



HAL
open science

Etude géologique des massifs Rocciavre-Orsiera (Alpes piémontaises ; sud du val de Susa)

Nicolas Seyrig

► **To cite this version:**

Nicolas Seyrig. Etude géologique des massifs Rocciavre-Orsiera (Alpes piémontaises ; sud du val de Susa). Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1972. Français. NNT : . tel-00660270

HAL Id: tel-00660270

<https://theses.hal.science/tel-00660270>

Submitted on 16 Jan 2012

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

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

Thèse de 3^e cycle
N^o d'ordre

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE
POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE
SPECIALITE: SCIENCES DE LA TERRE

NICOLAS SEYRIG

ETUDE GEOLOGIQUE

DES MASSIFS ROCCIAVRE - ORSIERA

(Alpes piémontaises ; Sud du val de Susa)

SOUTENUE LE DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

Président R. MICHEL Professeur

Examineurs P. GIRAUD Professeur

P. VIALON Maître de conférence

SEYRIG

AVANT-PROPOS

Avant de présenter l'ouvrage qui suit, il est indispensable que je remercie tous ceux qui, tant par leur collaboration que par leur soutien, m'ont permis d'aboutir aujourd'hui, à la fin de mes études.

Le sujet de ce travail est dû à Messieurs Robert MICHEL et Pierre VIALON qui ont, du même coup, accepté de m'apporter l'aide de leur expérience et de leur savoir. Monsieur Robert MICHEL a accepté de présider mon jury, ce qui est un grand honneur pour moi. Monsieur Pierre VIALON m'a été d'un grand secours chaque fois que des difficultés se sont présentées. Sa présence tant sur le terrain qu'au laboratoire m'a été bien souvent d'une grande utilité. Je tiens à adresser à l'un et à l'autre des remerciements tout particulièrement chaleureux.

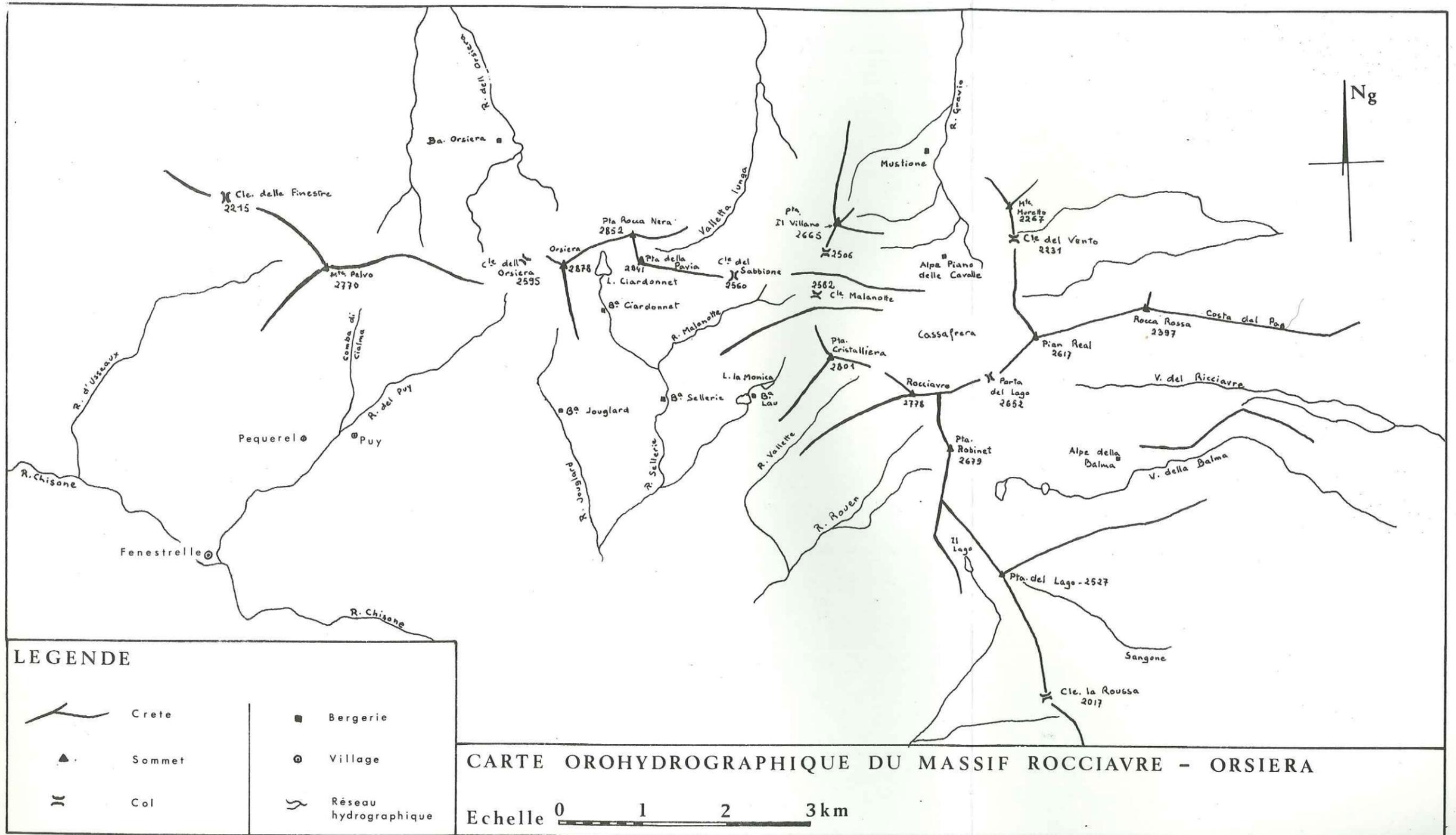
Monsieur Pierre GIRAUD a accepté de faire partie de mon jury. Qu'il en soit profondément remercié.

Monsieur Jean SARROT-REYNAULD a permis que l'impression de cette thèse se fasse dans des conditions particulièrement bonnes. Je tiens à ce qu'il sache que je lui en suis très reconnaissant.

Mais je ne saurais oublier qu'en fin de compte, l'aboutissement de ce travail est celui de mes études, et qu'à ce titre, tous les enseignants qui m'ont formé, tant à Strasbourg qu'à Grenoble, y ont une responsabilité. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je ne voudrais pas oublier de remercier Monsieur Peter BEARTH. Deux courts entretiens avec lui ont considérablement clarifié mes vues sur le problème des roches vertes.

Enfin, merci infiniment à tous les techniciens de l'Institut Dolomieu de Grenoble, et notamment à Monsieur et Madame TELMAT, Mesdames USELLE et KELLER, Monsieur CHABERT, qui m'ont toujours aidé autant qu'ils le pouvaient et avec beaucoup de gentillesse.



LEGENDE

- | | | | |
|---|--------|---|-----------------------|
|  | Crete |  | Bergerie |
|  | Sommet |  | Village |
|  | Col |  | Réseau hydrographique |

CARTE OROHYDROGRAPHIQUE DU MASSIF ROCCIAVRE - ORSIERA

Echelle 0 1 2 3 km

INTRODUCTION

Lorsqu'après Briançon, l'on a franchi le col du Mont-Genèvre, puis celui de Sestrière pour descendre vers Pignerol, l'on traverse bientôt le petit bourg de Fenestrelle, prisonnier entre les hautes crêtes qui le dominent, et les épais nuages qui ne quittent presque jamais son ciel. Et là-haut, au fond de cette grisaille, se cachent de hauts pics dont la pointe seule, du haut de ses trois mille mètres, hume, de temps à autre, au-dessus d'une perpétuelle mer de coton, l'air limpide qu'il faut à la terre pour respirer... Et dans cette ouate oppressante, mais pleine d'un irrésistible mystère, se noient les domaines que nous allons essayer d'ausculter.

Les pentes sans fin sont presque toujours recouvertes d'anciens éboulis dans lesquels poussent maintenant, outre une herbe clairsemée, ces myriades de fleurs qui sont le sourire de la terre. De petits lacs se nichent çà et là derrière les épaulements rocheux, et quelques petits torrents essaient désespérément de percer de leur voix l'épaisseur du brouillard. Mais souvent, leur eau se perd dans ces immenses amoncellements de rochers qui remplissent presque tous les vallons. Et, après la fonte des neiges, les nombreuses pluies ne suffisent pas pour empêcher beaucoup d'entre eux de disparaître peu à peu.

Dans ces régions reculées vivent encore quelques bergers que l'on rencontre bien rarement et qui, après deux ou trois mots, disparaissent comme ils sont arrivés, en silence, repris par le brouillard qui est leur domicile. Alors on sait que, non loin, se trouve un petit troupeau de vaches surveillé par quelques chiens bâtards. Quant aux moutons, ils se promènent librement sur les pentes herbeuses, grimant lentement en arc de cercle, en rasant tout sur leur passage, comme un feu de brousse. Deux ou trois bêtes par troupeau portent une clochette qui, parfois, résonne au loin dans la nuit, rappelant un cri humain qui, renvoyé par les échos, crée une ambiance mystérieuse et inquiétante. De temps en temps, entre deux bancs de nuages qui se succèdent, on aperçoit l'aigle de ces vallées qui rase les pentes dans l'espoir d'une marmotte étourdie. Mais quelques sifflements stridents rappellent bientôt cette dernière à l'ordre. Et le pauvre roi bredouille devra aller tenter sa chance ailleurs, en espérant que son impitoyable rival humain, devenu un jour plus raisonnable, le laissera enfin régner sur le peuple des montagnes qui, ayant reconquis ses terres aux boîtes de conserve et aux bouteilles cassées, égaiera à nouveau ces pentes maintenant si mortes.

I. - OROGRAPHIE SOMMAIRE

La région qui fait l'objet de cette étude frappe de prime abord par son relief très accentué. Les principales vallées sont très encaissées. Ainsi, le Monte Orsiera (2 878 m) ne se trouve qu'à 8 km de la Doire Ripaire (440 m) et à 4,5 km du Chisone (1000 m), en distance horizontale. Il suffit d'ailleurs de suivre en voiture l'étonnante route du col de la Fenêtre pour s'en rendre compte.

Un autre aspect à signaler est l'orientation des principaux reliefs, ainsi que l'aspect des crêtes. En effet, on note à ce sujet, des variations notables qui nous fourniront les premières indications sur la tectonique. Si la partie la plus orientale de notre terrain présente des lignes principales de relief axées E-W (région du Rocciavre et de la vallée de la Balme), les lignes de crêtes sont, plus à l'W, très découpées et d'aspect plus varié. La géologie nous montrera que ces crêtes axées E-W, pétrographiquement très homogènes à l'E, sont au contraire, fortement hétérogènes à l'W. C'est d'ailleurs dans cette dernière partie que se trouvent la plupart des cols (Colle dell'Orsiera, delle Finestre).

En ce qui concerne la géomorphologie, il convient aussi de différencier la moitié orientale de la moitié occidentale. La limite se situe approximativement suivant une ligne N-S passant par l'Orsiera. A l'E de cette ligne, on observe des montagnes aux flancs souvent abrupts, beaucoup de falaises sans orientation privilégiée. Quant aux vallées, elles sont souvent comblées par des éboulis qui recouvrent la plupart des pentes non rocheuses. L'autre moitié est franchement différente. Le relief est généralement moins escarpé. Mais il est surtout franchement dissymétrique. En effet, les faces E sont toujours abruptes et rocheuses. A l'opposé, les faces W sont beaucoup moins raides. Aucune falaise importante ne se trouve sur ces faces. Celles-ci sont le plus souvent recouvertes de forêts, au-dessous de 1800 m, puis de pâturages. Enfin, les couvertures caillouteuses que l'on rencontre près des sommets sont plus souvent des résidus d'altération peu remaniés que de véritables éboulis. Ceci est à rapprocher de ce que l'on rencontre dans d'autres régions des Alpes, et, en particulier dans le Queyras.

II. - SITUATION GEOLOGIQUE

- On distingue dans les Alpes occidentales, trois zones principales qui sont :
- la zone externe, avec son socle hercynien et préhercynien, et sa couverture sédimentaire non métamorphique. La tectonique de cet ensemble est faite de grands plis simples ;
 - la zone briançonnaise, marquée par sa série sédimentaire discontinue, avec de grandes lacunes et des traces d'émersions plus ou moins longues pendant le Secondaire. Ici déjà, nous avons affaire à une tectonique de nappes ;
 - la zone piémontaise, faite de roches métamorphiques diverses et composée d'un "socle" visible dans les deux massifs du Grand Paradis et de Dora Maira, et d'une couverture de calcschistes auxquels sont intimement liées des ophiolites. La tectonique de cette région est extrêmement complexe, de telle sorte que des études stratigraphiques sérieuses sont très délicates, voire impossibles dans certaines parties.

C'est dans cette dernière zone des Alpes que se trouvent les massifs faisant l'objet de ce travail.

* - Permettant un passage du N au S.

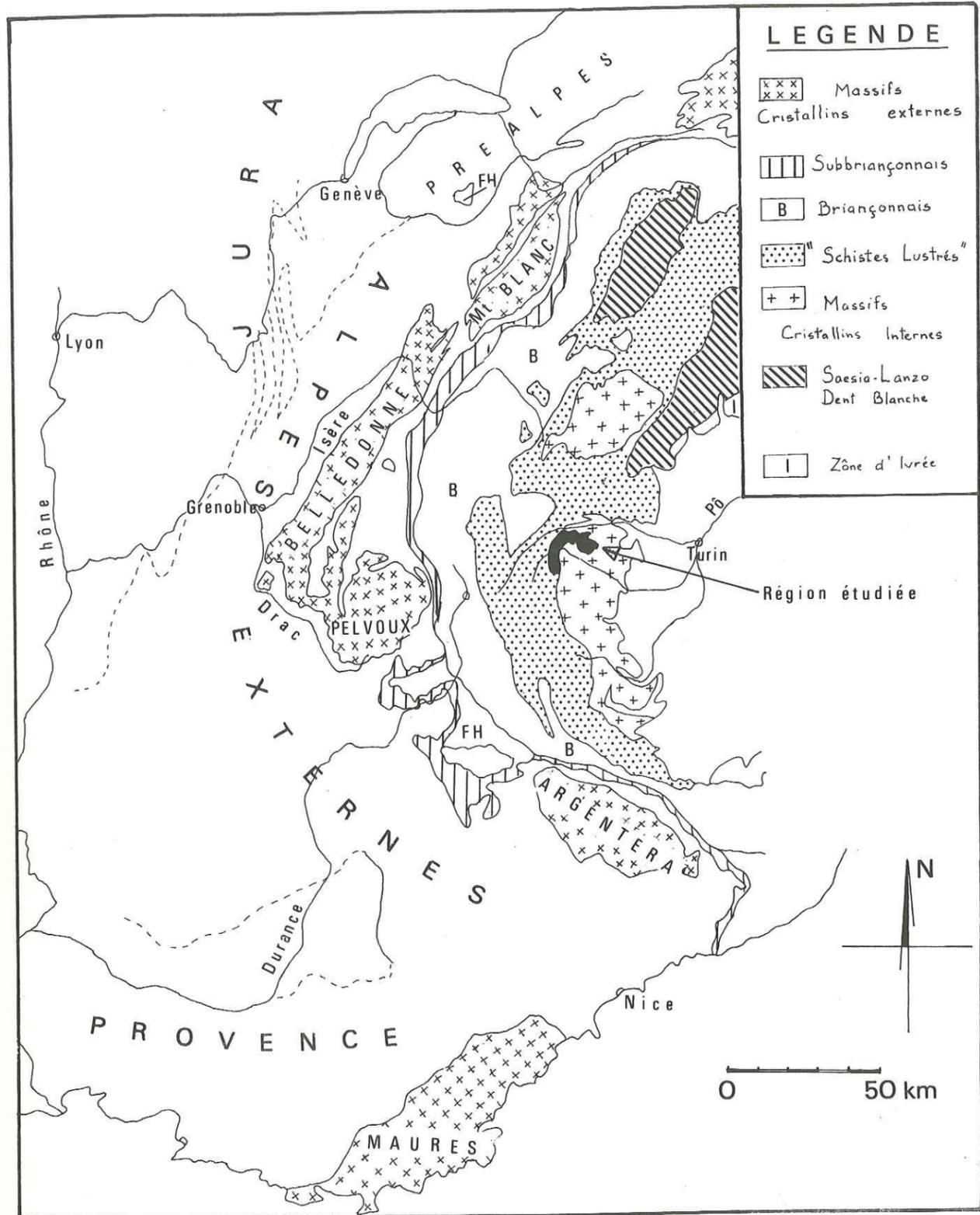


Fig.1: Carte géologique des Alpes Occidentales : Localisation de la région étudiée

A. - Etat actuel des connaissances dans la zone piémontaise

1) Socle

Celui-ci est constitué, dans la région qui nous préoccupe, par le massif Dora Maira dont une étude approfondie a été effectuée par Pierre VIALON. Nous résumerons ici ses conclusions. (1966 a).

Des cinq ensembles définis par P. VIALON, quatre appartiennent au "socle", le cinquième étant ce que nous appellerons "couverture", du fait de sa situation et de son âge.

Le premier ensemble est constitué de sédiments grésopélitiques et de grauwackes déposés au Dévono-Carbonifère. La période hercynienne est marquée par un métamorphisme et une granitisation en plusieurs étapes. Puis intervient une intense pénéplaination.

Sur cette surface, se déposent les sédiments riches en matière carbonneuse, d'âge carbonifère, qui constituent l'ensemble graphitique de Pinerolo.

Puis la sédimentation devient plus continentale et plus discontinue, alors que le climat devient tropical sec. Pendant cette période permienne, intervient un important volcanisme acide qui provoque l'accumulation de tufs et d'ignimbrites, et la formation de filons. C'est cet ensemble complexe que l'on désigne sous le nom d'ensemble de Dronero.

La fin de cette période correspond à un retour au calme post-hercynien. Les résidus grés-argileux de l'altération de type désertique ne sont évacués vers des zones privilégiées que lors de crues d'oueds épisodiques. Ils constituent le quatrième ensemble dit "de Sampeyre".

Tout ce socle a évidemment été très fortement touché par les phénomènes métamorphiques et tectoniques qui lui sont postérieurs et qui appartiennent à l'orogénèse alpine. Celle-ci a considérablement oblitéré les épisodes précédemment décrits. Elle a, d'ailleurs, tout autant affecté la couverture.

2) Couverture

Elle est constituée par le dernier des cinq ensembles de P. VIALON, l'ensemble des calcschistes. Des études approfondies lui ont déjà été consacrées dans notre région par Adolphe NICOLAS, et, plus au Sud, par A. MICHARD.

Cet ensemble débute par une série datée du Trias, et constituée par des quartzites et des marbres dolomitiques. Ceci évoque une série transgressive sur une surface qui, d'ailleurs, n'était pas horizontale, semble-t-il. P. VIALON a suggéré l'existence d'un haut fond non encore atteint par la transgression, lors du dépôt des actuelles quartzites, dans la région du val Pellice. Au Sud et au Nord de cette région, existent deux fosses présentant le faciès quartzitique. L'une d'elles se situe à proximité du val de Susa.

A ce faciès détritique caractérisé par un meilleur tri des composants qui sont, par ailleurs, identiques à ceux des séries subjacentes, fait suite une sédimentation de plus en plus géosynclinale. Après un épisode calcaréodolomitique encore, semble-t-il, localisé plus ou moins dans les bas fonds, l'invasion marine se généralise et donne lieu à une sédimentation de plus en plus pélitique et argileuse, et de moins en moins gréseuse.

C'est au sein de ces derniers sédiments que se rencontrent des roches vertes qui parfois, prennent un développement considérable. Ces roches se classent, dans une première approximation, en trois grandes catégories :

- les ultrabasites qui sont, soit des péridotites, soit leurs produits de transformation (des serpentinites) ;
- les gabbros métamorphiques (pour simplifier, nous parlerons des gabbros) ;
- les prasinites et les faciès qui leur sont associés : schistes à glaucophane, éclogites, pyroxénites.

Au Nord de notre région, ces roches ont fait l'objet d'une étude très approfondie due à A. NICOLAS, et qui a amené ce dernier à se ranger aux côtés de la grande majorité des géologues contemporains, lesquels y voient d'anciennes roches intrusives basiques, profondément transformées par le métamorphisme. Il s'agirait donc bien de

ces masses parfois énormes de matériel intrusif basique, que l'on rencontre très régulièrement au sein des séries géosynclinales de l'orogénie alpine, appelées ophiolites.

3) Métamorphisme et tectonique

Ces deux problèmes ne peuvent pas être séparés, car ils ne sont que deux aspects d'un même phénomène, à savoir l'orogénèse alpine dans les zones internes. Le métamorphisme n'en est que l'étude minéralogique et pétrographique, alors que la tectonique s'occupe plus spécialement de l'aspect dynamique du problème.

Les mouvements les plus précoces de l'orogénèse alpine, qui sont des rejeux des anciennes failles de socle, se manifestent surtout en profondeur (P. VIALON). Ils se traduisent par un plissement isoclinal E-W s'estompant vers le haut. A cette même époque (Crétacé ?) apparaissent les conditions d'un métamorphisme de haute pression, avec des températures relativement basses.

Peu après cette première période métamorphique, pour P. VIALON, ou même auparavant, selon A. NICOLAS, se produit un basculement du socle (soulèvement de la partie orientale), entraînant un glissement vers l'W des couches supérieures de la série. Les différents auteurs pensent que les "flyschs à helminthoïdes", derniers termes de cette série, se sont alors séparés de leur soubassement pour glisser vers l'W.

Ce départ des "flyschs à helminthoïdes" provoque une baisse de la pression de charge dans les roches sous-jacentes. Parallèlement, le gradient géothermique augmente. Les conditions du greenschist facies sont alors réunies. D'autre part, un bombement se produit et fait apparaître le massif Dora Maira. Les rétrocharriages suivent très vite par bourrage des charriages eux-mêmes.

Enfin surviennent les derniers soubresauts, sous forme de grandes failles. L'érosion parachève jusqu'actuellement le paysage que nous connaissons.

B. - Situation géologique des massifs étudiés proprement dits

En se référant à la carte géologique au 1/100 000 de l'Italie, feuilles "Susa" et "Pinerolo", ou à la carte publiée dans sa thèse par P. VIALON, on constate que la moitié orientale de notre terrain se trouve comme une sorte de langue de couverture posée sur le massif Dora Maira. L'autre partie est principalement guidée par l'abaissement vers l'W de ce massif. Les faciès de l'ensemble des calcschistes se retrouvent alors dans tout le paysage, depuis les sommets jusque dans le fond des vallées.

De par sa proximité avec celui qui a été étudié par A. NICOLAS, au N du val de Suse, notre terrain semble, de prime abord, devoir s'y apparenter, n'être en fin de compte que le témoin de l'existence, au-dessus de Dora Maira, d'une couverture semblable à celle rencontrée plus au N, mais qui aurait été presque entièrement érodée après le soulèvement du socle.

III. - BUT DE LA PRESENTE ETUDE

Métamorphisme et tectonique ayant considérablement modifié la structure géologique primitive de cette partie des Alpes, notre principal but sera d'essayer de reconstituer l'histoire pétrographique locale de la "couverture" dans notre région. Pour ce, après une série d'observations faites sur le terrain, concernant le gisement des différents faciès rencontrés, nous décrirons ces derniers grâce aux différentes méthodes d'investigation :

- pétrographiques,
- chimiques.

En fonction de ces données, nous essaierons de proposer une réponse aux problèmes de l'origine, et des transformations pétrographiques et chimiques subies par ces roches, dans notre périmètre.

Ensuite, nous ferons une étude descriptive des données structurales du complexe, que nous essaierons d'interpréter, avant de proposer un film des événements, à la lumière des données que nous aurons accumulées. Ici se posera le problème de la corrélation des phases métamorphiques et tectoniques. Il sera évidemment nécessaire de se référer aussi aux autres travaux effectués dans la région, ou sur les massifs géologiquement semblables.

CHAPITRE I

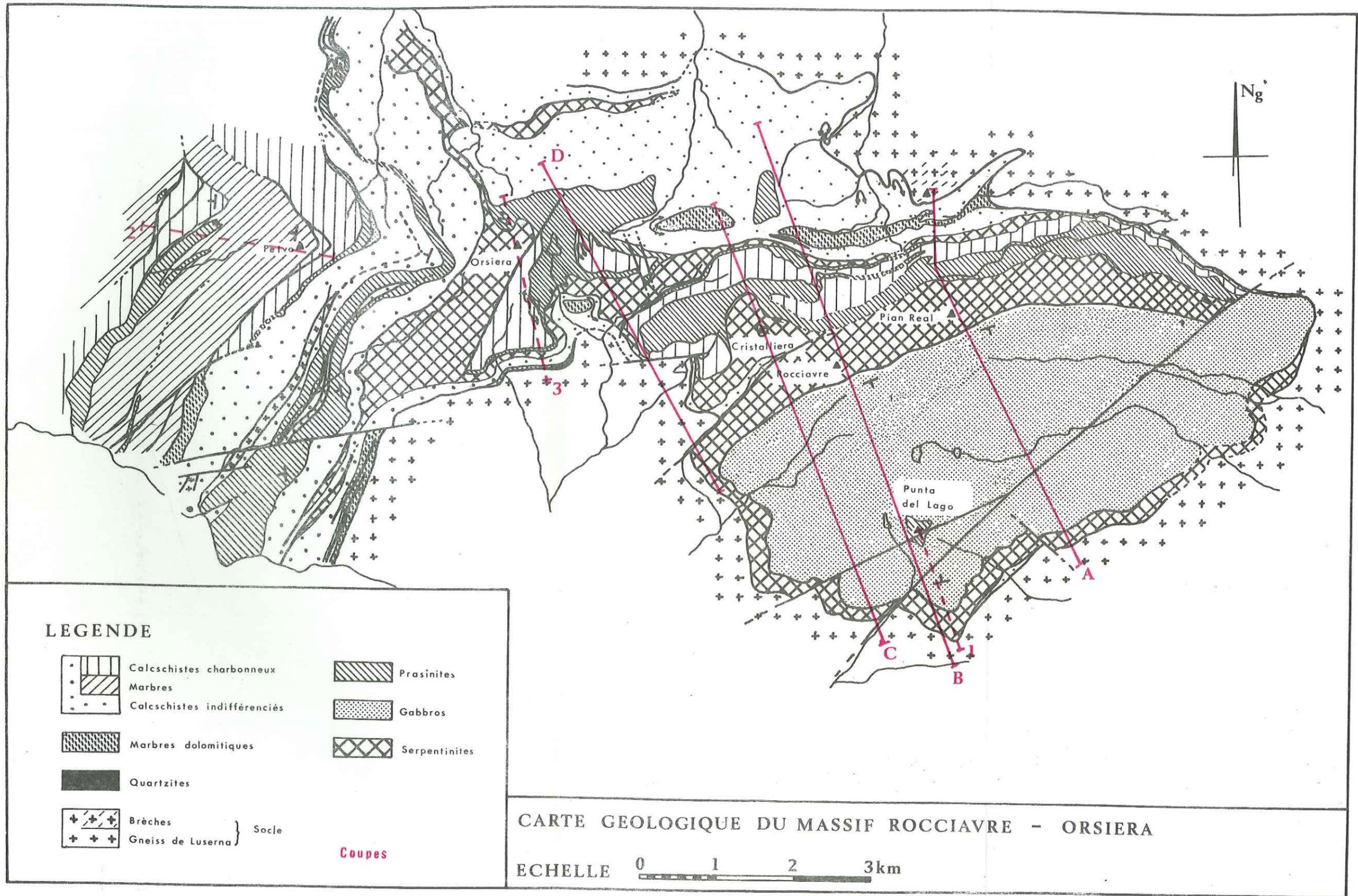
GISEMENT DES DIVERSES CATEGORIES DE ROCHES RENCONTREES

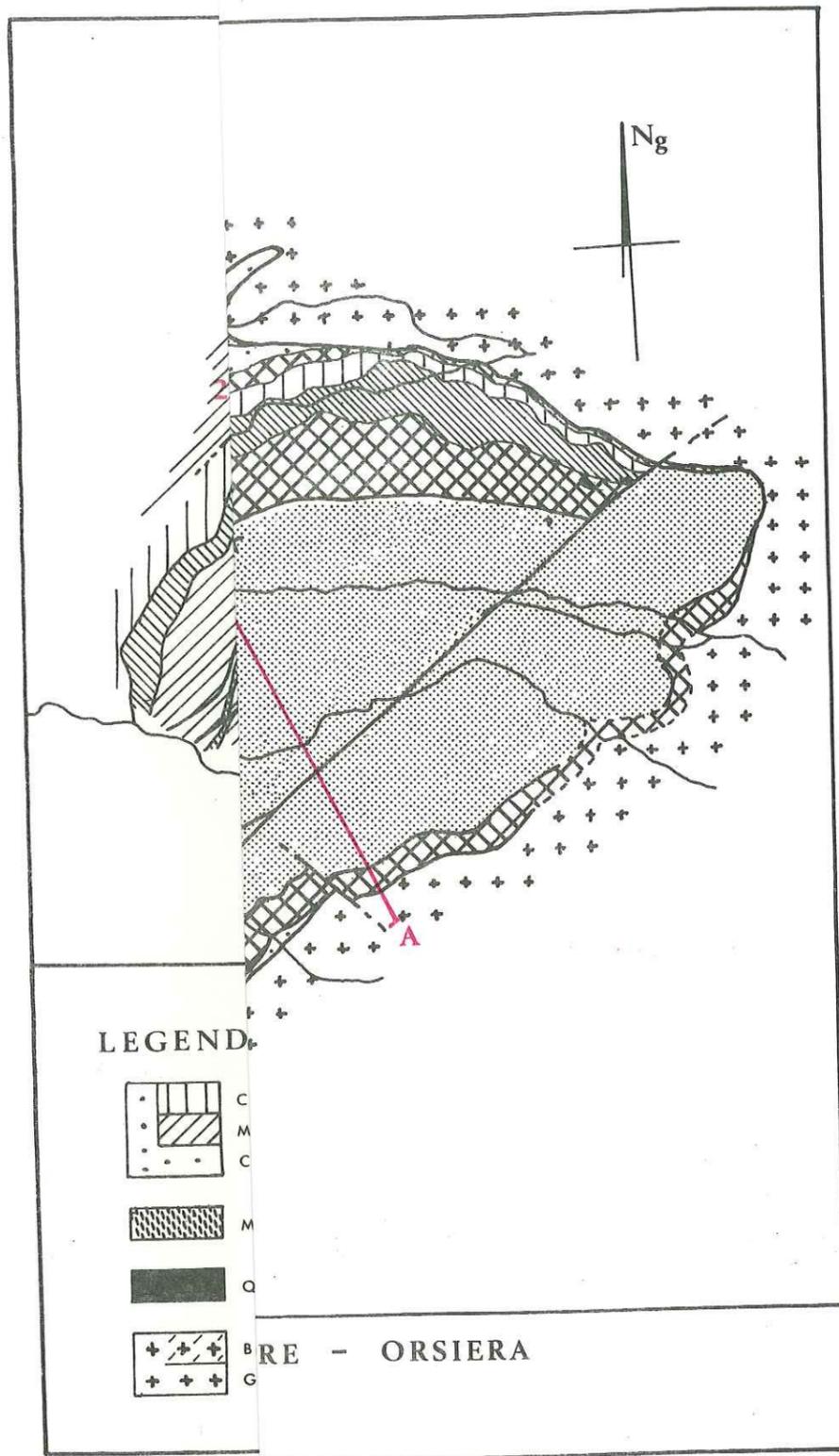
I. - SOCLE

II. - ROCHES VERTES

III. - SCHISTES LUSTRES s.l. ET ROCHES ASSOCIEES

IV. - RELATIONS ENTRE LES DIVERSES UNITES





GISEMENT DES DIVERSES CATEGORIES
DE ROCHES RENCONTREES

Ce que nous voulons rassembler dans ce chapitre, ce sont les diverses observations d'ordre encore très général qu'entraîne la cartographie de notre secteur. De prime abord, sur le terrain, on distingue deux grandes catégories de roches dans l'ensemble des calcschistes :

- les roches vertes sous leurs divers faciès,
- leur encaissant formé par les "schistes lustrés" au sens large.

Enfin, à l'E de notre terrain, ces roches reposent sur le massif Dora Maira. Il sera donc nécessaire de dire un mot sur les faciès immédiatement sous-jacents à notre domaine géologique proprement dit. C'est par eux, d'ailleurs, que nous commencerons du fait de leur position stratigraphique.

I. - SOCLE

En nous référant à la carte de P. VIALON, on constate que toutes les roches en contact avec la couverture, dans la région qui nous intéresse, appartiennent à l'ensemble de Dronero, prenant souvent un faciès "porphyroïde arkosique". En réalité, comme le fait remarquer cet auteur, les différents faciès de cet ensemble sont très mélangés. Les belles dalles caractéristiques des "gneiss de Luserna" se rencontrent en plusieurs lieux au-dessus ou au fond du val Chisone, alors que les faciès "gneiss minuti" dominent côté val de Susa. Mais, très souvent, on observe des variations. Ainsi, les gneiss que l'on rencontre au-dessus du val Susa ont un aspect très changeant à l'échelle de l'échantillon, avec des alternances de passages fins ou plus grossiers, de niveaux plus ou moins feldspathiques ou micacés, tout cela étant observable à une échelle centimétrique à décimétrique, lorsque la tectonique ne l'a pas trop effacé. On rencontre même une très belle brèche au N du colle del Vento.

Sur les pentes du val Chisone, ces gneiss forment une bande relativement étroite, atteignant une centaine de mètres d'épaisseur au grand maximum. Parfois, des replis en augmentent l'épaisseur apparente. Sur l'autre versant du massif Rocciavre - Orsiera, la puissance ne peut être connue car la limite inférieure de cet ensemble de Dronero n'apparaît pas, malgré les nombreux replis que l'on y rencontre. Toutefois, ce simple fait tendrait à montrer, sans pourtant le prouver, que cette épaisseur est, ici, plus importante.

Enfin, signalons que des bandes étroites de cette série apparaissent au sein de l'ensemble des calcschistes, au-dessus de Fenestrelle. Ainsi, il existe de petites carrières juste au-dessus du bourg, où l'on exploite les fameuses dalles. Au-dessus de Pequerel, en bordure de la route du colle delle Finestre, existent deux affleurements de gneiss entre calcschistes et prasinites, l'un sur une centaine de mètres. Les contacts se font par l'intermédiaire de mylonites, ce qui permet de parler d'écaillés de socle. On en rencontre des traces jusqu'à l'altitude de 2 200 mètres.

En ce qui concerne le contact socle - couverture; son principal caractère est qu'il est varié. Néanmoins, il se fait toujours par l'intermédiaire d'une mylonite plus ou moins visible qui sépare le socle de calcschistes, de marbres dolomitiques ou non, ou de serpentinites. Cette mylonite a des épaisseurs comprises entre 10 cm et 20 mètres. Elle est presque toujours de composition pétrographique semblable à la roche de couverture qu'elle borde. Cela donne

l'aspect d'un broyage de la couverture au contact du socle (ex : au colle La Roussa, du N au S, se trouve la succession suivante : serpentinite, mylonite de serpentinite, socle). Parfois, ce n'est pas le cas. Ainsi, au-dessus et à l'W de la bergerie Jouglard, à 2 150 m, au contact du socle, se trouve un niveau broyé de marbre dolomitique (50 cm), puis une mylonite de calcschiste micacé. Enfin, on rencontre une serpentinite d'abord très schisteuse puis plus cohérente à mesure que l'on s'éloigne du socle. Parfois enfin, (notamment dans les calcschistes), la mylonite redevient cohérente après recristallisation des carbonates. Mais les anciennes structures (minéraux broyés ou fissurés) restent visibles. C'est notamment le cas dans le val Gravio. Le torrent recoupe le contact vers 1 850 m. Celui-ci est fortement plissé suivant un axe E-W. Du N au S, on observe le gneiss en bancs massifs, puis un espace de 3 à 6 cm, puis un calcschiste quartziteux. Au fond de la partie creuse se retrouve une mylonite incohérente. Mais les 15 à 20 cm de calcschiste ont un aspect microbréché. En réalité, il s'agit d'une mylonite recristallisée.

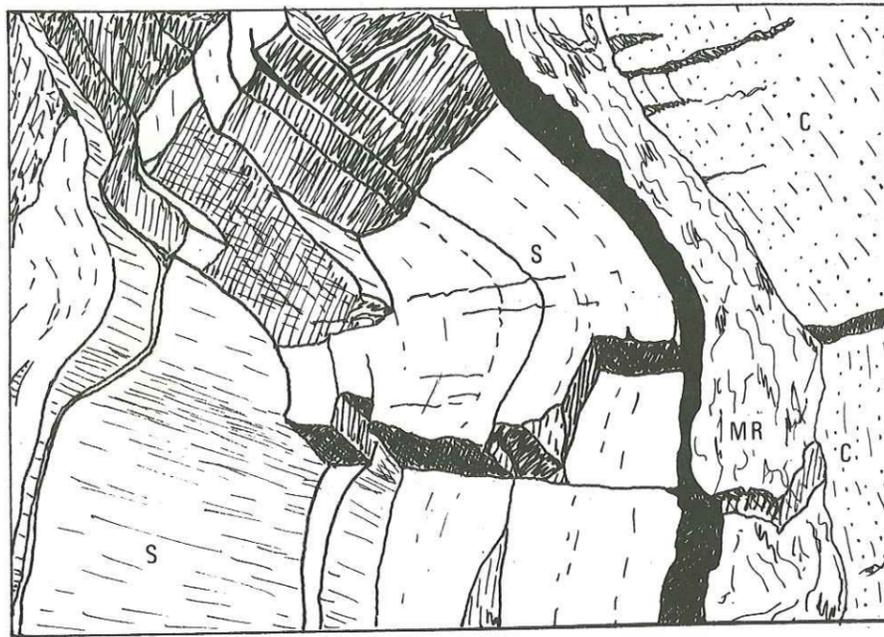


Fig. 2 - Contact socle - couverture dans le fond du Val Gravio (1900 m)
S = socle ; MR = mylonite recristallisée ; C = calcschiste. En noir, vide laissé par une mylonite incohérente érodée.

II. - ROCHES VERTES

Elles se trouvent en grande quantité sur notre terrain, plus spécialement dans la moitié E où elles constituent la grande majorité des affleurements de roches appartenant à l'ensemble des calcschistes. Inversement, dans la moitié occidentale, elles ne forment plus que des niveaux ou des bancs dont l'épaisseur est généralement comprise entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres. Les faciès sous lesquels se présentent ces roches vertes sont très variés. On rencontre les trois grands groupes précédemment signalés : ultrabasites, gabbros, prasinites. Mais, en leur sein, on peut encore faire parfois des distinctions. Aux serpentinites se mêlent différents types de roches en inclusions. Quant aux prasinites, il faut leur rattacher les éclogites et les pyroxénites.

A. - Ultrabasites et roches associées

1) Serpentinites

Ce sont en général, des roches sombres, vert foncé, mais prenant à l'altération une couleur rose orangé qui permet de les localiser à distance. Vues de près, ces roches présentent toujours des marques d'intenses déformations sous forme de cassures, de plis et d'étirements. Dans certains cas apparaît une schistosité qui peut aller jusqu'à une mylonitisation. Dans ces cas, les affleurements prennent une couleur vert clair à blanche, soit que la serpentine soit en paillettes non cimentées, soit que les plans de schistosité soient talqueux.

Les principaux massifs serpentiniteux sont le massif de l'Orsiera et un ensemble comprenant la Punta Cristalliera, le Rocciavre, le Pian Real et la Costa del Pagliaio.

Sur la carte, les affleurements de l'Orsiera prennent en gros une forme de V dont la pointe dirigée vers l'Est est située justement au niveau de ce sommet, les deux branches se dirigeant respectivement vers chacune des vallées. La puissance de ce niveau de serpentinite augmente vers le sommet où il atteint au minimum trois à quatre cents mètres, compte tenu du pendage. A la cote 700, ce niveau ne dépasse pas quelques dizaines de mètres.

Le deuxième massif signalé plus haut, forme en réalité la partie la plus puissante d'un vaste anneau serpentiniteux presque complet qui ceinture le massif gabbroïque de la Balme. Cette position ne laisse aucun doute sur le fait que le gabbro repose ici sur la serpentinite. Les sommets et crêtes signalés précédemment s'alignent grosso modo suivant une orientation E-W, qui correspond avec celle des horizontales du plan qui matérialise le contact gabbros-serpentinites, plan qui est ici, fortement penté vers le Sud. Dans ce massif, comme à l'Orsiera, la serpentinite est souvent massive. Mais on y voit néanmoins de nombreuses traces de déformations. Certains niveaux moins résistants ont permis l'apparition de cassures, ou d'étirements donnant une sorte de schistosité localisée qui a été fortement plissée par la suite. Mais, la plupart du temps, ce sont des sortes de menaux qui dominent, donnant à la roche un débit en fuseaux orientés E-W, ceci à toutes les échelles (nous verrons plus loin le même phénomène à l'échelle microscopique). Toutes ces structures apparaissent surtout à la base des massifs (fond des vallées situées au N de ces sommets). La roche semble moins déformée à proximité des gabbros.

La serpentinite massive peut être soit uniformément vert bouteille, soit parsemée de petites taches blanches ou gris métallique qui sont des résidus de minéraux (diabase, olivine). Ce dernier type se rencontre surtout à proximité des gabbros (20 à 30 m au minimum).

Nous avons dit que, dans le massif de la Balme, des gabbros se situaient immédiatement, topographiquement au-dessus des serpentinites. Ailleurs, à l'Est de l'Orsiera, ce sont des prasinites qui occupent généralement cette place. Le contact "inférieur", lorsqu'il n'est pas manifestement tectonique (mylonites) dans le massif de la Balme met les serpentinites en présence de calcschistes quartziteux (val Gravio, val Ciardonnet).

2) Roches associées aux serpentinites

Au sein même des serpentinites, se rencontre un grand nombre de roches différentes. Ce sont soit des types grenus ou microgrenus, soit des roches à allure filonienne, pegmatoïdique. Elles se situent soit n'importe où au sein même des grands massifs ultrabasiques, soit au contact de ceux-ci et des gabbros.

a) Les roches grenues présentent souvent de grands ou très grands cristaux de diabase dans un fond moins défini. Leur contact avec l'encaissant est souvent progressif, la serpentine remplaçant peu à peu le fond (épidote et grenat). Parfois, il est plus tranché et marqué par un liseré de chlorite et de talc. C'est ce type de roche que l'on rencontre au sommet de la Punta Cristalliera, au contact des gabbros, le passage à ces derniers étant plus progressif.

b) Les enclaves microgrenues ont toujours subi un intense boudinage qui leur donne leurs formes de boules, lentilles, fuseaux. Elles sont toujours emballées dans une enveloppe de chlorite plus ou moins talqueuse. En outre, elles

contiennent souvent des fissures ouvertes où peuvent se développer des cristaux drusiques (grenat, vésuvianite, chlorite, épidote, sphène...).

c) Enfin, se rencontrent des filonnets qui traversent les massifs. Presque toujours, ils sont constitués de talc et de serpentine recristallisée (antigorite à aspect de porcelaine jaune, chrysotile en fibres organisées en petites boules), parfois de chlorite, toujours accompagnés de cristaux automorphes de magnétite. Il existe aussi quelques filonnets uniquement formés de vésuvianite en grands cristaux automorphes. Les épontes de ces filons sont toujours nettes et tranchées. Quant à la tectonique, elle semble ne les avoir pratiquement pas affectée, car ils ne sont ni boudinés ni plissés.

B. - Gabbros

Mis à part quelques petits affleurements dispersés, les gabbros constituent un important massif au S de l'alignement serpentinite ci-dessus mentionné. Presque partout, ce massif se situe topographiquement au-dessus des serpentinites. Le contact, pratiquement vertical au N, incliné de 25° vers le N, au S, atteignant enfin des altitudes minimales à l'W et à l'E, permet d'y voir une vaste structure synforme dont l'axe E-W s'enfonce vers l'E. Tout l'intérieur de cet anticlinal est constitué par les gabbros, mis à part un "chapeau" d'éclogites et de prasinites au sommet de la Punta del Lago.

Ces roches sont en général largement grenues, présentant de grands mégacristaux verts au sein d'une pâte grise. La taille du grain est variable, généralement comprise entre 5 mm et 2 cm. On ne dépasse ces dimensions que localement. C'est le cas, en particulier, pour les passages pegmatitoïdiques qui se rencontrent parfois. Ces pegmatitoïdes se développent suivant des plans difficiles à orienter avec précision (car il n'y a pas de passages francs de la roche grenue à la pegmatitoïde). Mais une majorité de ces plans semble parallèle au contact gabbros - serpentinites.

Pour le reste, les gabbros frappent surtout par leur grande monotonie et l'austérité de leurs paysages. Les reliefs sont plus mous que ceux des serpentinites, et les pentes sont souvent recouvertes de grands éboulis.

Quelques autres petits affleurements de gabbros se rencontrent ailleurs. Celui qui coiffe la Punta Cristalliera nous montre une roche en tous points comparable à celle de la Balme, dans une situation analogue. Il est séparé des serpentinites par un très beau niveau de grenatite à diallage et talc. Celui que l'on rencontre dans le massif du Pelvo, est une petite écaille passant en continuité aux prasinites. Au fond du val La Monica, entre serpentinite et prasinite, les gabbros n'ont plus que quelques mètres d'épaisseur.

C. - Prasinites et roches associées

1) Prasinites

Ce sont des roches à faciès variés, et dont les modes de gisement sont aussi assez changeants.

A l'E de l'Orsiera, elles apparaissent principalement selon deux alignements parallèles d'affleurements, orientés E-W, plus ou moins continus. La roche y montre très souvent de nombreux replis axés eux-mêmes aussi E-W, et à regard parfois S, ce dernier caractère étant surtout remarquable dans l'alignement N. Souvent, cette roche semble reposer normalement sur les serpentinites, et est coiffée par des calcschistes. Mais ceci n'est pas une règle, loin de là, et même parfois, dans une telle succession, les prasinites sont réduites à un ou deux mètres de puissance, en affleurements discontinus. Cela soulève le problème des relations entre ces diverses roches. A ce sujet, les nombreux replis signalés plus haut compliquent encore beaucoup les choses.

La puissance des affleurements de prasinites varie aussi beaucoup. Mais, dès à présent, cela apparaît en partie comme la conséquence d'empilements de plis, et peut-être, d'étirements.

Plus à l'W, plusieurs affleurements de prasinites forment sur la carte, des V identiques à celui des serpentinites de l'Orsiera, dus à leur régulière inclinaison vers l'W. On ne retrouve plus les nombreux plis qui caractérisent les affleurements de l'E.

Quant aux aspects de la roche à l'affleurement, ils sont très changeants. Les deux faciès les plus courants sont :

- une roche finement grenue, vert foncé, où les petits cristaux se répartissent uniformément les uns par rapport aux autres ;
- un faciès lité où alternent des niveaux clairs, principalement à épidote et albite, et d'autres, plus foncés, où la hornblende domine.

Plus rarement, on rencontre des brèches à ciment calcaire et éléments prasinitiques (au-dessous du Lago del Ciardonnet) ou des ovardites plus ou moins achevées (l'ovarditisation est une transformation métamorphique où hornblende, épidote... disparaissent au profit de la chlorite et de l'albite). Ces dernières sont, dans les meilleurs cas, reconnaissables à des ocelles d'albite de taille centimétrique.

Au contact des prasinites, peuvent se rencontrer plusieurs types de roches. Le contact habituellement inférieur dans la topographie est très variable. A l'W de l'Orsiera, il met toujours en présence (sauf un affleurement sur la crête à l'Est du Pelvo) les prasinites et les marbres micacés à patine jaune. Le contact est tranché. Il l'est aussi à l'E de l'Orsiera et au N du val La Monica où l'on passe directement de la serpentinite à la prasinite. A partir du colle La Monica, et au Sud de celui-ci et de la Punta Pian Réal, la prasinite est très rare, et ce n'est que localement que l'on observe des contacts avec le gabbro. Le passage est, ici, progressif (des lits blancs de clinozoïsite apparaissent dans la prasinite et prennent de l'importance, alors que la hornblende est rapidement remplacée par l'actinote plus claire). Ceci se passe sur une épaisseur variant de 10 cm à 1 mètre.

Le contact, généralement supérieur dans la topographie est, au contraire, très constant. Il est toujours franc et se fait soit avec des marbres qui ont 2 ou 3 m d'épaisseur, et séparent prasinites et calcschistes graphiteux, soit directement avec les calcschistes graphiteux.

Il nous reste maintenant à dire un mot des brèches que l'on rencontre sur notre terrain. Deux gisements ont été observés : l'un au-dessous du Lago del Ciardonnet, et plus exactement sur le verrou qui est responsable de ce lac, constitue la plus grande partie de ce verrou. Ses limites sont malheureusement presque toujours cachées sous des éboulis. Un autre affleurement existe sous la crête qui se trouve entre le Lago La Monica et le val Malanotte, sous forme d'un banc de 3 à 4 m d'épaisseur, vers 2 600 m.

Ce sont des brèches à éléments prasinitiques et à ciment calcaire. Les éléments sont en général anguleux, mais peuvent être légèrement étirés et écrasés. Ceci est le cas au contact des prasinites massives au-dessous du Lago del Ciardonnet. Les contacts sont francs entre brèches et prasinites. On passe immédiatement d'un niveau massif, rarement lité, à la brèche à ciment calcaire.

2) Roches associées

Ce sont des éclogites et des pyroxénites. Mis à part le sommet de la Punta del Lago, les gisements de ces roches sont toujours bien localisés et individualisés dans l'encaissant prasinitique. Les affleurements ont une taille qui ne dépasse pas 100 m dans leur plus grande longueur. Ils ressortent toujours bien dans le relief, et présentent des surfaces arrondies, avec parfois, un allongement E-W.

Les surfaces des affleurements éclogitiques sont extrêmement sombres, pratiquement noires. En effet, il se forme, par altération, un dépôt d'oxydes de fer et titane (voir analyse chimique). Néanmoins, quelques traînées blanches effaçables au doigt attestent de la présence du talc qui a été déposé par l'eau. La roche elle-même (cassure fraîche) est d'un vert très sombre (semblable à celui des serpentinites). Elle a une texture microgrenue avec des mégacristaux (taille maximale : 0,5 cm) de grenat et rutile, parfois de pyroxène, dans un fond vert foncé ou l'on ne décèle rien à l'œil nu, si ce n'est la présence de paillettes de chlorite.

Les pyroxénites affleurent en "dos de baleine" au colle del Sabbione (sorte de lentille allongée N 70 à 80 W et régulièrement arrondie) sur 50 m de long et 5 m de large environ. La roche est particulièrement remarquable par sa

vive couleur verte. Ceci dit, elle semble autant en surface qu'après cassure, d'une remarquable uniformité. Un autre petit niveau de pyroxénite a été observé sur le flanc SW autour de Vallette qui sépare la Punta Cristalliera de la Costa di Glantin. Ici, la roche se trouve au sein d'un niveau de dolomies qui recoupe les autres formations (remplissage de faille). Les contacts sont parfaitement tranchés. Dans l'affleurement précédent, ils étaient invisibles car toujours séparés de l'encaissant par des dépressions remplies de produits remaniés.

Les éclogites de la Punta del Lago diffèrent passablement de celles qui sont décrites plus haut. On rencontre à cet endroit, plusieurs niveaux d'éclogites finement et uniformément grenues, où grenat et omphacite millimétriques se reconnaissent à l'œil nu, passant en continuité et progressivement à des niveaux prasinitiques. Il n'y a pas, ici, d'altération noirâtre. Ces éclogites reposent sur les gabbros de la Balme, en un point où ces derniers atteignent le maximum de leur épaisseur. Est-ce une succession stratigraphique normale ? Les éboulis empêchent malheureusement de voir s'il existe des contacts normaux, non tectoniques, entre les deux faciès.

III. - SCHISTES LUSTRES s.1, ET ROCHES ASSOCIEES

Comme nous l'avons déjà vu p. 5, les auteurs ayant travaillé sur ces roches, y ont vu le résultat d'un métamorphisme sur des sédiments d'origine géosynclinale, très monotones. Néanmoins, il est possible d'y distinguer un certain nombre de faciès, ce que nous avons pu faire nous-mêmes. En réalité, on en rencontre un très grand nombre. Mais la plupart sont des intermédiaires entre quelques pôles, et ce sont ces derniers que l'on repère le mieux sur le terrain.

Signalons enfin que, sur toute sa bordure S-W, S, S-E et E, le massif gabbroïque et serpentineux de la Balme repose directement sur le socle, mise à part une lentille de calcschiste très mylonitisée.

Nous traiterons donc d'abord des faciès extrêmes, avant de parler d'une façon plus générale, des schistes lustrés.

A. - Les quartzites

Leurs affleurements sont généralement de taille et de puissance restreintes. Elles se présentent sous forme de bancs discontinus. Leur puissance maximale n'excède pas dix mètres. Ces bancs sont très localisés. On en trouve dans le cirque qui domine le refuge de Sellerie. Sur la crête qui se trouve au-dessus et à l'W, elles affleurent avec une puissance de 7 à 8 m minimum, la base étant cachée par des éboulis. Dans la falaise qui se trouve à l'entrée du val Malanotte, elles se présentent en lentilles discontinues d'un à deux mètres d'épaisseur maximale. Enfin, entre le colle del Sabbione et le val Gravio, plusieurs affleurements existent suivant un alignement E-W, souvent au milieu d'éboulis ou de prairies, d'où leur discontinuité. La situation géologique de ces roches sera traitée plus loin.

Les quartzites sont des roches très blanches, ce qui permet parfois de repérer les affleurements de loin. Elles sont évidemment composées essentiellement de quartz. Mais on y observe toujours en outre, de nombreuses paillettes de mica vert pâle (phengite) qui déterminent souvent une schistosité et une linéation. De plus, peuvent apparaître des minéraux accessoires comme le grenat et la tourmaline.

B. - Les marbres dolomitiques

Bien reconnaissables à leur couleur gris clair, ils se rencontrent principalement entre le colle del Vento et Fenestrelle. Au-dessus de l'Alpe Piano delle Cavale (val Gravio), ils forment une falaise d'une centaine de mètres de hauteur. Sur l'autre versant de la vallée, sous le colle del Vento, l'affleurement se poursuit et décrit dans la pente, un anticlinal complexe. Vers l'W, on trouve ces roches jusqu'au colle del Sabbione, mais sur cinquante centimètres d'épaisseur seulement. Puis il disparaît.

Au niveau de la plongée vers l'W de Dora Maira, dans le val Chisone, les marbres dolomitiques apparaissent aussi en abondance. Leur faible dureté et leur situation assez bas dans la vallée ont pour conséquence qu'ils sont, probablement en grande partie, recouverts d'éboulis. Pourtant, leur puissance atteint au minimum 100 m, vraisemblablement plus.

Enfin, dans les "écailles de Fenestrelle" déjà signalées à cause des lames de socle au sein de la couverture, les marbres dolomitiques se rencontrent sur dix à vingt mètres de puissance au maximum, dans l'écaille la plus occidentale.

Ces roches sont toujours très claires, grisâtres à jaunâtres. Elles ont un aspect saccharoïde caractéristique. La mauvaise cohésion des grains les rend très friables, de telle sorte que, dans les pentes raides, la surface s'use régulièrement ; il n'y a pas ou très peu de produits d'altération superficielle sur les falaises. La roche est constituée presque à 100 % de carbonates. Quelques grains de quartz peuvent néanmoins s'y trouver. A l'échelle de l'échantillon, la roche a donc un aspect très homogène. Toutefois, nous y avons parfois observé des sortes de galets, eux-mêmes constitués de carbonates.

C. - Les marbres

Ce sont des roches qu'il est assez aisé de différencier des précédentes pour plusieurs raisons : avec la dolomie, disparaît l'aspect saccharoïde ; d'autre part, la roche étant mieux cimentée, elle ne s'effrite pas, mais subit une altération superficielle qui lui donne une patine jaunâtre, alors qu'en cassure fraîche, elle est gris clair. Ces marbres ne sont jamais purs. Ils contiennent toujours une certaine proportion de mica (muscovite, phengite) qui détermine une schistosité grossière N-S pentée vers l'W.

Ce type de roche se rencontre à l'W de notre terrain, principalement dans les massifs du Pelvo et de l'Albergian où ils constituent la quasi totalité des falaises, dans les pentes non conformes à la schistosité (qui pend ici régulièrement vers l'W). L'épaisseur de ces formations est souvent considérable (400 à 600 m), mais on y observe toujours quelques failles N-S inclinées vers l'W (plus que la schistosité), et il est donc certain que cette épaisseur est exagérée. Néanmoins, ces failles sont espacées, et l'épaisseur initiale devait déjà atteindre 200 m. L'orientation générale de ces affleurements de marbre est N-S, en horizontale, avec un enfoncement systématique vers l'W.

D. - Les micaschistes quartzeux

Ce sont des roches d'aspects variés, toujours très schisteuses, lustrées. On peut, d'ores et déjà, en distinguer deux types.

- Les uns, toujours à proximité des dolomies, des quartzites, du socle, sont formées de grands cristaux de mica clair, et contiennent toujours une bonne proportion de quartz. On passe ainsi, en continuité, à des quartzites. Souvent la roche prend une texture noduleuse.

- Les autres, situés généralement par dessus les prasinites ou les marbres, et surtout abondants à l'extrême W, sont en bancs centimétriques alternant avec des niveaux plus calcaires. Ils ont toujours un aspect très sale dû à une certaine teneur en particules charbonneuses. On y trouve toujours du quartz, mais en quantité généralement moindre.

D'une façon générale, ces roches ne sont, semble-t-il, que l'évolution locale ou périodique de schistes lustrés d'un type commun, ce qui nous amène à parler de ces derniers.

E. - Schistes lustrés communs

Mis à part les marbres dolomitiques qui sont un cas particulier, les autres types de roches décrits plus haut ne sont que les faciès extrêmes des calcschistes qui constituent l'encaissant des roches vertes. D'une façon générale, il s'agit d'une roche contenant en proportions variables, calcite, quartz et micas. Ces variations se font, le plus souvent, progressivement, de sorte que, après métamorphisme et tectonique intense, il ne nous a pas été possible de faire plus, sur le terrain, que des distinctions très approximatives, totalement à cartographier.

- A proximité du socle, outre les marbres dolomitiques, les différents faciès sont toujours riches en quartz, allant des quartzites aux micaschistes quartzeux, à des calcschistes quartzeux ou des calcaires cristallins quartzeux.

- A l'W se retrouve assez régulièrement, outre les marbres, un faciès présentant une alternance de micaschistes et de calcschistes à patine jaune tous les deux charbonneux. Lorsqu'elles existent, les prasinites s'intercalent entre ces deux ensembles. Vers l'Est, ce niveau s'enrichit progressivement en calcaire et devient moins graphiteux.

IV. - RELATIONS ENTRE LES DIVERSES UNITES DECRITES

Afin de compléter ce chapitre sur le gisement des divers ensembles que nous avons rencontrés, il nous reste à voir comment ils se disposent les uns par rapport aux autres. Pour ce faire, nous allons maintenant décrire quelques coupes. Auparavant, il nous a fallu les choisir, en fonction de critères qui nous ont semblé devoir être les suivants :

- continuité des affleurements le long de la coupe ;
- relative fréquence de contacts semblables à ceux qui seront décrits ;
- rareté ou inexistence de contacts d'origine manifestement tectonique.

En définitive, notre choix s'est fixé sur deux coupes et un panorama.

La première coupe va du colle La Roussa à la Punta del Lago ; la seconde coupe est une coupe du massif du Pelvo, orientée N 100 et passant entre le sommet et le point 2 567. Le panorama est pris sur le flanc E de la vallée du Ciardonnet, depuis la bergerie jusqu'à la Punta della Pavia et la Punta Rocca Nera.

A. - Coupe n° 1

Cette coupe a pour but de montrer les relations entre serpentinites et gabbros, et de soulever le problème des prasinites et éclogites de la Punta del Lago ; le colle La Roussa se situe exactement au contact entre le socle et les serpentinites. Pourtant dans un ravin au N-E du col (Costabruna), se rencontrent entre les deux une vingtaine de mètres de calcschistes très laminés. Les serpentinites atteignent, au-dessus du col, une centaine de mètres d'épaisseur. Elles présentent une schistosité parallèle au plan de contact avec les gabbros (pendage 25 à 30° vers le N) qui évolue à la base et au sommet en une véritable mylonite. Ce niveau se remarque bien dans le paysage, car il forme des falaises que les torrents traversent en cascades.

Le passage des serpentinites aux gabbros sus-jacents se fait très rapidement. Au contact, la serpentinite est très schisteuse, au point d'être mylonitique. Le contact est donc tectonisé. Sur une roche aussi friable, le gabbro fait saillie. Le plan même de contact est recouvert d'une pellicule de talc, et, immédiatement, on se trouve dans des faciès typiquement gabbroïques, mais un peu particuliers sur les premiers mètres. La roche, particulièrement riche en actinote et chlorite est plus sombre que le gabbro typique, et surtout, présente des phénocristaux de diallage aux clivages argentés typiques ayant jusqu'à 10 cm de long. Le diallage ne s'éloigne pas de plus de 50 cm du contact. A un mètre de celui-ci apparaissent les premiers bancs clairs (zoïsite) (litage). Ceux-ci s'épaississent à mesure que l'on s'élève, au contraire des bancs sombres qui, bientôt se disloquent. Dès lors, on retrouve le faciès gabbroïque lité

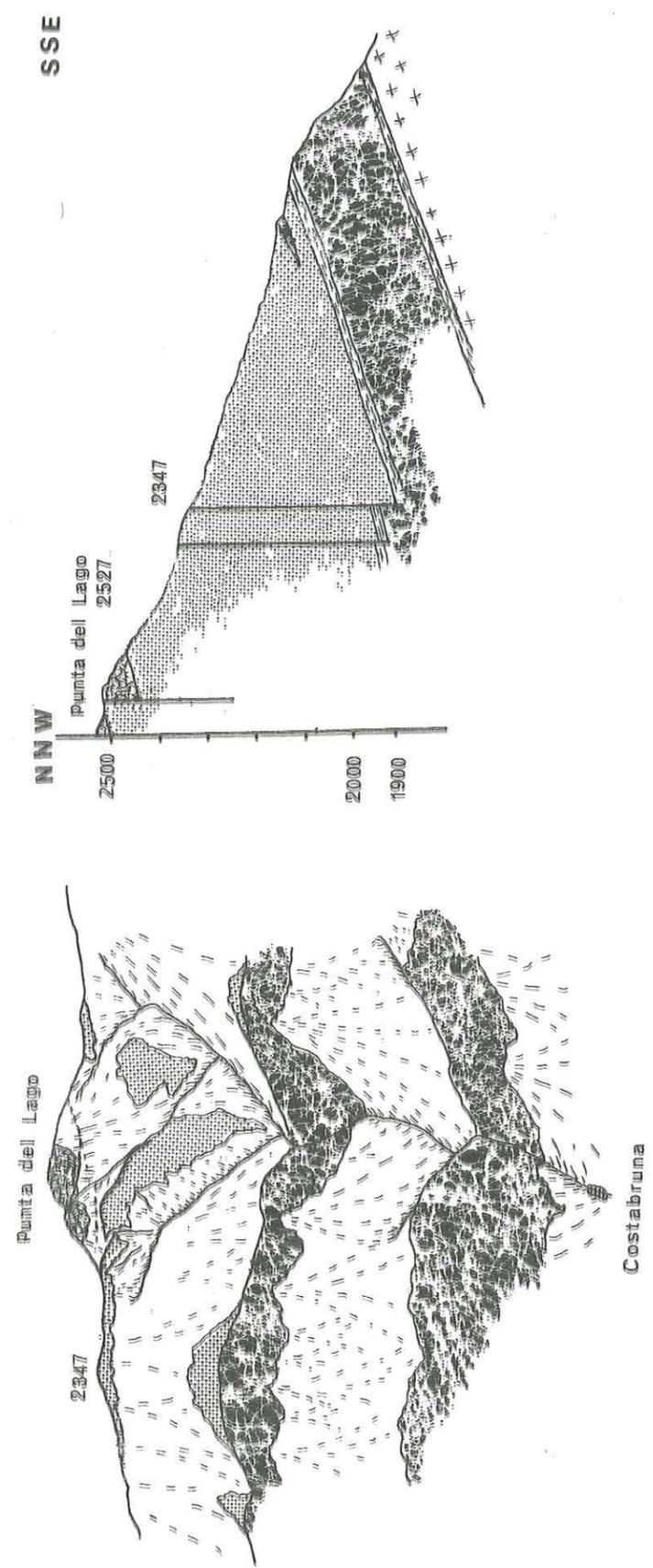


Fig. 3 - Coupe n° 1, du colle La Roussa à la Punta del Lago, et panorama de la Punta del Lago et du haut val Sangone (Costabruna). (voir légende p. 25).

puis à structure grenue normale. Nous ne sommes qu'à deux mètres du contact. Des récurrences de serpentinite apparaissent dans les gabbros. Mais l'on observe à peu près la même chose. L'épaisseur des gabbros lités est très variable mais ne dépasse pas 20 à 25 m au niveau de la coupe.

Le gabbro reste ensuite très analogue à lui-même tout au long de la montée. Néanmoins, il faut signaler le passage d'une importante faille NE-SW au-dessous du point 2 347.

A environ 2 430 m, se fait le passage aux prasinites et éclogites de la Punta del Lago. Là aussi, le changement est très rapide. On voit apparaître dans les gabbros, à côté de la clinozoïsite, des petits lits centimétriques à hornblende verte. La clinozoïsite disparaît sur 1 mètre. Il n'y a plus de litage. Un peu de pistacite apparaît.

Au sein de cette prasinite, se rencontrent des bancs de 10 à 50 cm d'éclogite très dure et à cristaux très fins. Le passage de la prasinite à l'éclogite est toujours très progressif. En fait, les détails sont passablement oblitérés par les nombreuses failles et diaclases qui affectent ce sommet de la Punta del Lago.

B. - Coupe n° 2

Alors que, dans la coupe précédente, nous étions dans une région où les calcschistes étaient pratiquement absents, ici, ce sont eux qui dominent alors que les roches vertes sont considérablement réduites. Notre but est, ici, de voir les relations entre les roches vertes et les calcschistes. Notre coupe va de l'Est du Monte Pelvo au colle delle Finestre.

Lorsque l'on suit la crête située à l'Est du Monte Pelvo, on rencontre, juste sous la falaise qui le borde, un chevauchement souligné par des lambeaux très étirés de prasinites. Ce plan, comme tous les plans stratigraphiques ou de schistosité de cette région, pend vers l'Ouest de 30 à 40°.

Immédiatement au-dessus, vient un très puissant niveau de marbre. Son épaisseur est d'environ 400 mètres et il constitue, à lui seul, l'ensemble du massif du Pelvo. Ce marbre est gris, mais l'altération superficielle lui donne une teinte ocre. Il est parsemé de paillettes de mica blanc qui déterminent une mauvaise schistosité (à cause de leur faible proportion) soulignant le pendage général signalé plus haut. La proportion des phyllites dans la roche varie de 5 à 10 % de façon progressive sur des épaisseurs de l'ordre du décimètre ou du mètre.

Le contact de ce faciès avec la prasinite qui le coiffe est immédiat. Aucune contamination de l'une ou de l'autre des roches, aucune action de l'une sur l'autre n'est visible.

La prasinite a un aspect classique de roche essentiellement constituée de hornblende, épidote, chlorite. Il n'y a pas d'albite visible à l'œil nu. C'est une roche sombre, compacte, montrant un litage parallèle à la stratification. L'épaisseur de ce banc prise à 2 400 mètres est d'environ 6 mètres.

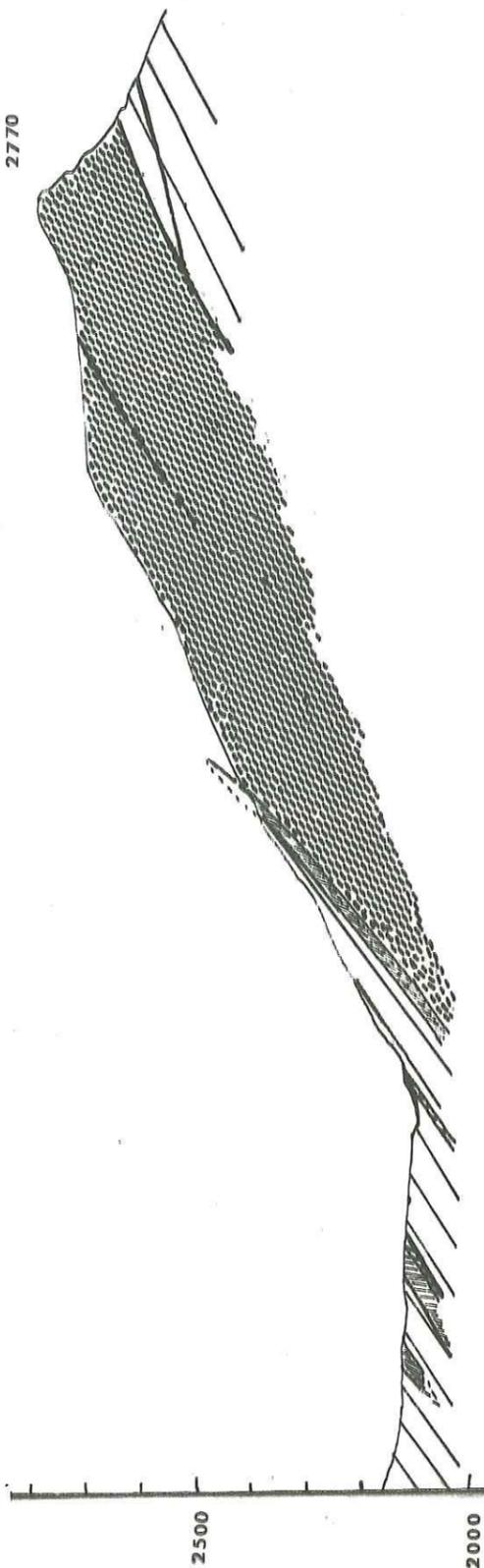
Au-delà des prasinites, se trouve une récurrence de marbres sur une dizaine de mètres, en contact immédiat et tranché, avant que l'on passe à un nouveau faciès.

Ce faciès se distingue par des alternances de calcschistes et de micaschistes. Chacun de ces bancs a une épaisseur de 10 à 20 cm. L'altération de ce niveau est beaucoup plus facile que celle des marbres. C'est pourquoi le sol y est très souvent recouvert de prairies. Le contact (marbres - calcschistes carbonneux ; c'est un banc de calcschistes qui fait ce contact) est très rapide. Il est marqué par le passage brusque, au sommet d'une petite falaise de 1 à 2 m marquant la fin des marbres, à une roche brune, très altérée et très sale, en surface structurale. Sur les affleurements, ce sont les bancs micaschisteux qui apparaissent les plus altérés. Les niveaux calcaires restent en relief. L'ensemble prend une teinte brun roux due aux oxydes de fer plus abondants que dans les marbres, mais il s'y surimpose des teintes grisâtres ou noirâtres qui dominent dans les cassures fraîches. Comme nous le montrera plus tard l'étude microscopique (échantillons 8 et 9), cela est dû à la présence de produits carbonneux. Ce niveau n'atteint pas plus de 20 mètres d'épaisseur. Mais sa limite supérieure est tectonique. Il pouvait donc être beaucoup plus épais auparavant.

La fin de notre coupe nous mène donc à un nouveau chevauchement. Celui-ci est particulièrement visible sur le terrain car il est souligné par un à deux mètres de mylonite serpentineuse dont les paillettes vert lustré brillent au

ESE

Mte Pelvo
2770



WNW

Fig. 4 - Coupe n° 2, dans le massif du Mte Pelvo (voir légende p. 25).

soleil. Ses affleurements se voient dans le fond du petit vallon qui descend au Sud du colle delle Finestre. Au-delà se trouvent à nouveau des prasinites, et des éclogites, puis des calcschistes charbonneux. Mais plusieurs niveaux mylonitiques se rencontrent encore sur une centaine de mètres. Enfin, un nouveau massif de marbre constitue à l'Ouest du colle delle Finestre, le mont Pintas.

C. - Panorama de la vallée du Ciardonnet

Nous décrivons ici ce qui peut être observé dans la montée depuis la bergeria delle Sellerie vers le Lago del Ciardonnet et la Punta Rocca Nera. Nous sommes ici dans une région très fortement plissée et c'est cet aspect qui nous intéressera. Les épaisseurs des séries varient beaucoup et n'ont donc plus guère de signification.

La bergeria delle Sellerie est établie sur des éboulis. Mais elle est dominée par 100 à 150 m de gneiss de Luserna (socle). Immédiatement au-dessus, se trouve un fin niveau (1 m) de calcschistes laminés parallèlement aux contacts, donc tectonisés (chevauchement), puis des quartzites massifs (7 à 8 m) très blancs. Ce banc de quartzites est à peu près horizontal. Sa surface supérieure forme un replat dans la topographie. La roche y est bien dégagée du fait de sa grande dureté. Outre le quartz, elle contient un mica vert clair (phengite) qui marque une schistosité parallèle à la stratification, et est ondulée suivant une direction N 60°. Le quartzite puis le gneiss réapparaissent plus haut à la faveur d'un pli synforme, à regard S, axé lui aussi N 60. Au-dessus des gneiss, et après 3 m sans affleurement, la serpentinite affleure sur 60 m d'épaisseur.

Dans le fond du vallon, à l'Est de l'affleurement précédent, mais 250 m plus bas, le contact socle - couverture n'est pas visible et les premiers affleurements sont de calcschistes quartzeux à éléments détritiques (grains de quartz arrondis, galets de marbre dolomitique). Au-dessus, vient une large flexure au cœur de laquelle apparaît le marbre dolomitique (voir p.) gris à aspect saccharoïde. Il affleure en fenêtre au milieu des calcschistes. Enfin, venant coiffer ces derniers, nous retrouvons la serpentinite qui se poursuit sur toute la rive droite du val Malanotte.

Sur les deux rives du valle del Ciardonnet, les prasinites font immédiatement suite aux serpentinites par contact franc. Elles n'atteignent pas plus de vingt mètres sur la crête de la rive droite, mais s'épaississent considérablement vers le Nord. Elles forment en effet la presque totalité du cirque dans lequel se trouve le Lago del Ciardonnet. A cet endroit, des faciès bréchiques abondent, alternant avec les classiques prasinites litées.

Enfin, immédiatement au-dessus des prasinites, se trouvent des calcschistes micacés charbonneux (voir coupe précédente) mais sans litage, très calcaires. Sur les deux rives, ils remplissent des plis synformes.

Mais ce qui est particulièrement intéressant ici, ce sont les nombreux plis qui affectent la région. Leurs axes B sont compris entre N 60 et 90° E. Ils font penser à un gigantesque escalier, leur flanc sud étant à peu près vertical, et leur flanc nord horizontal. Cela nous donne donc des plans axiaux pentés vers le Nord, et, par conséquent, un déversement vers le Sud. A mesure que l'on s'élève, le déversement est plus intense. Ainsi, l'anticlinal de la Punta Pavia, à côté de la Rocca Nera, est franchement couché.

Les choses se compliquent singulièrement au niveau de l'Orsiera. La serpentinite vient en contact avec la prasinite redressée verticalement, suivant un plan de fracture vertical orienté N 30. Par ailleurs, sur le flanc nord de l'Orsiera, la serpentinite est aussi recouverte par les prasinites.

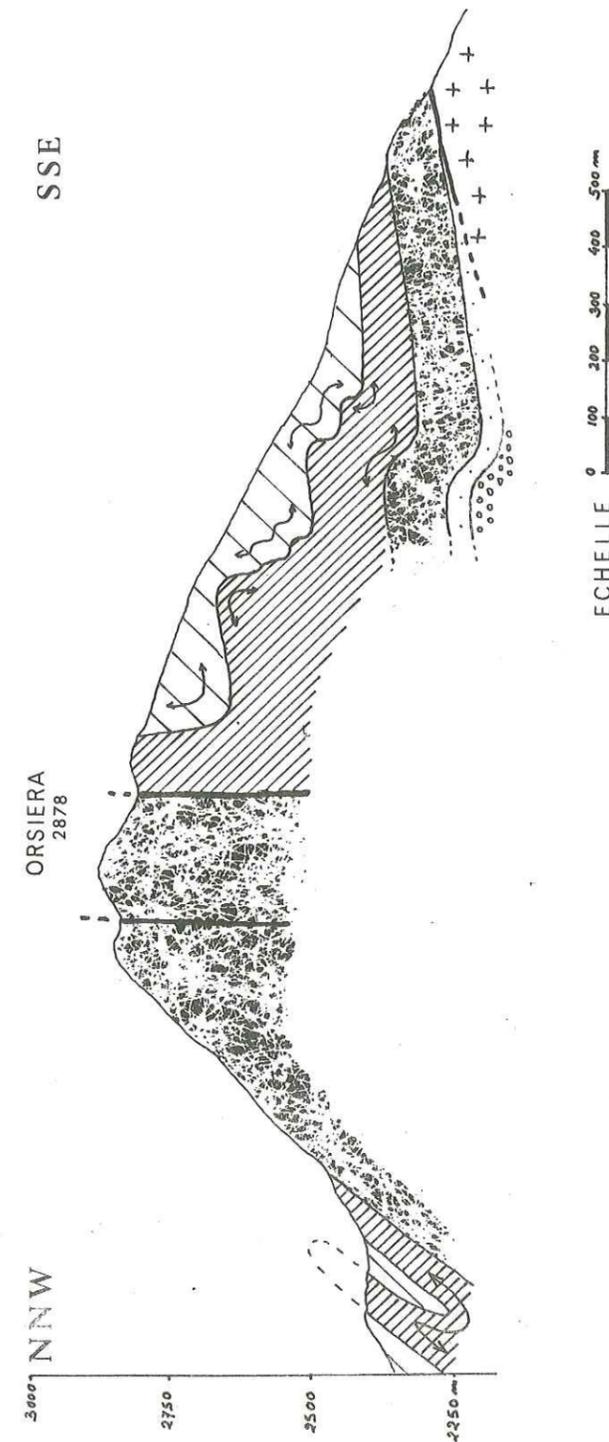


Fig. 5 - Coupe n° 3, du flanc W du val Ciardonnet et l'Orsiera (voir légende p. 25).

CONCLUSION

- De cette étude, il ressort un certain nombre de faits :
- Le contact socle - couverture est toujours tectonisé, même si parfois des recristallisations masquent la mylonite.
 - Beaucoup de différences séparent la moitié est de la moitié ouest de notre terrain. A l'Est d'une ligne N-S passant par le massif de l'Orsiera, se voient de nombreuses structures plissées et des allongements d'affleurements sur la carte, tous deux axés N 70 - 110. Ces structures disparaissent presque totalement à l'Ouest de cette ligne N-S. La géologie est alors dominée par un pendage ouest de la grande majorité des plans (stratification, schistosité, plans de chevauchement) lesquels sont souvent légèrement ondulés, mais très rarement plissés.
 - En ce qui concerne la disposition relative des divers types de roches, certaines ressemblances sont à noter. Rien ne prouve que nous ayons affaire à une série en position normale. Mais il est peu probable que, sur toute la superficie du terrain étudié, la disposition soit inverse et, pour des raisons de commodité, nous en parlerons par la suite comme d'une série normale.

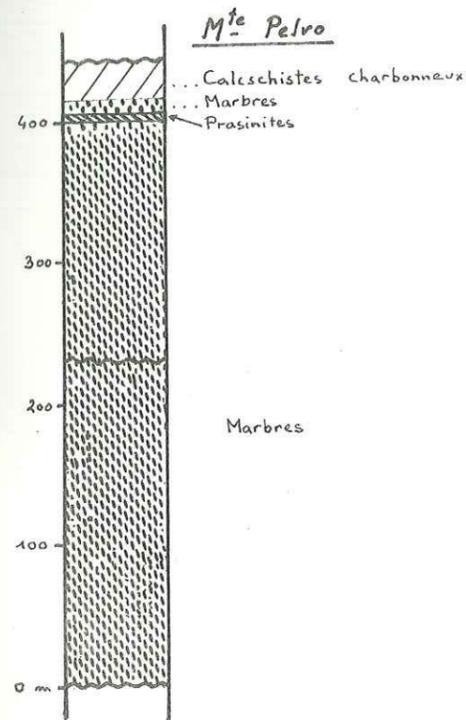
Trois régions se distinguent, quant à la disposition de leurs roches :

+ Région SE (Sud de la Punta Cristalliera et du Monte Pian Real) : les serpentinites reposent le plus souvent directement sur le socle. Elles sont séparées des gabbros par une mylonite serpentineuse. Enfin, au sommet de la Punta del Lago, prasinites et éclogites couronnent le tout. Gabbros et prasinites sont donc en position de klippe.

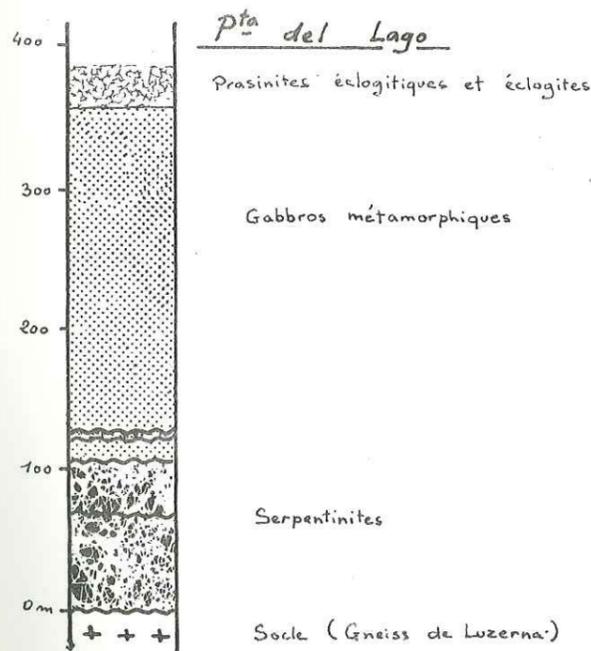
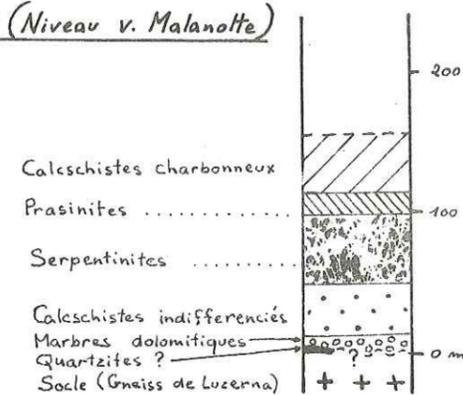
+ Région NE (Nord de la région précédente, Est de l'Orsiera) : à la base, se trouvent, lorsqu'ils sont présents, des marbres dolomitiques. Sinon, on passe directement à une série complexe de calcschistes, micaschistes, calcaires cristallins toujours riches en quartz, parfois même des quartzites. Cette richesse en quartz s'amenuise vers le haut, et on trouve alors des roches plus calcaires, voire des marbres. Le passage aux serpentinites est brusque ; celles-ci sont schisteuses, mais généralement non mylonitiques. Un contact aussi franc les sépare des prasinites. Il n'y a plus de gabbros. Enfin, toujours après un contact franc, ce sont des calcaires micacés charbonneux à patine rousse. Les marbres dolomitiques et même les calcschistes quartzeux peuvent être absents.

+ Région W (Ouest de l'Orsiera) : de nombreux plans de chevauchement N-S à pendage ouest permettent à une série assez différente de celle décrite précédemment de se répéter. Le socle est rarement visible et, à son contact, se retrouvent les marbres dolomitiques ou les divers faciès riches en quartz de la couverture. Ces diverses roches peuvent se répéter sur une même coupe à la faveur de plans de chevauchement multiples et complexes (notamment sur le rebord occidental de Dora Maira). Les principales différences avec la région NE concernant la réduction de l'épaisseur des faciès quartzeux, l'apparition, sous les roches vertes, d'une série très épaisse de marbres micacés, le fait que la serpentinite est toujours mylonitique et que la prasinite est souvent la seule roche verte présente le long d'une coupe, alors que précédemment, elle reposait sur la serpentinite ou le gabbro.

Il découle de tout cela que, lorsque les trois groupes de roches vertes sont présents, ils se disposent presque toujours de bas en haut dans l'ordre : serpentinites, gabbros, prasinites. Au-dessus des roches vertes se rencontrent des calcaires, calcschistes ou micaschistes, tous charbonneux à aspect sale. Les marbres dolomitiques et les faciès quartzeux se trouvent à proximité du socle, et les faciès calcaires et marbreux se trouvent souvent sous les roches vertes, s'individualisent surtout à l'Ouest où ils prennent une épaisseur considérable.



Val Ciardonnet (Niveau v. Malanotte)



N.B. : Par suite de la tectonique, les épaisseurs originelles ne sont plus appréciables aujourd'hui. Les épaisseurs qui apparaissent ici ne sont que les moyennes des épaisseurs (très variables) qui apparaissent actuellement sur le terrain.

Fig. 6 - Succession des différents types de roches dans les trois régions définies.

CHAPITRE II

PETROGRAPHIE

I. - PETROGRAPHIE DES ROCHES VERTES

II. - PETROGRAPHIE DES SCHISTES LUSTRES

CONCLUSION GENERALE

PETROGRAPHIE

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que le massif qui nous intéresse est constitué d'une part de roches vertes, d'autre part de leur encaissant (principalement calcschistes, mais aussi marbres dolomitiques, quartzites et micaschistes) et que cette "série des calcschistes" repose sur le socle Dora Maira, et plus précisément les gneiss de Luserna (P. VIALON). Nous allons maintenant étudier ces roches de plus près et voir en particulier quelle est leur composition minéralogique.

I. - PETROGRAPHIE DES ROCHES VERTES

Les différents types de roches que nous avons définis dans le chapitre précédent sont bien individualisés. Nous choisirons donc ici des échantillons qui nous paraissent, après étude, refléter le mieux tous les caractères de la roche à laquelle ils appartiennent. Néanmoins, nous signalerons, au cours des descriptions, certaines observations faites dans d'autres lames et qui pourront être utilisées par la suite pour l'interprétation de l'ensemble.

A. - Roches ultrabasiques et associées

1) Serpentinites

a) Echantillon type : D-5

Nous avons choisi ici, un échantillon qui présente l'avantage de n'avoir pas subi de déformations d'origine tectonique. Evidemment, c'est un cas plutôt rare. Mais la tectonique a tendance à effacer les structures originelles. Nous verrons ses conséquences après.

Provenance :

50 m sous le sommet de la Punta Cristalliera, sur l'arête nord.

Description macroscopique :

roche massive vert bouteille sans orientation. Au sein de cette "pâte" serpentineuse indifférenciée à cette échelle, s'observent de nombreuses petites taches blanches. Ce sont des phénocristaux d'olivine fortement altérés.

Description microscopique :

- composition :

serpentes
olivine
diallage
minerais.

- description :

en lumière naturelle, on observe au sein de la serpentine, des phénocristaux très dégradés, à en juger non seulement par leur forme quelconque, mais aussi par les auréoles microgranulaires riches en minerais qui les entourent

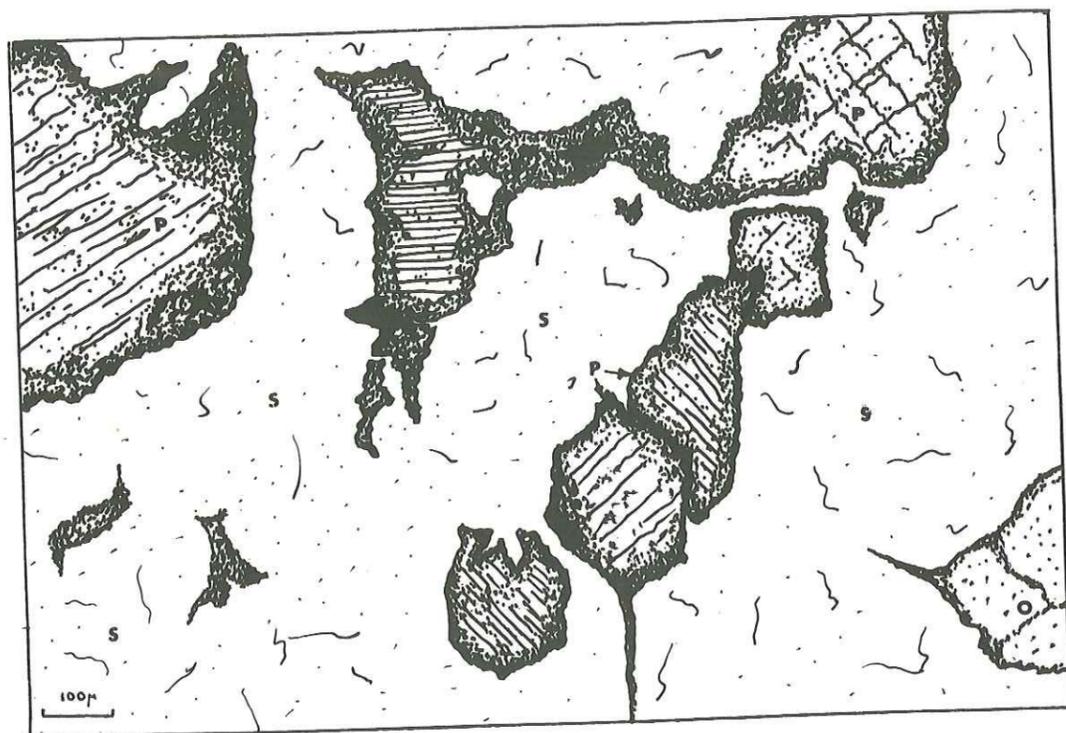


Fig. 7 - Serpentinite (échantillon D - 5, x 30, lumière naturelle).
P = pyroxène ; O = olivine ; S = serpentine.

toujours, et s'insèrent dans les cassures. Ces auréoles se prolongent dans la serpentine un peu comme des dendrites, tendant à donner parfois une trame à la roche. Certains des phénocristaux ont les clivages des pyroxènes, d'autres, plus abondants, n'en ont pas.

En lumière polarisée, l'étude de ces phénocristaux nous confirme qu'il s'agit d'olivine, d'une part, et d'un pyroxène proche de l'augite, de l'autre. Mais, c'est surtout la serpentine qui retient notre attention. On y décèle en effet la trace fantôme d'une ancienne structure grenue (taille des grains très régulière, de 2 à 3 mm de diamètre), grâce à l'orientation privilégiée des microcristaux de serpentine dans chacune des plages juxtaposées correspondant aux anciens grains.

b) Autres observations faites dans les serpentinites

Comme nous l'avons déjà signalé, dans la plupart des cas, les serpentinites ont été fortement déformées. Il en résulte en premier lieu, une orientation des minéraux de serpentine (qui entraîne la disparition de la structure grenue fantôme). Deux cas sont alors possibles : si la roche est homogène, il apparaît une (ou plusieurs) schistosité. Si elle est hétérogène, les minéraux non serpentiniteux qui se comportent en "éléments durs", sont boudinés, et la schistosité ondule autour d'eux, formant de petits nodules.

Une autre constatation que l'on peut faire dans ces roches est l'existence assez fréquente de résidus d'anciens constituants. Il est ainsi possible de reconnaître d'anciens minéraux actuellement totalement transformés. Outre les restes d'impuretés dans les clivages ou les cassures, les cristaux de serpentine peuvent voir leur orientation dirigée par le réseau du minéral préexistant (pyroxènes bastitisés). Ils peuvent aussi se développer perpendiculairement à des fissures (péridots). Signalons que nous n'avons jamais rencontré de pyroxènes partiellement bastitisés. Ils le sont toujours ou totalement, ou pas du tout.

- autres minéraux

Il s'agit essentiellement de pyroxènes et de péridots. Sur ces derniers, il n'y a rien de particulier à dire. Par contre, des observations intéressantes peuvent être faites sur les pyroxènes. Du point de vue de la taille, on peut les classer en deux catégories: des granules dont le diamètre ne dépasse pas le millimètre, et de grands cristaux dont certains atteignent jusqu'à 1 cm. Si les premiers sont toujours incolores et limpides, les seconds présentent presque toujours deux zones différentes. La première a des propriétés analogues à celles des granules. Ses données optiques sont celles du diopside. Elle se trouve généralement à la périphérie du cristal. La seconde, en position centrale, est rose à brunâtre et présente de nombreuses inclusions opaques. L'étude microscopique, confirmée par une analyse par diffraction X nous montre qu'il s'agit, en fait, d'une augite légèrement titanifère. Des mesures optiques donnent les résultats suivants :

diopside : 2 Vz = 56°	augite : 2 Vz = 64°
Z/c = 40°	Z/c = 45°

Il y a donc bien deux minéraux différents au sein de chacun des grands cristaux à faciès diallage, l'un entourant l'autre (cf. p. 54).

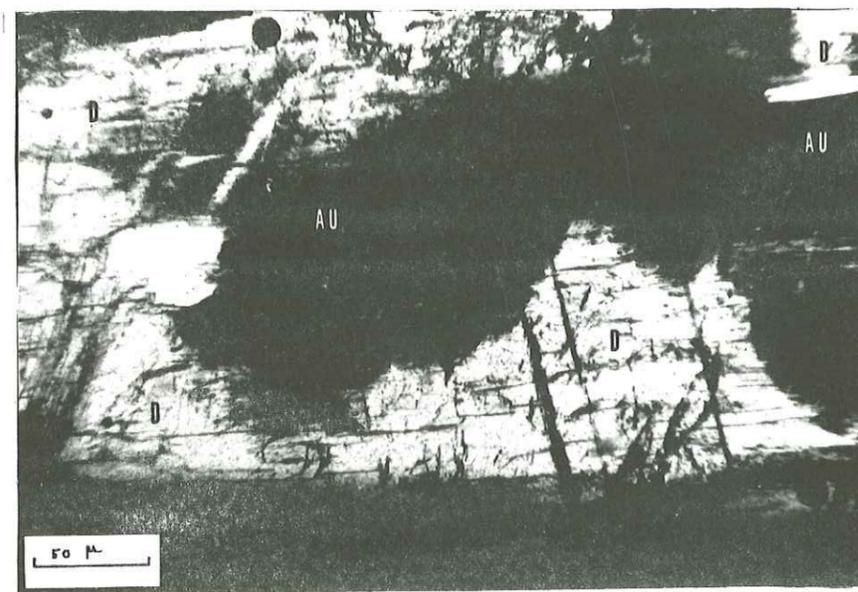


Fig. 8 - Pseudomorphose d'augite en diopside dans une serpentinite (échantillon F-6, x 100 lumière naturelle)
AU : augite ; D : diopside.

D'autres minéraux se rencontrent au sein des serpentinites. Il s'agit en particulier de chlorite de couleur vert pâle, parfois plus vif, mais surtout incolore ou presque en lame mince (probablement une pennine). La magnétite est aussi assez abondante, le plus souvent en grains très fins (0,01 mm), mais pouvant se développer parfois en grands cristaux automorphes atteignant jusqu'à 3 ou 4 centimètres de diamètre. Signalons enfin la présence occasionnelle de leucoxène, d'actinote.

2) Roches en enclaves dans les serpentinites

Nous avons déjà signalé leur grande diversité au chapitre précédent. Néanmoins, nous les avons classé en trois catégories : enclaves à texture porphyrique, microgrenue et filons.

a) Enclaves à texture porphyrique

Elles sont caractérisées par la présence de pyroxène (diallage), de grande taille (supérieure à celles des serpentinites, atteignant jusqu'à 10 cm) au sein d'une pâte finement grenue, riche en grenat. Certaines de ces enclaves présentent une ressemblance frappante avec les gabbros.

Ainsi, l'échantillon C-7 est formé de grands phénocristaux de pyroxène vert clair, incolore en lame mince, de 2 à 3 cm de long, mais étirés par les déformations tectoniques. On y reconnaît le diopside. Il est séparé du reste de l'enclave par de la chlorite. Ce reste est une pâte microgrenue constituée en majeure partie de grenat. Il se présente en petits cristaux arrondis dont la taille est de l'ordre du 1/10 de mm. Leur étude par diffraction X permet de déduire la maille de leur réseau qui est de 11,77 Å, ce qui permet de déterminer une teneur élevée en grenat calcique (méthode de WINCHELL, 1958).

$$a = d \sqrt{h^2 + k^2 + l^2}$$

a = maille

d = distance réticulaire (déterminée par rayons X)

h, k, l = coordonnées de la face considérée.

La serpentine est aussi présente, en proportions variables, au sein de cette pâte. Elle peut même y constituer à elle seule, des petites lentilles. Elle est nettement orientée. Dans ces lentilles, se trouvent de petits cristaux de vésuvianite automorphe. Les nombreuses fissures qui affectent les phénocristaux de pyroxène sont totalement envahies par le grenat.

Notons enfin, que l'un de ces phénocristaux observables sur l'échantillon est entièrement tordu par la charnière d'un pli minuscule dont le plan axial est matérialisé par l'orientation de la serpentine et de la muscovite. Le grenat n'a pas pénétré dans les fissures provoquées par cette déformation.

Des enclaves de ce premier type se rencontrent assez fréquemment. Mais souvent, le pyroxène est un diallage (clivage 010 très bon, couleur gris métallisé) dont la taille peut atteindre jusqu'à 10 cm. Les remarques faites à propos des pyroxènes dans les serpentinites sont, dans ce cas, de nouveau valables et l'on reconnaît souvent de l'augite titanifère au centre, et du diopside à la périphérie ou en granules dans le reste de la lame. La roche signalée au chapitre précédent, séparant serpentinites et gabbros au sommet de la Punta Cristalliera est de ce type. La présence constante et généralement abondante de diallage et grenat calcique nous incite à donner à ces roches le nom de rodingites, ou mieux d'enclave gabbroïque transformée en rodingite (voir le processus de rodingitisation p. 74).

b) Enclaves microgrenues

Ce sont probablement les plus fréquentes. Ce sont en général des roches roses ou brunes, de grande dureté. On y distingue toujours deux, souvent trois zones :

- à l'extérieur, une enveloppe de chlorite parfois légèrement talqueuse, généralement peu épaisse (un à deux centimètres) ;

- puis la roche proprement dite, très finement grenue. On ne peut rien distinguer à l'œil nu, mais la couleur rose ou brune fait déjà penser au grenat ou à la vésuvianite ;
- enfin, souvent au centre de ces boudins (la roche a toujours été trouvée boudinée) se trouvent des cassures ouvertes, et donc des cavités dans lesquelles ont pu se développer des cristaux drusiques. Il s'agit surtout de grenat et de vésuvianite. Nous n'avons malheureusement pas trouvé de tels cristaux dont la taille excède un centimètre au grand maximum. D'autres minéraux se joignent parfois à eux. Ce sont la chlorite, l'épidote, l'actinote, le sphène.

Il est évidemment nécessaire de se servir du microscope pour voir la composition exacte de la roche massive. Trois minéraux la constituent : le grenat calcique et la vésuvianite, comme nous le supposons, ainsi que la chlorite. Le grenat est certainement le plus abondant. Sa taille est de l'ordre du 1/10 mm. Sa disposition en lame mince rappelle celle que l'on rencontre dans le premier type d'enclaves ; la roche est toujours de la famille des rodingites. La chlorite et la vésuvianite sont plus grandes et se développent souvent ensemble. Des traces de sphène et de leucoxène attestent de la présence occasionnelle de titane dans ces roches.

Quant à l'enveloppe périphérique, elle est caractérisée par la disparition des silicates calciques. Elle est presque exclusivement composée de chlorite, avec un peu de serpentine et de magnétite.

c) Inclusions filoniennes

Il faut d'abord distinguer deux types de filons : les uns sont formés par les mêmes minéraux que l'encaissant (serpentine, oxydes métalliques). Les autres sont constitués de minéraux différents.

- Filons de serpentine

Ce sont de loin les plus fréquents, la plupart d'entre eux étant constituée de chrysotile, d'autres d'antigorite. La magnétite est un minéral accessoire toujours présent.

Le chrysotile cristallise en longues fibres qui s'organisent pour former de petites boules blanches, atteignant jusqu'à 5 cm de diamètre. Ces petites sphères sont juxtaposées et recouvrent les lèvres de diaclases ouvertes. La magnétite est toujours présente, parfois en très gros cristaux. Souvent, le tout est recouvert par un feutrage de talc.

Les filons d'antigorite sont de taille beaucoup plus restreinte. On ne les suit jamais sur plus d'un ou deux mètres, et leur puissance n'excède pas 10 cm. Ils ont un aspect porcelané blanc typique.

Signalons que, parfois, les deux types se superposent. Dans ce cas, l'antigorite se situe aux épontes des filonnets. Nous avons même vu de petites sphères de ce dernier minéral au sein desquelles avançaient des lamelles de l'antigorite sous-jacente.

Dans le massif de l'Orsiera, principalement, on rencontre des "filons" de serpentine en fibres parallèles joignant les deux "épontes". En réalité, il ne s'agit pas de filons, mais de recristallisations d'origine tectonique, provoquées par des étirements et des glissements le long de ces plans.

- Filons à minéralisations différentes de l'encaissant

Il s'agit surtout de filons à vésuvianite. Ainsi, sur la face nord du Rocciavre, au fond de l'un des couloirs qui traversent la paroi, à 2 650 m, on traverse un de ces filons. Il peut atteindre jusqu'à 50 cm de puissance, et se suit sur environ 200 m. Il se poursuit dans la paroi, mais devient alors très difficile à observer. La vésuvianite se présente en prismes bruns orientés perpendiculairement aux épontes.

Certaines cassures sont aussi remplies de chlorite ou de calcite.

CONCLUSION DE L'ETUDE DES SERPENTINITES

Les serpentinites sont des roches relativement homogènes. Elles sont formées d'une part, et surtout, de minéraux serpentineux (antigorite, chrysotile) très souvent orientés, et, de l'autre, de minéraux résiduels, corrodés, de pyroxène et d'olivine. Les fractures, les clivages de ces derniers peuvent contenir de la serpentine. Enfin, des granules opaques (magnétite, ilménite...) parsèment généralement la roche. Lorsque les minéraux n'ont pas été orientés par des déformations, une structure grenue fantôme peut rester visible, montrant des formes souvent arrondies (péridots) parfois plus prismatiques avec traces d'anciens clivages (pyroxènes).

Au sein des serpentinites, se rencontrent de nombreuses enclaves. Certaines d'entre elles ont une structure très proche de celle des gabbros (voir plus loin et p. 74). On y rencontre deux pyroxènes (augite, diopside) parfois de grande taille, ainsi qu'un grenat calcique et de la vésuvianite finement grenus. D'autres sont constituées de grenat calcique, vésuvianite et chlorite franchement microgrenus. Le contact entre ces deux types d'enclaves et la serpentinite est marqué par une couche (0,5 mm et jusqu'à plusieurs cm) de chlorite. Enfin, un troisième type d'enclaves est constitué de filonnets (minéraux serpentineux, vésuvianite, magnétite en grands cristaux automorphes).

B. - Gabbros

1) Gabbros de la Balme

On distingue parmi les roches de ce grand massif, deux principaux faciès, à l'échelle de l'échantillon. L'un se reconnaît à de gros mégacristaux de 1/2 à 1 cm de longueur, trapus, verts. Ce sont des pyroxènes généralement totalement ouralitisés. Ils se détachent dans un fond blanc essentiellement constitué de saussurite.

Dans le deuxième faciès, les mégacristaux, beaucoup plus mal individualisés, disparaissent même parfois totalement. Par contre, des aiguilles vert clair d'actinote, d'un centimètre de long, très fines (< 1 mm), sont réparties en tous sens, parfois orientées. Elles sont associées à de la clinozoïsite.

Mais ces deux faciès sont des extrêmes, et, le plus souvent, on a affaire à des intermédiaires. En particulier, les faciès porphyriques vrais sont très rares. On les rencontre surtout dans le fond du val de Balme, à proximité de son débouché dans le val Sangone (par conséquent à la base du complexe gabbroïque dans cette région). Enfin, signalons que sur le terrain, ces faciès changent très lentement et progressivement, d'où l'impossibilité de réaliser une quelconque cartographie.

a) Gabbro à mégacristaux

Echantillon type : 64

Provenance :

valle della Balma, à 1400 m, Est de la Rocca dell'Orso.

Description macroscopique :

à l'œil nu, on voit très bien des mégacristaux d'un beau vert d'herbe, de taille centimétrique. Si, parfois, des clivages sont visibles et leur donnent un aspect de pyroxène (omphacite), ce n'est pas toujours vrai, et, dans le cas contraire, on ne voit rien avant l'observation microscopique. A la périphérie, ces plages vertes se différencient le plus souvent : une observation attentive permet de déceler en général deux lisérés légèrement différents. Le plus interne est plus clair que le centre de la plage. Le plus externe est, au contraire, plus foncé. Là aussi, aucune hypothèse ne peut encore être faite sur leur composition. Enfin, tout cela est réparti au sein d'une "pâte" très finement cristalline, blanche uniformément (saussurite). Aucune orientation n'affecte cette roche.

Description microscopique

- composition :

saussurite :	33,9 %	talc :	2,7 %
smaragdite :	30,5 %	albite :	0,6 %
actinote :	23,4 %	pyroxène :	0,4 %
grenat :	8,5 %		

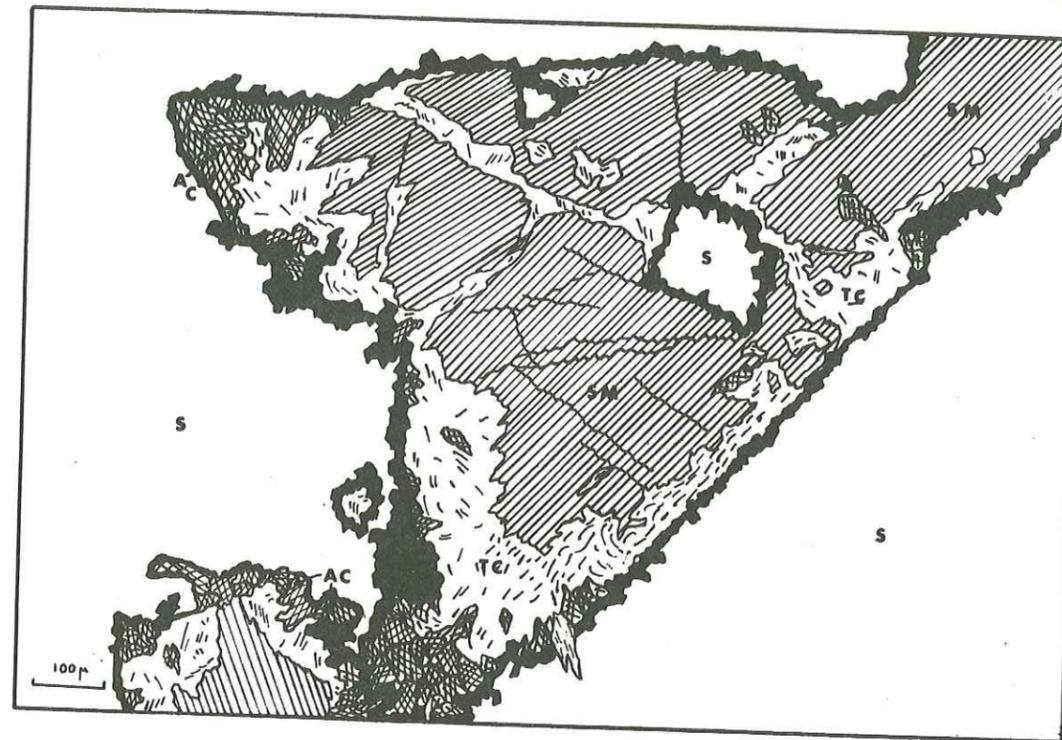


Fig. 9 - Gabbro (échantillon 64, x 30, lumière polarisée).

S = saussurite ; SM = smaragdite ; TC = talc ; AC = actinote.

Le rutile est présent en rares mais grands cristaux. Dans notre lame, il n'y en a qu'un. Un comptage de points n'a plus aucune signification dans un tel cas. C'est pourquoi il n'apparaît pas plus haut.

Ce qui frappe dans cette composition, c'est le très faible pourcentage de pyroxène. Cela semble en contradiction avec notre observation macroscopique. La partie centrale des plages ferromagnésiennes est généralement cryptocristalline, avec des couleurs vives des premier et deuxième ordres. Pourtant, au sein de chaque plage, les ferromagnésiens ont tous la même orientation et, parfois, se trouvent au sein de cette "trame", des zones mieux cristallisées et identifiables au microscope. On reconnaît alors, grâce à un angle d'extinction nettement différent, une amphibole et un pyroxène intimement mêlés. Le pyroxène (2 Vz = 68° ; Z/c = 44°) est de l'omphacite. L'amphibole (2 Vz = 82° ; Z/c = 16°) est une actinote. Nous avons, à l'exemple de BEARTH, (1966) donné le nom de smaragdite aux agrégats formés d'un mélange d'amphibole et de pyroxène sodique, lorsque ceux-ci ne sont plus parfaitement reconnaissables.

Ce qui apparaît en blanc à l'œil nu est essentiellement formé d'un agrégat de minuscules cristaux dont la couleur en lumière polarisée est grise. Il s'agit de saussurite. En son sein se développent parfois des cristaux nettement plus gros,

prismatiques, de même couleur et de même relief, de taille millimétrique. Il est alors possible d'identifier de la clinozoïsite. Les ressemblances entre ce dernier minéral et la saussurite permettent de supposer que la plupart des "cryptocristaux" en sont faits, le reste étant surtout de l'albite.

Lorsqu'on approche d'une plage ferromagnésienne, on voit apparaître dans la saussurite, des petits cristaux vivement colorés en lumière polarisée (0,01 à 0,05 mm). Il s'agit d'actinote et d'un peu de talc.

Quant aux deux lisérés signalés dans la description macroscopique, et qui entourent les plages ferromagnésiennes, ils sont aussi visibles au microscope. Le plus externe des deux est constitué de grenats en très petits cristaux (0,01 à 0,02 mm). Il sépare le plus souvent, la saussurite des amphiboles. Celles-ci constituent en effet le deuxième liséré. Il s'agit d'actinote de taille millimétrique, disposée de façon beaucoup moins rigide que les petits cristaux associés dans la smaragdite.

Malgré son faible pourcentage, le pyroxène apparaît ici (omphacite). Dans un autre échantillon, c'est de l'augite (2 Vz = 63°) qui a été identifiée. Des néoformations d'actinote l'entourent. Mais il n'y a pas de smaragdite.

b) Gabbros sans mégacristaux

Echantillon type : 28

Provenance :

20 m au-dessous et au Nord du sommet du Monte Robinet.

Description macroscopique :

roche claire essentiellement formée d'un "fond" blanc grenu (clinozoïsite) parsemé de petites aiguilles d'amphibole vert clair à reflets grisâtres (actinote). A priori, cette roche ressemble très peu à un gabbro. Ce n'est que le passage en continuité sur le terrain, la teinte générale, et surtout la composition minéralogique qui la fait ranger parmi les gabbros métamorphiques. On observe ici, une certaine orientation, en particulier de l'amphibole.

Description microscopique :

- composition :

clinozoïsite : 41,7 %
chlorite : 22,3 %
actinote : 16,2 %

albite : 19,4 %
divers ferromagnésiens : 0,2 %
sphène : 0,2 %

-description :

la roche est presque uniquement formée de quatre minéraux. Ceux-ci se répartissent en deux catégories : les uns, de grande taille et, semble-t-il, précédemment automorphes (ils ont partiellement gardé leur forme propre), sont souvent fortement abîmés sur leurs bords. Ce sont les minéraux visibles à l'œil nu, à savoir l'actinote et la clinozoïsite. La première est la plus touchée. Elle prend un aspect fibreux car l'altération se développe surtout le long des clivages. La clinozoïsite, qui a des clivages beaucoup plus mauvais, voit surtout ses faces corrodées et n'est attaquée vers l'intérieur que le long des fissures. Il en résulte une forme générale calquée sur la forme primitive, avec des surfaces arrondies, moins régulières.

Toutes les cavités, tous les "doigts de gants", toutes les irrégularités sont remplies par de la chlorite et de l'albite. Ces minéraux sont de trop petite taille pour être vus à l'œil nu. Leur taille ne dépasse pas le 1/10 mm. L'albite est tout à fait xénomorphe. Elle ne présente jamais de macles, mais est facilement reconnaissable à son faible relief. Les cristaux de chlorite sont, eux, de taille encore plus petite que celle de l'albite. Ils sont jaunâtres à incolores en lumière naturelle. Il s'agit probablement de pennine ou de clinocllore.

La légère orientation constatée sur le terrain et macroscopiquement est confirmée en lame mince. Mais elle ne concerne que la clinozoïsite et l'actinote. L'albite et la chlorite se développent dans des directions absolument quelconques.

Les deux exemples que nous venons de décrire sont intéressants du point de vue pétrographique car ils représentent, parmi les gabbros métamorphiques, les deux faciès extrêmes. Les roches correspondant véritablement à cette description sont exceptionnelles. En général, elles ont des caractères qui les situent en position intermédiaire. Et, de toute façon, il est possible de suivre sur le terrain une progression absolument constante de l'un à l'autre de ces extrêmes. Il nous a donc paru nécessaire de décrire deux autres lames minces appartenant à ces faciès intermédiaires qui sont les plus communs, afin de parfaire la connaissance du massif.

c) Faciès intermédiaires

Echantillon 1-: 66

Provenance :

même situation que 64, 20 m au-dessus.

Description macroscopique :

la roche ressemble passablement à notre échantillon 64. Seule diffère la couleur des plages ferromagnésiennes. Alors que, dans la roche décrite plus haut, elles étaient vert vif, ici elles ont une couleur vert sapin à reflet grisâtre. On peut y reconnaître l'actinote. L'observation attentive de ces plages permet d'y déceler un aspect fibreux. Mais il n'y a plus trace de clivages. Les fines auréoles qui entourent les smaragdites de l'échantillon 64 se retrouvent ici. La plus externe est particulièrement visible. Le reste de la roche est aussi constitué de saussurite qui apparaît, à ce stade de l'étude, comme une pâte blanche indifférenciée.

Description microscopique :

- composition :

actinote	45,8 %	ferromagnésiens indifférenciés :	2,8 %
saussurite	37,2 %	omphacite	1,1 %
chlorite	7,0 %	oxydes métalliques	0,6 %
grenat	5,3 %	albite	0,2 %

-description :

à cette échelle, la roche montre aussi beaucoup de ressemblances avec l'échantillon 64. La principale différence concerne les plages colorées. Celles-ci sont presque entièrement composées de cristaux juxtaposés d'actinote largement développée (plusieurs millimètres de long, jusqu'à un centimètre, sur 0,1 à 0,5 mm de large). Au sein d'une même plage, toutes les aiguilles ont la même orientation géométrique. Mais cela n'est pas vrai lorsque l'on change de plage. Toutes les directions sont alors possibles. En un point, un cristal d'omphacite est encore visible, et facilement reconnaissable à ses clivages. Il commence néanmoins à être envahi par l'actinote. Cela se fait directement, sans qu'il y ait un stade à smaragdite.

Le passage de l'actinote à la saussurite se fait par un liséré de grenat tout à fait semblable à celui de l'échantillon 64. A son approche, les cristaux d'actinote sont plus petits. On y trouve aussi de la chlorite.

La saussurite est toujours le constituant blanc de la roche. De la clinozoïsite peut néanmoins y être parfois identifiée. A l'approche des ferromagnésiens, la saussurite devient plus colorée. On y rencontre souvent de très petits cristaux (0,01 mm) d'actinote. Tout se passe donc comme s'il y avait eu une diffusion à partir des minéraux ferromagnésiens.

Echantillon 2 : D-3

Provenance :

sommet de la Punta Cristalliera

Description macroscopique :

cette roche qui représente le faciès le plus commun, montre toujours des plages colorées bien individualisées, et en cela rappelle la précédente. Mais pour le reste, elle ressemble au contraire à notre échantillon 28.

En effet, d'une part le "fond" blanc de la roche est ici, nettement grenu. De l'autre, il est parsemé de longues aiguilles d'amphibole (actinote) atteignant jusqu'à un centimètre de long.

Nous ne ferons pas d'analyse microscopique détaillée et nous bornerons à dire que l'impression que donne l'observation macroscopique est confirmée. La ressemblance avec les exemples précédemment décrits est nette. La saussurite a fait place à de gros pavés de clinozoïsite, elle-même corrodée sur ses bords et le long de ses fissures. Les aiguilles d'actinote se trouvent non seulement regroupées dans des plages ferromagnésiennes, mais aussi dispersées à côté de la clinozoïsite. Elles sont moins altérées que dans les gabbros de la Punta Robinet. Le liséré de grenats a disparu. Enfin, albite et chlorite remplissent les cavités qui ont été dégagées par la corrosion.

CONCLUSION DE L'ETUDE DES GABBROS

L'étude pétrographique des gabbros fait apparaître une certaine hétérogénéité de faciès :

Le minéral ferromagnésien n'est que rarement du pyroxène (augite, omphacite) toujours très dégradé. L'omphacite se mêle souvent très intimement à l'actinote pour donner de la smaragdite. Le plus souvent, c'est l'actinote qui constitue la quasi totalité des ferromagnésiens (avec un peu de chlorite).

Les constituants leucocrates sont, soit de la saussurite (association cryptocristalline de clinozoïsite et albite), soit un ensemble grenu des mêmes minéraux, de taille millimétrique, où la clinozoïsite domine largement.

Avec le pyroxène se rencontre toujours de la saussurite et non de grands cristaux de clinozoïsite et albite. Par contre, l'actinote est un constituant toujours présent, qui est mieux développé (grands cristaux) dans les roches sans pyroxène ou à faible proportion de chlorite. Cette actinote se présente généralement en cristaux automorphes frais. Elle n'est vraiment corrodé que localement (éch. 28) et fait place à de la chlorite.

Nous pouvons donc, dès maintenant, proposer un âge relatif des différents minéraux. Pour les ferromagnésiens, les pyroxènes sont les plus anciens. Puis apparaissent les actinotes, et enfin les chlorites (mais de la chlorite peut apparaître à côté de l'actinote non corrodée et lui est alors contemporaine). Pour les minéraux leucocrates, il n'y a pas de succession remarquable. La saussurite est généralement considérée par les différents auteurs comme un produit de transformation de plagioclase calcique. Cette transformation est partout totale dans les gabbros étudiés. Elle est donc probablement très précoce. BEARTH (1967) dit même qu'elle pourrait s'être faite lors de phases magmatiques tardives.

C. - Prasinites et roches associées

Nous voici arrivés au troisième et dernier grand groupe de roches vertes. Il est constitué en majorité de prasinites qui sont des amphibolites à albite. Elles prennent parfois localement un faciès à tendance ovaritique (l'amphibole se raréfie. L'albite et la chlorite dominant). Dans tout le massif, les prasinites sont à hornblende bleu-vert. Mais la glaucophane s'y rencontre à l'état résiduel. Comme nous l'avons déjà signalé plus haut, d'autres roches sont localement associées aux prasinites. Il s'agit de pyroxénites et d'éclogites.

La texture des prasinites est le plus souvent litée. Mais ce litage peut disparaître (en particulier sur la crête située entre le colle Malanotte et le lago La Monica), et elle prend alors un aspect microgrenu indifférenciable à l'œil nu. Plus souvent, il apparaît une structure œillée (souvent à proximité de filons de quartz ou d'albite), dans le même massif du lac La Monica, ou bréchique (à proximité du lago del Ciardonnet).

Dans tous les affleurements situés à l'Est de l'Orsiera, existent de nombreux petits plis et plis minuscules, affectant le litage.

Nous décrivons d'abord un faciès lité du type le plus courant, dans lequel nous étudierons parallèlement les effets d'un petit pli. Nous parlerons ensuite des variations que l'on observe dans les prasinites à hornblende. Enfin, il nous restera à parler des brèches à éléments prasinitiques. Dans une deuxième partie, nous étudierons les roches associées qui sont les pyroxénites et les éclogites, ainsi que les rapports entre ces dernières et les prasinites.

1) Etude des prasinites

Echantillon type : A-4 b (prasinite litée)

Provenance : rive nord du lago La Monica

Description macroscopique :

roche présentant une alternance de petits lits (1 à 3 mm d'épaisseur), les uns vert clair (épidote), les autres vert foncé (hornblende). Le tout est fortement plissé par une charnière axée N 95° E. Aucun minéral visible à ce stade ne présente d'orientation propre par rapport à ce pli (soit suivant le plan axial, soit selon l'axe B). De plus, aucun minéral ne se montre plissé ou cassé. Le pli est donc antérieur à l'apparition des minéraux (voir tectonique).

Description microscopique :

- composition :

albite	chlorite
hornblende bleu-vert	biotite kaki
pistacite	muscovite
calcite	rutile

- description :

Le litage est parfaitement reconnaissable au microscope. Les niveaux sombres sont essentiellement constitués de hornblende bleu-vert (Z/c = 19° ; 2 Vx = 70°). Ce sont de très petits cristaux (ordre de grandeur : 0,1 x 0,5 mm) dispersés à l'intérieur de plages d'albite millimétriques, et néanmoins très abondants. Outre ces deux minéraux, se rencontrent un peu d'apatite, de biotite kaki à orientation quelconque, et des oxydes métalliques. Il est possible de définir des surfaces allongées à l'intérieur desquelles tous ces petits cristaux d'amphibole ont strictement la même orientation géométrique et optique (voir fig. p. 40). Parfois, ils sont rattachés les uns aux autres. Enfin, il est possible de reconnaître quelques hornblendes de taille nettement supérieure (jusqu'à 5 mm de long). Elles sont toujours passablement déchiquetées sur les bords perpendiculaires aux clivages. A ce niveau, il est alors possible de voir s'individualiser par dégradation les microcristaux dans un fond d'albite. Les grandes amphiboles ne sont jamais déformées ou cassées.

Les niveaux clairs sont essentiellement composés d'une association albite - pistacite - chlorite - sphène, avec des cristaux de taille régulière (1 à 2 mm) engrenés les uns dans les autres. Epidote et sphène sont en voie plus ou moins avancée de dégradation, contrairement à l'albite et à la chlorite. Enfin, signalons que ce sont l'albite et la pistacite qui sont les plus abondantes. Quelques cristaux de calcite sont disséminés dans toute la roche. Ils sont de la même taille ou légèrement plus grands que la pistacite, et totalement xénomorphes.

Cette description correspond grosso modo à la plupart des prasinites. Mais d'autres observations d'importance ont été faites dans divers autres échantillons.

Il s'agit en particulier de trois minéraux absents de notre échantillon type. Ce sont l'omphacite, le grenat et la glaucophane. Ils sont tous et toujours altérés ; notons à ce propos que nous ne parlons pas encore des éclogites et pyroxénites pour lesquelles cette dernière affirmation n'est plus exacte.

L'omphacite est toujours à l'état de trace, elle se reconnaît surtout à sa couleur et à l'absence de pléochroïsme, mais les sections favorables montrent les clivages des pyroxènes. Les limites du cristal, toujours quelconques sont entourées par une auréole d'altération. Elle est formée par de nombreux et minuscules cristaux difficiles à déterminer.

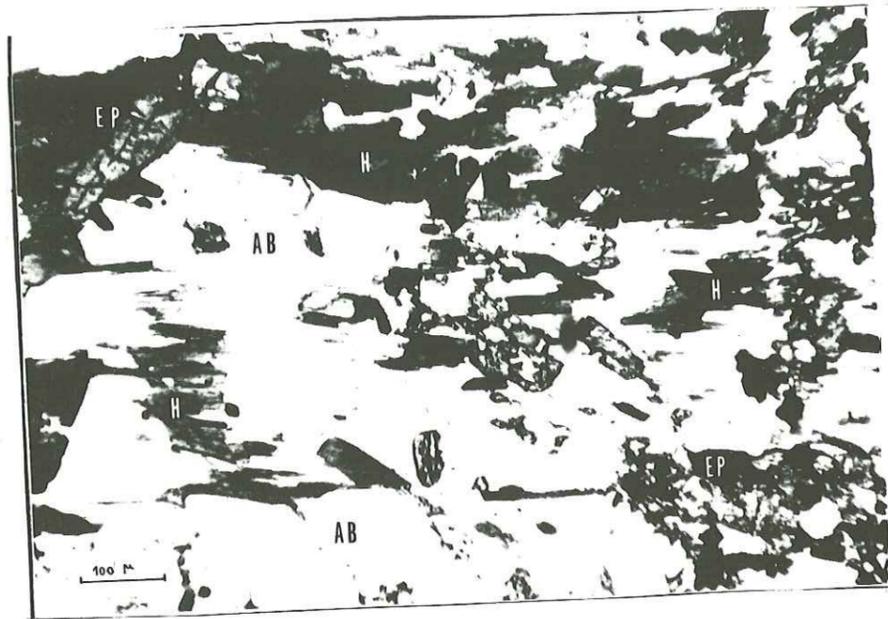


Fig. 10 - Altération de la glaucophane (échantillon A-3, x 100, lumière naturelle)
EP = épidote ; CL = chlorite ; H = hornblende ; GL = glaucophane.

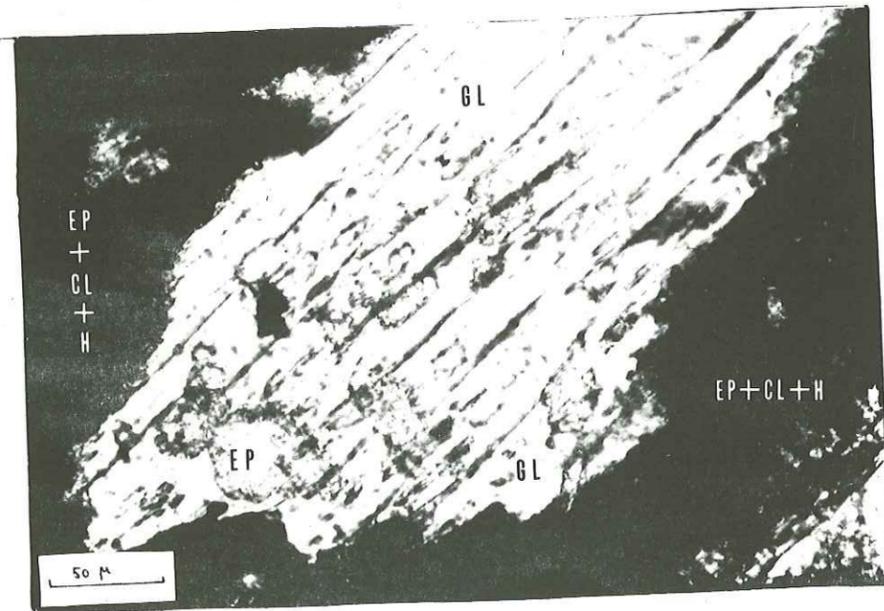


Fig. 11 - "Ovarditisation" (échantillon A-2, x 35, lumière naturelle). Un grand cristal de hornblende (H) maintenant morcelé, est "digéré" par un cristal d'albite (AB). EP = épidote.

La couleur de cette auréole et le relief font penser soit à de la chlorite, soit à une association de chlorite et d'épidote. Les mêmes observations sont faites pour la glaucophane (fig. p. 40).

Le grenat est, lui aussi très dégradé, moins pourtant que le pyroxène car on reconnaît sa forme primitive. Il est toujours fissuré. A sa périphérie et dans les fissures cristallise de la chlorite qui, cette fois, est parfaitement reconnaissable. Il s'agit probablement d'un grenat peu calcique ($n = 1,805$, maille = $11,54 \text{ \AA}$), nettement différent de celui que l'on rencontre dans les enclaves des serpentinites.

Il arrive aussi parfois que l'on rencontre des roches vertes uniquement ou presque uniquement constituées de chlorite et d'albite. C'est en particulier le cas dans les affleurements que l'on rencontre à l'Ouest du monte Pelvo. Nous avons alors affaire à des roches appartenant au faciès ovarditique. De fait, il existe tous les intermédiaires entre l'échantillon décrit et l'ovardite vraie (fig. p. 40). Celle-ci est d'ailleurs tout à fait exceptionnelle.

L'albite se présente en cristaux xénomorphes de taille généralement millimétrique. Elle n'est maclée (macles polysynthétiques) que tout à fait exceptionnellement. Les cristaux de chlorite se répartissent à la périphérie des albites.

Brèches prasinitiques

Dans ces brèches, il faut distinguer les éléments conglomératiques et le ciment.

Les éléments sont constitués d'une prasinite tout à fait analogue à celle que l'on peut trouver à proximité des brèches. Les minéraux que l'on y observe sont essentiellement de la hornblende bleu-vert dégradée, de la pistacite, de l'albite et de la chlorite, ces deux minéraux étant toujours frais. En plus, il y a toujours une certaine quantité de calcite, surtout sur les bords. Enfin, le tout est généralement parsemé d'une poussière très fine d'oxydes métalliques, plus abondants à la limite des blocs et du ciment.



Fig. 12 - Brèche à ciment calcaire (échantillon 44, x 100 lumière naturelle)
c : calcite ; H : hornblende.
Opaque à la périphérie de l'élément bréchiq : magnétite + ilménite.

Description microscopique :

- composition :

omphacite :	51 %	grenat	44 %
rutile + ilménite :	4 %	trémolite	0,8 %
glaucothane :	0,2 %		

- description :

comme nous pouvons le voir, le pyroxène sodique et le grenat qui sont les minéraux essentiels des éclogites, forment à eux seuls 95 % de la roche. Sa nature ne prête donc absolument pas à discussion. Ces minéraux sont toujours en bon état de conservation. Comment pourrait-il en être autrement, d'ailleurs, puisqu'il n'y a pas de produits de transformation. Les grenats ont une taille de l'ordre de 0,1 mm, les plus grands atteignent 0,5 mm. Leur étude aux rayons X (diffraction) nous a permis de calculer une maille de 11,54 Å, et l'indice du minéral est $n = 1,78$. Cela nous rapproche des grenats observés dans les prasinites.

Les pyroxènes sont légèrement plus grands (0,5 à 2 mm). Ils ont, ici aussi, une structure diablastique. Leurs caractéristiques optiques ($2V_z = 66^\circ$; $Z/c = 41$) permettent de les situer dans la famille des pyroxènes sodiques (augite - jadéite), comme une omphacite à 30 % de jadéite environ.

Les autres minéraux ne font que 5 % de la roche. Ce sont surtout les minéraux titanés. Leur faible abondance est étonnante. En général, le rutile est un minéral accessoire important dans les éclogites des Alpes.

La glaucophane apparaît parfois en petits cristaux bleus entre les pyroxènes. Elle semble ainsi combler des intervalles toujours très petits entre les cristaux d'omphacite ($< 0,5$ mm). La hornblende enfin est intimement liée au pyroxène dont elle semble parfois poursuivre le cristal dans sa longueur, homoaxialement par rapport à lui.

Toutes les éclogites de notre massif ne correspondent pas à cette description. De fait, elles varient d'un gisement à l'autre. Des changements apparaissent non seulement dans la proportion du pyroxène et du grenat, mais dans leur état de conservation, et dans la teneur en minéraux titanés, ceux-ci pouvant représenter jusqu'à 15 % de la roche.

Le plus souvent, les grenats et les pyroxènes sodiques sont altérés. Les premiers sont souvent fissurés. A la périphérie du cristal et dans les fissures, se développent la chlorite, et parfois, de la biotite verte. Quant à l'omphacite, elle est auréolée de petits minéraux de hornblende bleu-vert, disposés de façon quelconque, mais souvent rayonnante. D'autres minéraux apparaissent, l'épidote entre autre, ainsi que l'albite. Enfin, souvent entre pyroxène et grenat peut exister une ligne de cristaux de magnétite.

Une observation faite dans l'échantillon G-2 (fond du vallon au-dessus du lago La Monica, 2 400 m) mérite d'être rapportée ici. On y rencontre en effet de grands cristaux de pyroxène (1 cm) automorphes de couleur brun-roux en lame mince. Il s'agit d'une augite. Elle contient une assez grande quantité d'inclusions qui, en particulier, soulignent les clivages. Mais, en son sein, peut être observée une autre espèce de pyroxène sans inclusions qui est de l'omphacite. Ses clivages sont beaucoup plus fins et plus rapprochés que ceux de l'augite. Un autre cristal d'augite contient en son sein, plusieurs omphacites d'orientation quelconque. Ces pyroxènes sodiques sont donc des néoformations à partir de l'augite.

CONCLUSION DE L'ETUDE DES PRASINITES

Le caractère pétrographique principal de ces roches est la présence quasi générale de hornblende bleu-vert et de pistacite (sauf dans les ovaridites vraies qui sont exceptionnelles). Ces deux minéraux peuvent, soit être séparés et constituer un litage dans la roche, soit être mélangés.

Les autres minéraux des prasinites ont des caractères différents.

L'omphacite, le grenat et la glaucophane sont toujours très altérés et corrodés à côté de la hornblende et de l'épidote. Ce sont des minéraux reliques.

L'albite et la chlorite sont toujours très fraîches, jamais fissurées, jamais corrodées. Des cristaux de hornblende partiellement détruits ou morcelés par la corrosion sont inclus dans des albites fraîches et sans aucune altération. Cette albite pénètre dans les parties corrodées de la hornblende. Elle est donc plus récente. Les mêmes conclusions peuvent être faites pour la chlorite.

Donc les principaux minéraux sont :

- omphacite, grenat, glaucophane (reliques) ;
- hornblende, pistacite (les plus abondantes, mais corrodées) ;
- albite, chlorite (très fraîches).

Les roches associées (omphacitites, éclogites) sont constituées en majorité des minéraux reliques des prasinites, ici pourtant mieux conservés et très abondants. Il semble que le phénomène qui a fait presque disparaître ces minéraux dans les prasinites, n'ait localement pas eu lieu. Nous approfondirons cette question plus loin, (voir p. 74).

L'étude d'un affleurement situé au SW du monte Albergian, au Sud du val Chisone nous a permis de faire des observations très intéressantes et qui complètent sur plusieurs points, l'étude du Rocciavre. C'est pourquoi nous en ferons état sous forme d'annexe en fin de chapitre.

II. - PETROGRAPHIE DES SCHISTES LUSTRES s.l.

Dans la première partie, nous avons déjà vu que cet ensemble se compose de quartzites, de marbres dolomitiques, et enfin d'une série à faciès variant entre trois pôles, à savoir quartzites, marbres, micaschistes. Presque toutes ces roches contiennent des carbonates. Les autres gardent en général une structure de roches détritiques. Il s'agit de roches d'origine sédimentaire.

A. - Quartzites

Ce sont des roches de couleur blanche et de grande dureté par rapport aux autres faciès de l'encaissant. Elles ressortent donc en général dans la topographie. Outre le quartz, elles contiennent toujours un mica vert clair (phengite) qui leur donne leur schistosité, et forme parfois de petits lits parallèles à la stratification. En lame mince, le quartz se présente sous forme de grains de taille très variable d'un échantillon à l'autre. Mais souvent, dans la roche, se trouvent des grains de dimension nettement supérieure aux autres, et arrondis, parfois formés de plusieurs cristaux, donc des microgalets. Ces roches ont donc manifestement une origine détritique. Mais le quartz a pu recristalliser car les petits grains sont souvent allongés dans le plan de la schistosité. Dans certains cas favorables, on peut encore distinguer un certain granoclassement. Mais celui-ci n'est jamais assez net pour qu'une polarité puisse en être déduite.

Sachant que l'origine de nos quartzites est détritique, et que les micas, bien orientés dans la schistosité, sont le produit d'une recrystallisation, il devient probable que les lits micacés sont d'anciens niveaux détritiques très fins, pélitiques.

La rareté (moins de 1 %) des feldspaths détritiques est un fait constant dans ces roches, ce qui les différencie du socle (voir P. VIALON). Cela constitue une indication intéressante sur la sédimentation : la disparition des feldspaths est généralement une indication de l'éloignement de la source des grains détritiques. Ceux de feldspaths (moins durs que les quartz) sont alors totalement usés et leurs éléments rentrent dans la composition d'argiles pélitiques.

B. - Marbres dolomitiques

La plus importante masse de ces roches constitue le cœur d'un anticlinal, dans le val Gravio et sous la bergeria del Ciardonnet.

Ce sont des roches blanches, grisâtres ou jaunâtres à aspect nettement saccharoïde. Souvent, elles forment des petits bancs d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, recoupés par des diaclases, ce qui donne parfois des falaises en escalier (très raide .).

Ces marbres dolomitiques sont d'une pureté remarquable. Seuls, quelques grains de quartz troublent l'homogénéité minéralogique. Les cristaux de dolomie (1 à 2 mm) sont de taille très constante, ce qui renforce encore la monotonie de la roche qui est seulement troublée par la présence de petits galets (1 à 2 cm) eux-mêmes de marbre dolomitique. Quant aux grains de quartz, ils sont toujours arrondis, et ne semblent pas avoir subi de recristallisation.

C. - Calcschistes

Nous réunissons sous cette dénomination toutes les roches qui contiennent du quartz, de la calcite, et un mica blanc, et nous leur joignons des micaschistes qui, par leurs gisements, en sont indissociables. Ces roches se présentent sous de nombreux faciès, selon la proportion des minéraux ci-dessus mentionnés. Ils se regroupent néanmoins autour de trois pôles : marbres, calcschistes quartzeux, et enfin calcschistes très micacés et charbonneux.

1) Marbres

Ces roches sont abondantes dans la moitié W de notre terrain où elles forment souvent de grandes falaises à regard E. Elles présentent une grande constance dans leur composition. Seule, la proportion de mica peut légèrement varier, sans jamais devenir prépondérante. Nous décrivons un exemple qui a été choisi dans la falaise du monte Pelvo.

Echantillon 7'

Localisation :

falaise au Sud du monte Pelvo, 2 550 m

Description macroscopique :

roche de couleur gris clair, recouverte sur les surfaces altérées, par une patine ocre. La cristallisation est totale. Il s'agit d'un assemblage de cristaux de calcite dont la taille est de 2 à 3 mm. La structure est grenue et non orientée, si ce n'est par les micas. Ceux-ci marquent une ébauche de schistosité qui est d'autant plus nette qu'ils sont plus abondants.

Description microscopique :

- composition :

calcite :	85 %	phengite :	7 %
oxydes de fer :	3,5 %	quartz :	3,5 %
chlorite	0,5 %	tourmaline :	0,5 %

- description :

la trame de la roche est constituée par une association granoblastique de calcite non orientée. Les paillettes de phengite rigoureusement orientées sont réparties dans toute la roche. Mais elles se concentrent parfois légèrement, esquissant des petits lits. Quant aux grains de quartz, toujours arrondis, ils se répartissent uniformément dans le cipolin. Ils ont environ un millimètre de diamètre.

Les variations que l'on peut observer au sein de ce faciès concernent essentiellement la phengite. celle-ci peut constituer jusqu'à 20 % de la roche en déterminant un litage grossier. Il apparaît alors une véritable schistosité responsable du débit en dalles qui s'observe souvent, et surtout sur les faces ouest conformes à cette schistosité. Il nous faut encore signaler ici que, dans certains cas, peuvent apparaître du chloritoïde, de la glaucophane ou de l'albite. Ceci se voit toujours à proximité du contact avec les prasinites. Les deux premiers de ces minéraux sont toujours altérés et

corrodés. Le chloritoïde forme de gros pavés rectangulaires bleu-gris (2 à 4 mm de longueur) et est facilement reconnaissable à ses macles en lumière polarisée. Les bords (surtout ceux qui sont perpendiculaires au clivage) sont effilochés. La glaucophane est aussi altérée. Mais sa forme en aiguilles se reconnaît encore. Au contact de ces deux minéraux apparaissent en général la chlorite (petits cristaux < 1/2 mm, disposés en éventail) et l'albite (taille quelconque, xénomorphe).

2) Calcschistes quartzeux

La grande majorité des calcschistes situés à l'Est de l'Orsiera appartient à ce faciès. Ils se reconnaissent à l'abondance de quartz. Celui-ci représente généralement entre 25 et 40 % de la roche. Mais il peut augmenter aux dépens de la calcite, et l'on peut alors passer en continuité à des quartzites. Nous décrivons un échantillon qui représente bien ce faciès.

Echantillon 41

Localisation :

150 m au-dessous du colle del Sabbione, face N.

Description macroscopique :

roche massive et relativement dure, de couleur gris brunâtre. Elle présente une schistosité bien marquée due aux minéraux phylliteux (phengite, muscovite). Le quartz se reconnaît à sa couleur blanche et à sa cassure grasse. A côté de lui, la calcite est jaunâtre. Ces deux minéraux donnent à l'ensemble une structure grenue (grains de taille millimétrique). Enfin, localement s'observent de petites taches d'un vert vif et brillant, de fuchsite. Dans ces niveaux, le mica blanc respecte un litage bien marqué. Notre échantillon en contient particulièrement peu.

Description microscopique :

- composition :

calcite	51 %	quartz	30,5 %
chlorite	10 %	muscovite - phengite	5,5 %
sphène	1 %	épidote	1,5 %
minerais	0,5 %		

La fuchsite, trop localisée, n'apparaît pas dans ce comptage de points.

- description :

la calcite reste ici, le minéral le plus abondant de la roche. Elle est tout à fait analogue à celle des marbres, autant par sa taille (2 à 3 mm) que par sa structure granoblastique régulière non orientée. Les cristaux de quartz sont de plus petite taille, (1 à 2 mm) et généralement allongés légèrement dans le sens de la schistosité. Ils sont toujours xénomorphes. En général, ils sont répartis uniformément dans toute la roche, mais se regroupent localement en petits nodules. Les micas sont, ici, relativement peu abondants. Il s'agit d'une muscovite d'un vert très pâle (2 V_x = 38 à 40°). Comme partout, elle détermine une schistosité. Il y a, par contre, nettement plus de chlorite qui, elle, n'est généralement pas orientée, sauf dans des petits lits nettement plus phylliteux. Comme d'habitude, ces cristaux sont de taille nettement inférieure à celle des cristaux de muscovite (0,1 à 0,3 mm contre 1 à 2 mm pour le mica blanc). Les autres minéraux sont répartis de façon beaucoup moins régulière dans la roche. Ce sont le sphène, ou une épidote jaune brunâtre en lame mince et auréolée d'oxyde de fer. Enfin, six ou sept petits nodules de fuchsite (2 V_x = 40 à 43°) se rencontrent. Dans notre lame, ils sont répartis suivant deux lignes parallèles à la schistosité et à la stratification (observation faite sur le terrain). Chacun de ces nodules est formé de nombreux petits cristaux (0,1 à 0,5 mm) disposés en tous sens, auxquels sont parfois associés des restes très altérés d'épidote.

La variation de teneur du quartz peut être rapide, mais elle n'est jamais brusque. Un litage stratigraphique existe donc pour ce minéral, mais il est toujours difficile à voir. Seuls les occasionnels bancs de quartzites se distinguent bien dans le paysage.

Quelques minéraux accessoires se rencontrent assez fréquemment dans ce faciès. Nous avons déjà vu la fuchsite. Il faut aussi mentionner le grenat et la tourmaline.

3) Calcschistes micacés et charbonneux

Par ce terme, nous voulons désigner les faciès les plus typiques de ce que l'on appelle couramment "schistes lustrés", et que l'on retrouve très régulièrement au-dessus des roches vertes, surtout à l'Ouest de la région étudiée. Ces roches sont très sujettes à l'altération superficielle. Un litage (lits de 1 à 10 cm d'épaisseur en général, parfois plus) s'observe presque toujours, provoqué par des niveaux plus ou moins riches en micas. La fissuration et la fracturation de ces calcschistes est toujours importante et a provoqué secondairement de nombreux glissements. Cela explique la difficulté que l'on a parfois à trouver des affleurements "en place".

Les faciès les plus typiques montrent une alternance de petits lits de calcaires cristallins vrais et de micaschistes.

Les calcaires cristallins que l'on rencontre ici sont moins purs que ceux qui ont été décrits précédemment. La calcite représente 70 à 75 % de la roche, alors que l'on a jusqu'à 10 % de quartz, de 12 à 15 % de phyllites, et des opaques qui donnent à la roche, une apparence très sale, et qui sont des produits charbonneux.

Dans les micaschistes, la calcite disparaît, et les minéraux essentiels sont le quartz et les micas. Ce sont surtout ces derniers qui abondent, passant à 60 et même 70 % de l'ensemble. Les produits charbonneux sont aussi plus abondants et imprègnent surtout les cristaux de muscovite.

Les proportions relatives entre ces deux types varient latéralement. Les affleurements qui se trouvent au Sud Ouest de l'Albergian (Punta Vallonetto, colle del Piz) montrent une grande abondance de micaschistes. Les calcaires sont réduits à des petits bancs de un à quelques centimètres d'épaisseur. A l'Ouest du monte Pelvo, les bancs calcaires sont déjà plus importants que les lits micaschisteux. Enfin, ces derniers disparaissent totalement plus à l'Est, au sein des grands synclinaux.

CONCLUSION DE L'ETUDE DES ROCHES D'ORIGINE SEDIMENTAIRE

Ces roches sont caractérisées par un certain nombre de particularités :

- les feldspaths d'origine détritique ou métamorphique sont pratiquement absents. Les premiers se rencontrent en faible quantité (moins de 1 % de la roche) dans les quartzites, les seconds (albite) parfois à proximité des prasinites ;
- la dolomie est uniquement localisée dans les niveaux de marbre dolomitique, où elle abonde. Ailleurs elle est absente ;
- mis à part les marbres dolomitiques, toutes les autres roches sédimentaires sont composées essentiellement de calcite, quartz, mica clair (muscovite, phengite) dont la proportion relative varie. Les faciès les plus courants sont constitués de 20 à 40 % de ces trois minéraux. Dans certains cas, l'un des constituants diminue beaucoup, disparaît même parfois (quartzites intraformationnels des schistes lustrés, micaschistes).

C'est ainsi que se forment les marbres micacés du monte Pelvo ;

- d'autres minéraux se rencontrent dans ces roches, mais sont généralement en faible ou très faible proportion (chloritoïde, glaucophane, albite, chlorite, tourmaline...). Disons aussi que certains niveaux sont caractérisés par la présence de produits charbonneux.

CONCLUSION GENERALE

A l'occasion de cette étude pétrographique, nous avons observé un certain nombre de roches de composition très variée. Nous avons d'une part les serpentinites, ainsi que toutes les roches constituées surtout de pyroxènes, amphiboles, épidotes s.l., chlorites, et qui sont les roches vertes. D'autre part, il existe des roches composées essentiellement de calcite, quartz, micas clairs, et qui, de même que les marbres dolomitiques, sont d'origine sédimentaire.

Mais nous avons pu déceler, notamment dans les roches vertes, que certains minéraux étaient des reliques, que d'autres, encore abondants, étaient néanmoins corrodés, que d'autres enfin étaient parfaitement conservés. Nous avons donc pressenti que, à plusieurs reprises, des minéraux avaient pour une raison quelconque, été détruits et remplacé par d'autres. Un métamorphisme complexe a donc probablement eu lieu. C'est lui que nous allons étudier maintenant.

ANNEXE

LES ROCHES VERTES DE L'ALBERGIAN

Cet affleurement se trouve dans le vallon du Rio Gran Muils, au Sud Ouest de l'Albergian. A l'Est et à l'Ouest, il est bordé par des failles verticales orientées NW-SE. Sur le flanc ouest du Gran Muils, il est recouvert de micaschistes et calcschistes graphiteux finement lités. La surface de contact (contact franc) est orientée N 155, pendage 25° SW. Le contact du dessous est tout aussi franc et se fait avec des marbres d'un faciès analogue à ceux du Monte Pelvo. Nous retrouvons donc une suite lithologique comparable à celle que nous dégageons précédemment :

de bas en haut : marbres, roches vertes, micaschistes.

Les roches vertes proprement dites sont essentiellement des prasinites, soit massives, soit bréchiques. Pourtant, à la base de la série, se trouvent, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, des gabbros. La couleur très sombre de toutes ces roches (gris bleuâtre) rend difficile l'observation du contact séparant gabbros et prasinites. Pourtant, il est franc.

Au-dessus, ce sont des alternances de brèches à ciment calcaire et de bancs prasinitiques massifs. Les brèches ont une dizaine de mètres d'épaisseur, et les bancs massifs, 2 à 3 m. Au sein d'un niveau massif, nous avons rencontré quelques pillow-lavas (Ouest du Gran Muils, 2870 m, sous le point coté 2969). Nous n'avons pas fait d'étude détaillée de ces structures. Mais leur présence permet d'affirmer que les niveaux prasinitiques massifs représentent d'anciennes coulées sous-marines entre des niveaux de brèches d'explosion volcanique. La tectonique a épargné ces structures qui ne sont ni écrasées, ni déformées.

La pétrographie de ces roches présente aussi un grand intérêt.

- Gabbro :

Si la structure est la même que celle des gabbros de la Balme, la couleur des ferromagnésiens est nettement différente (bleu foncé, presque noir). L'étude microscopique révèle qu'il s'agit de glaucophane. Ce qui frappe, c'est leur

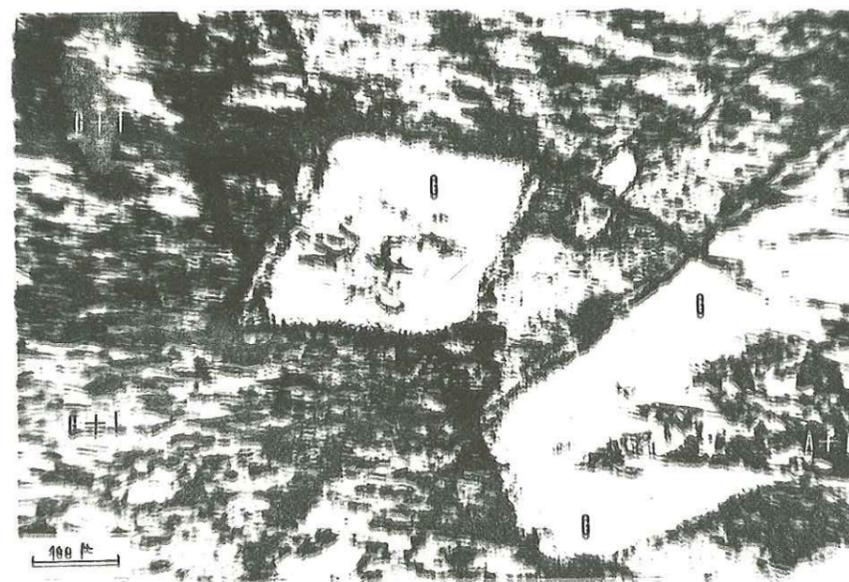


Fig. 15 - Gabbro de l'Albergian (échantillon 50, x 35 lumière naturelle). A part une petite surface à albite et lawsonite (A + L) (à gauche de la photo, on ne voit qu'un seul grand cristal de glaucophane (G) dans lequel des inclusions dessinent d'anciennes structures (en clair, plagioclase, en sombre, pyroxène).

forme prismatique trappue qui est plus celle d'un pyroxène que celle d'une amphibole. En leur sein, se trouvent de nombreuses inclusions très fines, qui disparaissent néanmoins totalement à 0,5 mm du bord du cristal, laissant une auréole très pure. Ces surfaces à inclusions, très bien délimitées, ont aussi des formes géométriques. Elles représentent la forme d'anciens cristaux pseudomorphosés par la glaucophane.

A côté de la glaucophane, se trouve de la saussurite et des cristaux millimétriques xénomorphes d'albite. De plus, de minuscules cristaux prismatiques (environ 0,05 x 0,3 mm) de lawsonite parsèment les minéraux leucocrates. Cette lawsonite est souvent altérée et difficile à déterminer. Sa présence à côté de la glaucophane, elle-même beaucoup plus abondante que plus à l'Ouest, est une indication précieuse pour la connaissance de variations latérales du métamorphisme. Signalons l'absence d'amphibole verte et de clinozoïsite.

- Prasinites :

Là aussi, c'est la glaucophane et non l'amphibole verte qui forme l'essentiel de la roche. Par ailleurs, les minéraux "clairs" (épidote, albite) sont beaucoup moins abondants. Il existe en plus, de la lawsonite en prismes allongés très frais, notamment dans les petites ocelles blanches qui sont dispersées un peu partout dans ce type de roches. La glaucophane forme une trame de baguettes enchevêtrées. Elle est très peu altérée et c'est l'albite qui pénètre dans les parties corrodées avec un peu de chlorite. Enfin, des minéraux plus anciens, reliques, très dégradés (ortho-amphiboles ?) se rencontrent parfois.

CONCLUSION

Dans le massif du Rocciavre, la glaucophane est une relique, de même que l'omphacite et le grenat. Dans certaines éclogites pourtant, ces trois minéraux sont encore frais. A la punta del Lago, le pyroxène sodique constitue 51 % de l'éclogite, la glaucophane, 0,2%. Au colle delle Finestre, une éclogite contient à peu près autant des deux minéraux sodiques. Dans le massif de l'Albergian, il n'y a aucune trace d'omphacite à côté de la glaucophane. Cela montre donc une évolution des conditions de métamorphisme d'Est en Ouest. La transformation de ces minéraux en amphiboles vertes et épidote, générale dans le massif Rocciavre - Pelvo, n'a pas eu lieu dans l'Albergian, de même que l'ovarditisation.

CHAPITRE III

METAMORPHISME - ETUDE MINERALOGIQUE ET PETROCHIMIQUE

I. - LES MINERAUX DE NOS ROCHES : SIGNIFICATION

II. - ETUDE CHIMIQUE DES ROCHES VERTES

LE METAMORPHISME : ETUDE MINERALOGIQUE ET PETROCHIMIQUE

Dans les chapitres précédents, nous avons défini et décrit différents groupes de roches. Les minéraux que nous y avons rencontrés sont, pour la plupart, des minéraux du métamorphisme. Notre but n'étant pas de rechercher les conditions de formation de chaque espèce minérale, nous renvoyons pour cela le lecteur aux ouvrages spécialisés (WINKLER, 1965 ; DEER - HOWIE - ZUSSMANN, 1962). Néanmoins, quelques unes de nos espèces minérales sont admises dans ces ouvrages comme typiquement magmatiques, et ne peuvent être considérées que comme reliques d'une ancienne roche magmatique ou volcano-sédimentaire.

Le but de ce chapitre est donc de rechercher l'origine, puis les transformations minéralogiques et éventuellement chimiques qui se sont produites.

Pour ce, nous séparerons d'abord les minéraux magmatiques des minéraux métamorphiques, puis nous regrouperons ces derniers d'après les faciès et sous-faciès définis notamment par WINKLER (1965).

Une deuxième partie sera consacrée aux analyses chimiques et à leurs conclusions. Nous espérons, grâce à elles, savoir si notre métamorphisme est topochimique ou s'il y a eu apport ou départ de certains éléments. Nous espérons aussi compléter la première partie, afin de connaître les roches originelles de notre complexe ; nous tenterons enfin, en nous aidant des travaux et des méthodes mis au point par plusieurs auteurs, d'interpréter l'origine et la mise en place de ce complexe de roches vertes.

I. - LES MINERAUX DE NOS ROCHES ; SIGNIFICATION

A. - Minéraux d'origine magmatique

Comme nous l'avons vu plus haut, il existe certains minéraux dont l'origine n'est certainement pas métamorphique. On considère en effet qu'ils ne peuvent se former que par cristallisation d'un magma, et jamais ils n'ont été découverts dans une roche métamorphique qu'à l'état de reliques. Il s'agit ici en particulier de péridots et de pyroxènes brun-roux (augite titanifère).

1) Les olivines

Elles sont toujours très dégradées, montrant des bords déchiquetés ; jamais automorphes, parfois si difficiles à reconnaître que l'on doit avoir recours aux rayons X. Elles ne se rencontrent que dans les serpentinites, toujours en rapport avec les minéraux serpentineux qui les entourent ou pénètrent en leur sein le long de fissures. Le phénomène de serpentinisation des péridots est très classique. Mais ici, il est à un état très avancé, surtout si l'olivine représentait une part importante de ce qui, actuellement, est de la serpentine. On repère en effet parfois, lorsque la tectonique n'a pas tout bouleversé, des fantômes de péridots totalement transformés (reconnaissables à l'orientation des phyllites perpendiculairement aux cassures des anciens cristaux).

2) Les pyroxènes

Si, comme dans les roches des régions voisines, le pyroxène orthorhombique a été présent dans nos serpentinites, seuls, actuellement, des fantômes (reconnaissables à leurs clivages) peuvent en être la trace. Par contre, on observe souvent des clinopyroxènes en lame mince comme à l'œil nu. Dans les serpentinites, les rodingites (voir pp. 31 et 32) et rarement les gabbros (voir p. 18), nous avons trouvé d'anciens pyroxènes à faciès diallage, rouges ou bruns au microscope et en lumière naturelle. Une étude optique (2V = 60 à 64°, Z/c = 42 à 48°) et aux rayons X montre qu'il s'agit d'une augite légèrement titanifère dont l'origine ne peut être que magmatique (TRÖGER, 1959). Souvent, cette augite prend des dimensions considérables (nous en avons vu atteignant jusqu'à 10 cm de long, voir p. 18, 32). Son clivage (010) est très développé et lui donne un débit lamellaire. Nous avons observé des cristaux de même nature dans une éclogite (éch. G-2). Toutefois, ici, ils n'ont pas le faciès diallage.

CONCLUSION

Les minéraux d'origine magmatique certaine sont relativement peu abondants, et ne se rencontrent que dans les serpentinites ou à leur proximité immédiate. Nous ne pouvons donc conclure à une origine magmatique certaine de nos roches que pour ces serpentinites et roches associées. L'augite titanifère présente dans une éclogite, et la rencontre de diallage dans les gabbros métamorphiques à leur contact avec les ultrabasites ne sont pas des observations suffisantes pour donner, dès maintenant, une conclusion à propos de l'ensemble de ces roches. Ceci dit, s'il apparaît que toutes nos roches vertes sont d'origine magmatique, il faudra se demander pourquoi les minéraux originels n'ont été conservés qu'à proximité des serpentinites.

B. - Minéraux du métamorphisme

Ce sont tous les minéraux importants de nos roches autres que ceux que nous venons de voir. Certains d'entre eux se retrouvent d'ailleurs dans l'encaissant. Parmi ces minéraux, on distingue ceux qui sont toujours frais, limpides et jamais altérés sur les bords. Ce sont ceux qui se sont formés lors des dernières phases. D'autres contiennent souvent des inclusions et montrent fréquemment des bords corrodés. On peut parfois en observer la transformation en minéraux du premier type, ou en un agrégat microgranulaire, ce qui prouve leur instabilité au moins à une certaine époque de leur histoire. Ils appartiennent donc à des phases plus anciennes.

1) Le diopside

C'est le pyroxène limpide qui pseudomorphose les augites partout où elles sont présentes, sauf dans l'éclogite. Il s'est développé en se calquant sur le réseau de l'augite préexistante (disposition homoaxiale; voir pp. 31, 32 fig. 8), et l'englobe maintenant totalement. Par ailleurs, et surtout dans les rodingites, de très nombreux petits cristaux de diopside sont dispersés dans la roche, à côté du grenat ou de la vésuvianite. L'existence de ce minéral uniquement dans les serpentinites et roches associées pose un problème de plus sur ces roches auxquelles il nous faudra consacrer un paragraphe spécial.

2) Le pyroxène sodique

Ce minéral se rencontre surtout dans les éclogites et les omphacitites. Mais il peut exister à l'état de traces dans d'autres roches. Il est alors toujours très abîmé. Il ne se rencontre jamais en association avec le diopside, et se trouve, contrairement à lui, dans les gabbros et les prasinites. L'échantillon G-2 déjà signalé à maintes reprises (voir en particulier p. 44) permet d'observer son développement au sein d'une augite titanifère. Cette dernière se transformerait donc suivant la paragenèse à laquelle elle appartient, soit en diopside, soit en pyroxène sodique. Quant à sa

composition, nous l'avons cherchée en utilisant le diagramme de Essene et Fyfe (1967), et leur méthode à partir de l'indice de réfraction suivant y, et la disposition de la raie (221) sur un diagramme de rayons X (1,67 < ny < 1,68; raie (221) = 2,962 Å). Nous avons donc affaire à une omphacite typique.

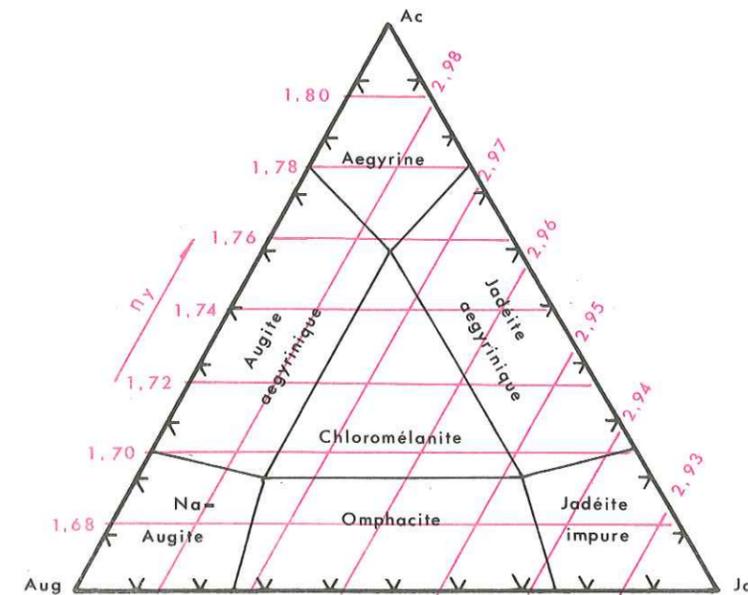


Fig. 16 - Diagramme triangulaire de Essene et Fyfe (1967) pour la détermination des pyroxènes sodiques à partir de l'indice de réfraction selon y et la disposition de la raie (221) sur un diagramme de rayons X.

Nous avons déjà signalé que, le plus souvent, ce minéral était très dégradé; il s'entoure alors d'une auréole où peuvent se reconnaître hornblende, chlorite, épidote et albite.

3) Les grenats

Déjà, lors de l'observation macroscopique, il est possible, en faisant très attention, de distinguer deux types de grenats. Mais il est nécessaire de faire une étude aux rayons X (réfraction) pour confirmer nos soupçons. Il apparaît dès lors que, comme les pyroxènes, les grenats sont différents suivant leur gisement. Dans les ultrabasites et roches associées, en association avec le diopside, se trouve un minéral dont la maille est de 11,77 Å; n = 1,76 ce qui montre la prédominance de grossulaire - andradite, et donc une relative richesse en calcite (diagramme de Winchell, 1958). Nous n'avons malheureusement pas pu faire d'analyse chimique de ces grenats pour savoir s'il s'agit d'hydro-grossulaire.

Dans les autres roches vertes, souvent en association avec l'omphacite, le grenat a une maille de $11,54 \text{ \AA}$, et un indice de réfraction de 1,79. Il s'agit, cette fois-ci, d'un minéral à forte proportion d'almandin et pyrope. Avec les données que nous possédons (maille, indice de réfraction) il n'est pas possible de donner plus de précisions (proportions almandin / pyrope).

Tous les grenats sont généralement altérés (sauf dans l'éclogite de la Punta del Lago). Ils sont alors auréolés de chlorite qui pénètre aussi le long des fréquentes fissures.

4) La glaucophane

Ce minéral, bien connu dans toutes les Alpes métamorphiques, nous l'avons aussi rencontré assez souvent, et en particulier dans la partie ouest et sud ouest de notre terrain. Ici les cristaux sont toujours très frais, à peine touchés par les phases ultérieures du métamorphisme. Ce n'est pas le cas des rares exemplaires que l'on trouve plus à l'Est (prasinites et gabbros au-dessus du lago La Monica) et qui sont très altérés et entourés presque toujours de hornblende bleu-vert, d'actinote ou d'épidote avec de l'albite. La couleur et le pléochroïsme de la glaucophane (x vert clair, y bleu lavande, z outremer) varient beaucoup d'intensité, et certains cristaux sont presque incolores.

Dans l'échantillon 28 (éclogite à glaucophane et schiste à glaucophane et grenat), et plus exactement dans la partie de l'échantillon contenant du pyroxène sodique, on observe que c'est aux dépens de ce dernier que se forme la glaucophane. Malheureusement, cette observation est isolée. Dans beaucoup de cas (notamment dans l'Albergian) elle est apparue à la place d'un pyroxène dont on ne voit pas la moindre trace.

Il faut noter que nous n'avons absolument pas trouvé trace de glaucophane dans les gabbros de la Balme, et que les 0,2 % des éclogites de la Punta del Lago n'apparaissent pas dans les prasinites qui se trouvent à leur proximité immédiate. Nous en tirerons les conséquences plus loin.

5) Les amphiboles vertes

Ce sont les principaux constituants, avec les épidotes s.l. aussi bien des gabbros que des prasinites. Dans les premiers, il faut distinguer d'une part les amphiboles qui sont une pseudomorphose des pyroxènes préexistants, et de l'autre, les longues baguettes qui parsèment en tous sens certains d'entre eux et qui ont pris une nouvelle forme propre.

Certains gabbros présentent des minéraux ferromagnésiens de forme trapue, vert pomme vif, qui, à l'œil nu, ressemblent tout à fait aux pyroxènes sodiques (échantillon 64, p. 34). Nous avons vu qu'il s'agit d'une association très fine d'omphacite et d'actinote, suivant une même trame cristalline, appelée smaragdite par BEARTH (1967).

L'amphibole la plus fréquente dans les gabbros apparaît à l'œil nu en baguettes plus ou moins longues, de couleur vert grisâtre, incolore en lame mince. Il s'agit d'une actinote ($Z/c = 14 \text{ à } 15^\circ$, $2 V_x = 84^\circ$) plutôt magnésienne. Elle est souvent très bien conservée, et n'apparaît instable que dans certaines roches en général plus ou moins touchées par la tectonique, et où se développent plus qu'ailleurs, albite et chlorite. Elle est parfois orientée selon la linéation régionale.

Les amphiboles des prasinites et roches associées sont, en règle générale, beaucoup plus foncées. Ceci est dû à la plus grande richesse en fer de ces minéraux. Il s'agit en effet d'une hornblende bleu-vert (x vert jaunâtre, y et z vert bleuté). Leur angle d'extinction oscille entre 20 et 22° . Cette amphibole peut être fortement dégradée. Il ne reste d'un cristal, dans certains cas, que des granules allongés dispersés dans des cristaux d'albite eux-mêmes entourés de paillettes de chlorite.

6) Les épidotes

a) La clinozoïsite

Celle-ci se rencontre presque uniquement dans les gabbros, soit à l'état microcristallin dans la saussurite, soit en gros pavés plus ou moins altérés et cassés. Avec l'omphacite ou ses pseudomorphoses, elle se rencontre dans sa première forme, alors que les grands cristaux sont toujours associés à des baguettes d'actinote.

L'origine de la saussurite est encore mal connue. Elle peut exister dans certaines ophiolites non métamorphiques, et cela fait dire entre autre à BEARTH (1967) qu'une partie de la réaction de saussuritisation à partir d'un plagioclase basique de composition chimique proche (voir diagramme $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$) pourrait avoir eu lieu lors de phases magmatiques tardives. Quoi qu'il en soit, nous n'avons jamais observé dans nos roches, de minéraux ayant pu lui donner naissance.

Par contre, la recristallisation de la clinozoïsite, aboutissant à sa forme grenue, est, elle, d'origine métamorphique. Son association constante sous cette forme, avec l'actinote fait penser que les deux phénomènes (recristallisation de la clinozoïsite, apparition de l'actinote) sont contemporains. Pourtant, ce minéral montre toujours des bords corrodés, généralement très légèrement, car la forme générale reste parfaitement visible. C'est dans les zones fissurées et tectonisées que l'altération est la plus avancée, de même que pour l'actinote, et qu'apparaissent albite et chlorite.

b) La pistacite

Elle se trouve surtout dans les prasinites où elle est le plus souvent le minéral essentiel avec la hornblende. On la trouve aussi dans les enclaves des serpentinites ainsi que parfois dans les gabbros où elle se trouve toujours en liaison étroite avec les ferromagnésiens. Cela confirme les observations de BEARTH (1967) selon lesquelles elle prend naissance dans les plages sombres, grâce à une teneur locale élevée en fer. Elle se présente toujours en cristaux automorphes frais. C'est en particulier le cas dans les gabbros où, à côté, la clinozoïsite est légèrement corrodée.

Elle semble bien remplacer la clinozoïsite dans les prasinites, du fait de la teneur en fer plus élevée de ces roches (DEER, HOWIE, ZUSSMANN, 1962).

7) La muscovite et la phengite

En réalité, il s'agit de micas clairs appartenant tous à une série continue allant de la muscovite à la phengite ($2 V_x = 20$ à 40°), incolores à légèrement colorés en vert. Ils se rencontrent surtout dans les calcschistes, marbres et quartzites de l'encaissant. Mais il s'en trouve aussi dans les prasinites. Ils restent toujours stables dans les roches. Ces minéraux ont une grande importance dans l'interprétation tectonique car ils apparaissent le plus souvent orientés suivant les plans de schistosité (voir p. 47, 82) qui sont parfois eux-mêmes des plans axiaux de plis. Ceci est particulièrement visible dans les calcschistes, ils y sont par ailleurs quelquefois déformés par un plissement postérieur.

Le mica clair est probablement resté stable pendant toute la durée du métamorphisme, car il n'a été observé aucun minéral, même en relique, susceptible de lui avoir donné naissance.

8) Le chloritoïde

Il s'agit d'un minéral assez rare dans nos roches. Nous ne l'avons rencontré que dans les calcschistes de l'encaissant, mais toujours à proximité d'un contact avec des prasinites. Il se présente en grands cristaux (2 à 3 mm) prismatiques maclés. Il est toujours corrodé à sa périphérie et est alors remplacé progressivement par la chlorite. Des granules d'albite apparaissent aussi bien en son sein qu'à sa périphérie.

9) La lawsonite

Il s'agit là aussi, d'un minéral plutôt rare, mais significatif pour le métamorphisme. Il n'a été rencontré que sur la face ouest du massif de l'Albergian. D'autre part, nous ne l'avons observé que dans les roches vertes, gabbros



Fig. 17 - Lawsonite (L) dans un gabbro (échantillon 50, x 400, lumière naturelle). -

ou prasinites. Il apparaît en très petits cristaux altérés (voir p. 50) ou en prismes allongés (1 à 2 mm) (voir p. 50). Il n'a pas été possible de déterminer les produits d'altération. Mais l'albite doit y entrer en partie. Ce minéral semble être assez constant dans la zone ci-dessus mentionnée. Il n'apparaît pas dans toutes les lames minces que nous y avons fait faire. Mais même alors, la lawsonite peut apparaître lors d'une analyse par diffraction X (exemple : échantillon 49).

10) La chlorite et la biotite

La chlorite est souvent présente dans nos roches. Elle est un constituant très important de certaines prasinites qui se rapprochent des ovaridites. Elle est toujours plus rare dans les gabbros.

Dans ces derniers, ainsi que dans les serpentinites, il s'agit d'une antigorite pratiquement incolore en lame mince, et qui peut apparaître parfois en assez grands cristaux, surtout dans les inclusions rodingitiques, ainsi que dans certaines fractures.

La chlorite que l'on rencontre dans les prasinites est différente. Elle se présente sous forme d'amas de cristaux généralement très petits, vert brunâtre en lame mince, toujours frais. Elle se situe d'autre part toujours à la périphérie des porphyroblastes albitiques, et jamais en inclusion dans ceux-ci. La couleur anormale brun violet qu'elles prennent en lumière polarisée fait penser à une prochlorite.

Enfin, il existe toujours en quantité plus ou moins grande, de la chlorite dans les calcschistes et autres roches de l'encaissant. Elle se forme surtout aux dépens de minéraux tels que le grenat ou le chloritoïde. Ceci s'observe aussi dans les éclogites (les grenats ont presque toujours subi un début d'altération en chlorite, dans leurs cassures et à leur périphérie). Toutes ces chlorites se situent dans le domaine de la prochlorite.

Nous avons trouvé (échantillon B-1) de nombreux grenats très altérés, en particulier sur leurs bords. De l'extérieur vers l'intérieur du cristal, on observe (photo 18) une auréole de chlorite, puis une auréole de biotite. Il existe même parfois, et c'est le cas sur la photo, en bordure immédiate du grenat, une nouvelle et fine couronne de chlorite. Deux interprétations sont possibles (voir schéma). Le grenat est altéré soit en biotite puis en chlorite, soit inversement en chlorite puis en biotite. Nous verrons plus loin (p. 62) que la première solution est la bonne.

Ceci nous amène à parler de la biotite. Elle est malheureusement trop peu fréquente pour que l'on puisse s'en servir pour une zonéographie de la région étudiée. Elle n'apparaît en effet ni dans les gabbros ni dans les serpentinites, ce qui est particulièrement regrettable si l'on se réfère au travail de P. VIALON (1966 a). Celui-ci, dans sa thèse sur le massif Dora Maira, fait aboutir une zone à biotite dans la région de Forno, qui jouxte la nôtre. Pour les raisons mentionnées ci-dessus, nous n'avons pas pu la poursuivre dans le massif de la Balme.

Quelques biotites, généralement kaki, rarement brunes, ont pu être observées dans les prasinites et l'encaissant, les premières un peu partout (mais moins abondantes vers l'Ouest), les secondes toujours à l'Est du val Jouglard. La biotite verte n'a été observée que dans une éclogite du val Malanotte (échantillon G-2). Tous les cristaux de biotite sont de très petite taille (0,1 mm). Ils sont généralement dispersés dans la roche. Ils sont généralement frais, mais passent parfois en continuité sur leur bordure, à la chlorite.

11) L'albite

L'albite est très courante dans toutes nos ophiolites, à l'exception des serpentinites. Elle constitue même des filons parfois relativement puissants. Il s'agit d'une albite très pure ($2V = 74$ à 76° ; macles $Y/Y = 35$ à 37° ; $n = 1,53$ à $1,54$). Les macles sont d'ailleurs rares, ce qui est normal pour un plagioclase d'origine métamorphique (EMMONS et MANN, 1953). En général, l'albite se présente sous forme de cristaux xénomorphes incolores et limpides. Ils ne présentent jamais la moindre altération. D'autre part, leur taille est très variable, allant de petits granules de diamètre inférieur à 0,01 mm, jusqu'aux grands cristaux automorphes (exception) de 1 à 2 cm qui se rencontrent parfois dans les filons.

Dans certains cas, on observe à l'intérieur de grands phénoblastes d'albite, des inclusions d'amphibole verte (voir p. 39 et 41, ainsi que photo 11). L'orientation de ces inclusions montre qu'il s'agit d'anciens cristaux de hornblende qui ont été en quelque sorte digérés par l'albite. Cela correspond exactement aux observations de P. BEARTH (1967) : l'albite apparaît soit en petites "bulles", soit dans les espaces intergranulaires et les fissures, et se développe peu à peu en absorbant tous les minéraux de la roche. Les éléments ferromagnésiens de celle-ci se répartissent autour du nouveau phénocrystal sous forme de chlorite.

L'albite et la chlorite qui lui est associée ne présentent jamais la moindre trace de déformations tectoniques ou d'orientation.

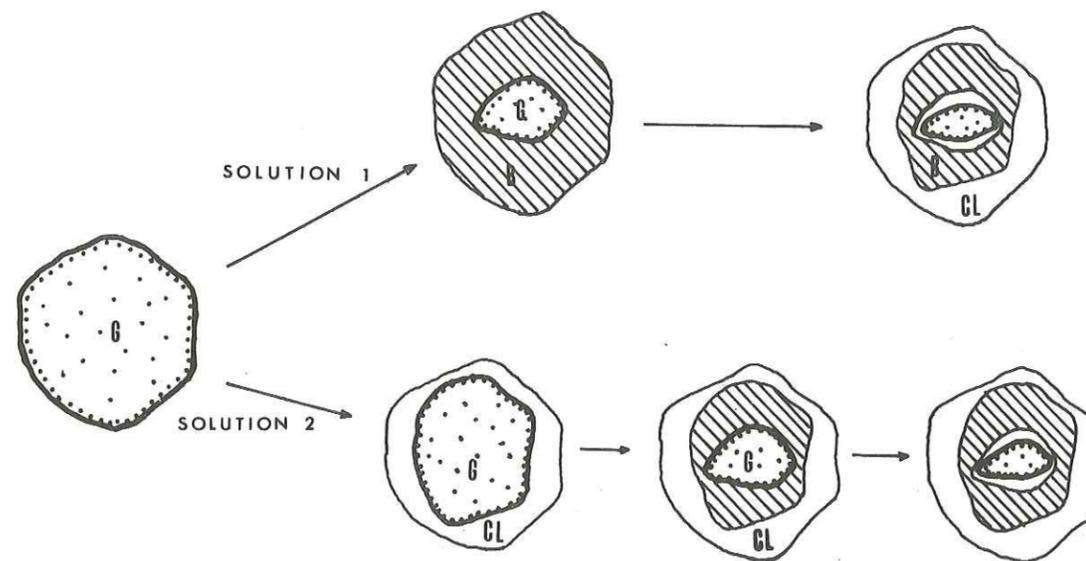
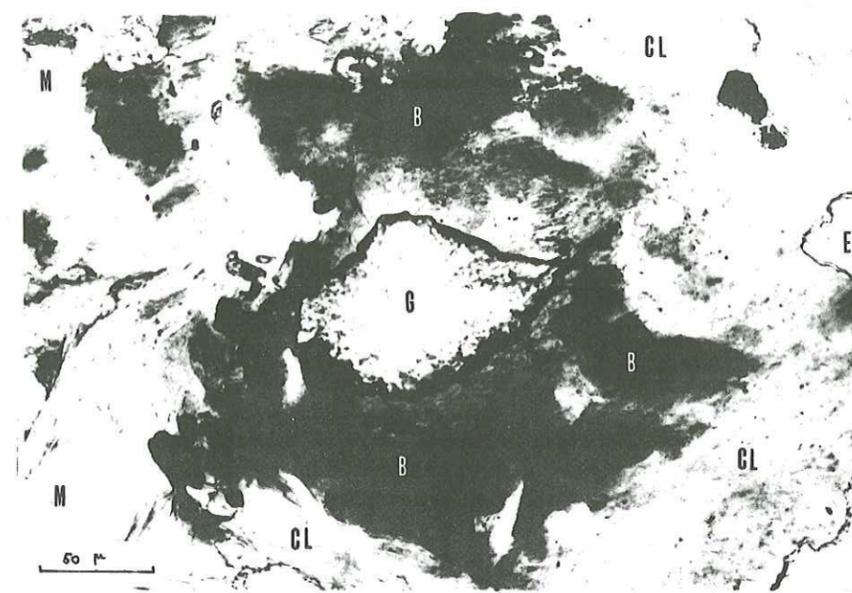


Fig. 18 - Remplacement d'un grenat (G) par de la chlorite (CL) et de la biotite (B) (échantillon B-1, x 100, lumière naturelle). AB = albite ; M = muscovite. Schéma des deux interprétations possibles :
 grenat → biotite, puis grenat et biotite → chlorite
 grenat → chlorite puis biotite puis chlorite.

12) Le rutile

Il s'agit d'un minéral que l'on trouve très souvent associé à l'omphacite et au grenat, en quantité parfois importante. Il est généralement transformé sur les bords ou dans ses cassures, en sphène ou en ilménite. On le rencontre surtout dans les élogites, mais aussi dans des passées mélanocrates dans les gabbros à leur contact avec les serpentinites (voir p. 18). Il se présente toujours en granules de taille variable, jamais en aiguilles.

CONCLUSION

Nous venons de faire un recensement des principaux minéraux de nos roches. Nous allons maintenant les classer en catégories s'étant formées dans des conditions analogues, et tenter d'en dégager différentes phases métamorphiques successives. Pour cela, il nous faudra nous référer à certains ouvrages sur les paragenèses métamorphiques typiques (WINKLER, 1965).

Nous ne reviendrons pas sur l'olivine et l'augite qui sont d'origine magmatique.

Un premier groupe de minéraux peut se constituer autour du pyroxène sodique, considéré par tous les auteurs comme un minéral de hautes pressions et de températures relativement basses. Il est typiquement associé au grenat avec lequel il constitue les élogites. Enfin, le rutile peut se former sous les mêmes conditions. En ce qui concerne la glaucophane, associée à la lawsonite, le problème n'est pas définitivement résolu par les spécialistes. Il semble qu'elle puisse se former dans les conditions de température et pression du faciès élogitique, mais seulement en présence de vapeur d'eau, alors que l'omphacite apparaît en milieu anhydre.

Si tel est le cas, l'absence de glaucophane dans le massif gabbroïque de la Balme et son abondance dans les roches vertes de l'Albergian, ainsi que la variation de la proportion omphacite / glaucophane dans les élogites (voir p. 50) est une indication sur les conditions qui régnaient dans notre région, lors du métamorphisme de haute pression. De la vapeur d'eau devait alors être présente à l'Ouest, permettant l'apparition d'un faciès à glaucophane et lawsonite typique, alors qu'à l'Est, au contraire, la quantité de vapeur d'eau étant beaucoup plus faible ou nulle, c'est un faciès à omphacite qui prenait naissance. Enfin, entre ces deux zones, se trouvent des roches contenant à la fois pyroxène et amphibole sodique. Cette première période est donc celle d'un métamorphisme d'enfouissement en présence ou non de vapeur d'eau.

Nous avons observé que tous les minéraux cités plus haut sont altérés. En particulier, le pyroxène et la glaucophane cèdent la place à une amphibole qui est la hornblende bleu-vert dans les prasinites, et l'actinote dans les gabbros. Le domaine de stabilité de la première correspond, d'après les auteurs (cf. NICOLAS, 1966 ; WINKLER, 1965), à des températures et pressions plus élevées que celui de la seconde. Il y a donc deux périodes à amphibole verte.

La première de ces périodes est caractérisée par la hornblende bleu-vert. En outre, l'accompagnent l'épidote, le chloritoïde, la biotite. Le grenat est altéré. Toutes ces constatations nous placent dans le greenschist faciès barrowien, et plus précisément dans le sous-faciès à chlorite, biotite et hornblende (*). La pression a donc baissé, entraînant la destruction des minéraux du métamorphisme d'enfouissement. Par contre, la température est restée la même, ce qui correspond à un gradient géothermique plus élevé. Dans les gabbros, la hornblende n'apparaît pas pour des raisons d'ordre chimique (faible teneur en fer). Néanmoins, le pyroxène sodique n'est plus stable. Cette situation se traduit par l'apparition de smaragdite (solution solide de hornblende et omphacite).

(*) - Donc, pour l'évolution du grenat (échantillon B-1), (voir p. 60 et fig. 18) nous opterons pour la solution un.

	ALBERGIAN	PELVO	ROCCIAVRE
1° - HAUTE PRESSION - GRADIENT GEOOTHERMIQUE FAIBLE	<u>Glaucophane</u> Lawsonite Muscovite MILIEU HYDRATE	<u>Glaucophane</u> <u>Omphacite</u> Grenat Muscovite MILIEU PEU HYDRATE	(Glaucophane) <u>Omphacite</u> Grenat Muscovite MILIEU ANHYDRE
2° - BAISSÉ DE LA PRESSION - MILIEU PARTOUT HYDRATE	Glaucophane Lawsonite et muscovite restent stables GRADIENT GEOOTHER- MIQUE FAIBLE	Hornblende Epidote (biotite) (chlorite) (Albite) GRADIENT GEOOTHER- MIQUE PLUS FORT	Hornblende Epidote Biotite (chlorite) (albite) GRADIENT GEOOTHERMIQUE PLUS FORT
3° - LEGÈRE BAISSÉ TEMPÉRATURE ET PRESSION - MILIEU HYDRATE	Glaucophane, lawsonite et muscovite restent stables	Actinote	Actinote
4° - PRÉSENCE DE H ₂ O + CO ₂	<u>Albite</u> <u>Chlorite</u>	<u>Albite</u> <u>Chlorite</u>	<u>Albite</u> <u>Chlorite</u>

Figure 19 - Tableau sommaire du métamorphisme de notre région avec les principaux minéraux impliqués dans les massifs de l'Albergian, du Pelvo, du Rocciavre.

Alors que l'actinote peut enfin se développer largement dans les gabbros, la saussurite achève de recristalliser pour donner les grands cristaux de clinozoïsite. A ce même stade peut être rattachée l'apparition de pistacite parfois au sein de plages mélanocrates.

Nous nous trouvons donc toujours dans le greenschist faciès barrowien, mais dans un sous-faciès de températures et pressions légèrement plus faibles, à chlorite, biotite et actinote. Dans l'Albergian, la "vague de chaleur" n'apparaît toujours pas. Nous avons toujours affaire à un faciès d'enfouissement avec des minéraux n'ayant pas varié depuis le début du métamorphisme.

Théoriquement, l'achèvement du métamorphisme ne doit plus être marqué que par la déstabilisation de la hornblende qui se transformerait en une actinote légèrement plus riche en fer que celle des gabbros. Ce phénomène est pourtant exceptionnel. Presque toujours, on observe différents stades de la "digestion" de la hornblende au sein d'un cristal d'albite entouré de paillettes de chlorite. L'épidote demeure intacte. Il y a donc à ce stade toujours tendance à la formation d'une ovaridite. Ce phénomène est expliqué par DEER, HOWIE, ZUSSMANN comme le remplacement de la paragenèse prasinitique à amphibole verte, épidote, chlorite, albite par l'association calcite, chlorite, épidote, albite sous l'effet d'une pression partielle élevée en CO₂ (voir aussi A. NICOLAS, 1966, p. 113).

Nous avons aussi observé que cette transformation est plus avancée à proximité des calcschistes, mais aussi de certains filons albitiques ayant probablement servi à la circulation des fluides, ainsi que de zones broyées par la tectonique. Ce dernier cas est notamment celui du gabbro 28 (voir p. 36) qui se trouvait à proximité d'une zone de fractures. Cette dernière phase a donc les caractères d'un métamorphisme hydrothermal. Elle a été favorisée indirectement par la tectonique. Reste le problème des filons d'albite, assez fréquents dans les prasinites et les gabbros, inexistant dans les ultrabasites, rares dans l'encaissant. L'albite n'est donc pas montée dans ces filons, de la profondeur vers la surface. Elle provient de certaines roches (prasinites, gabbros) et diffuse, grâce à CO_2 et H_2O , vers des cassures ouvertes.

Voici donc une première esquisse du métamorphisme. Néanmoins, de nombreux problèmes restent posés. Existe-t-il une métasomatose ? Que s'est-il passé pour les serpentinites et les roches qui leur sont proches ? Quelles sont les relations entre nos différentes roches ? Existe-t-il une évolution progressive de l'une à l'autre, ou bien chaque faciès est-il strictement défini ? A cela s'ajoutent des questions relatives à l'origine de nos roches.

II. - ETUDE CHIMIQUE DES ROCHES VERTES

Dans cette deuxième partie, nous allons d'abord nous préoccuper des problèmes généraux concernant l'ensemble du complexe étudié. Nature originelle des roches, relations entre les différents termes, existence ou non d'une métasomatose générale ou partielle. Ensuite, nous traiterons de deux problèmes particuliers, à savoir celui des serpentinites et celui des éclogites.

A. - Apport de la chimie dans la connaissance générale du complexe

Du fait de la proximité de notre terrain et de celui de A. NICOLAS, et du fait de l'importance de son étude chimique, il nous est apparu indispensable de nous référer avant tout à cette dernière (A. NICOLAS, 2e thèse - octobre 1966). Nous allons donc, en premier lieu, ajouter les résultats des analyses de roches appartenant à notre terrain, aux siennes sur les différents diagrammes qu'il a utilisés. Ces diagrammes ont l'intérêt, non seulement de visualiser les affinités chimiques des roches considérées, mais de permettre une comparaison avec des diagrammes semblables effectués ailleurs et d'affirmer la nature ophiolitique du complexe. Il s'agit pour nous de voir si les conclusions de A. NICOLAS peuvent s'appliquer à notre terrain. Ces conclusions sont :

- analogie approximative de ses courbes avec celles provenant de complexes ophiolitiques de Grèce et de Syrie ;
- les trois grands groupes pétrographiques sont chimiquement bien individualisés ;
- il n'y a pas de métasomatose générale ;
- les gabbros sont particulièrement sodiques ;
- les prasinites contiennent moins de silice que si elles avaient seulement suivi un processus de différenciation. Ici, NICOLAS se place dans l'hypothèse d'une superposition originelle dans l'espace, depuis les termes les plus magnésiens jusqu'aux termes les plus calciques et les plus ferreux ;
- il n'y a pas eu, dans les gabbros, de plagioclases très basiques.

1) Diagramme $\text{TiO}_2 / \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{MgO}}$

L'intérêt de ce diagramme est dû, selon NICOLAS, au fait que les cations Ti et Fe sont particulièrement sensibles à une différenciation magmatique, car, moins denses que les cations Mg, ils se séparent de ces derniers en se concentrant vers le haut. Notre but est de savoir si l'origine des différents termes qui constituent notre complexe, est une différenciation magmatique, comme cela a notamment été démontré en Grèce par J.H. BRUNN.

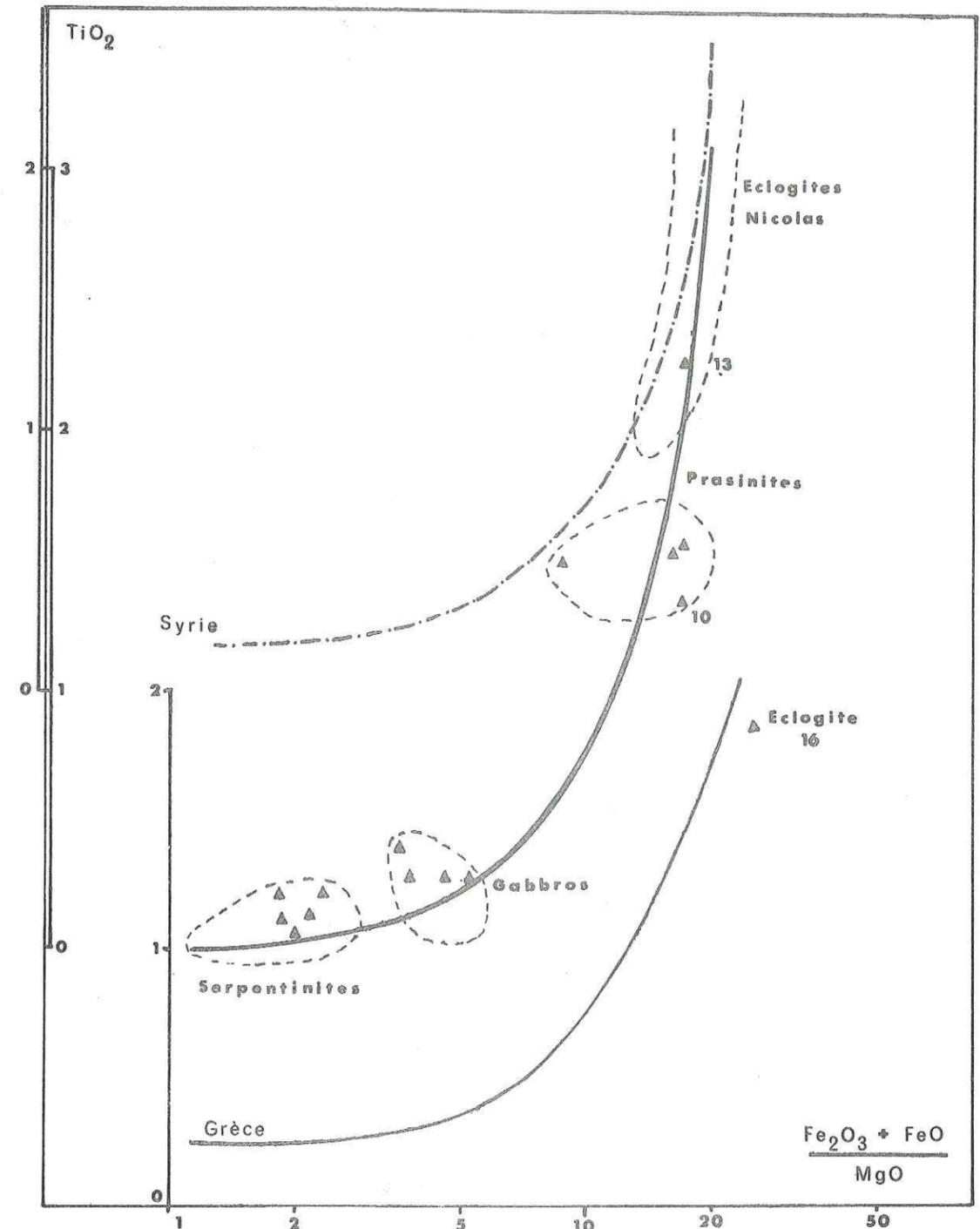


Fig. 20 - Diagramme $\text{TiO}_2 / \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{MgO}}$

Les points obtenus grâce à nos analyses s'intègrent parfaitement dans la courbe définie par A. NICOLAS (1966), sauf pour les éclogites et la prasinite n° 14. Nous ne pouvons que répéter ses conclusions :

- analogie de la courbe avec celles construites en Grèce par J.H. BRUNN, en Syrie par L. DUBERTRET, et en Corse par A. FRANCONI (1967). Cette courbe semble très constante dans toutes les ophiolites de la région méditerranéenne ;
- écarts importants entre des ensembles de points bien regroupés par faciès, traduisant une différenciation accentuée du complexe, et une grande homogénéité au sein des différents groupes pétrographiques. Pourtant les prasinites sont nettement plus dispersées et peuvent même se situer dans l'aire des éclogites de NICOLAS (*);
- pas de métasomatose générale pour les cations envisagés dans le diagramme.

L'éclogite et la prasinite éclogitique figurant ici ont une teneur en titane nettement plus faible que celles étudiées par NICOLAS. Elles sont aussi pauvres en rutile et ilménite. Ce n'est pas le cas de toutes nos éclogites. La chose doit néanmoins être notée.

2) Diagramme $\frac{Na_2O + K_2O}{Fe_2O_3 + FeO} / \frac{MgO}{MgO}$

Ce diagramme permet, en utilisant les mêmes cations que précédemment en abscisse, de voir le comportement des alcalins au sein du complexe différencié. Ceci est d'autant plus important que le nombre de minéraux alcalins rencontrés et entrant en jeu dans la métamorphisme est grand.

Ici, à nouveau, nous retrouvons parfaitement la courbe établie par A. NICOLAS, et pouvons en tirer les mêmes conclusions :

- concentration des points par faciès principaux montrant une grande constance des alcalins dans chacun d'entre eux, sauf en ce qui concerne les prasinites ;
- désert marqué entre prasinites et gabbros, et surtout ici entre gabbros et serpentinites ;
- caractère fortement sodique des gabbros comparativement à ceux de Grèce et de Syrie.

Le problème d'une métasomatose sodique se pose pourtant de façon différente ici. En effet, les points représentatifs des prasinites sont beaucoup plus dispersés que ceux de A. NICOLAS. Les analyses 11, 13 et surtout 14 montrent une teneur anormalement forte en sodium. Ceci ajouté au caractère sodique des gabbros me fait pencher en faveur d'une légère métasomatose générale en cet élément. Pourtant celle-ci n'a pas, comme dans les gabbros, eu une influence homogène dans les prasinites. Une étude se basant sur un grand nombre d'analyses chimiques dans toutes les ophiolites des Alpes occidentales permettrait seule de bien concevoir ce problème très important.

Notons aussi que nos serpentinites sont très légèrement plus alcalines que celles de A. NICOLAS.

3) Diagramme $\frac{SiO_2}{Fe_2O_3 + FeO} / \frac{MgO}{MgO}$

Lors du processus de différenciation d'un magma basaltique, la silice a tendance à se concentrer dans les niveaux supérieurs. Ce diagramme a pour but de préciser ceci dans le cas de nos ophiolites. Bien que l'analogie avec les roches vertes au Nord de la Dora Ripaira soit toujours de règle, la courbe n'est pas aussi bien superposable à celle de A. NICOLAS que précédemment. Cela tient essentiellement au fait que nos gabbros sont légèrement plus riches en silice.

(*) - Les serpentinites et les gabbros ont donc des caractères propres et précis en ce qui concerne les cations envisagés. C'est moins le cas pour les prasinites, pour lesquelles la teneur en Ti varie assez largement. Les grands groupes pétrographiques correspondent bien à des ensembles chimiquement définis.

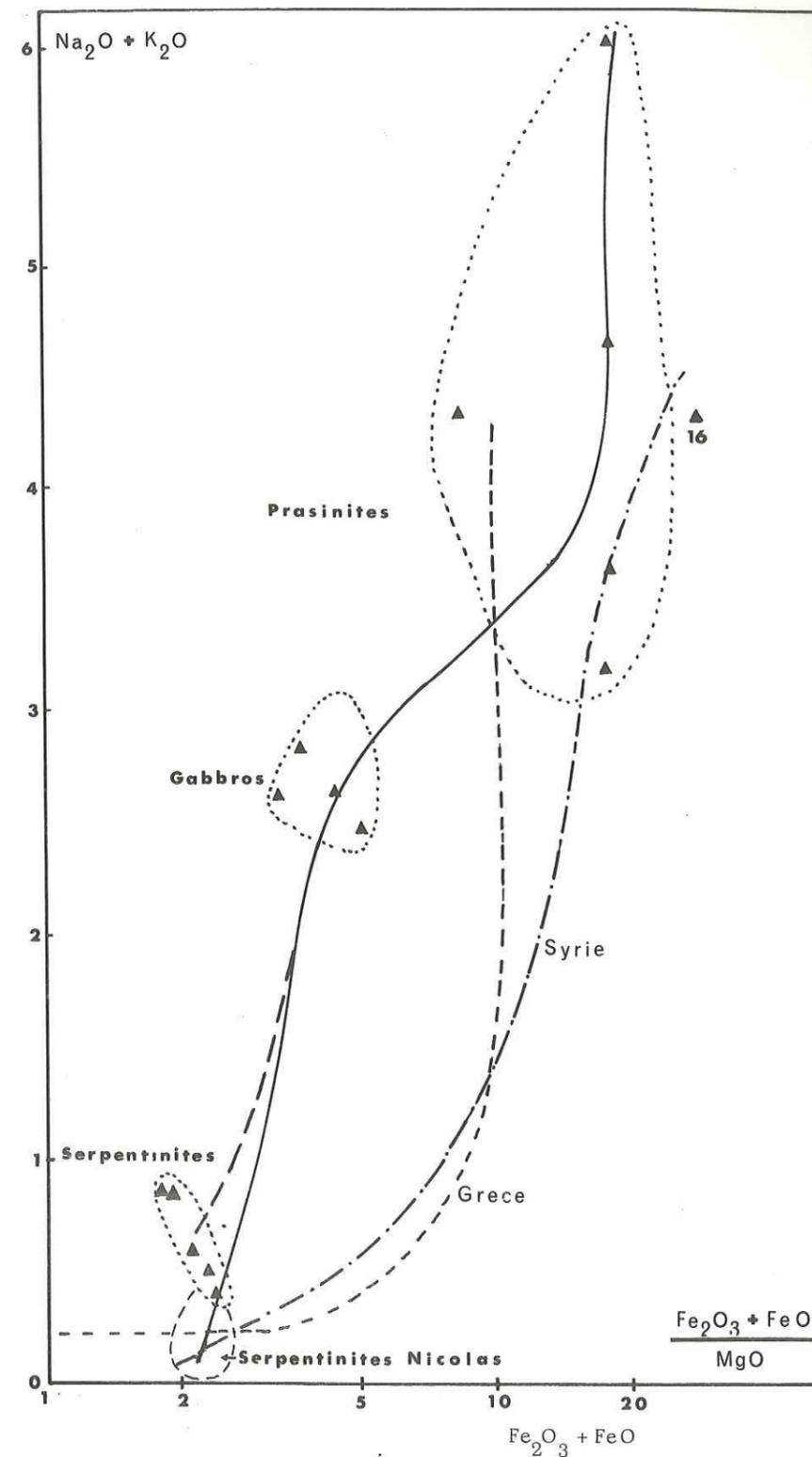


Fig. 21 - Diagramme $\frac{Na_2O + K_2O}{Fe_2O_3 + FeO} / \frac{MgO}{MgO}$

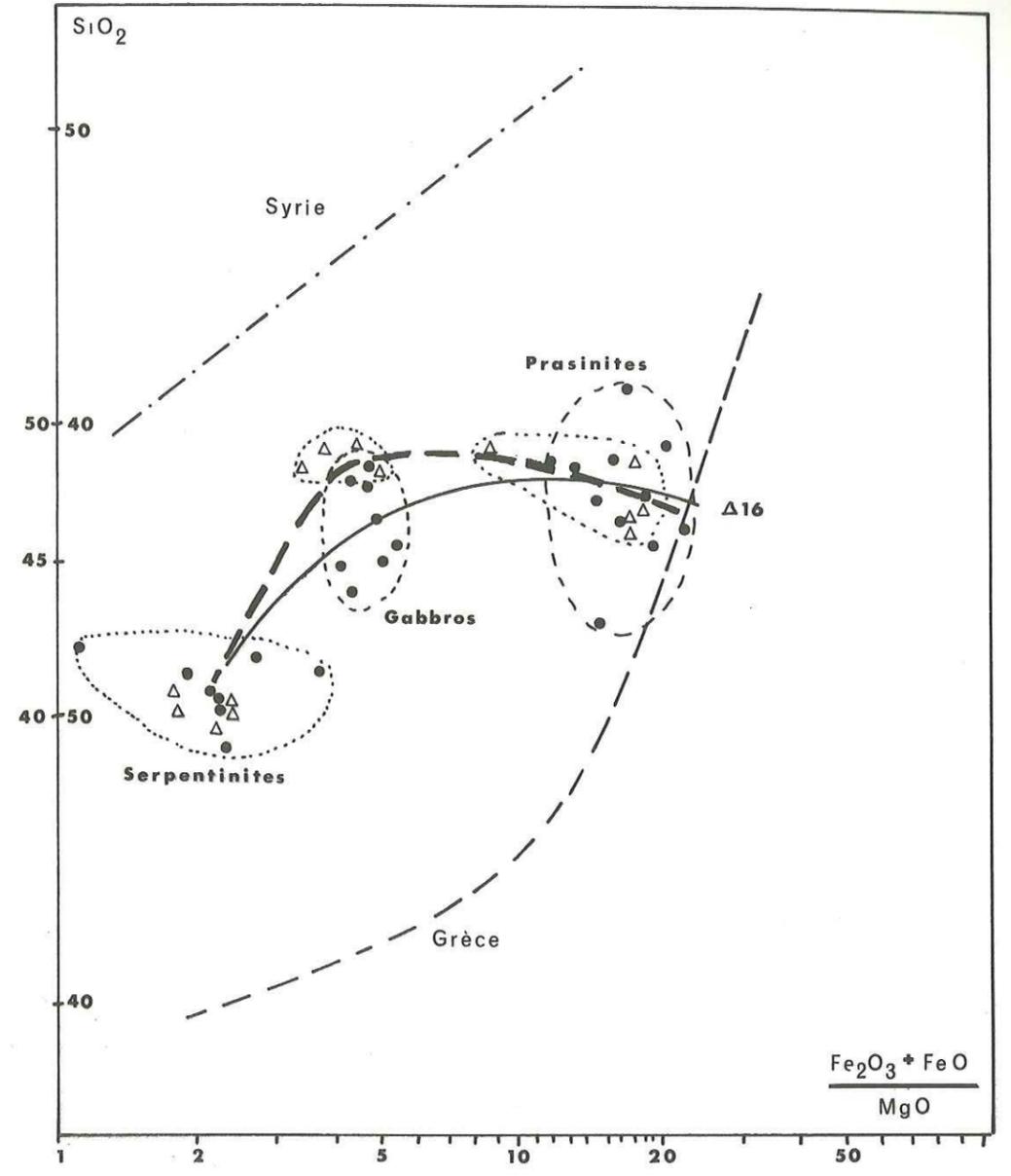


Fig. 22 - Diagramme $\text{SiO}_2 / \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{MgO}}$

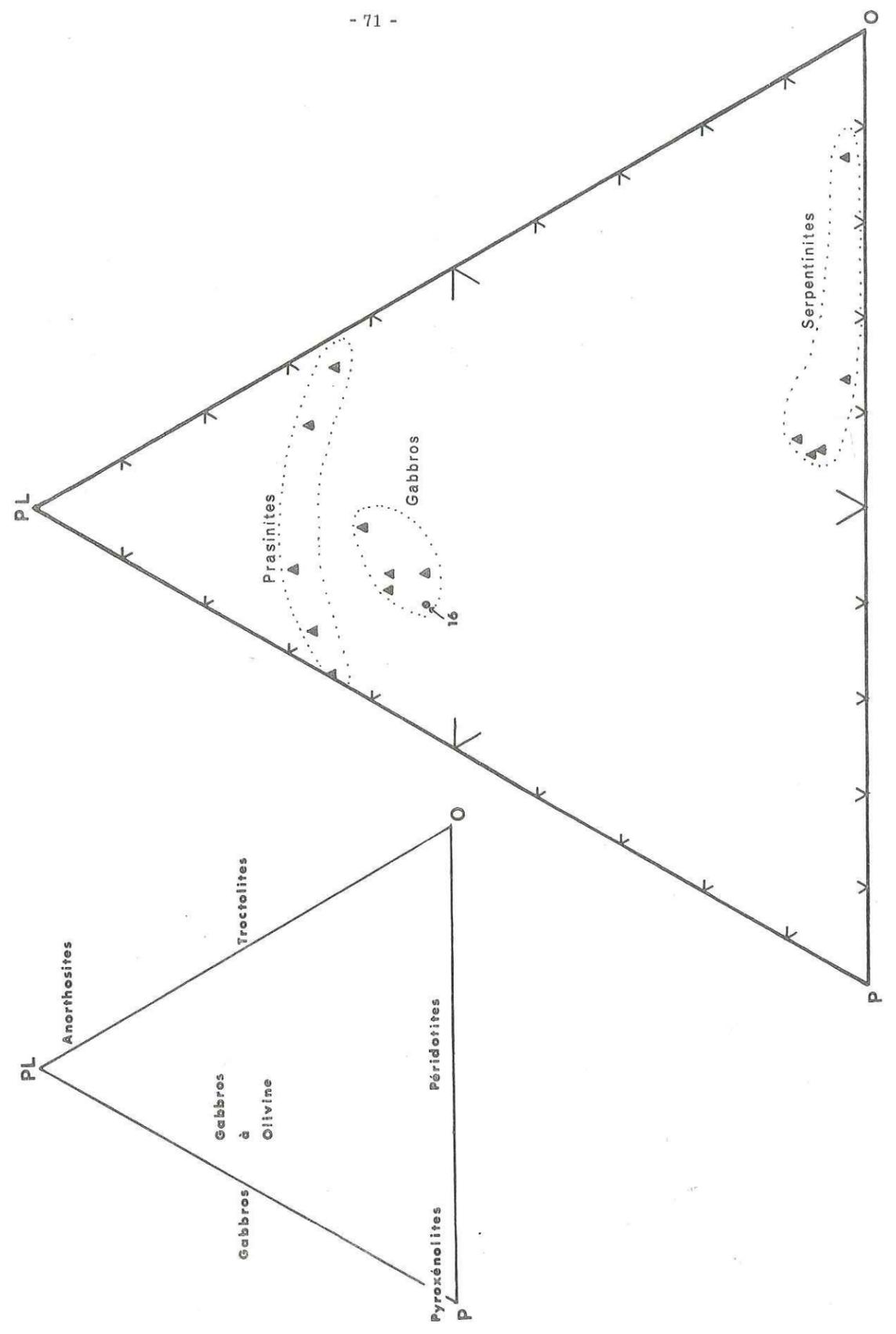


Fig. 24 - Diagramme triangulaire : Pyroxènes / Plagioclases / Olivines.

- les gabbros métamorphiques sont bien groupés, et le diagramme confirme leur composition de gabbros à olivine. L'éclogite a une composition analogue ;
- les prasinites sont plus dispersées et forment un éventail allant de la composition de gabbro sans olivine à celle d'un troctolite. Elles s'apparentent aux gabbros, mais ont une tendance plus plagioclasique.

6) Diagramme triangulaire ($Fe_2O_3 + FeO$) / MgO / CaO

Il s'agit ici d'étudier les variations de proportion moléculaire des oxydes de fer, de magnésium et de calcium. Le but consiste d'une part à situer les uns par rapport aux autres, ces éléments d'importance primordiale pour le déterminisme de la nature des minéraux ferromagnésiens métamorphiques. D'autre part, en comparant ce diagramme avec celui relatif aux alcalins, ($Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$) nous essaierons de savoir s'il peut y avoir une contamination calcique des prasinites qui sont souvent intimement associées aux calcschistes.

L'ensemble des points obtenus montre une pauvreté générale des roches ophiolitiques en fer. Bien que la proportion $Fe_2O_3 + FeO / MgO$ augmente des serpentinites aux prasinites, c'est-à-dire de la base au sommet du complexe, dans l'hypothèse de différenciation magmatique, elle ne dépasse la valeur de 50 % que dans le cas particulier des éclogites (analyse 16), mais, en général n'atteint même pas cette valeur.

Les serpentinites sont groupées au pôle magnésien du diagramme et sont totalement isolées des autres roches.

Les gabbros sont très pauvres en fer et sont aussi bien regroupés, en un point correspondant en moyenne à 55 % de MgO pour 45 % de CaO .

Les prasinites sont légèrement plus riches en fer que les gabbros ($Fe_2O_3 + FeO / Fe_2O_3 + FeO + MgO = 30$ à 40 %). A cela est due la différence de nature de l'amphibole verte dans les deux roches. Leurs points représentatifs sont beaucoup plus dispersés, en ce qui concerne leur richesse en CaO . Cette constatation est à l'origine de l'hypothèse de contamination plus ou moins intense par les sédiments de prasinites de composition gabbroïque (voir paragraphe précédent). Mais, d'autre part, trois des cinq analyses montrent une proportion en calcium plutôt faible, par rapport aux gabbros. Celles-ci, de toute évidence, n'ont pas été contaminées. Quant aux autres, on voit mal quelle pourrait être l'origine de la haute teneur en calcium, si ce n'est la contamination contemporaine (mélange de produits volcaniques pulvérisés avec des sédiments calcaires non solidifiés) ou postérieure (diffusion lors du métamorphisme à partir de calcschistes purs) à la sédimentation.

Enfin, l'éclogite a une position à part, du fait de sa haute teneur en fer, et donc une composition originale.

B. - Problèmes particuliers

1) La serpentinitisation et la rodingitisation

Les minéraux rencontrés dans les ultrabasites sont de nature souvent différente de ceux dont nous avons parlé précédemment. A première vue, cela paraît normal pour les minéraux serpentineux, très riches en magnésium. Mais comment expliquer la présence de diopside, et dans les enclaves rodingitiques, de grenat et de vésuvianite, tous ces minéraux ayant un caractère calcique constant ?

L'analyse chimique de rodingite fait d'ailleurs ressortir ce caractère calcique. Or nous avons vu que certaines de ces rodingites avaient une structure gabbroïque indéniable, et qu'une partie d'entre elles se localisait au contact serpentinites - gabbros, avec un passage brusque vers les premières et non vers les seconds (voir p. 32).

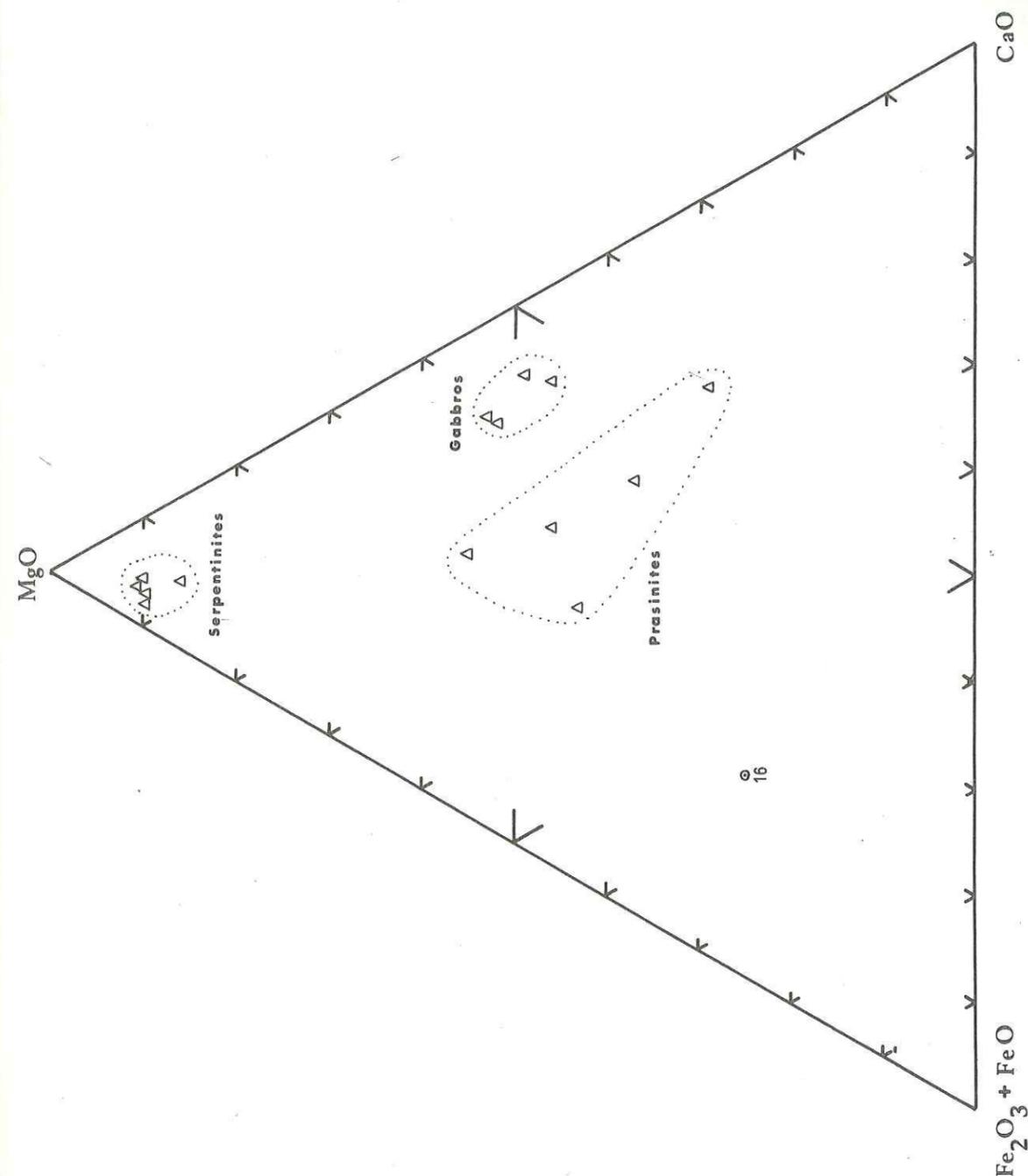
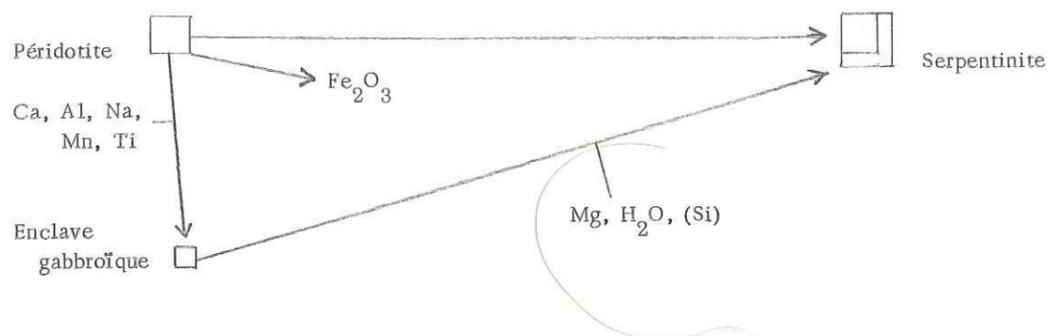


Fig. 25 - Diagramme triangulaire : $Fe_2O_3 + FeO$ / MgO / CaO

Résumons les faits qui nous sont connus :

- les serpentinites sont à l'origine des péridotites. Les résultats de l'étude chimique (voir p. 64..) concordent avec notre observation minéralogique (voir p. 29) et les conclusions de BEARTH et NICOLAS, par exemple ;
- la structure et le gisement de certaines rodingites laissent peu de doute sur leur origine gabbroïque. Pourtant, la chimie de ces roches est originale. Elles renferment souvent des niveaux magmatiques ;
- les rodingites se trouvent toujours au contact ou au sein de massifs serpentineux.

En premier lieu, il nous manque un élément pour étudier le phénomène dans sa totalité, à savoir des lherzolites non transformées. Mais, A. NICOLAS qui disposait de ce terme a fait une étude approfondie du type de transformation. A. NICOLAS (*) a procédé à un bilan chimique lherzolites - gabbros - rodingites - serpentinites. Il a ainsi constaté que, lors de la serpentinitisation, certains éléments constitutifs de la lherzolite ne se comportaient pas de la même façon : le fer se concentre dans la magnétite à côté de la serpentine. La teneur en magnésium qui reste dans la serpentine augmente donc nettement. Par ailleurs, le phénomène de serpentinitisation nécessite une grande quantité d'eau (antigorite, chrysotile... sont des minéraux contenant des molécules d'eau dans leur formule, contrairement aux péridots). Ceci entraîne une augmentation de volume de l'ordre de 1/3. Enfin, les ions Ca, Al, Na, Mn, Ti migrent vers les enclaves gabbroïques. Mais de tous ces ions, Ca est largement dominant. La rodingitisation des gabbros proches des serpentinites peut donc être considérée comme une métasomatose calcique locale. L'existence de minéraux comme le grenat calcique, le diopside, la vésuvianite dans ces roches est certainement directement liée à cet apport. Le magnésium, lui, va au contraire enrichir les serpentinites. Précisons que rien ne permet de dire que ce phénomène est à l'origine des enclaves autres que celles à structure gabbroïque typique.



2) Les éclogites

Ce sont des roches que l'on trouve régulièrement en enclave dans les ophiolites, et plus particulièrement dans les prasinites. Du fait de leur densité exceptionnellement élevée, elles furent longtemps considérées comme s'étant formées à très haute pression. Pourtant des expériences récentes ont montré que, s'il s'agit bien d'une paragenèse de haute pression, cette dernière ne saurait être aussi exceptionnelle que prévu. D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD (1967) ont déterminé expérimentalement la transformation basalte - éclogite entre 1100 et 1250°. Ils définissent ainsi deux portions de courbes (apparition du grenat, disparition du plagioclase). Pour une composition de basalte alcalin à olivine (notre analyse chimique donne une telle composition), à 1100° C, la disparition du plagioclase se fait à 19 Kb. Mais il apparaît que la courbe montre une baisse de cette pression avec la température. Elle ne serait plus que de 14 Kb à 900° C.

(*) - A. NICOLAS : serpentinitisation d'une lherzolite : Bull. Vulc. T. 32, 3.

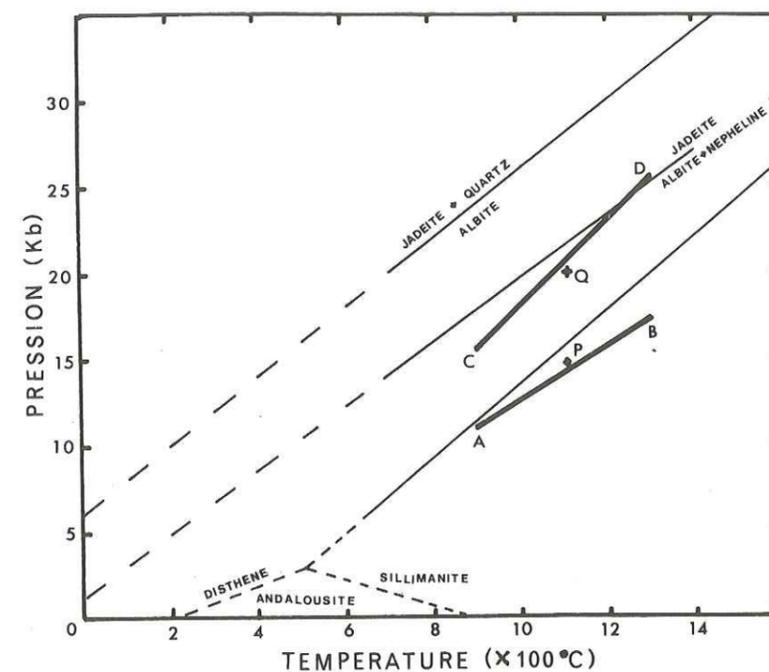


Fig. 26 - Courbes de GREEN et RINGWOOD, 1967, sur un diagramme température/pression, pour la formation en milieu artificiel, d'éclogites à partir d'une tholéiite quartzique :
 A-B = apparition du grenat ; C-D = disparition du plagioclase.
 P = apparition du grenat pour un basalte alcalin (composition proche de nos gabbros) à 1100°C.
 Q = disparition du pyroxène pour un basalte alcalin à 1100° C.

K. SMULIKOWSKI (voir l'ensemble de la bibliographie) a étudié de nombreuses éclogites, et est arrivé à en différencier trois types.

- Les "roches ultrabasiqes à pyroxène et grenat" se sont formées dans la région supérieure du manteau, donc à température élevée. C'est à elles que pensaient GREEN et RINGWOOD.
- Les "éclogites ophiolitiques" sont relativement riches en sodium. Elles apparaissent à des températures et pressions faibles, (300° C, 8 Kb).
- Les "éclogites des gneiss et migmatites", les plus communes, sont généralement associées aux amphibolites de hautes températures et pressions. Elles apparaissent sous des conditions intermédiaires entre les deux premiers types.

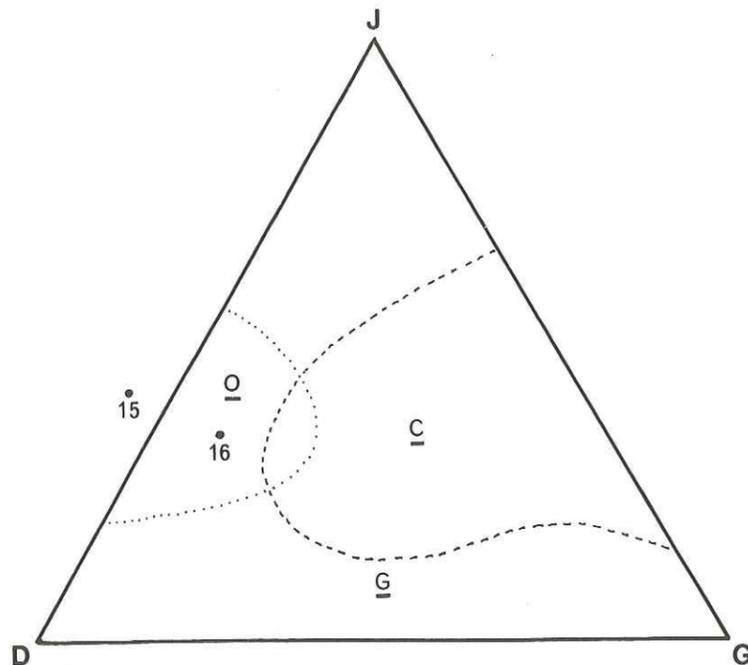


Fig. 27 - Diagramme triangulaire :
Jadéite/diopside/grenat, avec disposition des
divers types d'éclogites d'après K. SMULIKOWSKI
(1968).

- O = éclogites ophiolitiques
- C = éclogites communes
- G = Griquaïtes (éclogites de la partie
supérieure du manteau).

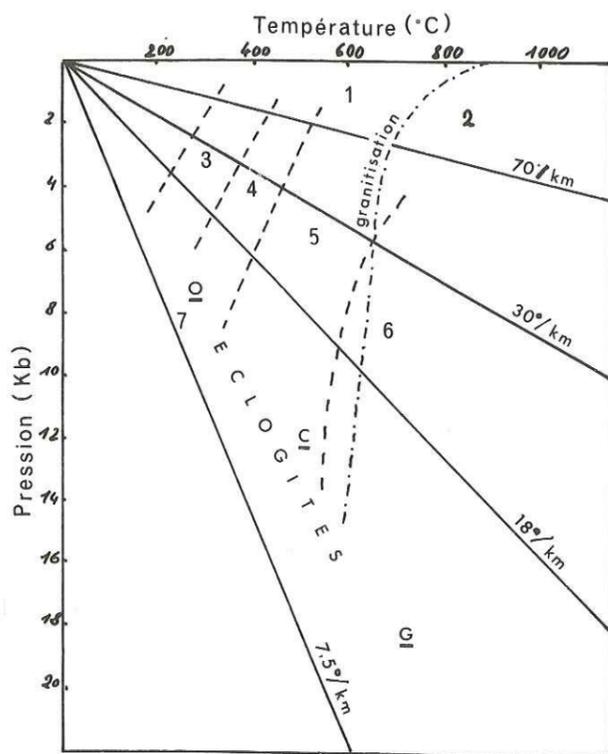


Fig. 28 - Disposition de ces trois types d'éclogites sur
un diagramme température/pression.

- 1 = Hornblende hornfels facies
- 2 = Pyroxène hornfels facies
- 3 = Greenschist facies
- 4 = Albite - Epidote amphibolite facies
- 5 = Amphibolite facies
- 6 = Granulite facies
- 7 = Glaucophane schist facies.

Le principal apport de SMULIKOWSKI consiste en la possibilité de différencier ces trois types par des méthodes chimiques. Il a en effet trouvé un rapport entre l'origine des éclogites et aussi bien le chimisme de la roche totale que celui du pyroxène ou du grenat.

Disposant d'une analyse chimique totale de l'éclogite de la Punta del Lago, nous avons utilisé le diagramme triangulaire jadéite - diopside - grenat de SMULIKOWSKI. Le point que nous obtenons se trouve dans l'aire de définition des éclogites ophiolitiques. Ce résultat semble, à priori, banal. Néanmoins, il permet de tirer deux conclusions d'importance :

- ces roches ne sont pas des éclogites arrachées au manteau, lors de la mise en place du "magma" ophiolitique ;
- elles se sont formées par métamorphisme, dans des conditions nullement extrêmes, qui sont celles du "glaucophane schist faciès" et de "l'amphibolite faciès" à albite et épidote, de haute pression. Quant aux températures et aux pressions nécessaires, elles sont de 6 à 10 Kb, pour 200 à 400° C, conditions banales pour un métamorphisme d'enfouissement. Notons que les omphacites de notre terrain entrent aussi dans ce groupe des éclogites ophiolitiques.

Reste le problème de savoir pourquoi, dans certains cas apparaissent des éclogites, et, dans d'autres, des roches à glaucophane, ou des gabbros à omphacite. Les faciès à glaucophane se sont formés en présence d'eau (voir notamment NICOLAS, 1966). En ce qui concerne les gabbros, seule la composition chimique globale semble devoir être mise en cause.

CONCLUSION

A ce qui a été dit grâce aux données fournies par les minéraux de nos roches, peuvent être, maintenant, ajoutés certains compléments.

D'abord, en ce qui concerne l'origine de nos roches, la ressemblance de leur composition chimique avec celle de péridotites ou de gabbros, la présence d'olivine et de pyroxène magmatique, les nombreuses analogies avec des complexes ophiolitiques métamorphiques ou non, tout cela permet de proposer la conclusion suivante :

les roches vertes de la région Rocciavre - Albergian sont d'origine magmatique. Notons que la présence de pillow-lavas et de brèches volcaniques sont des éléments en faveur de l'origine extrusive de ce magma basique. Mais ils ne concernent que les prasinites. Il semble bien y avoir eu différenciation magmatique. Mais celle-ci a-t-elle eu lieu avant ou après la mise en place ?

Quoi qu'il en soit, avant le début du métamorphisme, se trouvaient en présence :

- des lherzolites plus ou moins feldspathiques contenant quelques enclaves gabbroïques ;
- des gabbros grenus magnésiens à olivine ;
- des roches à faciès basaltique moins magnésiennes, plus ferreuses, plagioclasiques. Leur structure primitive a totalement disparu lors du métamorphisme.

Toutes ces roches sont bien individualisées, et elles le sont restées au cours du métamorphisme. En effet, la seule métasomatose générale envisageable concerne le sodium. Mais, de toute manière, elle aurait été très faible. Quant aux transferts chimiques locaux, ils n'ont eu lieu qu'à proximité des contacts (serpentinites - gabbros et prasinites - calcschistes) et au niveau des enclaves. Ensuite, en ce qui concerne le métamorphisme, il fait apparaître des minéraux caractéristiques d'un gradient géothermique faible. Les plus anciens sont ceux d'éclogites ophiolitiques (350° C, 8 Kb), les plus récents, ceux du "greenschist faciès" (300° C, 4 Kb). La pression a fortement baissé. Mais la température a peu changé, ce qui indique une forte hausse du gradient géothermique.



CHAPITRE IV

TECTONIQUE

- I. - DIFFERENTES STRUCTURES RENCONTREES
- II. - ANALYSE DE DIFFERENTES STRUCTURES PLISSEES
- III. - INTERPRETATION DES DIFFERENTES STRUCTURES
- IV. - GRANDES UNITES

TECTONIQUE

Le métamorphisme que nous venons de décrire dans le chapitre précédent n'est que l'un des deux aspects du phénomène orogénique qui a affecté notamment notre région. L'autre aspect concerne la tectonique, aboutissant à l'architecture actuelle de notre massif.

Nos problèmes vont être, ici, d'une part, de voir quels sont les événements qui se sont succédés pour créer cette architecture, et d'autre part, de rattacher chronologiquement tectonique et métamorphisme.

Pour résoudre ces problèmes, nous ne disposons que du résultat, c'est-à-dire de l'architecture actuelle. Celle-ci est caractérisée par un certain nombre de structures visibles sur des échantillons ou des affleurements (mésostructures). La réunion de plusieurs d'entre elles peut faire apparaître de nouvelles structures, à plus grande échelle (mégastructures). Quant aux relations entre métamorphisme et tectonique, elles se traduisent par la disposition des minéraux métamorphiques dans les structures.

Nous allons d'abord définir les différents types de structures rencontrées. Puis nous analyserons certains exemples particulièrement révélateurs afin d'aboutir à une chronologie relative des événements et à la définition de grandes unités architecturales.

I. - DIFFÉRENTES STRUCTURES RENCONTRÉES

A. - Mésostructures

Nous en avons rencontré trois catégories ; ce sont des plans, des lignes, des plis.

1) Les plans

Plusieurs types de plans peuvent être distingués, et ont des origines nettement différentes.

Certains représentent une limite entre deux roches de nature différente, sans qu'il y ait eu déplacement relatif de ces deux roches le long du plan. Dans le cas de roches d'origine sédimentaire, il s'agit de plans de stratification, et pour des roches d'origine magmatique, de plans de litage. Les premiers peuvent être considérés comme des repères de l'horizontale à l'époque de la sédimentation. Ce n'est pas forcément le cas des seconds, mais aucune observation ne nous a révélé un angle entre litage et stratification.

Les autres plans sont des surfaces de discontinuité au sein d'une même roche (aucune variation pétrographique de part et d'autre du plan). Nous pouvons avoir affaire soit à un plan de schistosité, soit à une diaclase. Une schistosité est caractérisée par un feuilletage plus ou moins intense de la roche. Mais nous nous attachons plutôt à l'orientation des minéraux phylliteux suivant ce plan. Les diaclases ne sont accompagnées que rarement de minéraux ayant la même orientation. D'autre part, elles ne provoquent jamais le feuilletage de la roche. Nous n'avons pas fait d'étude de diaclases dont la variété impose un très grand nombre de mesures.

a) Stratification

Il s'agit de plans qui se rencontrent dans les roches d'origine sédimentaire. Celles-ci, nous l'avons vu, sont de nature assez peu changeante, et souvent les plans de stratification sont difficiles à voir, car mal matérialisés (passage progressif d'un faciès à l'autre). Nous noterons néanmoins les deux plans qui limitent les marbres dolomitiques, et qui sont toujours francs, qu'ils marquent un contact avec les quartzites du Trias, ou avec les calcschistes. Mais la plupart des plans de stratification sont visibles dans des niveaux caractérisés par une alternance de deux faciès pétrographiques. Ceci se passe notamment dans la "base" de la série calcschisteuse (voir succession stratigraphique), et dans sa partie "sommitale", située au-dessus des roches vertes. Cette alternance est toujours due à la variation relative du pourcentage de calcite et de micas clairs, quelle que soit la proportion de quartz. Ce plan de passage d'un calcaire cristallin à un micaschiste est parfaitement défini.

b) Litage

Il est surtout visible dans certaines prasinites où il se présente comme des alternances millimétriques à centimétriques de roches essentiellement épidotiques, parfois à calcite, avec des roches surtout amphiboliques. Dans les gabbros, dans les dix premiers mètres, après le contact avec les serpentinites, un litage plus grossier (lits de 10 à 20 cm) existe, mettant en présence des amphibolites et des roches à saussurite, clinozoïsite, albite. Le passage ici, est moins immédiat et se fait progressivement sur une épaisseur centimétrique. Nous n'avons jamais rien observé de semblable dans les serpentinites. Mais signalons l'alternance, à la Punta del Lago, de lits éclogitiques et prasinitiques décimétriques.

Le fait important est que, chaque fois que l'on peut l'observer, le litage est parallèle à la stratification. Il est en même temps parallèle aux contacts non tectoniques de différentes roches (et même à certains contacts tectoniques serpentinites - gabbros dans le massif de la Balme ; voir p. 18). Aucune exception ne vient infirmer cette constatation et nous considérons que ces deux plans ont la même signification structurale.

c) Schistosité

Il s'agit d'une structure qui ne se rencontre que dans les calcschistes riches en mica clair, et a fortiori dans les micaschistes, ainsi que dans les serpentinites. Mais le fait capital est que certains minéraux se développent rigoureusement suivant le plan de schistosité. Ainsi, les lamelles de muscovite - phengite se trouvent dans ce plan. Cela se voit parfaitement à l'œil nu. Ce sont les clivages des micas qui déterminent le débit de la roche. La même observation est valable pour les serpentinites. Ce sont les phyllites serpentineuses qui sont alors disposées dans un plan.

Ces observations permettent de généraliser la notion de schistosité. Dans tous les calcschistes, la muscovite ou la phengite est présente et orientée. Même lorsqu'il n'y a pas de débit schisteux, car il y a peu de mica clair, celui-ci marque la disposition du plan de schistosité. Ceci se voit aussi dans certaines prasinites où le mica clair est parfois présent en faible quantité.

Les plans de schistosité sont souvent parallèles au litage et à la stratification, mais ce n'est pas toujours le cas, notamment lorsque ces deux derniers sont plissés. Si, dans certains cas, le plan de schistosité est aussi plissé, dans d'autres, il recoupe le pli (et donc litage et stratification) suivant son plan axial.

2) Les lignes

Celles dont nous faisons mention ici se trouvent généralement sur les plans de schistosité auxquels elles donnent une polarité.

Les paillettes de mica clair, vues perpendiculairement à leur clivage, ont généralement une forme légèrement

allongée, et sur une surface schisteuse, cet allongement a une orientation déterminée. Ces linéations sont beaucoup plus nettes dans les serpentinites où l'antigorite et surtout le chrysotile ont un allongement bien marqué. Parfois, l'actinote des gabbros est aussi orientée.

Nous avons aussi parlé d'ondulations des plans de schistosité. Dans ce cas, les minéraux phylliteux sont aussi ondulés.

3) Les mésostructures plissées

Il existe des plis à toutes les échelles. Ici, nous parlons de structures simples, entièrement visibles sur un échantillon ou un affleurement. Les plis s'observent dans toutes les roches sauf les gabbros, et sont abondants dans notre région orientale. Il s'agit d'anciens plans qui ont été tordus autour d'un axe appelé axe b (E. CLOOS). Le plan est en général la stratification ou le litage. Mais certaines schistosités peuvent être tordues et il importe alors de ne pas les confondre. Trois aspects interviennent dans l'étude d'un pli : son axe b (ligne), son plan axial, son style (forme actuelle du plan tordu).

B. - Mégastructures

Celles-ci sont trop grandes et souvent trop complexes pour être étudiées en une seule fois sur le terrain. Seule la synthèse de plusieurs observations au stade de la mésostructure peut les rendre parfaitement compréhensibles. Deux catégories de mégastructures doivent être distinguées : les plis et les fractures.

1) Les plis

Il s'agit de plis plus ou moins complexes, à grande ou très grande échelle par rapport à ceux qui ont été étudiés précédemment. Ils peuvent être formés par un ensemble de petits plis, et d'autres mésostructures peuvent s'y intégrer (plan de schistosité, lignes). Chacune de ces composantes a une importance dans l'explication d'un tel "mégapli". Il faut donc les connaître toutes et savoir quelles sont leurs relations. Nous trouverons ici les éléments qui nous permettront de faire une chronologie des différents phénomènes métamorphiques et tectoniques. Nous choisirons, pour cette étude différents exemples particulièrement typiques et explicites.

2) Les fractures

Il en existe beaucoup sur notre terrain. Elles sont révélées en général par la présence d'une mylonite, ou par le rapprochement aberrant de deux roches qui, dans la succession idéale établie précédemment (p. 24), devraient être éloignées.

Deux types de fractures se distinguent nettement. Les unes sont généralement horizontales ou obliques. D'autre part, le plan qu'elles déterminent est généralement parallèle ou presque parallèle à la stratification ou au litage des roches en présence. Ce sont des chevauchements. Les autres sont, sur notre terrain, toujours très proches de la verticale, et recouper franchement stratification et litage. Elles ont un rejet relativement faible. Ce sont de grandes failles verticales.

II. - ANALYSE DE DIFFERENTES STRUCTURES PLISSEES

La plupart des observations révélant une architecture très complexe, il est nécessaire, pour faire aboutir notre étude, d'aller du plus simple au plus compliqué. Il devient donc nécessaire ou pratique de trouver quelques structures simples. Celles-ci sont rares.

A. - Exemple 1 : pli couché de la Comba di Cialma (Sud du monte Pelvo)

Ce pli affecte un contact entre des marbres micacés d'une part, et des prasinites litées d'autre part. Le contact lui-même est franc et souligné par la différence de dureté entre les roches (les prasinites sont en relief). Il est plissé suivant un double S (fig. 29) d'axe N 100 plongeant de 27° vers l'Ouest.

Les lits de la prasinite, de 2 à 10 mm d'épaisseur, sont parallèles au contact et plissés comme lui. Pourtant, les minéraux constitutifs (notamment la hornblende) ne sont ni déformés par le pli, ni orientés.

Il n'y a pas de plan de stratification dans le marbre, mais des niveaux plus ou moins micacés avec passage progressif des uns aux autres. Ces niveaux ont aussi été affectés par le plissement et sont parallèles au contact et au litage.

Ceci n'est absolument pas vrai pour la schistosité déterminée par les micas clairs dans le marbre. Celle-ci reste plane. Elle est orientée N 145° avec un pendage SW de 35°. Ce plan contient l'axe b du pli, et son intersection avec le contact des prasinites donne des lignes parallèles à cet axe. Il est parallèle au plan axial des plis. Signalons enfin qu'un léger allongement des micas se fait parfois, toujours parallèlement à l'axe du pli. Tout cela indique que les deux phénomènes (schistosité et plissement) ont une origine très proche et que nous avons affaire à un pli à schistosité de plan axial.

Cette schistosité se trouve à l'état de trace dans les prasinites, où le mica clair est très peu abondant mais toujours orienté de la même manière. Les autres minéraux constituant cette roche (hornblende bleu-vert, épidote, albite, chlorite) ont une orientation quelconque.

L'existence d'une schistosité de plan axial spécialement visible dans les roches à muscovite ou phengite abondante, donc les calcschistes ou micaschistes, est confirmée par des observations faites ailleurs. Mais souvent les choses sont plus compliquées.

B. - Exemple 2 : pli à 2 100 m, entre la Punta il Villano et l'Alpe Piano delle Cavalle

Dans un calcschiste quartzeux, la stratification est marquée par l'alternance de niveaux plus ou moins micacés. Mais la chose est plus visible que précédemment car la proportion de mica varie de 20 à 35 %, brusquement, marquant donc un passage assez franc.

Deux plis affectent cette stratification : le premier est un pli étiré à bords parallèles horizontaux, à regard N, à plan axial horizontal, axé N 105. Comme dans le cas précédent, les micas clairs déterminent une schistosité de plan axial.

Le second est un pli en genou, à regard S. Il affecte les deux flancs du pli précédent, qu'il fait passer de l'horizontal à une orientation N 95°, 55° N. La schistosité est, elle aussi, affectée par ce pli, et aucune autre schistosité n'apparaît dans son plan axial.

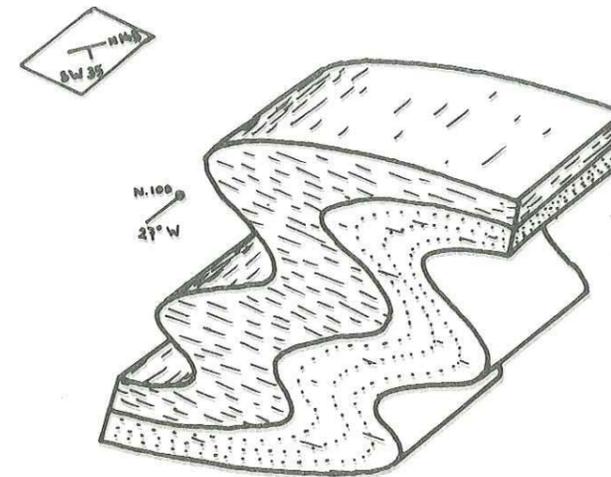


Fig. 29 - Pli couché de la Comba di Cialma (Sud du Mte Pelvo),

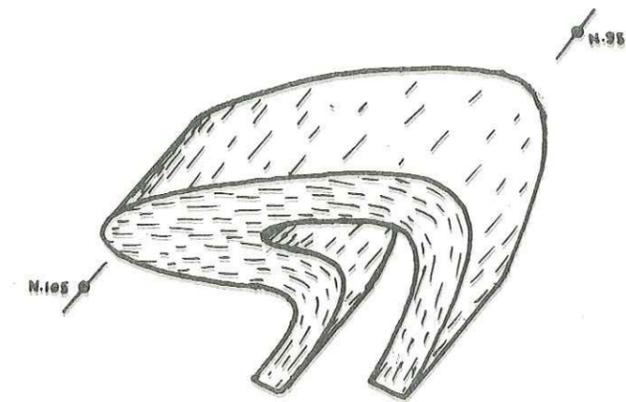


Fig. 30 - Pli au-dessus de l'Alpe Piano delle Cavalle.

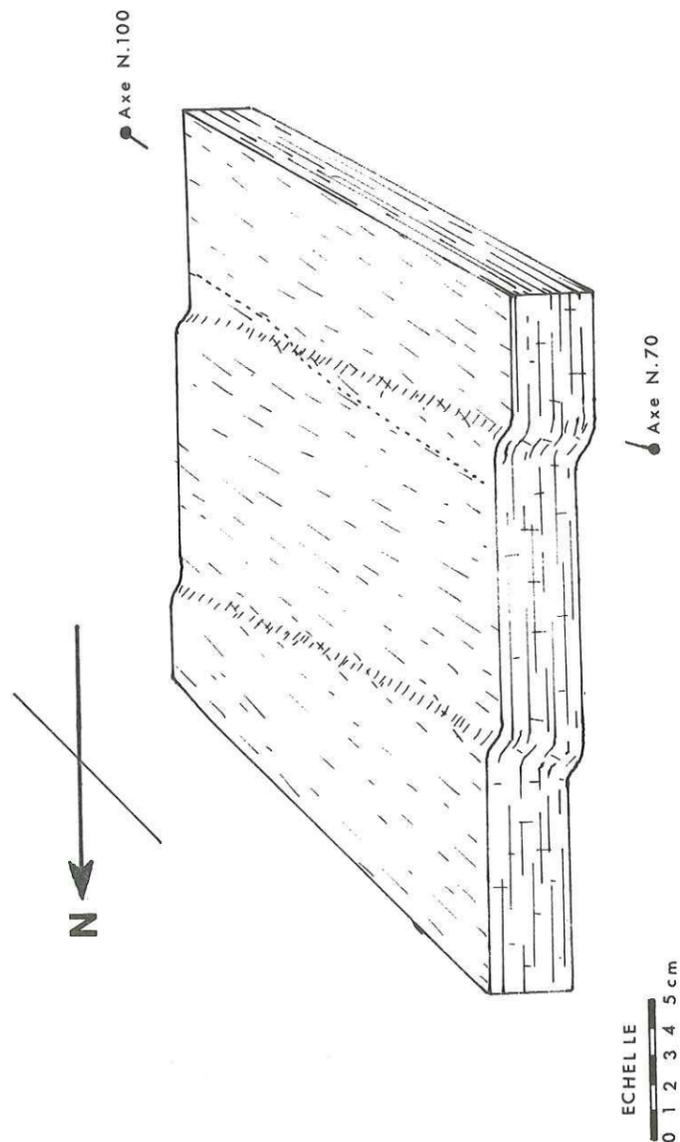


Fig. 31 - Schistosité déformée sur le flanc ouest du Mte Pelvo, montrant deux directions qui se recoupent: Axe N 100 ancien, Axe N 70 récent.

C. - Exemple 3 : autre cas de schistosité déformée : flanc W du monte Pelvo, entre 2 100 et 2300 m.

Nous sommes ici dans les marbres décrits p. 46 . Ils se débitent en dalles dont l'épaisseur est de l'ordre de 10 cm. Ce débit est toujours dû à la schistosité qui est déterminée par les micas clairs (observation microscopique). Le clivage est assez difficile et se fait dans les niveaux les plus micacés. Aucune charnière de pli n'est visible.

La schistosité (N S, 35° W) est conforme au versant de la montagne, ce qui permet aux surfaces de dalles parfois très grandes, d'être dégagées. Sur celles-ci, s'observent deux sortes de lignes différentes, et d'orientation différente.

Les premières sont dues à un allongement des paillettes de mica, Leur orientation (N 100) rappelle celle de lignes analogues dans l'exemple 2. Mais le pendage (35° W) de même que celui de la schistosité, en diffère totalement.

D'autres lignes sont dues à de légères flexures qui tordent la schistosité et donc les micas. Elles ont toujours un regard S, Elles ont une direction N 60° et recoupent donc les lignes précédentes. Leur pendage est de 30° W.

A part quelques exceptions, aucune charnière de pli n'est plus visible dans ce massif du Pelvo. Nous retrouvons néanmoins une ligne d'allongement des micas sur les plans de schistosité, ainsi qu'une déformation de ces plans, moins intense, mais toujours présente.

D. - Exemple 4 : plis à l'Ouest de la bergerie del Ciardonnet (2 400 m)

Ces plis sont bien visibles car ils affectent le contact entre des prasinites litées et des calcschistes. Ceux-ci sont du type charbonneux, et appartiennent plus spécialement au faciès le moins micacé de ce type.

Les prasinites sont semblables à celles de l'exemple de la description type (p. 39). Le litage (lits amphiboliques et épidotiques) est parallèle au plan de contact et déformé par les plis. Mais certaines observations sur l'influence de la tectonique peuvent être faites : outre le mica clair, la hornblende est tordue. Par contre, ni la chlorite, ni l'albite ne montrent de déformations ou d'orientations. Dans les calcschistes, on ne voit pas de stratification, d'autant plus que la schistosité assez intense due aux micas (épaisseur des dalles variant du cm au m) est ici partout parallèle au litage des prasinites.

Les plis sont nettement dissymétriques. Le flanc nord est presque horizontal (N 160, 5° W) et le flanc sud a un pendage de 80° vers le Nord. La schistosité est donc déformée de la même manière. Sur le flanc "horizontal", les allongements des micas se font suivant une direction N 95. Cette ligne est tordue par les plis dont l'axe est N 70, et son orientation sur le flanc sud est N 80°, 18° E.

E. - Les niveaux mylonitiques

Nous utilisons ce terme de niveau, car toutes ces mylonites sont parallèles ou presque à la stratification ou à la lithologie des roches qui les entourent.

Beaucoup de mylonites sont constituées de serpentine. Dans l'exemple choisi, on voit comment se fait le passage de la serpentinite cohérente à la mylonite. Nous sommes au-dessus du colle La Roussa, dans les 10 m précédant le contact avec les gabbros (voir p 18). La serpentinite est d'abord simplement schisteuse, découpée en plaques de 2 à 3 cm d'épaisseur, qui se réduit progressivement. Les plaques deviennent des feuilles, et s'effritent finalement. La roche n'a alors plus aucune cohérence. Les surfaces apparentes tendent à être remaniées, et il faut rafraîchir l'affleurement au marteau. On s'aperçoit alors que les paillettes de serpentine constituant la mylonite ont un allongement très net, toujours dans une direction N 100 - 105. La schistosité est orientée N 80, 25° N. On peut suivre cette mylonite tout autour des gabbros de la Balme. La schistosité est partout parallèle au contact serpentinites - gabbros. Son orientation varie, et, au Nord, à la Porta del Lago, entre Rocciavre et Pian Real, elle est orientée N 65, 75° S E. L'ensemble des mesures au contact fait apparaître un vaste pli axé N 70°.

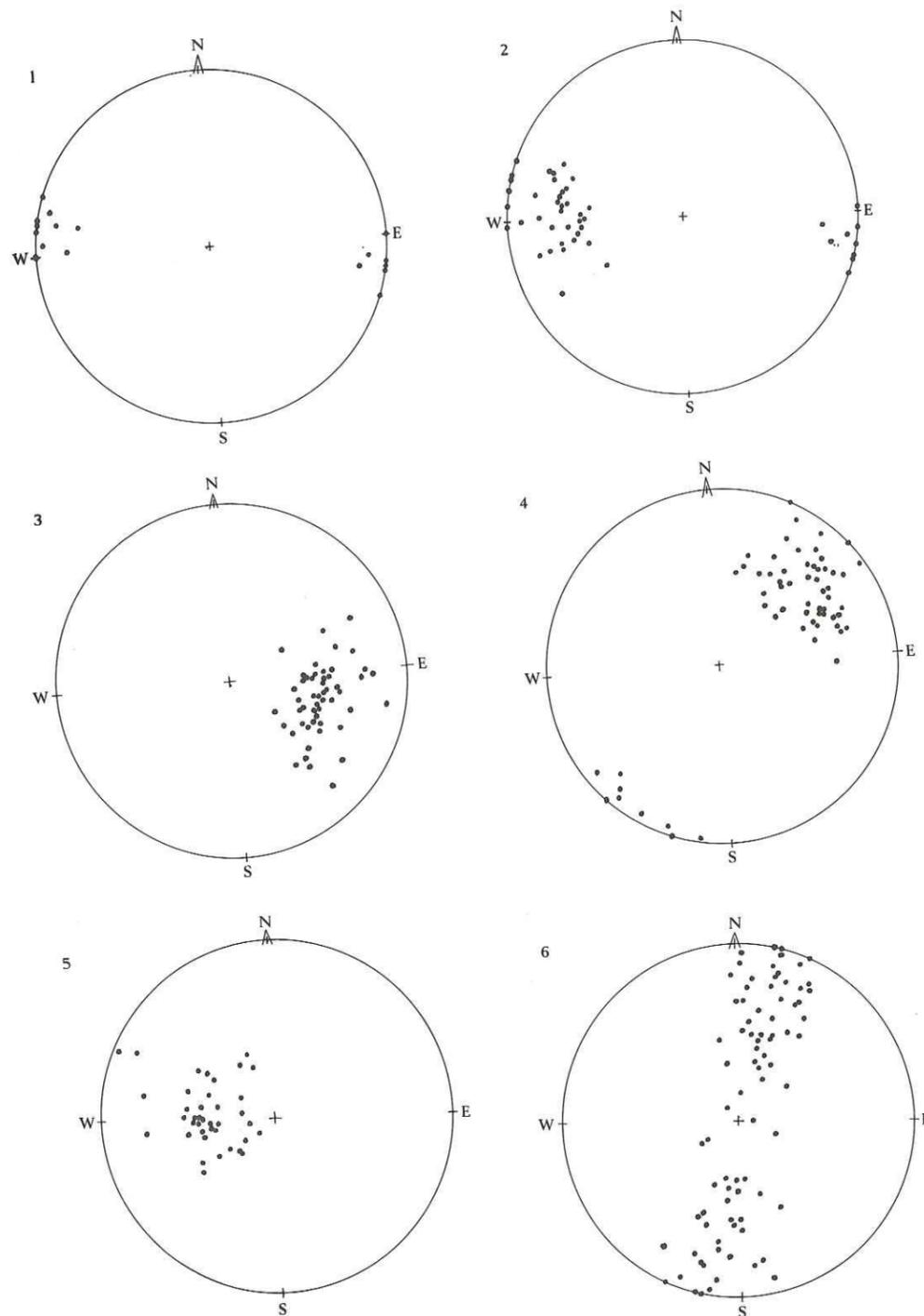


Fig. 32 - Linéations et normales aux plans de schistosité sur diagramme de Wülf (hémisphère supérieure)

- 1 = linéations anciennes (P-1) dans le massif du Rocciavre
- 2 = linéations récentes (P-2) dans le massif du Rocciavre
- 3 = linéations anciennes (P-1) dans le massif du Pelvo
- 4 = linéations récentes (P-2) dans le massif du Pelvo.
- 5 = normales au plan de schistosité dans le massif du Pelvo
- 6 = normales au plan de schistosité dans le massif du Rocciavre.

Dans le massif du Pelvo, se trouvent des mylonites tout à fait semblables. Mais elles sont situées entre deux roches de nature différente et ne sont pas le résultat de l'évolution locale d'une serpentinite massive. Les paillettes constitutives y sont orientées (sous le colle delle Finestre, à 2 100 m) N 175°, 35° W, allongement N 175°.

III. - INTERPRETATION DES DIFFERENTES STRUCTURES

De l'analyse faite ci-dessus, il ressort un certain nombre de faits.

Deux types de plissement franchement différents sont observés :

l'un est caractérisé par un regard nord des plis axés N 100 - 110. Les flancs de ces plis sont parallèles. Le deuxième type concerne des plis à regard sud, franchement dissymétriques. Leur flanc sud est le plus souvent proche de la verticale, alors que leur autre flanc a un pendage N plus faible.

Lorsque deux de ces plis se superposent, le premier type est replissé par le second (exemple 2). Il lui est donc antérieur. Nous parlerons des plissements P 1 et P 2.

La schistosité, lorsqu'on la voit associée à un plissement P 1, est parallèle à son plan axial. L'allongement des paillettes de mica est parallèle à l'axe de P 1.

L'axe de P 1 et l'allongement des micas gardent sur tout notre terrain, une orientation comprise entre N 95 et N 110.

Les mesures de P 2 et des déformations du plan de schistosité sont variables d'Est (exemple 2) en Ouest (exemple 3). Ces structures ont-elles la même origine ? Oui, car des mesures intermédiaires (exemple 4) donnent des valeurs intermédiaires, et que le regard de toutes ces déformations est Sud. Ainsi, l'axe de P 2 passe de N 95 dans le val Gravio, à N 70 dans le val Ciardonnet, et à N 60 dans le massif du Pelvo.

Aucune deuxième schistosité n'apparaît, en relation avec P 2.

Le plissement P 1 ne déforme ni n'oriente les principaux minéraux constitutifs des prasinites (hornblende, épidote, chlorite, albite) (voir exemple 1, ainsi que p. 39). Par contre, P 2 déforme la hornblende. Son action sur l'épidote est plus difficile à voir car les cristaux sont généralement très petits. Par contre, la chlorite et l'albite ne sont jamais ni déformées, ni orientées.

Les chevauchements du massif de la Balme sont à rattacher à P 1 comme le montrent l'allongement des éléments mylonitiques serpentineux d'une part, et le plissement par P 2 des plans de chevauchement, d'autre part (axe du synclinal de la Balme au Sud Ouest du massif : N 65, 6° NE).

Cette orientation (voir p. 83) est aussi celle de certaines actinotes.

Les mylonites du massif du Pelvo et de la face ouest de l'Orsiera ont des orientations différentes. Elles sont N-S à pendage W, et forment des surfaces planes de chevauchement, non déformées par P 1 ou P 2. L'étude de ces mylonites ne nous y a jamais fait découvrir de traces des deux linéations que l'on trouve sur les autres roches de cette région (exemple 3), linéations qui seraient certainement présentes si le chevauchement leur était antérieur.

Ces faits nous permettent de dégager une chronologie relative des événements.

L'événement le plus ancien est le plissement P 1 (axé N 95 - 100). Mais comment placer l'épisode métamorphique "éclogites, schistes à glaucophane" ? Les minéraux concernés ne sont que rarement orientés. Néanmoins, dans le massif de l'Albergian, s'observent des cas où la glaucophane s'oriente entre N 95 et N 110°. Mais ces observations (2 cas) sont trop rares pour en tirer des conclusions.

L'apparition (ou éventuellement une recristallisation) des micas clairs est contemporaine de P 1, puisqu'ils se disposent toujours dans le plan axial des plis et que leur allongement est parallèle à l'axe.

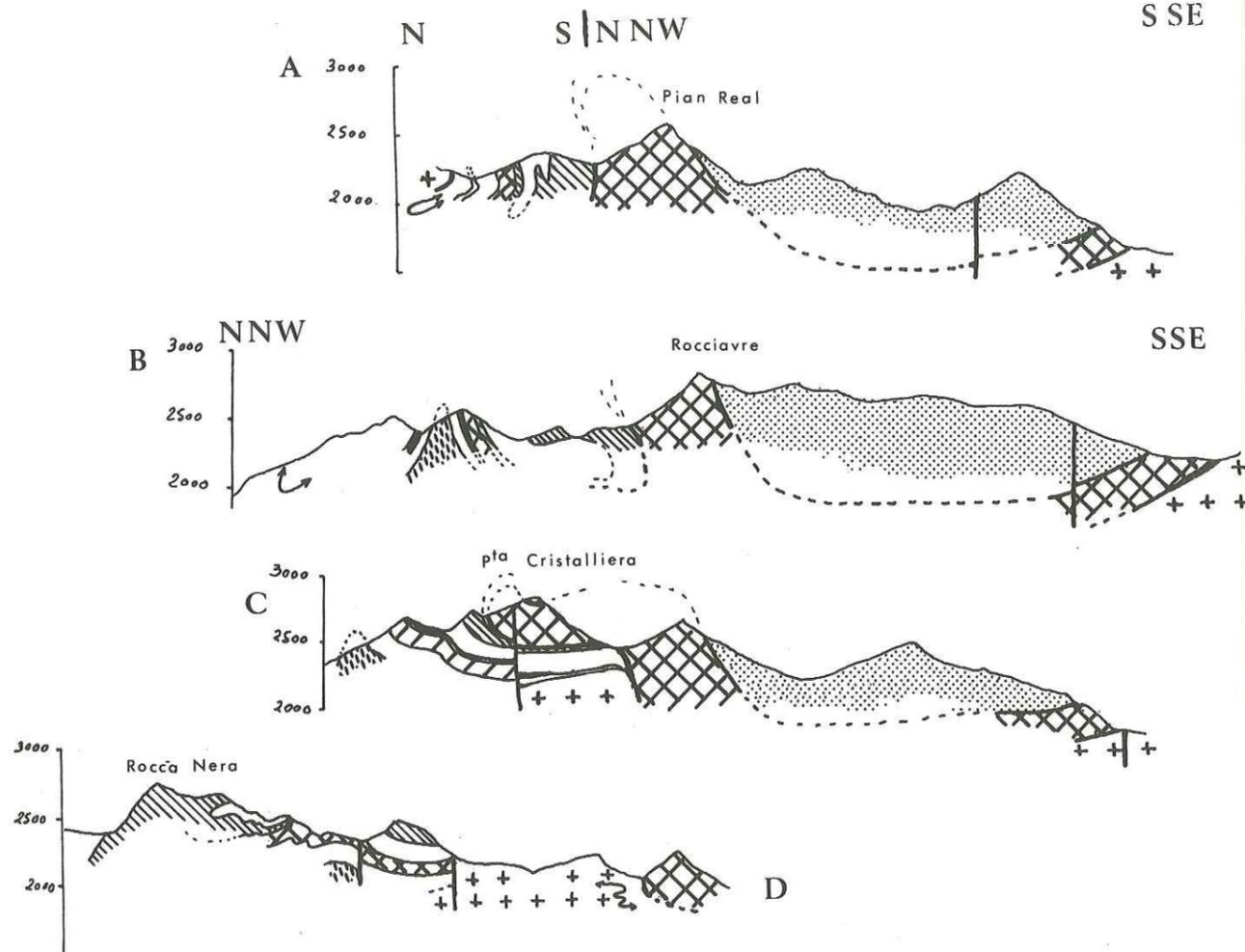


Fig. 33 - Coupes A B C D dans la partie E du massif (voir disposition et légende sur la carte géologique générale) montrant les divers synclinaux et anticlinaux à l'échelle du massif.

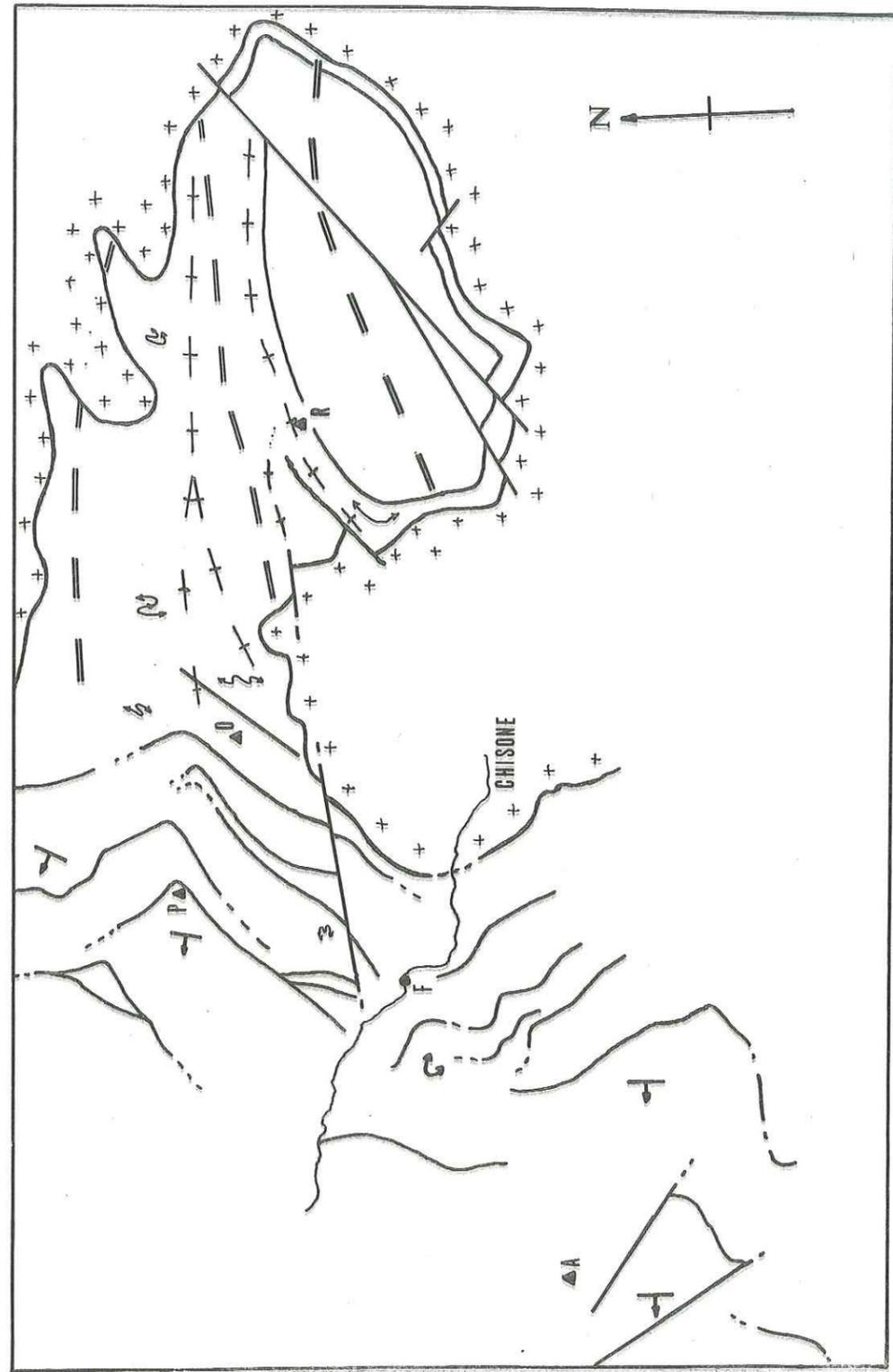


Fig. 34 - Schéma structural sommaire.
 = anticlinal
 = synclinal
 = pli local
 = schistosité
 A = Albergian
 P = Pelvo
 O = Orsiera
 R = Rocciavre
 F = Fenestrelle

Ce premier plissement n'a pas affecté la hornblende et l'épidote qui n'ont pas d'orientation particulière. Par contre, les aiguilles de hornblende sont déformées par le plissement P 2 et lui sont donc antérieures.

Le plissement P 2 se produit donc après la phase métamorphique à hornblende. En général, aucun minéral ne s'oriente en fonction de lui. Mais l'actinote peut se disposer suivant son axe b. Seulement, ce minéral n'apparaît que dans les gabbros. Or, ces roches ont réagi en bloc rigide à tous les plissements, et le second n'a provoqué que le vaste synclinal de Balme, mais aucune structure à plus petite échelle (si ce n'est des diaclases). Ce n'est qu'en intégrant l'orientation de l'actinote dans l'étude générale de ce synclinal, que l'on peut associer les deux phénomènes.

Les chevauchements d'axe N-S à pendage W ne sont intervenus qu'après. Ne peut leur être associée avec certitude que la recristallisation des serpentinites dans les mylonites concernées, suivant cette direction N-S. Mais sont-ils antérieurs ou postérieurs à la phase ultime de métamorphisme, à albite et chlorite ? On ne saurait le dire. Nous n'avons pas de microstructures (à l'échelle du cristal) qui puissent être rattachées à cette période, en dehors des serpentinites.

Quoi qu'il en soit, une dernière phase tectonique, fait apparaître quelques grandes failles verticales orientées N 60, au Sud du massif. Des observations faites en dehors de notre terrain au Sud de l'Albergian, il ressort qu'elles recouperont les chevauchements axés N-S, et que des montées hydrothermales peuvent s'y faire (quartz, albite).

IV. - GRANDES UNITES

L'observation de la carte permet de distinguer trois grandes régions.

Au Nord Est, domine une accumulation de plis appartenant à deux générations successives P 1 et P 2, l'intégration à l'échelle du massif de tous ces plis permet de déceler deux anticlinaux et deux synclinaux ; du Nord au Sud :

- 1 - synclinal de la bergeria dell'Orsiera, et du pian del Sion ;
- 2 - anticlinal de la punta della Pavia, du colle del Sabbione et du monte Muretto ;
- 3 - synclinal du val Malanotte et de la punta Costa Bruna ;
- 4 - anticlinal de la costa du Glantin, du Rocciavre, et de la Rocca Rossa.

En gros, ces grands plis adoptent tous le style des déformations P 2.

Au Sud Est, le massif gabbroïque du val de Balme apparaît comme une région calme. Nous avons vu qu'il s'agit d'un large synclinal à rattacher à P 2. Il est la suite logique des mégastuctures du Nord Est (5° mégapli). Mais il n'y a pas, à petite échelle, de complications. Le flanc nord (à regard sud) est très redressé, contrairement au flanc sud. Le plissement P 1 n'est ici, marqué que par des mylonites dans les serpentinites, sur lesquelles ont dû glisser les gabbros, sans encore se déformer.

A l'Ouest, les structures sont presque uniquement la schistosité, la stratification et le litage, pratiquement parallèles en dehors de rares têtes de plis. Des chevauchements permettent à une série type (voir p. 24) de se répéter. Toutes ces structures sont axées N-S à pendage W. P 1 et P 2 ne restent plus visibles que sous forme de linéations.

CONCLUSION

Nous pouvons donc, maintenant, dégager une histoire métamorpho-tectonique de notre terrain.

Rappelons qu'une évolution latérale des faciès dans les prasinites, pressentie au colle delle Finestre, a été confirmée par des observations dans le massif de l'Albergian : disparition du pyroxène sodique, abondance de glaucophane qui ne subit qu'un début de transformation en albite + chlorite.

Un schéma illustre cette histoire. (Voir aussi fig. 19 p. 63).

SYNTHESE CHRONOLOGIQUE DES PHENOMENES METAMORPHIQUES ET TECTONIQUES

ALBERGIAN		PELVO		ROCCIIVRE	
Métamorphisme	Tectonique	Métamorphisme	Tectonique	Métamorphisme	Tectonique
Haute pression Gradient géothermique faible Milieu hydraté	Orientation d'axe E-W des micas blancs	Haute pression Gradient géothermique faible Milieu peu hydraté	Orientation d'axe E-W des micas blancs - Schistosité	Haute pression Gradient géothermique faible Milieu anhydre	Micas blancs orientés dans le plan axial des plis E-W - Schistosité - Plissement
Légère baisse de pression		Baisse de la pression Gradient géothermique plus fort Milieu hydraté		Baisse de la pression Gradient géothermique plus fort Milieu hydraté	
		Légère baisse de température et pression	Ondulation axée NS des plans de schistosité - Plissement	Légère baisse de température et pression	Plissement axé N 80-110 Orientation des actinotes
Pression + température basses Présence de H ₂ O + CO ₂	Ecaillage d'axe N-S Failles verticales tardives	Pression et température basses Présence de H ₂ O + CO ₂	Ecaillage d'axe N-S	Pression et température basses Présence de H ₂ O + CO ₂	Failles verticales tardives

La place de la phase métamorphique éclogitique et à glaucophane (à glaucophane - lawsonite dans l'Albergian) est difficile à situer par rapport à la première phase de déformation visible (P 1). C'est la plus ancienne phase métamorphique.

Une seule observation permet de penser que le plissement P 1 s'est fait ici dans des conditions de métamorphisme à glaucophane. En tous cas, la muscovite et la phengite ont été très influencées par ce phénomène et ont cristallisé ou recristallisé surtout à cette époque.

Les conditions métamorphiques changent après ce plissement. Cela est marqué par l'apparition de hornblende bleu-vert, associée à de l'épidote ou de la clinozoïsite, en disposition équante. Ces minéraux sont ceux du "greenschist facies Barrow" à hornblende. Cette phase n'a pas eu lieu dans le massif de l'Albergian où la glaucophane ne se transforme (et très partiellement) qu'en actinote.

Puis apparaissent de nouvelles conditions où la hornblende existante reste stable. Mais c'est l'actinote qui apparaît, notamment dans les gabbros où, pour des raisons chimiques, la hornblende n'avait pu naître, et dans l'Albergian. Au même moment se fait le plissement P 2 dont les actinotes soulignent parfois l'axe b. Comme P 1, il se ressent surtout à l'Est de l'Orsiera. A l'Ouest, il n'est plus marqué que par des flexures des plans de schistosité.

Les chevauchements de la région occidentale donnant une architecture en écailles se produisent après le plissement P 2, de même que le bombement de Dora Maira responsable du pendage ouest. Enfin, des grandes failles transversales verticales apparaissent au Sud de notre massif. Elles sont parfois le siège d'une activité filonienne (quartz, cuivre entre Albergian et Ghiniver).

Tous les minéraux cités auparavant, sauf le mica clair subissent une destruction plus ou moins intense et sont remplacés par de l'albite et de la chlorite. Ces minéraux existaient déjà avant. Mais ils prennent alors une importance énorme. Ce phénomène, dit "d'ovarditisation" s'accroît à proximité de filons d'albite et de quartz. Ceux-ci sont les dernières manifestations (hydrothermales), contemporaines des grandes fractures transversales.

CHAPITRE V

CONCLUSION GENERALE

I. - ORIGINE ET MISE EN PLACE DES ROCHES ERUPTIVES

II. - METAMORPHISME ET TECTONIQUE

CONCLUSION GENERALE

En gros, l'histoire du terrain étudié est régie par deux groupes d'événements : mise en place des roches ; transformations métamorpho-tectoniques.

Nous avons défini p. 24 , une polarité dans la disposition relative des roches. Il s'agissait de la polarité habituellement rencontrée lorsque l'on tient compte de la topographie. Mais deux groupes de constatations permettent de penser qu'il s'agit bien de la polarité originelle :

- Analogies avec les descriptions d'autres auteurs concernant la stratigraphie des schistes lustrés (MICHARD, 1967 ; NICOLAS, 1966) avec notamment (quartzites et) dolomies à la base, puis roches variées riches en quartz, puis calcaires, puis roches vertes, et enfin calcschistes avec produits charbonneux.

- Disposition des différentes roches vertes : les serpentinites sont toujours à la base du complexe, les prasinites au sommet. Cela correspond à la disposition résultant d'une différenciation magmatique, phénomène dont l'étude chimique (p. 64 et suivantes) avait montré l'action probable.

Nous renvoyons donc à la page 16 pour avoir une idée du processus sédimentaire qui a donné successivement des dolomites, des calcaires quartzeux plus ou moins marneux, des calcaires plus francs et non quartzeux, et enfin, par dessus les roches vertes, des calcaires marneux et marnes charbonneuses.

I. - ORIGINE ET MISE EN PLACE DES ROCHES ERUPTIVES

Ici, nous touchons une question qui a fait l'objet de longs débats dont l'histoire a été fort bien retracée par M. VUAGNAT (1963). Nous n'en retiendrons que les thèses les plus satisfaisantes.

L'hypothèse d'une origine métagénétique des roches vertes n'est actuellement plus très admissible après la découverte de traces toujours plus nombreuses d'un épanchement (pillow-lavas, brèches volcaniques) dans les roches microgrenues et à la présence de minéraux d'origine manifestement magmatique dans les serpentinites et les roches grenues.

L'hypothèse volcanique vraie (simples volcans classiques) se heurte au problème de l'origine des péridotites et des serpentinites, de l'épaisseur des ophiolites, de l'absence de cheminées.

1) Hypothèse plutovolcanique (BRUNN) (voir A. NICOLAS, thèse 1966)

Par de larges failles ouvertes (situées en ce qui nous concerne, dans le prolongement vers le Sud de la zone de Viu, d'après NICOLAS), se serait brusquement épanché une énorme quantité de magma basique ayant la composition de dolérites. Sur la périphérie de cette énorme lentille, la lave se serait consolidée très rapidement, donnant des roches microlithiques de la nature du magma originel, et des figures typiques (brèches et pillow-lavas). A l'Ouest de notre terrain, la quasi totalité des actuelles roches vertes semble avoir subi ce processus de consolidation rapide. Vers le milieu par contre, le refroidissement étant beaucoup plus lent aurait donné lieu à une différenciation par cristallisation fractionnée.

Parallèlement à l'abaissement de la température (refroidissement du magma), les minéraux les plus ferromagnésiens cristallisent les premiers (olivines). Leur densité étant supérieure à celle du magma, ils se concentrent au fond de la lentille. Puis ce sont les pyroxènes et le plagioclase calcique qui suivent le même processus, et ainsi de suite jusqu'à consolidation totale du magma.

Cette hypothèse est à priori, satisfaisante. Elle explique en effet la consanguinité de nos différents termes et la succession, de bas en haut, d'ultrabasites, gabbros et basaltes, résultats d'une différenciation magmatique (voir étude chimique), succession visible dans les régions les moins tectonisées et où tous les termes sont présents (Punta del Lago). La présence de structures volcaniques dans les prasinites est aussi expliquée.

Mais, dès le premier abord, une chose choque : c'est l'aspect de cataclysme que prend ce brusque épanchement de magma ayant parfois plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Rien que cette idée engendre le scepticisme. Mais surtout, une autre remarque s'impose : si les roches microlithiques, brèches et pillow-lavas se sont consolidées avant la différenciation, la nature chimique globale de toutes les autres ophiolites devrait être celle de ces roches microlithiques. Or ce n'est pas le cas. L'analyse 14 a été faite sur un échantillon pris à proximité de brèches et de pillow-lavas. Or nous voyons sur les diagrammes (voir fig. 21, 23) qu'il s'agit d'une des roches les plus différenciées "vers le haut" (forte teneur en Ti, Fe, Na, Al) et nullement d'un intermédiaire entre nos différents termes. Même si l'on rajoute au bilan, des jaspes et radiolarites qui se rencontrent parfois, il reste un fort déficit en éléments acides.

2) Hypothèse subcrustale (HESS, De ROEVER)

Il est toujours question de différenciation magmatique. Mais ici, elle se serait faite à l'intérieur de l'écorce terrestre, probablement dans la partie supérieure du manteau. Puis les roches seraient montées dans un état solide ou subsolide, en suivant les grandes discontinuités à activité sismique intense que l'on sait être en liaison avec les géosynclinaux (situées dans notre cas probablement au niveau de la zone de Viu et de sa prolongation vers le Sud actuellement noyée dans la plaine du P⁰). Ces masses se seraient avancées à la faveur de contraintes tectoniques précoces qui restent à définir. Le long de ces discontinuités se serait, en même temps, échappé un magma fluide qui a donné les roches microlithiques, pillow-lavas et brèches volcaniques.

Cette hypothèse semble la plus satisfaisante car elle résout les problèmes posés par celle de BRUNN. D'abord, il n'est pas nécessaire, ici, d'invoquer un tel cataclysme. Ensuite et surtout, la nature du magma fluide n'est pas forcément dépendante de la composition globale des ophiolites. Cela n'exclut évidemment pas que certains éléments aient pu se dissoudre dans la mer. C'est du moins le cas pour la silice qui s'est ensuite déposée sous forme de jaspes (exceptionnellement visibles au Sud de notre terrain : Serre del Laux, au-dessus de Laux, flanc nord de l'Albergian).

Nous considérerons donc que les ophiolites de notre région se sont mises en place sous une forme passablement ou totalement consolidée, déjà différenciée, grâce à des poussées tectoniques profondes qui pourraient être les premières manifestations orogéniques. En liaison avec cette mise en place, se sont produits des épanchements de laves fluides de composition gabbroïque (ou dioritique s'il y a eu par la suite désilication), toujours le long de ces grandes discontinuités. Ainsi se sont formées les roches à faciès volcanique typique.

3) Essai de reconstitution du massif ophiolithique primitif

Trois grands groupes de roches forment actuellement ce que nous appelons roches vertes. Nous avons vu que nos serpentinites proviennent de lherzolites et nos gabbros métamorphiques de gabbros magmatiques. Ces deux roches avaient une structure grenue. Les gabbros en ont, en majorité, gardé l'apparence. Les serpentinites montrent encore des cristaux magmatiques de grande taille. Exceptionnellement, elles ont gardé des traces de leur structure primitive. Ce n'est jamais le cas des prasinites et roches associées. Seule, une partie d'entre elles montre des faciès typiquement effusifs, et avait donc une structure microlithique. Mais est-ce que toutes les prasinites sont d'anciennes roches effusives ? Nous ne pouvons malheureusement pas répondre à cette question. Nous avons signalé une éclogite contenant de grands cristaux d'augite magmatique. Mais ceux-ci, parfaitement automorphes, pouvaient se trouver déjà à l'état cristallin dans un magma fluide.

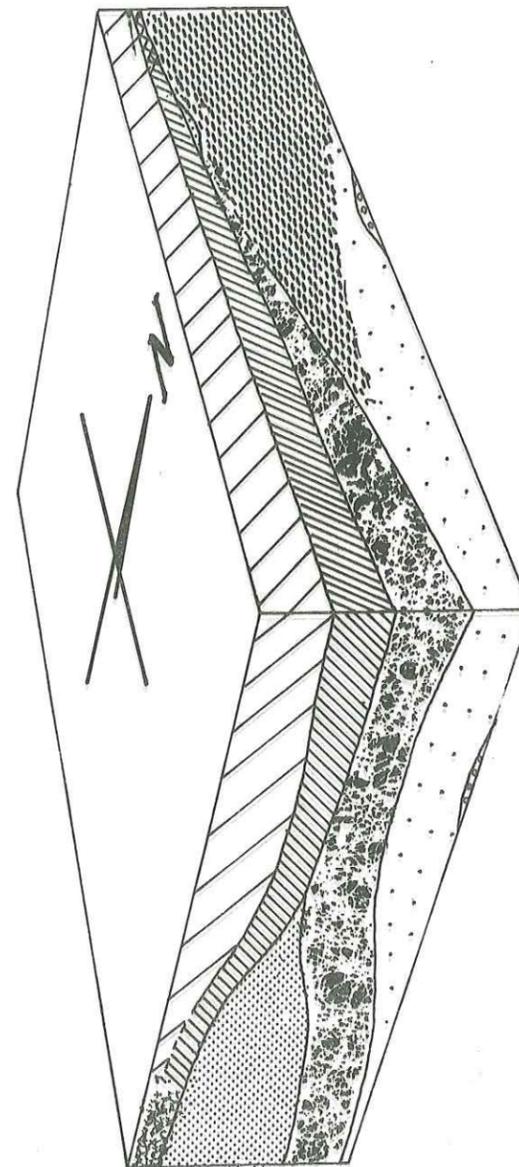


Fig. 36 - Bloc diagramme anté-tectonique schématique (voir légende p. 25).

C'est dans le massif de la Balme que l'on rencontre la succession la plus typique (voir p. 24) : de bas en haut : serpentinites, gabbros, prasinites (et éclogites). Vers le Nord, les gabbros disparaissent (notamment au-dessus du lac La Monica, voir p. 14). Les autres massifs gabbroïques sont trop isolés pour pouvoir être replacés dans un ensemble. Dans la région Orsiera - Malanotte - Punta Costa Bruna, se rencontrent à la base, des serpentinites, puis immédiatement les prasinites. Enfin, plus à l'Ouest, la prasinite se rencontre généralement seule, la serpentinite n'étant présente que dans les contacts anormaux où elle a probablement été entraînée par la tectonique.

Qu'en est-il des contacts entre les diverses roches vertes ? Entre gabbros et serpentinites, il y a toujours une mylonite. Mais la présence constante de minéraux magmatiques dans les gabbros, protégés du métamorphisme par la serpentinite (NICOLAS, 1966) atteste que ce contact est ancien. Entre gabbros et prasinites, il n'y a pas de mylonite, et les amphiboles vertes sont intactes. Donc le contact est antérieur à leur apparition. Entre serpentinites et prasinites, la chose est moins nette car ces roches ont toutes deux été souvent laminées par la tectonique. Néanmoins, au contact même, il n'y a généralement pas de mylonite, mais une schistosité particulièrement forte des serpentinites.

Il est peu probable que ces contacts soient d'origine profonde, car leur caractère tranché est en contradiction avec une différenciation magmatique. Ils seraient donc contemporains de la mise en place.

Avant le début de l'orogénèse, nous avons donc, de haut en bas :

- des ultrabasites s'amincissant vers l'Ouest ;
- des gabbros à olivine disparaissant tant au Nord qu'à l'Ouest ;
- peut-être des gabbros plus plagioclasiques (act. prasinites pro parte) ;
- des basaltes s'étant épanchés sur tout notre terrain, des tufs basaltiques et des brèches volcaniques.

II. - METAMORPHISME ET TECTONIQUE

Après leur mise en place, les roches ophiolitiques ont subi, de même que les sédiments qui les accompagnent, un métamorphisme caractérisé par la glaucophane, l'omphacite et le grenat. Les auteurs (voir notamment SMULIKOWSKI, 1968) considèrent que ce métamorphisme (glaucophane schist facies, eclogite facies) traduit un gradient géothermique faible (10 ° C/Km), et plus précisément, des conditions de température et pression de l'ordre de 8 Kb et 400° C. D'autre part, le milieu devait contenir plus d'eau à l'Ouest qu'à l'Est, ce qui explique l'abondance de glaucophane dans les ophiolites de l'Albergian, et sa rareté dans celles du Rocciavre.

Le premier plissement E-W est contemporain de la première phase tectonique, bien que les minéraux caractéristiques de cette phase n'aient été que rarement orientés. Ce plissement a en outre provoqué l'orientation des micas blancs et, par voie de conséquence, une schistosité des roches contenant ce minéral en abondance.

Puis la pression baisse dans le Rocciavre. La température baissant beaucoup moins, on peut y voir un léger métamorphisme thermique, à moins que la baisse de pression soit plus rapide que la baisse de température. Les conditions sont alors celles du "greenschist facies", d'abord à hornblende, puis à actinote. Ces conditions sont estimées par les auteurs à 4 Kb et 300° C.

Un deuxième plissement E-W, responsable de l'orientation de certaines actinotes, intervient alors. Il est surtout intense à l'Est de l'Orsiera. Il est caractérisé par le déversement vers le S des structures. Il tord les plans de schistosité et n'est pas accompagné d'une schistosité propre.

Puis se produit un écaillage de la partie située à l'Ouest de l'Orsiera. Les plans d'écaillage sont orientés N-S à pendage W. Cette orientation et l'aspect de ces structures ressemblent aux traces de ce que l'on désigne sous le nom de rôtcharrriage dans toute la "zone piémontaise" des Alpes.

L'ovarditisation, caractérisée notamment par la réaction amphibole verte — albite + chlorite intervient après toute tectonique car les minéraux qui apparaissent alors ne sont jamais orientés, déformés ou cassés. Ce phénomène est dû à la présence d'eau et de gaz carbonique dans les roches.

Ce n'est que tardivement que se sont formées quelques grandes failles verticales à rejet faible. Signalons celle située au Sud Est du massif de la Balme, et qui se situe très exactement dans le prolongement de la grande fracture que l'on suit depuis Briançon (M. LEMOINE, 1964 ; J.M. CARON, 1971).

BIBLIOGRAPHIE

Abréviations utilisées

- Bull. Géol. Soc. Am. - Bulletin of the Geological Society of America
 B.R.C.G.I. - Bolletino del Reale comitato geologico d'Italia
 Bull. Soc. Fr. Min. Crist. - Bulletin de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie.
 Bull. Soc. Géol. Fr. - Bulletin de la Société géologique de France.
 Bull. Soc. Géol. Italie - Bolletino della Societa geologica d'Italia
 C.R. Acad. Sci. - Compte rendu de l'Académie des Sciences
 C.R. Som. Soc. Géol. Fr. - Compte rendu sommaire de la Société géologique de France.
 S.M.P.M. - Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilung

- BARBIER (R.), BLOCH et al., 1960-1963. - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. - Livre à la mémoire du P. FALLOT, t. 2, pp. 331 à 337.
- BEARTH (P.), 1959. - Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillow-laven. - Schw. Min. Petr. Mitt., Bd 39, p. 267-286
- 1962. - Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. - Schw. Min. Petr. Mitt., Bd 42, H. 1, p. 127 - 137.
- 1963. - Chloritoïd und Paragonit der Ophiolitzone. - S.M.P.M., Bd 43, p. 269 - 286.
- 1965. - Zur Entstehung alpinotyper Eklogite. - S.M.P.M., Bd 45, p. 179 - 188.
- 1966. - Zur Mineralfaziellen Stellung der Glaukophangesteine. - S.M.P.M., Bd 46, p. 13
- 1967. - Die Ophiolite der Zone von Zermatt - Saas Fee. - Beitr. z. geol. Karte d. Schw., Neue Folge, 132 L.
- BLANCHARD (R.), 1954. - Les Alpes occidentales : T. 6, le versant piémontais, V. 1 et II, Arthaud, Grenoble.
- BRUNN (J.H.), 1950. - Ségrégation stratifiée dans une péridotite du Pinde et condition de mise en place des roches vertes. - C.R. Acad. Sci., T. 230, p. 988 - 990.
- 1960. - Mise en place et différenciation pluto-volcanique du cortège ophiolitique. - R. Geog. Ph. et Géol. dyn., V 3, fasc. 1, 2 et 3.
- 1961. - Les sutures ophiolitiques. - Ibid., V. 4, fasc. 2 et 3.
- CAILLERE (S.), 1936. - Contribution à l'étude des minéraux des serpentines ; thèse, Paris.
- CARON (S.M.), 1970. - Contribution à l'étude géologique de la région de Sestrières (Alpes cotiennes, Italie). - Thèse, Strasbourg.
- 1971. - Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrières (Alpes cotiennes, Italie). - Géologie alpine, T. 47, 1, p. 45 - 68.
- CHATTERJEE (N.D.), 1962. - Vesuvianite, epidote paragenesis as a product of greenschist facies of regional metamorphism in the western Alps. - Beit. z. Min. u. Petr., 8, p. 432 - 439.

- CHESSEX, DELANOYE, KRUMMENACH, VUAGNAT, 1964. - Sur l'âge de la syénite du mont Genève. - Arch. Soc. Genève, V. 17, fasc. 3, p. 536.
- COGULU (E.) et VUAGNAT (M.), 1965. - Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Mialıçık S.M.P.M., 45, I, p. 17
- COLEMEN, LEE, BEATTY, BRANNOCK, 1962. - Eclogites, their differences and similarities. - B.G.S.A., V. 76, 5, p. 483 - 508.
- CONTI, 1955. - Studi geologici sulle Alpi occidentali. La formazione dei calcosciisti nei suoi rapporti stratigrafici e tettonici con i complessi basali e marginali delle Alpi liguri, marittime e cozie. Boll. S. G. Italia, 77, p. 275 - 326.
- 1964. - Rassegna casistica delle ofioliti italiane; Atti. Ins. geol. Uni. Genova, V. 2, fasc. 1, p. 1 - 95.
- DEER, HOWIE, ZUSSMANN, 1962. - Rock forming minerals. Longmans ed. Londres.
- DELCEY (R.) et MEUNIER (A.), 1964. - Le massif de Tenda et ses bordures. - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 278, T. LXI, p. 237.
- DUBERTRET (L.), 1953. - Géologie des roches vertes de la Syrie et du Atay (Turquie). - Thèse, Paris.
- DUBOIS (R.), 1967. - Les glaucophanites à lawsonite de Terranova di Sibari (Calabre). - C. R. Acad. Sci., T. 265; série D, n° 3, p. 188.
- ELLENBERGER (F.), 1958. - Etude géologique du pays de Vanoise. - Thèse, Paris.
- 1960. - Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en haute Maurienne. - Bull. Soc. Géol. Fr., T. 2, p. 190 - 194.
- 1960-63. - La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. - Livre à la mémoire du P. FALLOT, T. 2, p. 383 - 393.
- 1965. - Le style pennique, rhéomorphisme ou cisaillement? Application au Gd Paradis. - C. R. Acad. Sci., T. 260, p. 4008 - 4011.
- ELLER (J.P. von) et PREVOT (L.), 1963. - Le grenat. Présence, nature et signification dans les séries métamorphiques Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, T. 16, fasc. 3, p. 175 - 196.
- ELLIOTT (R.B.) et COWAN (D.R.), 1966. - The petrochemistry of the amphibolites of the Hollendallen Greenstone group (Norway). - Norsk Geol. Tidsskrift, Bd 46, H. 3, p. 309 - 327.
- ESSENE (E.) et FYFE (W.), 1967. - Omphacite in californian metamorphic rocks. - Beit. z. Mine. u. Petr., T. 15, p. 1 - 23.
- FENOGLIO (M.), 1933. - Studi petrografici sulla zona del Canavese. Gabbri anfibolici, lherzoliti e serpentini. - Per. di Mine., 4, p. 42.
- 1956. - La massa peridotico-serpentinosa di Castellamontane e il suo significato geologico. - Rend. S. geol. I., 12, p. 130.
- FORESTIER (F.H.), 1962. - Les péridotites serpentinisées en France. - Bull. Soc. Carte géol. Fr., Bull. B.R.G.M. n° 2
- FRANCHI (S.), 1895. - Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotide e diabase nelle Alpi occidentali. - B.R.C.G.I., T. 25, p. 181 - 204.
- 1896. - Prasinita e amphiboliti sodiche provenienti della metamorfosi di rocce diabasiche presso Pogli, nelle isole Giglio e Gorgona ed al capo Argentario; B.S.G.I., T. 15, p. 169 - 181.
- 1898. - Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. B.R.C.G.I., T. 29, p. 173 - 247 et 325 - 482.
- 1902. - Contributione allo studio delle rocce a glaucophane e del metamorphismo onde ebbero origine nelle regione ligure alpine occidentale. B.R.C.G.I., T. 33, p. 255 - 318.
- 1904. - Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi. B.R.C.G.I., T. 35, p. 125 - 179.
- 1906. - Sulla tettonica della zona del Piemonte. Boll. R.C. geol., V. 37, 2, p. 118 - 145.
- 1925. - I dati stratigrafici e paleontologici fondamentali per l'età secondaria dei calcosciisti e l'ipotesi di un grande carreggiamento della massa di questi, nelle Alpi franco-italiane. Rend. R. Acc. naz. Lincei, V. 1, f. 6-8, p. 283 - 291.

- FRANCONI (A.), 1967. - Etude géologique des ophiolites et schistes lustrés de la Casaluna entre Ponte Leccia et Sermano (Corse). Thèse Grenoble.
- FREY (R.), 1937. - Classification moderne des roches éruptives. Mem. Serv. Mines et C. géol. Maroc, 44.
- FYFE (W.S.) et VERHOOGEN (J.), 1962. - Water and heat in metamorphism. Mem. géol. S. Am., p. 192.
- GAY (M.), 1964 a. - A propos de certaines écailles du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C.R.S.S.G.F., p. 183.
- 1964 b. - Premiers résultats de l'étude géologique du massif d'Ambin. 89 e congrès Soc. Sav., p. 153-162.
- 1966. - Brèches et pillow-lavas métamorphiques dans les schistes lustrés du haut val de Suse (Italie). C.R.S.S.G.F., 8, p. 285.
- GREEN (D.H.) et RINGWOOD (A.E.), 1967. - An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geol. et Cosm. Acta, T 31, p. 767 - 833.
- GREEN (T.H.) 1967. - An experimental investigation of sub-solidus assemblages at high pressure in high alumina basalt, kyanite eclogite, and grosspyrite composition. Beit. z. Mine. u. Petro., T. 16, p. 84-114.
- 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., 7, T. 6, p. 309 - 321.
- HALL (A.J.), 1941. - The relation between colour and chemical composition in the biotites. Amer. Mine., 26, p. 29 - 33.
- HAYAMA (Y.), 1959. - Some considerations on the colour of biotite and its relations to metamorphism. J. géol. soc. Japan, V. 65, 760, p. 21 - 30.
- HESS (H.H.), 1933. - The problem of serpentinisation and the origin of certain chrysotils asbesters, talc, and soapstone deposits. Econ. Geol., V. 28, p. 634 - 657.
- 1939. - World distribution of serpentinised peridotites and its geologic signification. Am. Mine., V. 24, 4, p. 275 - 276.
- 1955. - Serpentine, orogenesis and epirogeny. Symp. "The crust of the earth". Geol. Soc. Am., Baltimore.
- JUNG (J.), 1958. - Précis de pétrographie. Masson.
- JUNG (J.) et BROUSSE (R.), 1959. - Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le comptage de points. Masson.
- JUNG (J.) et ROQUES (M.), 1952. - Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 235, T. 50, P. 1 - 62.
- KAADEN (G. van der), 1964. - The different concepts of the genesis of alpine type emplaced ultrabasic rocks. Méthodes de prospection de la chromite, Séminaire O.C.D.E., p. 79 - 97.
- KIENAST (J.R.) et VELDE (B.), 1970. - Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes: mise en évidence d'un gradient de température et de pression. C.R.A.S., T. 271, D, 7, p. 637 - 640.
- KÜNDIG (E.), 1956. - The position in time and space of the ophiolites with relation orogenic metamorphism. Geol. en Mijn. 18/4.
- LACROIX (A.), 1913. - Minéralogie de la France.
- 1917. - Les péridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives non feldspathiques qui les accompagnent. C.R.A.S., T. 165, p. 381 - 387.
- LEFEVRE (R.) 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. Soc. F. Miné., T. 88, p. 664 - 677.
- LEMOINE (M.), 1955 a. - Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone piémontaise (schistes lustrés du Queyras). B.S. Carte G.F., 241, T. 52, p. 273 - 282.
- 1955 b. - Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des schistes lustrés du Queyras. C.R.S.S.G.F., 5-6, p. 94.

- LEMOINE (M.), 1959. - Remarque à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et briançonnaises. B.S.G.F., 7, T. 1, p. 90 - 92.
- 1961. - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. R. geog. Phys. Geol. Dyn., V. 4, 3, p. 163 - 180.
- 1964. - Sur un faisceau d'accidents transversaux aux zones briançonnaises et piémontaises à la latitude de Briançon. C.R.A.S., T. 259, p. 845 - 847.
- 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.
- LOUBAT (H.), 1968. - Etude pétrographique des ophiolites de la zone du Versoyen, Savoie (France) ; province d'Aoste (Italie) - Arch. Sci. Genève, 21, fasc. 3, p. 265 - 457.
- MICHARD (A.), 1961. - Schéma structural du massif triasico-liasique Maira Grana dans ses rapports avec les schistes lustrés et le massif Dora Maira (Alpes cottiennes). C.R.A.S., T. 252, p. 2726 - 2728.
- 1962. - Sur quelques aspects de la zonéographie alpine dans les Alpes cottiennes méridionales. B.S.G.F., 7, T. 4, p. 477 - 491.
- 1967. - Etude géologique dans les zones internes des Alpes cottiennes. C.N.R.S., Paris.
- MICHEL (R.), 1953. - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sezia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). Sci. Terre, T. 1, 3 et 4.
- 1957. - Les faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin. C.R.S.S.G.F., p. 121.
- MICHEL (R), NICOLAS (A.), 1961. - Texture et débit en coussins (pillow-lavas) dans les prasinites de la Stura di Viù. C.R.S.S.G.F., p. 227.
- MIYASHIRO (A.), 1961. - Evolution of metamorphic belts. J. Petr., 2, p. 277.
- MIYASHIRO (A.) et SEKI (Y.), 1958. - Mineral assemblages and subfacies on the glaucophane schists facies. Jap. J. Geol. Geog., V. 29, p. 199.
- NICOLAS (A.), 1966. - Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (T. 1). Le complexe ophiolites - schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis, tectonique et métamorphisme (T. 2). Thèse, Nantes.
- 1969. - Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes piémontaises). S.M.P.M. Bd 49/2, p. 359 - 377.
- NICOLAS (A.) et GAGNY, 1964. - Données minéralogiques sur l'omphacite et la glaucophane d'un schiste à glaucophane des Alpes piémontaises. B.S.F.M.C., V. 87, p. 105 - 108.
- NIGGLI (E.), 1960. - Mineral Zonen der alpinen Metamorphose in der schweizer Alpen. Int. Geol. Cong. Norden, 13, p. 132 - 138.
- NOCKOLDS (S.R.), 1954. - Chemical composition of igneous rocks. B.G.S.A., V. 65, N. 10, p. 1007 - 1032.
- PETRASCHECK (W.E.), 1959. - Intrusiver und extrusiver peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich. Geol. Rund., Bd 48, p. 205 - 217.
- PETROLONGO (J.M.), 1968. - Les ophiolites du massif de l'Inzecca. Bull. B.R.G.M., Sect. 4, 1, p. 18 - 91.
- PIAZ (G.B.Dal), 1928. - Sulle ofioliti alpine della zona della Grivola. Atti Acc. Sci. Istr. Ser., 3, V. 18, p. 71 - 82.
- PLAS (L. van Der), 1959. - Petrology of the northern Adula region, Switzerland (with particular references to the glaucophane bearing rocks). Leidse geol. Med. 24, N. 2, p. 415 - 598.
- ROEVER (W.P. de), 1957. - Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der peridotitschale ? Geol. Rund. Bd 46, Ht. 2, p. 933 - 943.
- ROUTHIER (P.), 1944 a. - Essai sur la chronologie des roches vertes mésozoïques des Alpes occidentales. B.S.G.F., 5, 14, p. 117 - 143.
- 1944 b. - Sur l'origine des roches vertes. C.R.S.S.G.F., p. 101.
- 1944 c. - Ibid. autres considérations. Ibid.
- 1946 a. - Association radiolarites - roches vertes. ibid. p. 26, 66, 89.
- 1946 b. - Vulcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. C.R.A.S., T. 222, p. 192.

- SCHOLLE (P.A.), 1970. - The Sestri - Voltagio line : a transformed fault induced tectonic boundary between the Alps and the Appenins. Am. J. Sci., V. 269, p. 343 - 359.
- SMULIKOWSKI (K.), 1960. - Comments on eclogite facies in regional metamorphism. Intern. Geol. Congr., 21 st session, Norden - 13, p. 372 - 382.
- 1961. - Les éclogites et leur genèse au cours du métamorphisme régional. Ac. Pol. Sci., centre de Paris, fasc. 30.
- 1964 a. - An attempt at eclogite classification. Bull. Ac. Pol. Sci., série Sc. Geol. Geogr., V. 12, n° 1, p. 27 - 33.
- 1964 b. - Chemical differentiation of garnets and clinopyroxenes in eclogites. Bull. Ac. Pol. Sc. série Sc. Geol. Geogr., V. 13, p. 11 - 18.
- 1968. - Theoretical and geological arguments for eclogite occurrence in the upper mantle. Int. Geol. Cong., 23 rd session, V. 1, p. 165 - 174.
- TANE (J.L.), 1961. - Genèse des laves spilitiques du Pelvoux. Géol. alpine, V. 37, p. 157 - 166.
- TROGER (W.E.), 1959. - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- TURNER (F.J.) et VERHOOGEN (J.), 1960. - Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw Hill.
- VIALON (P.), 1960. - Existence de formations détritiques dans les schistes cristallins du massif de Dora Maira (Alpes cottiennes piémontaises). C.R.A.S., T. 253, p. 1820 - 1822.
- 1962. - Tectonique et métamorphisme dans le massif de Dora Maira (Alpes cottiennes). C.R.S.S.G.F., N° 7, p. 127.
- 1966 a. - Etude géologique du massif cristallin Dora Maira, Alpes cottiennes, Italie. Thèse, Grenoble.
- 1966 b. - Méthodes de l'analyse structurale. Application à la géologie alpine. 2e thèse, Grenoble.
- VUAGNAT (M.), 1963. - Remarques sur la trilogie serpentinites - gabbros - diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale. Géol. Rund. 53, 1, p. 336 - 358.
- WINCHELL (A.N.), 1957. - Elements of optical mineralogy. J. Wiley et sons.
- WINCHELL (H.), 1958. - The composition and physical properties of garnet. Am. Mine., V. 43, p. 595.
- WINKLER (H.G.F.), 1965. - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag.

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
INTRODUCTION	1
I. - OROGRAPHIE SOMMAIRE	3
II. - SITUATION GEOLOGIQUE	3
A. - <u>ETAT ACTUEL DES CONNAISSANCES DANS LA ZONE PIEMONTAISE</u>	5
1) Le socle	5
2) La couverture	5
3) Le métamorphisme et la tectonique	6
B. - <u>SITUATION GEOLOGIQUE DES MASSIFS ETUDIES PROPREMENT DITS</u>	6
III. - BUT DE LA PRESENTE ETUDE	6
<u>CHAPITRE I - GISEMENTS DES DIVERSES CATEGORIES DE ROCHES RENCONTREES</u>	11
I. - LE SOCLE	11
II. - ROCHES VERTES	11
A. - <u>ULTRABASITES ET ROCHES ASSOCIEES</u>	13
1) Serpentinities	13
2) Roches associées aux serpentinites	13
a) les roches grenues	13
b) les enclaves microgrenues	13
c) les filonnets	14
B. - <u>GABBROS</u>	14
C. - <u>PRASINITES ET ROCHES ASSOCIEES</u>	15
III. - SCHISTES LUSTRES s.l. ET ROCHES ASSOCIEES	16
A. - <u>LES QUARTZITES</u>	16
B. - <u>LES MARBRES DOLOMITIQUES</u>	16
C. - <u>LES MARBRES</u>	17
D. - <u>LES MICASCHISTES QUARTZEUX</u>	17
E. - <u>SCHISTES LUSTRES COMMUNS</u>	18
IV. - RELATIONS ENTRE LES DIVERSES UNITES DECRITES	18
A. - <u>COUPE N° 1</u>	18
B. - <u>COUPE N° 2</u>	20
C. - <u>PANORAMA DE LA VALLEE DU CIARDONNET</u>	22
CONCLUSION	24

CHAPITRE II - PETROGRAPHIE

CHAPITRE II - PETROGRAPHIE	29
I. - PETROGRAPHIE DES ROCHES VERTES	29
A. - ROCHES ULTRABASIQUES ET ASSOCIEES	29
1) Serpentinites	29
a) échantillon type : D-5	30
b) autres observations faites dans les serpentinites	32
2) Roches en enclaves dans les serpentinites	32
a) enclaves à texture porphyrique	32
b) enclaves microgrenues	33
c) inclusions filoniennes	33
CONCLUSION DE L'ETUDE DES SERPENTINITES	34
B. - GABBROS	34
1) Gabbros de la Balme	34
a) gabbros à phénocristaux	36
b) gabbros sans mégacristsaux	37
c) faciès intermédiaires	37
CONCLUSION DE L'ETUDE DES GABBROS	38
C. - PRASINITES ET ROCHES ASSOCIEES	39
1) Etude des prasinites	42
2) Roches associées	42
a) pyroxénites	42
b) éclogites	42
CONCLUSION DE L'ETUDE DES PRASINITES	44
II. - PETROGRAPHIE DES SCHISTES LUSTRES s.l.	45
A. - QUARTZITES	46
B. - MARBRES DOLOMITIQUES	46
C. - CALCSCHISTES	46
1) Marbres	47
2) Calcschistes quartzeux	48
3) Calcschistes micacés et charbonneux	48
CONCLUSION DE L'ETUDE DES ROCHES D'ORIGINE SEDIMENTAIRE	48
CONCLUSION GENERALE	49
ANNEXE	49
LES ROCHES VERTES DE L'ALBERGIAN	49
CONCLUSION	50

Pages

CHAPITRE III - METAMORPHISME - ETUDE MINERALOGIQUE ET PETROCHIMIQUE

CHAPITRE III - METAMORPHISME - ETUDE MINERALOGIQUE ET PETROCHIMIQUE	53
I. - LES MINERAUX DE NOS ROCHES : SIGNIFICATION	53
A. - MINERAUX D'ORIGINE MAGMATIQUE	53
1) Les olivines	53
2) Les pyroxènes	54
CONCLUSION	54
B. - MINERAUX DU METAMORPHISME	54
1) Le diopside	54
2) Le pyroxène sodique	54
3) Les grenats	55
4) La glaucophane	57
5) Les amphiboles vertes	57
6) Les épidotes	58
a) la clinozoïsite	58
b) la pistacite	58
7) La muscovite et la phengite	58
8) Le chloritoïde	58
9) La lawsonite	59
10) La chlorite et la biotite	59
11) L'albite	60
12) Le rutile	62
CONCLUSION	62
II. - ETUDE CHIMIQUE DES ROCHES VERTES	64
A. - APPORT DE LA CHIMIE DANS LA CONNAISSANCE GENERALE DU COMPLEXE	64
1) Diagramme $\frac{\text{TiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{MgO}}$	64
2) Diagramme $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO}} / \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{MgO}}$	66
3) Diagramme $\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}} / \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{MgO}}$	66
4) Diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	68
5) Diagramme triangulaire Pyr - Pl - OI	68
6) Diagramme triangulaire $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{MgO}/\text{CaO}$	72
B. - PROBLEMES PARTICULIERS	72
1) La serpentinitisation et la rodingitisation	72
2) Les éclogites	74
CONCLUSION	77
CHAPITRE IV - TECTONIQUE	81
I. - DIFFERENTES STRUCTURES RENCONTREES	81
A. - MESOSTRUCTURES	81

Pages

	Pages
1) Les plans	81
a) stratification	82
b) litage	82
c) schistosité	82
2) Les lignes	83
3) Les mésostructures plissées	83
B. - MEGASTRUCTURES	83
1) Les plis	83
2) Les fractures	83
II. - ANALYSE DE DIFFERENTES STRUCTURES PLISSEES	84
A. - EXEMPLE 1	84
B. - EXEMPLE 2	87
C. - EXEMPLE 3	87
D. - EXEMPLE 4	87
E. - LES NIVEAUX MYLONITIQUES	89
III. - INTERPRETATION DES DIFFERENTES STRUCTURES	92
IV. - GRANDES UNITES	92
CONCLUSION	97
CHAPITRE V - CONCLUSION GENERALE	97
I. - ORIGINE ET MISE EN PLACE DES ROCHES ERUPTIVES	97
1) Hypothèse plutovolcanique (BRUNN) (voir A. NICOLAS, thèse)	98
2) Hypothèse subcrustale (HESS, De ROEVER)	98
3) Essai de reconstitution du massif ophiolithique primitif	100
II. - METAMORPHISME ET TECTONIQUE	100

TABLE DES PLANCHES HORS-TEXTE

Carte orographique
Carte géologique générale
Analyses chimiques

LISTE DES FIGURES

Figures	Pages
1 Carte de localisation du terrain étudié	4
2 Contact socle - Couverture dans le val Gravió	12
3 Coupe n° 1 (Punta del Lago)	19
4 Coupe n° 2 (Mte Pelvo)	21
5 Coupe n° 3 (Val Cardionnet)	23
6 Succession des différents types de roches dans les trois régions étudiées	25
7 Serpentinite D - 5	30
8 Pseudomorphose d'augite en diopside	31
9 Gabbro 64	35
10 Altération de la glaucophane	40
11 "Ovarditisation" d'une prasinite	40
12 Brèche à ciment calcaire	41
13 "Prasinitisation" d'une éclogite	43
14 Développement d'omphacite dans une augite	43
15 Gabbro de l'Albergian	49
16 Diagramme de Essene et Fyfe (1967)	55
17 Lawsonite dans un gabbro	59
18 Altération du grenat	61
19 Tableau sommaire de l'histoire métamorphique	63
20 Diagramme $TiO_2 / \frac{Fe_2O_3 + FeO}{MgO}$	65
21 Diagramme $Na_2O + K_2O / \frac{Fe_2O_3 + FeO}{MgO}$	67
22 Diagramme $SiO_2 / \frac{Fe_2O_3 + FeO}{MgO}$	69
23 Diagramme $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$	70
24 Diagramme triangulaire Pyr./Pl./Ol.	71
25 Diagramme triangulaire $Fe_2O_3 + FeO / MgO / CaO$	73
26 Diagramme de Green et Ringwood (formation artificielle d'éclogite)	75
27 Diagramme triangulaire jadéite/diopside/grenat (SMULIKOWSKI, 1968)	76
28 Disposition des différentes éclogites sur un diagramme température - pression (SMULIKOWSKI, 1968)	76
29 Pli couché de la Comba di Cialma	85
30 Pli de l'Alpe Piano delle Cavale	85
31 Schistosité déformée du Mte Pelvo	86
32 Diagrammes de Wülff	88
33 Coupes sériées de l'Est du Massif	90
34 Schéma structural sommaire	91
35 Tableau général du métamorphisme et de la tectonique	93
36 Bloc diagramme antétectonique schématisé	99

ANALYSES CHIMIQUES

	Echantillon	Roche	Provenance	Analyste	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
1	D - 6	Serpentinite	100 m sous le sommet de la Punta Cristalliera, face nord	F. KELLER, Grenoble	40,35	1,55	5,15	1,90	38,10	1,60	0,35	0,70	0,10	0,05	0,10	9,80	0,10	99,85
2	D - 5	Serpentinite	50 m sous le sommet de la Punta Cristalliera, face nord	F. KELLER	39,45	1,25	3,25	5,40	42,20	2,15	0,40	0,20	0,05	0,10	0,15	5,05	0,00	99,65
3	E - O	Serpentinite	Face nord Rocciavre, 2650 m environ	F. KELLER	40,20	1,80	4,75	3,35	36,05	1,25	0,35	0,15	0,15	0,10	0,10	11,30	0,10	99,65
4	27	Serpentinite	Ravin de Costabruna, sous la Punta del Lago	F. KELLER	40,60	2,05	5,15	1,50	36,05	2,30	0,60	0,20	0,20	0,10	0,05	10,60	0,10	99,50
5	31 - b	Serpentinite	2700 m, Nord de l'Orsiera	F. KELLER	40,35	2,75	4,20	3,55	34,25	3,45	0,25	0,20	0,25	0,05	0,10	10,15	0,05	99,60
6	64	Gabbro	1400 m, à l'Est de la Rocca dell Orso	F. KELLER	49,35	15,30	1,35	3,25	13,00	13,35	2,70	0,10	0,30	0,05	0,10	1,20	0,00	100,05
7	D - 3	Gabbro	Sommet de la Punta Cristalliera	F. KELLER	49,25	16,90	2,15	2,95	11,65	12,05	2,55	0,10	0,30	0,10	0,10	2,60	0,05	100,75
8	66	Gabbro	1420 m, à l'Est de la Rocca dell Orso	F. KELLER	48,40	17,25	2,25	2,95	10,40	14,35	2,35	0,10	0,30	0,15	0,10	0,65	0,05	99,30
9	69	Gabbro	Ravin de Costabruna, 100 m au-dessus du contact avec les serpentinites	F. KELLER	48,30	17,35	6,85	2,75	11,35	14,30	2,45	0,15	0,40	0,15	0,10	1,50	0,00	99,65
10	G - 7	Prasinite éclogitique	Fond du val La Monica, collet sous la Punta Cristalliera	B. USELLE	45,90	16,45	4,15	10,05	8,85	6,70	3,50	0,05	1,30	0,05	0,20	2,55	0,05	99,80
11	49	Prasinite	Route du colle delle Finestre, au-dessus de Puy, 1 800 m	B. USELLE	48,70	15,65	2,00	6,20	10,40	6,55	4,30	0,05	1,45	0,20	0,15	3,85	0,10	99,60
12	A - 3	Amphibolite	30 m au-dessus et au Nord du lac La Monica	B. USELLE	47,05	14,70	6,15	3,60	5,80	15,00	3,15	0,05	1,50	0,30	0,15	2,85	0,10	100,40
13	A - 2	Prasinite	50 m à l'Est de A - 3	B. USELLE	47,20	15,05	5,75	4,95	6,35	11,05	4,50	0,10	2,25	0,35	0,15	2,65	0,05	100,40
14	48	Prasinite à glaucophane	2900 m, W-SW du Gran Muils, massif de l'Albergian	F. KELLER	48,50	14,25	8,70	2,85	7,55	7,40	5,90	0,15	1,45	0,25	0,15	3,50	0,05	100,70
15	38	Omphacitite	2340 m, "Vallette" rive droite, sous le point 2466	F. KELLER	54,65	9,25	4,75	1,65	9,10	13,35	6,80	0,20	0,10	0,25	0,10	0,30	0,10	100,60
16	22	Eclogite	Sommet de la Punta del Lago	Mme GERMANIQUE Lyon	46,96	11,68	8,78	10,78	6,65	9,18	4,28	0,28	0,69	0,05	0,26	0,18	0,02	99,79
17	D - 4	Rodingite	2600 m, face nord du Rocciavre	B. USELLE	41,90	13,95	2,60	1,00	9,20	29,65	0,35	0,05	0,25	0,05	0,10	1,25	0,15	100,50