la 515, de génération tardive dans un milieu éclogitique. (voir p. 87 et 120).

La position des amphiboles dans la série trémolite-actinote est donc entièrement déterminée par le chimisme de la roche. Ces espèces appartiennent toutes à une même phase de métamorphisme (sinon la loi de corrélation serait perturbée). Ce résultat confirme ce que laissait prévoir l'étude pétrographique : les roches, contenant suivant leur nature trémolite ou actinote, étant constamment associées sur le terrain, il était improbable qu'elles soient le produit de métamorphismes différents.

D'un point de vue méthodologique, cette étude montre que les corrélations peuvent être multiples.* Une corrélation simple et peu significative, comme celle du fer, n'est pas forcément l'indice de l'intervention de facteurs externes. Elle peut être due à la méconnaissance d'un facteur interne. Dans notre cas, celui-ci apparaissait facilement en

* Dans une étude théorique parue en cours d'impression, M. FONTEILLES (1965) précise ces notions et considère leur application dans le domaine d'un métamorphisme croissant.

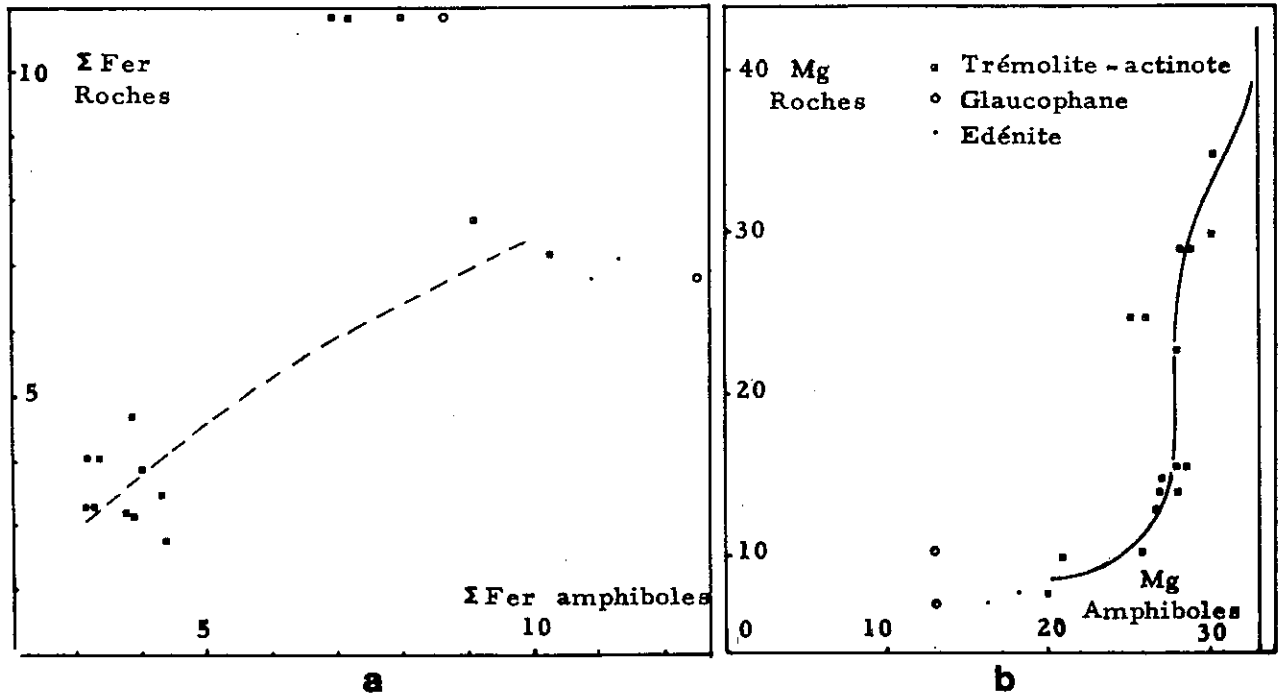


Fig. N° 21, a- Amphiboles, variation de la teneur en fer en fonction de celle des roches d'origine.
 b- Amphiboles, variation de la teneur en magnésium en fonction de celle des roches d'origine.

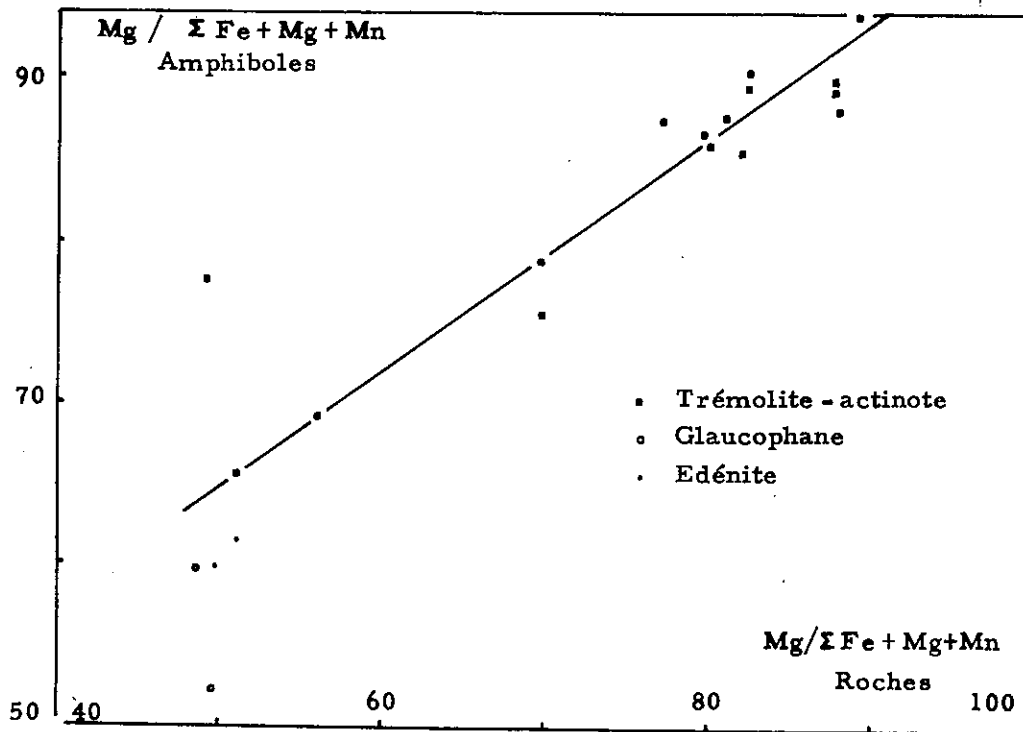


Fig. N° 22 - Amphiboles, variation du rapport $\text{Mg} / (\text{Fe}^{II} + \text{Fe}^{III} + \text{Mn} + \text{Mg})$ en fonction de celui établi dans le cas des roches d'origine.

considérant le mécanisme des remplacements dans l'amphibole. R. KRETZ (1959) a montré que ces interactions internes pouvaient être complexes. Il est donc prudent de ne s'intéresser qu'aux corrélations négatives, après avoir écarté l'hypothèse de corrélations multiples. Il existe dans le cas étudié deux corrélations négatives : celle du titane et celle de l'aluminium.

a) LE TITANE (fig.N°23)

Sa répartition dans les amphiboles suit celle des roches, sauf dans le cas des glaucophanes et édénites qui se signalent par une teneur trop faible par rapport aux roches et aux actinotes de prasinites. Cette anomalie trouve probablement son origine dans une modification par rapport aux conditions physiques de la cristallisation des actinotes. On peut tenter d'en démontrer le mécanisme. Deux causes possibles :

- les nouvelles conditions physiques se sont opposées à la fixation du titane disponible dans le réseau des amphiboles visées,
- le titane n'était pas disponible lors de leur formation ou était sollicité plus fortement par un autre minéral en voie de cristallisation.

La première hypothèse n'est pas invraisemblable puisque l'on pense que la quantité de titane admise dans les amphiboles augmente avec l'intensité du métamorphisme (B. E. LEAKE, 1965). Cependant les teneurs qui nous concernent sont, semble-t-il, inférieures aux teneurs de saturation dans ces espèces.

La seconde hypothèse est mieux adaptée ; lors de la cristallisation de ces amphiboles et en particulier des glaucophanes, les oxydes de titane étaient encore stables ou subissaient des transformations polymorphiques. De fait, les schistes à glaucophane contiennent un fort pourcentage de rutile, brookite et anatase. P. BEARTH (1959) considère le rutile comme caractéristique de ces paragenèses anciennes.

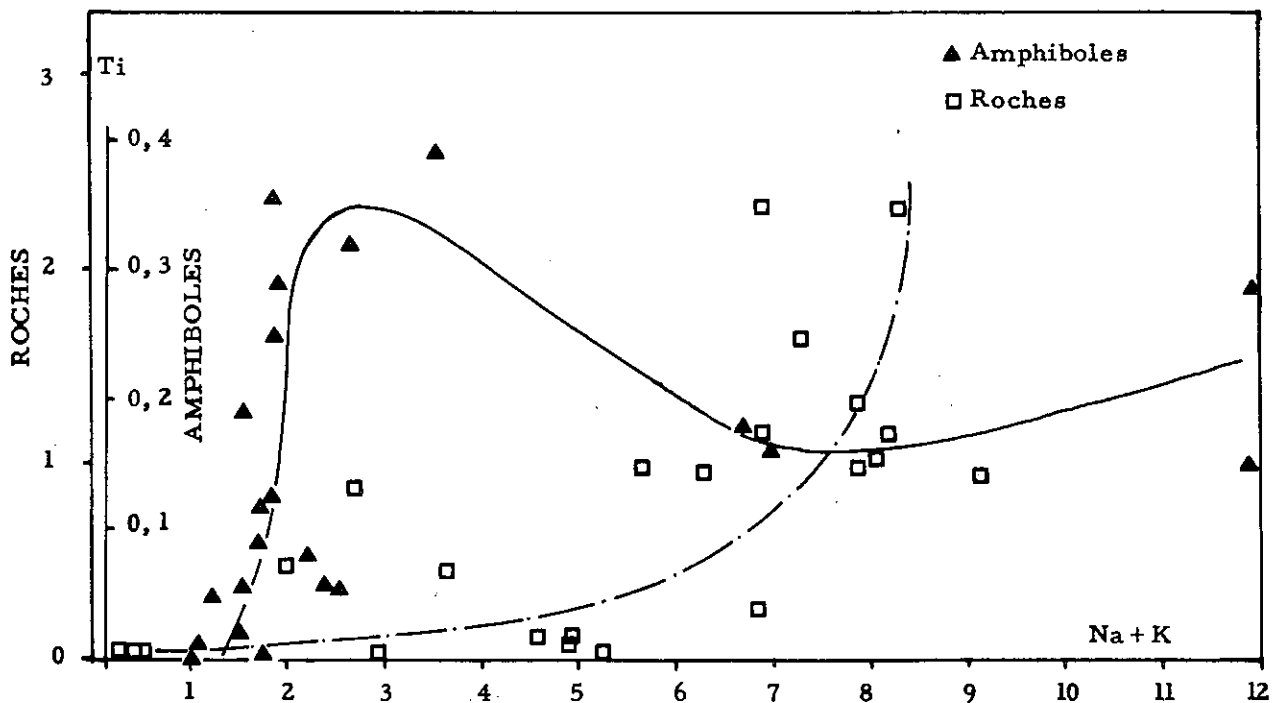


Fig. N° 23 - Variation comparée du rapport Ti/Na + K dans les amphiboles et dans les roches d'origine.

b) L'ALUMINIUM (fig. N°24)

L'étude du diagramme Al/Na+K est importante car les teneurs en aluminium et en alcalins sont précisément celles qui caractérisent au mieux les types d'amphiboles, indices de phases métamorphiques distinctes. Le choix des alcalins, en abscisse comme dans le cas précédent, est aussi déterminé par la corrélation positive entre leur répartition dans les amphiboles et dans les roches. (les points figuratifs se disposent dans le même ordre le long de l'axe horizontal). Le décalage horizontal entre les points correspondants sur les deux courbes résulte d'une fixation sélective de ces alcalins par l'albite jusque dans les prasinites, puis par l'amphibole dans les faciès à glaucophane (voir plus loin).

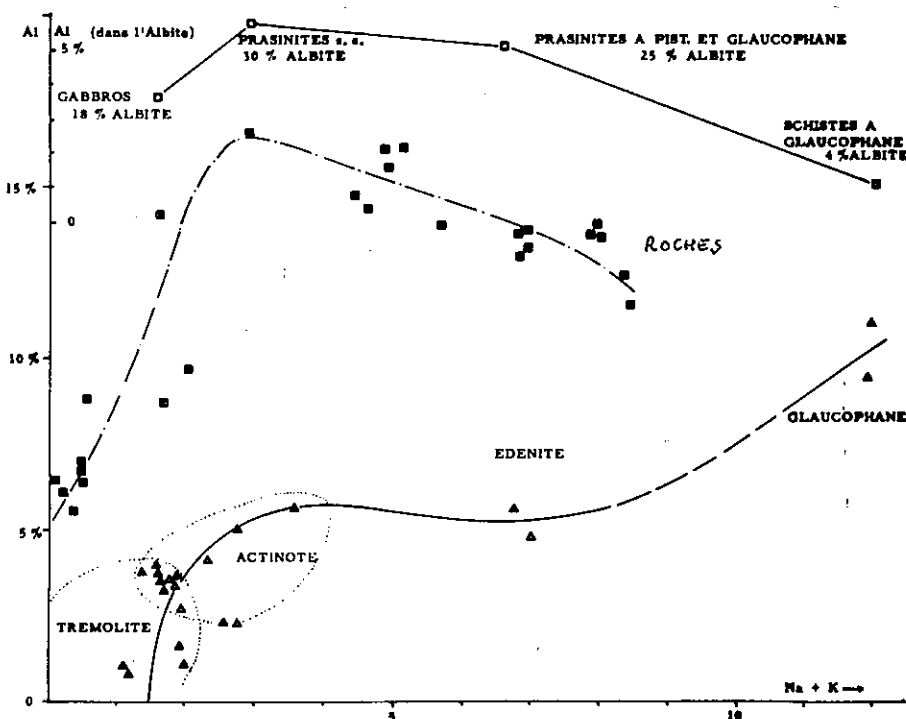


Fig. N° 24 - Variation comparée du rapport Al/Na + K dans les amphiboles et dans les roches.

L'aluminium montre une corrélation initialement positive, puis rapidement négative : sa teneur décroît dans les roches à partir des gabbros métamorphiques, tandis que dans les amphiboles elle croît continuellement. Les décalages sont très forts au départ : ainsi la teneur est de 4,5 % Al dans l'actinote du gabbro 380, contre plus de 20 % dans la roche. Ils s'atténuent dans les prasinites (près de 6 % dans l'amphibole 535 A, contre 17 % dans la roche) pour s'inverser dans les faciès à glaucophane, où l'amphibole fixe sélectivement cet élément.

Dans la distribution de l'aluminium* et des alcalins, l'amphibole se trouve en concurrence avec l'albite. Dans les prasinites et les gabbros métamorphiques (faciès schistes verts), l'albite l'emporte : l'amphibole est une tremolite-actinote à teneurs en alu-

* Dans le cas de l'aluminium, les épidotes jouent également un rôle qui ressort d'une étude détaillée des trois courbes de la figure N° 24 .

minium et en alcalins inférieures à celles du milieu. Dans les faciès éclogitiques (faciès schistes à glaucophane ou schistes bleus de W.G. ERNST, 1963), c'est au contraire la glaucophane. Elle présente des teneurs supérieures à celles de la roche ; en contrepartie, ces faciès contiennent moins d'albite que les prasinites ou les gabbros (voir courbe de l'albite, fig N°24). Ce résultat est d'ailleurs bien connu.

CONCLUSIONS D'ORDRE GENERAL

Il n'existe qu'une relation indirecte entre le chimisme des amphiboles et celui des roches encaissantes. La composition de l'amphibole reflète le chimisme du milieu au moment de sa cristallisation. Ce reflet est déformé par l'influence des conditions physiques sur le réseau structural du minéral. Les corrélations avec le chimisme de la roche sont donc complexes car elles doivent tenir compte du comportement des divers minéraux au moment de la cristallisation de l'amphibole. Si l'hypothèse proposée plus haut pour le titane est à retenir, elle constitue une excellente illustration de cette loi.

Ces notions sont importantes et riches de conséquences, si aucune inconnue nouvelle ne venait les prendre en défaut ultérieurement.*

1) Elles expliquent, toujours d'un point de vue strictement chimique, les corrélations négatives à propos d'un élément ou tout autre manifestation d'indépendance apparente du minéral par rapport à la roche où il cristallise. L'élément visé s'est trouvé disponible en quantités inhabituelles (fortes ou faibles) et sans relation avec sa teneur dans la roche au moment de la cristallisation, par suite du comportement particulier d'un minéral le contenant en forte proportion. Ce comportement, dans les cas favorables (p. 151), est le signe d'un changement dans les conditions physiques du milieu. On peut donc faire une deuxième proposition :

2) L'étude détaillée des corrélations permet de prévoir une cristallisation dans un milieu physique différent. Ainsi, le titane et l'aluminium, par leur comportement anormal dans certaines amphiboles, sont les signes de leur cristallisation dans les conditions physiques particulières, correspondant à des épisodes métamorphiques que nous allons tenter de préciser.

CONCLUSIONS PARTICULIERES

Cette étude, essentiellement chimique, nous permet de confirmer et de préciser certains résultats de l'étude pétrographique :

- les amphiboles n'ont pas toutes cristallisé dans les mêmes conditions physiques ; il existe plusieurs épisodes métamorphiques.
- les trémolites et actinotes correspondent au même épisode de cristallisation.

* Une cause possible pourrait être la vitesse des réactions dont le rôle a été, récemment encore, souligné (A.D. LACY, 1965). J'ai en effet, supposé que les diverses espèces cristallisent, au moins approximativement, en équilibre entre elles et avec leur milieu.

4) ETUDE DES DIFFERENTS EPISODES METAMORPHIQUES MIS EN EVIDENCE PAR LES AMPHIBOLES.

Nous avons vu que l'aluminium et les alcalins caractérisant au mieux les divers types d'amphiboles se répartissaient dans celles-ci, en partie au moins, sous l'influence de facteurs extérieurs indépendants du chimisme de la roche. Par bonheur, la quantité d'aluminium admise et sa distribution entre les différents sites en fonction des facteurs physiques de la cristallisation commence à être connue.

Depuis F. E. WICKMAN (1943) et J. B. THOMPSON (1947), on sait comme A. MIYASHIRO (1959, p. 73) le rapporte et l'illustre magistralement que l'aluminium tend, à haute température, à prendre dans les amphiboles la tétracoordination et, au contraire, à haute pression l'hexacoordination.

Ces raisons m'ont incité à tracer les diagrammes $\frac{Al^{IV}}{Al^{total}}$ / Na+K et Al^{IV}/Al^{VI} (fig N°25 et N° 26).

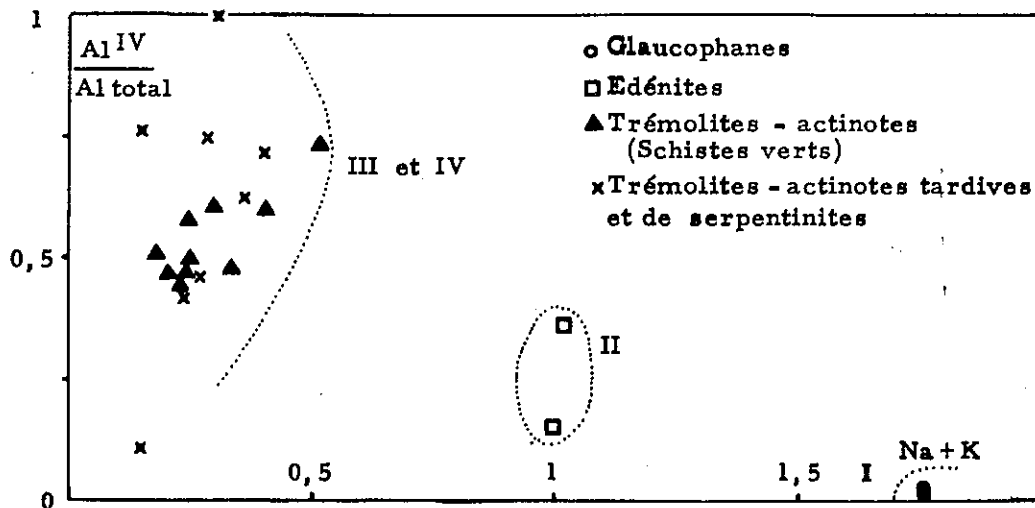


Fig. N° 25 - Amphiboles, diagramme $\frac{Al^{IV}}{Al^{total}}$ / Na + K

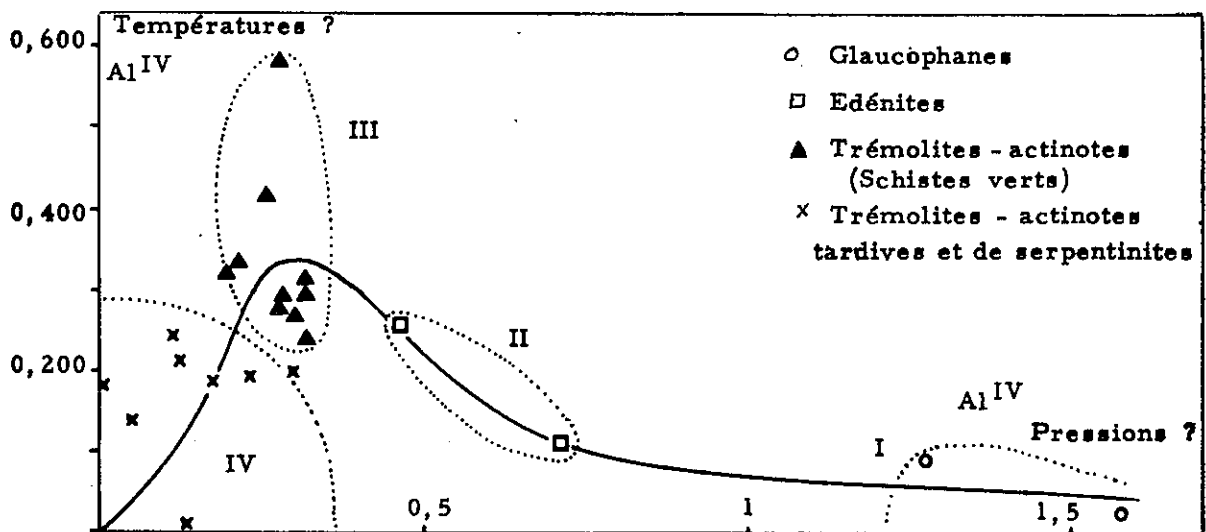


Fig. N° 26 - Amphiboles, diagramme Al^{IV} / Al^{VI} (pression/température)

La disposition d'ensemble sur ces diagrammes est voisine. Le premier dégage mieux les trois groupes principaux : glaucophanes, édénites et trémolites-actinotes. Ce diagramme est établi dans l'hypothèse où l'indice d'une température de cristallisation relativement élevée n'est pas simplement Al^{IV} mais le pourcentage d' Al^{IV} par rapport à l'aluminium total. L'intervalle entre les trois groupes est creusé et, dans le leur, la trémolite et l'actinote sont confondues.

Le diagramme Al^{IV} / Al^{VI} est très significatif. Si l'on reconnaît à l'aluminium le rôle d' "élément-index" déjà proposé, nous aurions suivant l'axe horizontal les pressions orientées croissantes et suivant l'axe vertical les températures croissantes. En s'aidant de critères pétrographiques pour fixer l'ordre de succession des groupes, le métamorphisme, tel qu'il se lit sur ce diagramme, se déroulerait de la façon suivante :

- a) Première phase à glaucophane, température basse, pressions élevées.
- b) Deuxième phase à édénite, température un peu plus élevée, pressions plus basses.
- c) Troisième phase à trémolite-actinote, température la plus élevée, pressions encore plus basses.
- d) Dernière phase à trémolite-actinote, parfois à glaucophane*, de cristallisation tardive dans les placages ou des petits filons de prasinites et des gabbros métamorphiques. Température de nouveau plus faible, pressions très basses, sans doute seulement hydrostatiques.

Le groupe des trémolites associées aux serpentinites occupe une position à part indiquant des température et pression spécialement basses. Cette conclusion contredit les observations pétrographiques : les roches contenant ces espèces ont subi un métamorphisme "normal". L'aluminium y étant en teneur particulièrement faible, sa répartition obéit peut-être à d'autres lois. Leur grande dispersion sur l'autre diagramme (fig. N° 25) renforce cette interprétation.

REMARQUE IMPORTANTE

Dans les hypothèses précédentes, les épisodes distingués semblent indépendants. Cette apparence tient au nombre limité d'analyses chimiques disponibles. En lame mince, le passage progressif de l'édénite à l'actinote constitue un argument dans l'autre sens**. On peut donc penser, au terme de cette étude, que le phénomène est continu et que nous n'avons fait qu'en saisir des instantanés à différents moments de son évolution. Dans cette hypothèse, la courbe de la figure N° 26 donne une idée de cette évolution.

* Il ne faut pas s'étonner de la présence de cette amphibole dans de telles conditions. I. Y. BORG, (1956), A. MIYASHIRO et Y. SEKI (1958) décrivent aussi des paragenèses à glaucophane, clôturant des cycles métamorphiques comparables. Comme l'a montré en particulier W. G. ERNST (1963), ce minéral n'est pas en soi signe de hautes pressions. Il doit être accompagné de grenat, jadéite, omphacite . . . , ce qui est bien le cas dans les glaucophanes de la phase I. Je n'ai malheureusement pas d'analyse de glaucophane dans cette génération tardive.

** La discontinuité entre la glaucophane et les autres amphiboles devant être mise au compte d'une immiscibilité entre ces séries (N. SUNDIUS, 1946, p. II) (A. MIYASHIRO, 1959, p. 63) (M. IWASAKI, 1963, p. 69).

CHAPITRE IV - LES CHLORITES

1) CHIMISME DU GROUPE DES CHLORITES

Le diagramme de la fig N°27 permet de situer les 19 chlorites analysées dans le cadre de classification proposé par M.H. HEY (1954). Ces chlorites ont un chimisme facile à suivre dans ses tendances car quatre éléments forment toujours plus de 95 % de l'analyse monocationique : le silicium, l'aluminium, le fer* et le magnésium. Le silicium reste pratiquement constant ; l'aluminium présente des variations faibles ; seuls le fer et le magnésium changent, encore le font-ils le plus souvent, en proportions directement inverses.

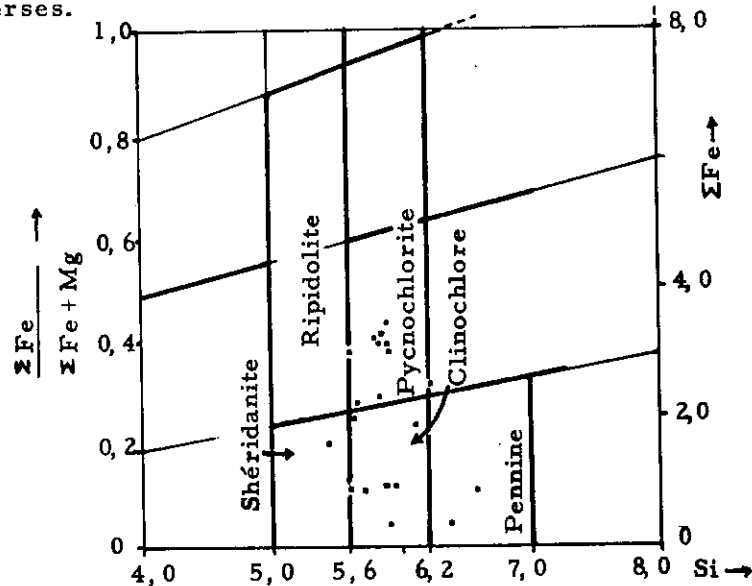


Fig. N° 27 - Position des chlorites dans le cadre de la classification de M. H. HEY

* Le rapport Fe^{III}/Fe^{II} diffère d'une chlorite à l'autre, mais il ne semble pas être significatif, car les chlorites à teneur élevée en Fe^{III} ne sont pas des "oxy-chlorites", mais des chlorites d'oxydation secondaire, au vu de la formule structurale (W. A. DEER, R. A. HOWIE & J. ZUSSMAN, III, p. 147).

Cette propriété est très utile dans la représentation graphique, car le diagramme triangulaire Al-Mg-Fe^{III}+Fe^{II}+Mn (fig. N° 28) suffit pour rendre compte des variations importantes du groupe. Plus simplement encore, le rapport Fe^{III}+Fe^{II}/Mg ou Fe^{III}+Fe^{II}/Fe^{III}+Fe^{II}+Mg suffisent pour suivre la tendance principale. Ce dernier est utilisé pour étudier la répartition des cations accessoires (fig. N° 29).

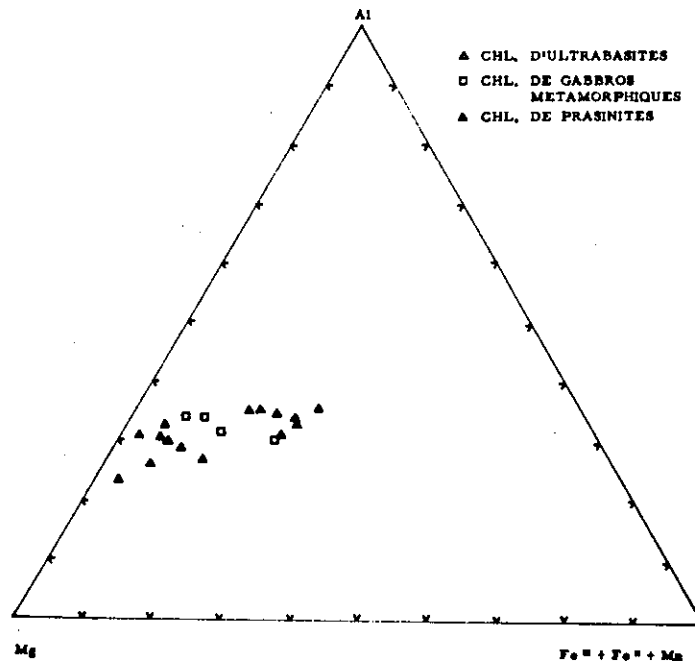


Fig. N° 28 - Chlorites, diagramme triangulaire Al - Mg - Fe^{III} + Fe^{II} + Mn.

2) REPARTITION DES CHLORITES DANS LES ROCHES VERTES

Les chlorites forment dans les serpentinites des amas de chloritites et des chloritischistes à actinote ; elles sont de plus l'un des constituants principaux des gabbros métamorphiques et des prasinites.

Rappelons qu'il existe trois principaux faciès de prasinites. (p. 233) : les prasinites à glaucophane ou édénite et pistacite, les prasinites s. s. et les ovardites. Dans le premier de ces faciès, ainsi que dans les éclogites et les schistes à glaucophane qui lui sont souvent associés, les chlorites sont des constituants généralement accessoires et d'origine secondaire. Elles se développent dans les deux faciès suivants et surtout dans le dernier.

3.) RELATION AVEC LES EPISODES METAMORPHIQUES

Les éclogites, schistes et prasinites à glaucophane caractérisent les premières phases de métamorphisme (faciès schistes à glaucophane ou schistes bleus), les prasinites s. s. et les ovarditites les dernières (faciès schistes verts) (p. 267).

En raison de la répartition préférentielle des chlorites dans les roches appartenant à ce dernier faciès, on peut admettre qu'elles ne sont stables* que dans les conditions de métamorphisme qu'il caractérise.

Cette hypothèse est certainement valable pour les éclogites et schistes à glaucophane. Il est possible que l'équation suivante, proposée par A. MIYASHIRO et Y. SEKI (1958) en rende compte :

chlorite + quartz = grenat + eau
(schistes verts) (éclogites et schistes à glaucophane)

Pour les prasinites à glaucophane et pistacite, qui peuvent se ranger dans le sous-faciès "épidote-glaucophane" de ces auteurs, retenons l'équation qu'ils proposent :

albite+chlorite+actinote = glaucophane+épidote+quartz
(schistes verts) (sous-faciès épidote-glaucophane)

La paragenèse de droite ne se réalise que partiellement. Les chlorites ne disparaissent pas complètement.

Ce schéma est en bon accord avec les successions paragénetiques de P. BEARTH (1959).

Dans les ovarditites, roches particulièrement riches en chlorite et qui remplacent les prasinites s. s. au contact des Schistes lustrés (p. 113) se produit la réaction :

actinote + clinozoisite \longrightarrow chlorite + calcite

Enfin, aucun critère ne permet à l'heure actuelle de reconnaître les effets des divers épisodes du métamorphisme dans les serpentinites dont proviennent un certain nombre de chlorites.

Ainsi, les chlorites ne semblent pas pouvoir être utilisées comme indices d'un "minéral faciès". D'ailleurs, parmi les gabbros métamorphiques et les prasinites, les seules roches dont j'ai pu les séparer, appartenaient aux faciès schistes verts.

Une étude des variations chimiques des chlorites en fonction du métamorphisme est donc impossible et probablement inutile. Nous allons voir que la comparaison de leur chimisme avec celui des roches qui les renferment est aussi décevante.

* Les recherches expérimentales de J. J. FAWCETT (1962-64) permettent de préciser que l'instabilité des chlorites n'est pas de nature physique, car les conditions du métamorphisme alpin ne semblent pas capables de faire sortir les chlorites de leur domaine de stabilité. Cet auteur pense qu'elles se détruisent par réactions avec d'autres minéraux.

4) RELATIONS AVEC LE CHIMISME DES ROCHES

Si toutes les chlorites sont dues à un même épisode métamorphique, il faut s'attendre à trouver une bonne corrélation entre leur chimisme et celui des roches. C'est ce qui ressort de l'examen des diagrammes $\frac{Fe^{III}+Fe^{II}}{Fe^{III}+Fe^{II}+Mg}$ roche / $\frac{Fe^{III}+Fe^{II}}{Fe^{III}+Fe^{II}+Mg}$ chlorite* (fig N°30) et $\frac{Fe^{III}+Fe^{II}}{Fe^{III}+Fe^{II}+Mg}$ roche / $\frac{Fe^{III}+Fe^{II}}{Fe^{III}+Fe^{II}+Mg}$ chlorite (fig N°31).

Je n'ai pas jugé utile de produire le diagramme en Mg qui donne aussi une corrélation correcte.

Il faut cependant remarquer sur ces diagrammes une dispersion des points plus importants, par exemple, que pour les amphiboles. Celle-ci devient la règle quand on considère la répartition des cations accessoires (fig.n°29), mis à part le manganèse. Les deux pics du potassium s'expliquent aisément : les chlorites qui en sont responsables sont associées dans les roches à de la phengite et tendent, au contact de ce minéral, à se transformer en chlorobiotite par gain de potassium (p. 121).

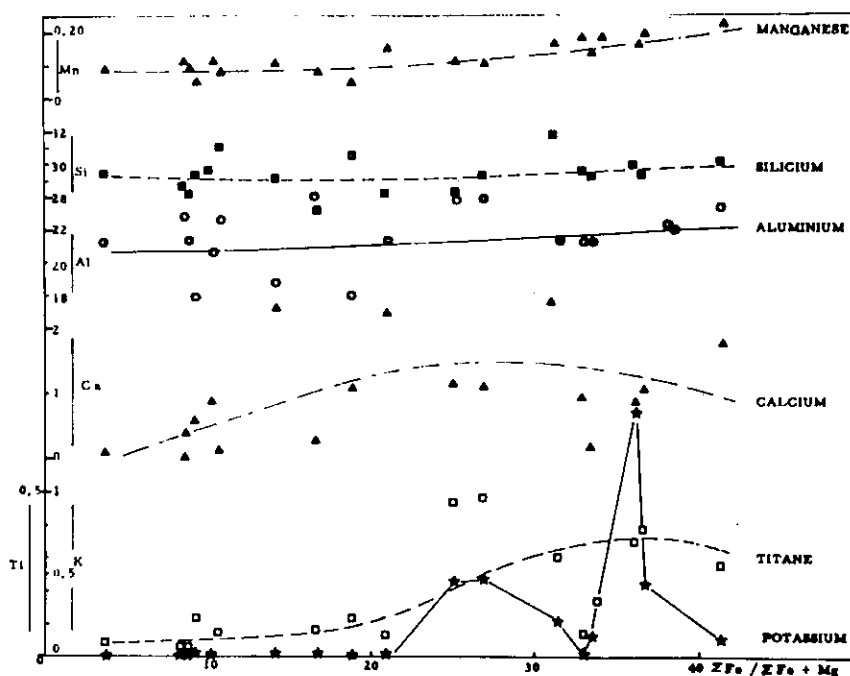


Fig. N°29 - Chlorites, répartition des éléments en fonction de $\frac{Fe^{III}+Fe^{II}}{Fe^{III}+Fe^{II}+Mg}$.

* En fait, à la place du fer, j'ai porté sur ce diagramme la valeur de la susceptibilité magnétique qui est étroitement liée à la teneur en fer. Je disposai, en effet, de nombreuses mesures de ce paramètre contre peu de dosages du fer. Les liaisons entre la teneur en fer, la susceptibilité magnétique, la densité et l'indice de réfraction NX peuvent s'apprécier sur la figure N°32.

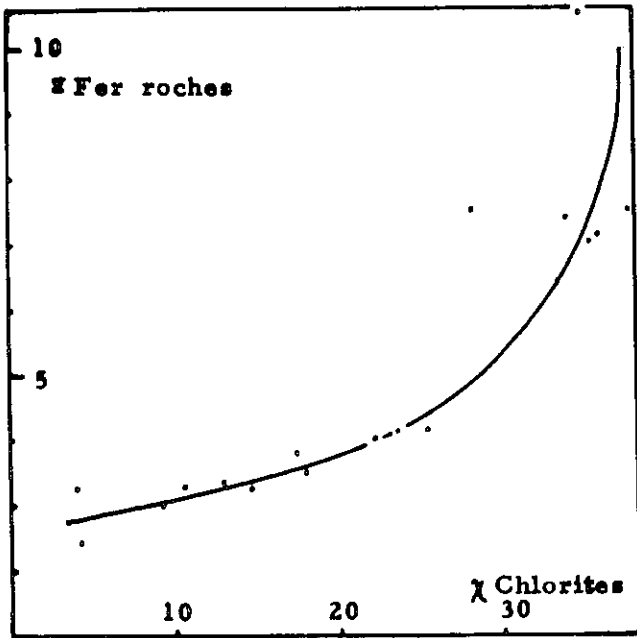


Fig. N° 30 - Diagramme $Fe^{III}+Fe^{II}$ dans les roches d'origine en fonction de la susceptibilité magnétique (χ) des chlorites

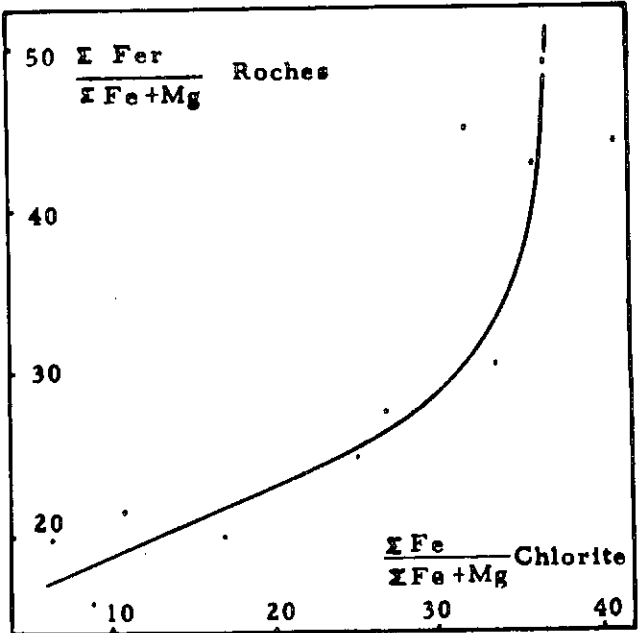


Fig. N° 31 - Chlorites, diagramme en $\frac{Fe^{III}+Fe^{II}}{Fe^{III}+Fe^{II}+Mg}$, rapporté au même paramètre dans les roches d'origine.

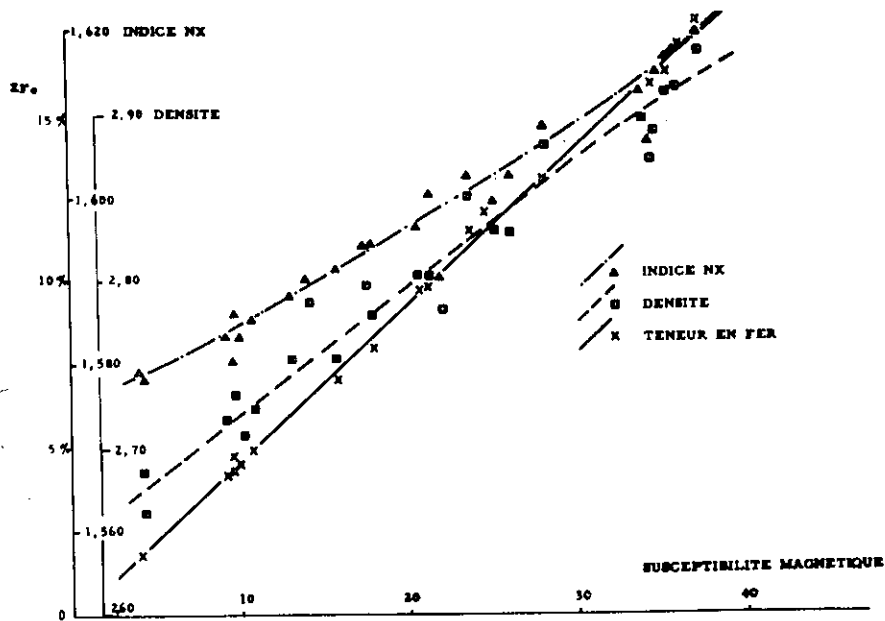


Fig. N° 32 - Chlorites, variation de la teneur en fer, de la densité et de l'indice de réfraction NX en fonction de la susceptibilité magnétique.

Ce désordre me semble l'effet de conditions chimiques particulières à chaque roche. La chlorite, peut-être en raison de sa structure, constituerait un minéral moins sélectif que d'autres vis-à-vis des cations entrant dans son réseau. Elle recueillerait ainsi les éléments en excès au terme des cristallisations ou, au contraire, effacerait par une sous-saturation de son réseau, un déficit du milieu. Elle serait un minéral tantôt exutoire, tantôt tampon. Cette hypothèse sous-entend que, parmi les minéraux de la paragenèse, la chlorite est la dernière à cristalliser ou à achever sa cristallisation. L'étude pétrographique ne m'a pas apporté de lumière sur ce point.

5) RELATIONS AVEC DES CHLORITES DE SPILITES ALPINS

Il est possible que certains faciès d'ovardites et de prasinites proviennent d'anciens spilites et, par conséquent, leurs chlorites actuelles des chlorites spilitiques (J. M. VALLET et M. VUAGNAT, 1949).

Malgré leur recristallisation métamorphique, la comparaison des chlorites d'ovardites et de prasinites avec leurs homologues spilitiques serait intéressante. Malheureusement, je n'ai pu rassembler que deux analyses de chlorites provenant de spilites alpins frais. L'une vient des ophiolites des Préalpes romandes (F. SALIMI, 1965), l'autre de roches semblables dans le Chablais (F. C. JAFFE, 1955, p. 127). La première coïncide parfaitement avec mes chlorites de prasinites (éch. 501, 535 A et B). La seconde s'en écarte nettement : plus siliceuse et moins alumineuse, très pauvre en magnésium et, au contraire, riche en titane, calcium et potassium. Il est vrai, comme le reconnaît l'auteur, que ce minéral est très impur.

Il est difficile de conclure, à partir de faits aussi limités et contradictoires, mais on ne peut exclure que les chlorites de prasinites et d'ovardites proviennent, au moins partiellement, d'une recristallisation directe de chlorites spilitiques.

CHAPITRE V - LES EPIDOTES

1) CHIMISME DES EPIDOTES

Les épidotes* étudiées sont toutes monocliniques et appartiennent à la série clinozoïsite-pistacite. En dépit de leur couleur rose parfois très franche, les épidotes de certains accidents de serpentinites ne contiennent que de faibles quantités de manganèse (éch. 265 et 224 C, fiches N° 69 et 68) ; ce sont des clinozoïsites. Cette couleur est chimiquement inexplicable (fig n°33). Notons simplement qu'elle s'accompagne d'une biréfringence particulièrement faible, d'une forte dispersion et que les clinozoïsites roses ne se rencontrent que dans les enclaves des serpentinites.

L'étude des principales variations chimiques est simple car elle ne concerne que l'aluminium et le fer. Leurs changements, inversement proportionnels, établissent que dans la série clinozoïsite-pistacite le champ couvert va de 9 % à 67,3 % de pistacite. Sur le diagramme de la fig. N° 33, les variations des cations sont portées en fonction du pourcentage en pistacite. Les teneurs sont assez constantes pour le silicium et le calcium qui occupent des positions-clés dans la structure (sites Z et X). Les autres cations se répartissent, au contraire, d'une façon apparemment désordonnée.

2) REPARTITION DES EPIDOTES DANS LES ROCHES VERTES

Les épidotes se rencontrent dans les gabbros métamorphiques, les prasinites et les schistes à glaucophane.

* Je désigne par "épidote" l'ensemble des silicates du groupe et par "pistacite" les épidotes ferriques de la série monoclinique ayant un angle d'axe négatif, suivant en cela l'usage préconisé par W. E. TROGER (1952).

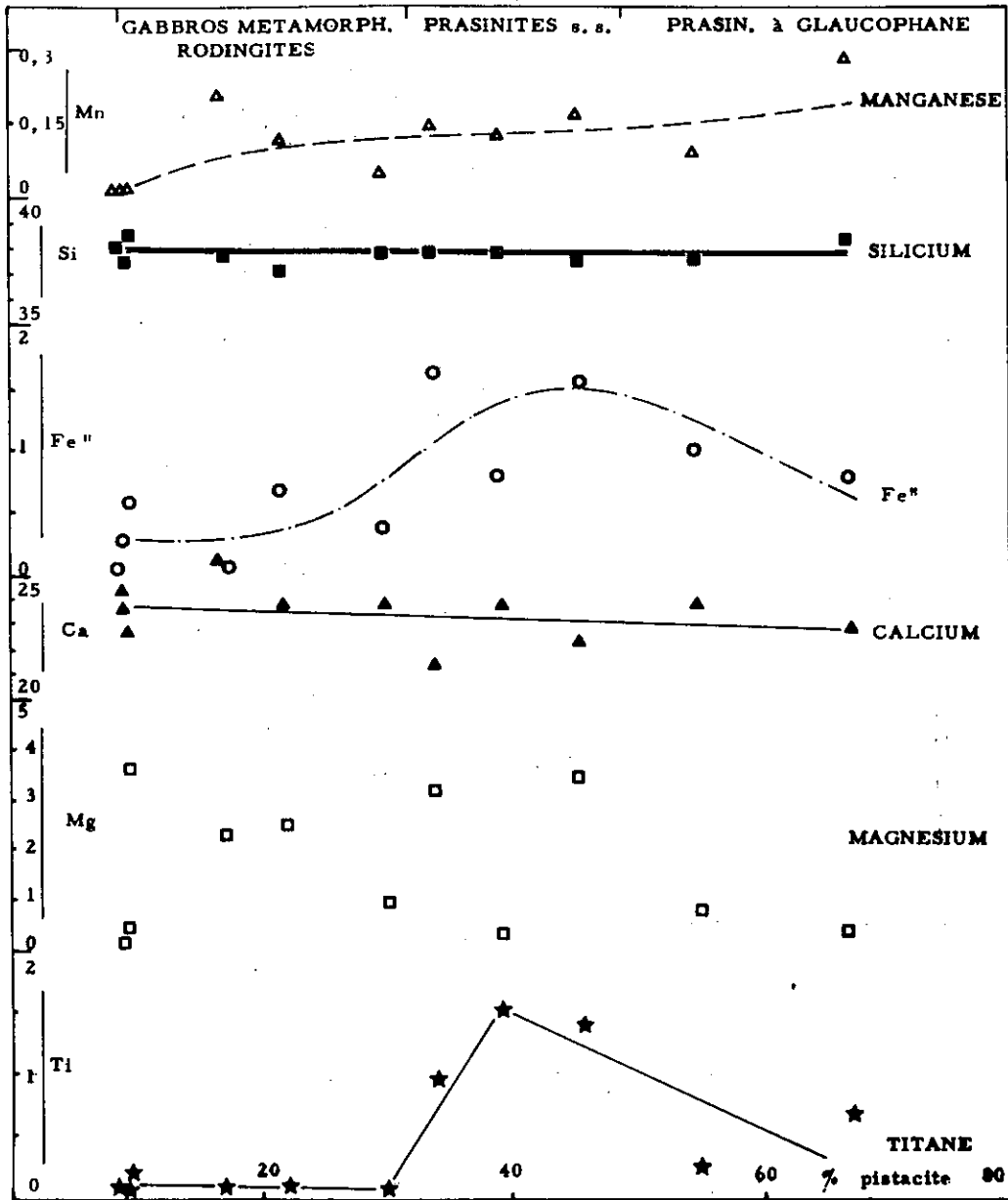


Fig. N° 33 - Epidotes, variation du chimisme en fonction de la teneur en pistacite.

L'épidote des gabbros métamorphiques est une clinzoïsite à environ 10 % de pistacite. Elle est homogène, mais présente parfois une bordure plus riche en pistacite, notamment quand le cristal est en contact avec des minéraux ferro-magnésiens. C'est l'indice d'une faible diffusion du fer (p. 56 et 62). Dans les gabbros transformés par échanges avec les serpentinites, cristallisent aussi bien la clinzoïsite, la pistacite ou, se formant à leur place, la vésuvianite et le grenat.

Les prasinites s. s. contiennent une pistacite chimiquement encore assez proche de la clinzoïsite (35-40 % de pistacite). Elle est presque toujours frangée par une pistacite plus riche en fer. Le développement en grandes plages homogènes de cette dernière variété caractérise les prasinites à glaucophane.

Enfin, dans les schistes à glaucophane et les éclogites, ne figurent que la pistacite et, exceptionnellement, l'allanite (p. 86).

3) RELATIONS AVEC LES EPISODES DE METAMORPHISME

Ces relations ressortent de la description précédente et de notre savoir sur la succession des épisodes métamorphiques (p. 267). On peut distinguer :

- Episode éclogitique : allanite seule (?) ; le grenat cristallise à la place des épidotes.
- Episode des schistes à glaucophane ; la pistacite apparaît en même temps que le grenat tend à disparaître. Dans le sous-faciès à épidote-glaucophane (prasinites à glaucophane), la pistacite se développe largement.
- Episode des schistes verts : clinozoïsite ou pistacite relativement pauvre en fer, suivant le chimisme.

A. MIYASHIRO et Y. SEKI (1958) décrivent une distribution des épidotes comparables dans le métamorphisme alpin de roches basiques (SANBAGAWA-MIKABU Zone JAPON) :

- conditions initiales de basses températures et de hautes pressions (faciès schistes à glaucophane, sous-faciès à épidote-glaucophane) engendrant de la pistacite seulement,
- puis montée en température et cristallisation dans le faciès schistes verts d'une épidote allant de la clinozoïsite à la pistacite selon le chimisme local.

Ces auteurs concluent à un élargissement du champ de compositions possibles dans la série clinozoïsite-pistacite quand le métamorphisme croît, et inversement. Dans ces conditions, le liseré de pistacite plus riche en fer qui borde les épidotes des gabbros et des prasinites s. s. est peut-être le signe d'une fin de cristallisation ou d'un réajustement lors de l'épisode terminal du métamorphisme à basse température. Cette hypothèse est confirmée par la présence de pistacite exclusivement, dans les placages et filonnets tardifs.

Le parallélisme avec le schéma proposé pour les amphiboles est à noter (p.157). Il faut, toutefois, se garder de conclusions trop nettes dans l'étude des épidotes. Contrairement au cas des amphiboles, il est exceptionnel d'observer ces diverses étapes de cristallisation sur une même épidote. Ainsi, la seule étude de ce groupe ne permet pas d'affirmer que la pistacite des prasinites à glaucophane et le liseré pistacitique des clinozoïsites appartiennent à des épisodes différents.

4) RELATION AVEC LE CHIMISME DES ROCHES

Comme on l'a vu, la considération de la teneur en fer suffit pour suivre la principale variation chimique des épidotes. Il y a proportionnalité entre cette teneur et la valeur de la susceptibilité magnétique ; il est donc permis de lui substituer cette dernière.

L'intérêt de cette substitution tient au nombre de mesures de susceptibilité magnétique disponibles, plus élevé que celui des dosages du fer. Le diagramme de la fig. N° 34 montre les variations de ce paramètre dans les épidotes en fonction de la teneur en fer dans les roches d'origine.

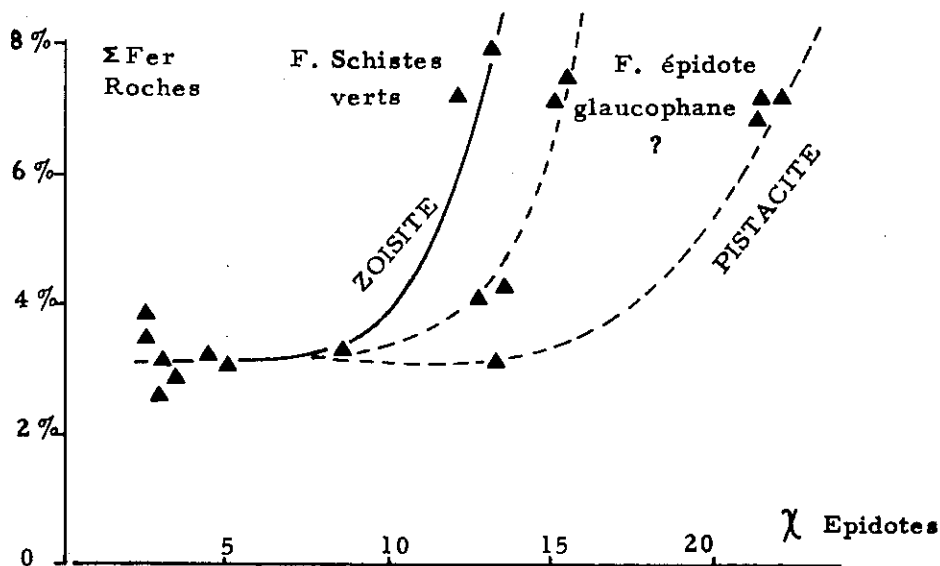


Fig. N° 34 - Epidotes, variation de la susceptibilité magnétique (χ) rapportée à la teneur en fer dans les roches d'origine.

La corrélation mise en évidence est très médiocre. Le choix des valeurs de référence n'en est pas responsable car les représentations en " $\frac{\text{Al roche}}{\text{Al épidote}}$ " ou en " $\frac{\text{Al roche}}{\text{Fe}} / \frac{\text{Al épidote}}{\text{Fe}}$ " faites il est vrai sur moins de points, ne sont pas plus significatives.

Les épidotes manifestent donc une certaine indépendance vis-à-vis de leur milieu chimique. Plus précisément, les pistacites des prasinites à glaucophane et celles qui frangent certaines clinozoïsites de gabbros ne semblent pas obéir à la même loi de répartition que les clinozoïsites. Cette observation confirmerait les résultats de l'étude précédente rapportant à des épisodes de métamorphisme distincts la cristallisation des clinozoïsites et de certaines pistacites. Mais ceci reste conjectural en raison du petit nombre de points représentatifs sur le diagramme.

CHAPITRE VI - LES FELDSPATHS

La recherche de variations de composition dans la série des plagioclases manque d'intérêt car:

- les plagioclases magmatiques ne sont conservés que dans les péridotites où leurs caractères sont assez constants,
- les plagioclases métamorphiques sont uniformément des albites.

Je me contenterai de quelques remarques à propos des plagioclases de la série originelle et des albites métamorphiques.

1) PLAGIOCLASES MAGMATIQUES

Les plagioclases magmatiques frais ne se rencontrent que dans les lherzolites et les rubanements gabbroïques associés. Déjà dans ces roches, ils sont fréquemment saussuritisés et, dès l'approche des gabbros en masse, ils sont remplacés par un mélange d'albite et de clinzoïsite. Nous avons vu que ce mélange, dans les gabbros métamorphiques et les prasinites, correspond chimiquement de façon presque parfaite à un plagioclase basique ou moyen (p. 58, 64, 71 et 81). Il y a tout lieu de considérer ce plagioclase virtuel, quand sa définition est univoque, comme le plagioclase réel de la roche éruptive originelle. On peut ainsi donner l'image suivante du chimisme plagioclasique du complexe ophiolitique :

- Lherzolites : labrador à 60-65 % An. HT (peut-être forme BT dans les zones périphériques au voisinage des serpentinites ? (p. 20));
- Rubanements gabbroïques dans les lherzolites : même labrador à 60-65 % An. HT.
- Pegmatoïdes gabbroïques recoupant les lherzolites : andésine malgachitique à 37 % An. Certaines lentilles gabbroïques dont le plagioclase est remplacé par de la jadéite (p. 28) se rapprochent peut-être de ce type pétrographique. J'ai émis à leur propos l'hypothèse d'une albitisation tardi-magmatique.
- Gabbros : labrador virtuel à 60 % An, moyenne (58 % An., 63 % An., 60 % An. suivant les roches étudiées)

- Dolérite ou basalte (prasinite) : andésine virtuelle à 45 % An.

Cette évolution est pétrographiquement satisfaisante et conforme aux conclusions tirées de l'étude du diagramme Al_2O_3/Na_2O+K_2O , établi pour les roches (fig.n° 12).

2) ALBITES METAMORPHIQUES

A propos des albites, un fait est remarquable : la parfaite constance de leurs propriétés physiques indiquant une teneur de 3-5 % An*, confirmée d'ailleurs par deux analyses. Nous l'avons déjà noté (p. 114), cette teneur est indépendante du chimisme de la roche et, en particulier, de la quantité de calcium sous forme silicatée (épidote) ou carbonatée (calcite). Cette observation confirme les conclusions de P. BEARTH (1958) et de E. WENK (1962). Dans des zones plus septentrionales des Alpes, ces auteurs tracent une coupure entre l'épizone du métamorphisme alpin à albite seule, quel que soit le chimisme de la roche, et les zones plus profondes où la basicité du plagioclase varie en fonction de la température et du milieu chimique. Cette coupure connue depuis longtemps, puisque P. ESKOLA (1939) la retient déjà comme limite de faciès, a reçu récemment une confirmation théorique de la part de D. C. NOBLE (1962).

* Des mesures physiques complètes, effectuées sur une albite filonienne tardive, donnent rigoureusement les mêmes résultats.

CHAPITRE VII - ESSAI D'APPRECIATION QUANTITATIVE DU PROCESSUS PHYSICO - CHIMIQUE DE LA SERPENTINISATION

ASPECT QUALITATIF

La série étudiée contient, dans les serpentinites et à leur contact, des roches exceptionnelles dont quelques faciès sont décrits dans la 1^o partie, au chapitre IV. Sachant que les enclaves proviennent le plus souvent d'anciens gabbros (p. 53), l'étude des transformations chimiques subies donne une idée des échanges liés à la serpentinitisation.

Les serpentinites sont des roches au chimisme fixé dans d'étroites limites. Lors de leur formation au détriment des péridotites, un certain nombre d'éléments sont chassés et, s'ils n'ont pas la faculté de se fixer sur place comme les oxydes de fer par exemple sous forme de magnétite, ils migrent vers des milieux réceptifs. Ainsi le calcium, l'aluminium, le sodium, le manganèse et le titane vont enrichir les gabbros en enclaves dans les serpentinites ou situés dans leur zone de contact. En dehors de cette fixation sur des corps étrangers, peut-être se produit-il également des concentrations directes sous forme de reins d'accumulation. Quelle que soit l'origine, les faciès produits, de nature variée, ont un effet de compensation illustré par la figure N° 13. Deux d'entre eux (éch. 27 A et 25 A*), d'origine gabbroïque évidente, y sont représentés. Chaque fois que la courbe d'un élément fléchit au passage péridotites-serpentinites (second décrochement envisagé page 137), celui-ci se retrouve dans ces roches en quantités anormalement fortes (voir par exemple le comportement du calcium).

Inversement, chaque fois qu'un élément montre un appauvrissement dans les faciès en enclaves ou au contact par rapport aux gabbros (cas du magnésium, de l'eau et peut-être du silicium), la courbe se redresse au passage péridotites-serpentinites, indiquant un drainage de cet élément au profit des serpentinites.

* Sur ces diagrammes, les variations d'un groupe pétrographique à l'autre ne sont qu'indicatives car rien n'assure qu'il faille les comparer à l'aide des pourcentages monocationiques (voir plus loin).

Partant d'une péridotite calcique, ce processus peut rendre compte de l'existence de certaines ophicalcites car le calcium est un élément particulièrement incompatible avec la serpentine et son expulsion est presque totale. L'apparition de faciès carbonatés plutôt que silicatés serait conditionnée par la disponibilité locale de CO₂.

Ces échanges ont déjà été reconnus soit pour rendre compte de l'origine d'enclaves du type décrit, dans des serpentinites (J. J. GUILLOU, op. cit., p. 38), soit pour expliquer la métasomatose calcique évidente dans les rodingites (G. A. CHALLIS, 1965) (M. VUAGNAT et C. PUSZTASZERI, 1964). Il faut cependant noter qu'un certain nombre d'auteurs n'admettent pas cette origine des rodingites. Pour F. J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960, p. 572) il s'agit probablement d'un phénomène magmatique, pour H. ONUKI (1963, p. 282) de concentrations en fin de cristallisation ou d'un apport hydrothermal dont il ne précise pas l'origine. Cet auteur rejette l'hypothèse d'un processus lié à la serpentinitisation mais son argumentation est loin d'être convaincante (p. 283). Dans notre cas, cette origine est incontestable et il semble que le rôle tenu par ces échanges soit habituellement sous-estimé dans la serpentinitisation. Leur méconnaissance conduit, en particulier, à écrire des équations devant rendre compte de la transformation qui n'ont aucune signification véritable en raison des échanges qu'elles supposent (voir plus loin).

ASPECT QUANTITATIF

La qualité et le nombre des données chimiques et pétrographiques disponibles invitent à entreprendre l'étude quantitative de la serpentinitisation. Parmi les principaux atouts, citons :

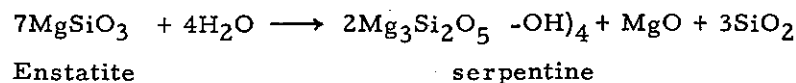
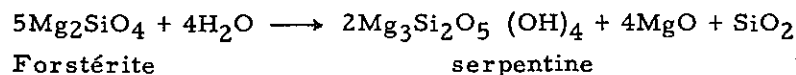
- la connaissance chimique et minéralogique complète de trois lherzolites permettant d'étudier quantitativement le comportement de chacun des minéraux principaux en face de la serpentinitisation ;
- la constance du chimisme dans les péridotites qui autorise à considérer le complexe ultrabasique non serpentinitisé comme homogène et, partant des trois lherzolites étudiées, permet de disposer d'une roche témoin sûre ;
- la connaissance qualitative, grâce aux enclaves des serpentinites, des échanges liés à la serpentinitisation. Ils sont en accord avec ceux que laissent prévoir les diagrammes chimiques ;
- la connaissance du chimisme des serpentinites, leur homogénéité et la simplicité de leur composition minéralogique.

RECHERCHE D'UNE BASE DE CALCUL

La difficulté majeure, à laquelle se heurtent toutes les tentatives de ce genre, est l'ignorance du mécanisme de la transformation. S'effectue-t-elle à masse constante, à volume constant ? Y a-t-il même constance approximative d'un paramètre ? Dans l'étude qualitative d'une transformation, ces équations ne se posent pas car on se borne à examiner les mouvements relatifs des éléments. Le but d'une étude quantitative consiste à mesurer ces échanges relatifs et à en fixer le sens par rapport à l'état initial représenté ici par la péridotite non serpentinitisée. Il nous faut donc chercher quelles sont, parmi les nombreuses équations écrites pour rendre compte de la serpentinitisation, celles qui correspondent le mieux aux phénomènes observés.

TRANSFORMATION A VOLUME CONSTANT

Ainsi, si l'on considère que le remplacement s'opère volume pour volume, ce qui est la règle généralement admise, les transformations d'une péridotite à enstatite doivent s'écrire :



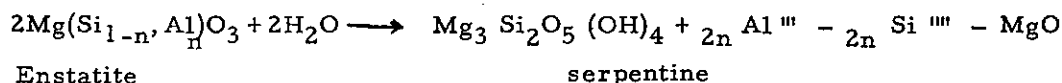
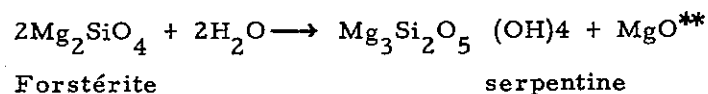
Il faut s'attendre alors à ce que la serpentinisation de nos lherzolites s'accompagne d'une libération de magnésium et de silicium. L'étude des enclaves et des faciès de contact montre sans ambiguïté que c'est l'inverse qui se produit : les roches qui subissent la serpentinisation drainent du magnésium et peut-être du silicium. H. ONUKI (1963), E. COGULU et M. VUAGNAT (1965) arrivent à la même conclusion. Il faut toutefois se garder de la considérer comme générale car, comme nous le montrerons plus loin, le solde du magnésium et du silicium sont fonction du chimisme de la péridotite originelle. Ceci n'apparaît pas dans les équations écrites ci-dessus.

L'hypothèse du remplacement volume pour volume est donc à rejeter, au moins dans notre cas.

TRANSFORMATION A TETRAEDRES (SiO₄) CONSTANTS

L'hypothèse d'une transformation à oxygène constant (T. F. W. BARTH, 1948) (A. H. CHIDESTER, 1962) bien souvent fructueuse, ne peut s'appliquer ici puisqu'il y a apport de (OH).

Par contre, l'hypothèse d'une transformation dans laquelle le nombre de tétraèdres (Si, Al)O₄ demeure à peu près constant (A. POLDERVAART, 1953), très satisfaisante d'un point de vue théorique, est déjà retenue par F. H. FORESTIER (1963, p. 200) au terme d'une étude sur les échanges en relation avec des processus métamorphiques. Elle rend bien compte des échanges mis en évidence par l'étude des enclaves. Elle conduit en effet, pour les deux principaux minéraux, l'olivine et l'enstatite, aux équations* suivantes :



* Dans ces équations, pour simplifier, ne figurent que les pôles magnésiens de l'olivine et de l'enstatite. Le bilan n'est guère changé quand on considère les minéraux réels plus riches en fer (voir tableau p. 176).

** H. ONUKI (p. 283 et 284, 1963), retient aussi cette équation tout en notant qu'elle suppose une libération de MgO qu'il n'observe pas. Cette difficulté disparaît en écrivant aussi l'équation du pyroxène.

Au terme de la transformation :

- il y aura départ de magnésium si la péridotite contient plus de forstérite que le pyroxène; au contraire, appel de magnésium si l'enstatite dépasse en abondance l'olivine. En réalité, il faudrait tenir compte de la présence à côté de l'enstatite de diopside et de plagioclase basique, plus pauvres en magnésium, qui vont drainer une quantité notable de cet élément lors de la serpentinisation (voir tableau de la page 176). Ainsi, arrive-t-on dans le cas étudié à un solde négatif du magnésium bien que les lherzolites initiales contiennent de 60 à 65 % d'olivine (p. 169)

Ces équations sont donc en accord avec les observations. Elles expliquent un fait d'observation rapporté par P. B. HOSTETLER, R. G. COLEMAN, F. A. MUMPTON et B. EVANS (1966) : il y a formation de brucite lors de la serpentinisation, c'est-à-dire libération de magnésium quand, dans la péridotite initiale, le rapport olivine/orthopyroxène est supérieur à l'unité.

- il y aura déficit en silicium dans la mesure où celui-ci aura pu se substituer à l'aluminium tétracoordonné des pyroxènes et feldspath de la péridotite, sans que cette substitution n'entraîne la démolition du tétraèdre.

L'étude pétrochimique indique que le déficit en silicium dans les enclaves, en relation avec un drainage vers les serpentinites, est très faible, peut-être même nul. Il convient donc de modifier l'hypothèse de la conservation des tétraèdres : seuls les tétraèdres à coeur de silicium se conservent, les tétraèdres alumineux sont détruits (ce résultat est en accord avec le métabolisme de l'aluminium tel qu'il est apparu dans l'étude des pyroxènes et des amphiboles). Cet aménagement est d'ailleurs nécessaire car le calcul mené dans l'hypothèse d'une conservation de tous les tétraèdres conduit à une opposition grave avec les faits d'observation.

EVALUATION QUANTITATIVE

2) Sur cette base de calcul, nous allons étudier la serpentinisation d'une lherzolite feldspathique typique (éch. 368, planche I, N° 1), en supposant d'abord que la serpentine engendrée possède une formule chimique idéale. La comparaison avec une serpentinite-type (éch. 224 E, planche II, N° 2) et les difficultés à accorder les échanges imposés par ce modèle avec ceux que l'on observe réellement, nous conduiront à envisager une formule de serpentine un peu différente.

Pour 100 cations de lherzolite, il y a 37,5 cations de silicium qui correspondent à 37,5 tétraèdres à coeur de silicium et aux quantités cationiques suivantes de serpentine idéale :

Si = 37,5 Mg = 56 H = 75

La différence avec l'analyse monocationique de la péridotite ne donne pas directement la mesure des échanges car la serpentinite admet, en faible quantité, d'autres minéraux que la serpentine. Comme le montrent les diagrammes et l'étude pétrographique, le fer reste sur place sous forme de magnétite, ainsi qu'une faible partie de l'aluminium (évaluée d'après l'analyse de la serpentinite 224 E à environ 1%). Ces corrections faites, l'analyse monocationique de la serpentine figure ci-contre (modèle 1) :

	Modèle 1 (non corrigé)	Serpentinite de référence 224 E	Modèle 2 (corrigé)
Si	37,5	39,7	39,3
Al	1,0	1,3	1,1
Fer	5,8	5,3	6,1
Mg	56,0	53,1	53,5
Total	100,3	99,4	100,0
H	75	70,0	78,6
O	168,5	177	176,9

La comparaison avec la serpentinite de référence (éch. 224 E) n'est pas satisfaisante par suite d'une teneur trop élevée en magnésium. Ce défaut apparaît encore plus clairement dans le bilan des échanges au terme de la transformation de 100 cations de lherzolite en une telle serpentinite :

Apports		Départs	
Mg	6,5	Al	2,6
Si	-	Ca	3,0
H	75	Na	0,4
O	37,5	Ti, Mn, K,	traces

Un apport aussi considérable en Mg est incompatible avec les faits pétrographiques. Il convient de modifier l'hypothèse accessoire dans un sens moins restrictif : la serpentine n'a pas une formule idéale. Elle admet en particulier du fer en remplacement limité du magnésium. La sous-saturation probable en cet élément est difficile à expliquer. On pourrait penser à une incapacité du milieu à en fournir suffisamment. Or des traces de carbonates, probablement magnésiens, comme ceux qu'a déterminé M. FENOGLIO (1930) dans la serpentinite de Viù (nesquéhonite), sont fréquentes.

En modifiant le chimisme théorique dans ce sens, on peut retenir la formule de la serpentine suivante : $(Mg_{2,73}, Fe_{0,05}) Si_{2,00}^{O5} (OH)_4$, calculée pour se rapprocher au mieux de la serpentinite témoin (tableau ci-dessus, modèle 2). Le bilan des échanges au terme de la transformation de 100 cations de lherzolite est en accord avec les conclusions pétrographiques

Apports		Départs	
Mg	1,5	Al	2,6
H	75	Ca	3,0
O	37,5	Na	0,4
		Ti, Mn, K	traces

SERPENTINISATION COMPAREE DES MINERAUX D'UNE LHERZOLITE

Nous allons appliquer l'hypothèse de la conservation des tétraèdres dans la serpentinisation aux divers minéraux de la lherzolite feldspathique 368. Ces minéraux sont tous analysés et on connaît leurs pourcentages modaux avec précision (p. 17)

L'hypothèse retenue permet d'étudier quantitativement les échanges s'établissant entre eux et avec l'extérieur avant l'homogénéisation finale. Le tableau ci-dessous montre que les échanges interminéraux ne concernent que le magnésium dont le solde négatif est manifestement dû au feldspath.

	Olivine* - Serpentine	Enstatite - Serpentine	Endiopside - Serpentine	Plagioclase** - Serpentine	Solde	Rapport avec la ser- pentinite (224 E)
SiO ₂	/	/	/	/	/	/
Al ₂ O ₃	+ 0,25	+ 0,56	+ 0,52	+ 2,1	+ 3,4	1 % spinel- les(?) 2,4 % départ
Oxydes de fer	+ 5,35	+ 9,32	+ 0,28	- 0,05	+14,9	magnétite
MgO	+ 7,5	- 2,9	- 2,9	- 3,6	- 1,9	apport
CaO	+ 0,1	+ 0,26	+ 2,12	+ 0,92	+ 3,4	départ
Na ₂ O	/	/	+ 0,06	+ 0,25	+ 0,3	départ
H ₂ O	- 7,2	- 2,8	- 1,5	- 1,2	-12,7	apport

* L'analyse chimique de l'olivine, ainsi que celle des autres minéraux, est quantitative; c'est le produit de l'analyse du minéral par sa proportion pondérale dans la roche. Il en est, bien entendu, de même pour la serpentine, qui est construite sur le modèle modifié (voir p. 175).

** L'hypothèse choisie revient à considérer que le plagioclase ne va pas être complètement démolé et ses éléments dispersés, mais que sa charpente tétraédrique, au prix de transformations, sera en partie réutilisée dans la serpentine. Plusieurs auteurs admettent que les plagioclases eux-mêmes peuvent se serpentiniser (H. H. HESS, 1960, S. MATTHES, 1951).

CONCLUSIONS

L'étude pétrographique indiquant clairement le sens des échanges liés à la serpentinisation, la seule hypothèse compatible avec les résultats de cette étude et pouvant servir de support aux comparaisons chiffrées, semble être celle de la perennité des tétraèdres SiO_4 lors de cette transformation. Pour rester en accord avec les observations pétrographiques, il faut cependant admettre que la plupart des tétraèdres à coeur d'aluminium sont détruits. Cette retouche à l'hypothèse de A. POLDEVAART est satisfaisante d'un point de vue théorique. La serpentine ne possédant pas d'aluminium tétracoordonné, il faudrait, en effet, que le silicium se substitue à cet élément au coeur des tétraèdres, sans que cette opération n'entraîne leur démolition.

Les résultats chiffrés auxquels elle se prête constituent un appui pour cette hypothèse, par leur excellent accord avec les faits d'observation.* Retenons que la serpentinisation, à partir d'une lherzolite feldspathique, se traduit par un départ presque complet de la plupart des éléments, sauf le silicium et le fer constants, et le magnésium en gain.

Dans cette hypothèse, la serpentinisation se traduit par une augmentation de volume de l'ordre de 30 %, due à l'apport de 37,5 molécules d'eau pour 100 cations de péridotites. Or, un grand nombre d'auteurs, à la suite d'observations pétrographiques, considère que le processus s'effectue à volume constant. Il est vrai qu'une autre fraction de spécialistes rapporte des observations ou des interprétations opposées (J. H. BRUNN, 1956, p. 317) (M. L. BUSE et E. H. WATSON, 1960 ; C. B. RALEIGH, 1963, in P. B. HOSTETLER et al., 1966).

Les calculs menés sur la base d'une transformation volume pour volume conduisent à envisager le départ en masse du silicium et du magnésium (F. J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960) ce qui, dans notre cas, est en contradiction avec l'évidence et, d'une façon plus générale, n'est pas habituellement admis (voir plus haut). Dans les roches encaissantes, un apport en SiO_2 et MgO représentant environ 30 % de la péridotite soumise à la serpentinisation, paraît invraisemblable**.

De plus, HOSTETLER et al. estiment hautement improbable un départ de silicium qui devrait s'effectuer en remontant un fort gradient de potentiel chimique. Ils montrent, par ailleurs, que la serpentinisation s'accomplit avec fixation sur place du magnésium libéré, dans certains cas, sous forme de brucite. Tout en admettant l'éventualité d'un départ partiel de cet élément, ils concluent à l'augmentation de volume lors de la serpentinisation et s'attachent à l'évaluer en fonction de la nature de la péridotite originelle et du rapport brucite/serpentine dans la serpentine formée.

* et avec les diagrammes chimiques, car la représentation monocationique choisie n'engendre pas de distorsions importantes par rapport aux courbes que l'on obtiendrait en appliquant cette hypothèse.

** D'autant plus que rien n'indique que pareille métasomatose s'effectuerait sous la forme d'oxydes. C'est plutôt sous forme cationique qu'elle se produirait. Son intensité serait considérablement plus importante encore.

Je me range à leur conclusion car les difficultés rencontrées dans l'hypothèse d'une transformation s'accompagnant d'augmentation de volume perdent, à l'examen, beaucoup de leur poids, tandis que l'hypothèse du volume constant avec départ de magnésium et de silicium aboutit à une impasse dans l'état actuel de nos connaissances.

Ainsi, nous avons vu que l'opinion n'est pas unanime pour admettre une conservation du volume. C'est d'ailleurs naturel car les variations de volume sont difficiles à apprécier surtout dans le cas de roches aussi plastiques que les serpentinites. Certaines observations concluant à cette conservation proviennent de petits massifs serpentiniteux en enclaves dans des roches étrangères, où il est possible de saisir directement le phénomène dans son ensemble. En pareil cas, le processus n'est-il pas perturbé par l'effet de gradients chimiques puissants, dus aux dimensions restreintes du massif et ayant pour résultat la conservation du volume, grâce à des départs massifs ?

Enfin, il est possible de tourner la difficulté en supposant que la serpentinitisation s'est effectuée en profondeur avant ou pendant la mise en place du massif. C'est l'hypothèse retenue par HOSTETLER et al. On peut encore envisager que l'augmentation de volume soit à l'origine, au moins partiellement, des structures tectoniques si particulières des serpentinites*. De telles structures pourraient, dans certains cas, être plus un effet qu'une cause. Reste à savoir si la serpentinitisation, s'accompagnant d'une importante augmentation de volume, est capable de fournir un travail qui serait considérable surtout dans l'éventualité d'une transformation en profondeur. Une vérification thermodynamique s'impose.

* Je ne cherche pas, bien entendu, à nier l'influence des déformations sur la serpentinitisation, souvent constatées sur le terrain.