LA SERPENTINE DU TABOR

(EXTRÉMITÉ SUD DU MASSIF DE BELLEDONNE, DAUPHINÉ)

ET LES ROCHES QUI L'ACCOMPAGNENT[1]

par Georges CHOUBERT

SOMMAIRE

INTRODUCTION.

I. — Généralités et historique.

II. — Les affleurements de serpentine.

1° Répartition.

2° Contact des serpentines avec les roches environnantes.

a) Massif de Sériou-Roumayoux.

b) Lambeaux isolés de serpentine.

III. — Etude pétrographique.

1° La serpentine; ses structures.

[1] Sur les plans directeurs au 1/20.000e du Service Géographique de l'Armée (feuille de La Mure, N°s 1 et 2), parus pendant l'impression de ce mémoire, les noms géographiques que nous avons employés, ainsi que les altitudes, ont subi des modifications considérables. Nous donnons ci-dessous leur correspondance afin d'éviter toute confusion :

Noms géographiques employés dans le mémoire	*Noms géographiques correspondants des plans directeurs*
Crête et sommet des Aravais (1903)	Sommet de la Chinarde (1905)
Ruisseau du Riou Froid	Ruisseau de la Chinarde
Plateau du Sériou	La Chinarde
Sommet de la Chinarde	Le Grand Vent (2152)
Sommet des Envers	Sommet de l'Oreille du Loup

Les altitudes du Perollet (2186) et du Tabor (2386) sont devenues respectivement 2184 et 2389,8 m.

Le verrou, par lequel le ruisseau de la Chinarde sort du plateau de la Chi-

2° Les accidents des serpentines.

a) Bastite.
b) Talc.
c) Restes des minéraux préexistants.
d) Chlorites.

3° Altération des serpentines.

4° Etude thermique.

IV. — Les roches accompagnant la serpentine.

1° Diallagites.
2° Diallagites ouralitisées à faciès de hornblendites.
3° Amphibolites non feldspathiques.
4° Gabbros et amphibolites feldspathiques.
5° Filon de diorite micacé *.

V. — Les relations génétiques des serpentines et des gabbros.

VI. — Les causes de la serpentinisation.

VII. — Les transformations subies par les minéraux des roches du Tabor.

1° Diallagites, hornblendites, amphibolites.

a) L'ouralitisation des diallages et la recristallisation des amphiboles.
b) Serpentinisation des amphiboles et des pyroxènes.
c) Conclusions.

2° La serpentine.

a) Recristallisation.
b) Talcification.

3° Le diorite micacé.

a) Son âge.
b) Comparaison avec les injections aplitiques.
c) Conclusions.

VIII. — Résumé et conclusions.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE.

* En conformité avec Haüy, créateur du terme « diorite », nous donnons à cette roche le genre masculin. (*Traité de Minéralogie*, Paris, 1822, t. 2, p. 391, et t. 4, p. 540.)

narde, est appelé Col de la Chinarde. Au contraire, ce que nous appelons Col du Sériou n'a pas reçu de nom, ainsi que les aiguilles des Oreilles du Loup qui se trouvent au S. du sommet de l'Oreille du Loup.

Malheureusement les plans directeurs de la feuille de Vizille (N°s 5 et 6) n'étant pas encore parus, nous ne pouvons pas introduire de correction similaire pour la partie N. de la région que nous avons étudiée.

INTRODUCTION

Les serpentines qui sont associées aux gabbros du Tabor sont connues depuis fort longtemps, mais les relations qui existent entre ces deux roches n'ont pas encore été précisées, personne n'ayant essayé d'utiliser les ressources de la pétrographie moderne pour tenter d'expliquer leur origine et de décrire leur histoire. Ce sont les géologues de Grenoble qui m'ont proposé ce sujet d'études.

L'Association des Anciens Elèves et des Amis du Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Paris et le Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble ont mis à ma disposition des moyens pour entreprendre pendant les étés de 1932 et 1933 des recherches détaillées sur le terrain. Je tiens à exprimer ici à MM. LUTAUD et GIGNOUX, directeurs de ces Laboratoires, mes très sincères remerciements.

D'autre part, je suis profondément reconnaissant à M. A. LACROIX de m'avoir donné l'accès à son laboratoire et d'avoir bien voulu me guider dans l'étude des matériaux recueillis. Mme JÉRÉMINE, M. MICHEL-LÉVY et M. ORCEL se sont intéressés, eux aussi, à mon travail.

Je sais gré à M. P. LORY qui, en compagnie de M. GIGNOUX, a fait avec moi plusieurs excursions. Leur admirable connaissance de la région a mis pour moi en lumière l'intérêt tectonique de celle-ci.

I. — Généralités et historique.

Le Tabor fait partie des massifs montagneux qui, au S. de la profonde vallée transversale de la Romanche, termine le massif cristallin de Belledonne. La vallée de la Roizonne, de direction sensiblement N.-S., et le Col de la Morte séparent le Tabor des massifs voisins (Taillefer, Larmet et Quaro) constitués par des schistes cristallins variés. Les mêmes schistes forment la base du Tabor et sont surmontés par un puissant massif amphibolique et gabbroïque couronné lui-même par la serpentine (14) [2] qui sera étudiée ici.

Du côté W., le Tabor est recouvert par les assises triasiques et liasiques fortement plissées qui constituent le massif sédimentaire du Grand-Serre. D'après les travaux de M. P. Lory (13), ce massif appartient, au point de vue tectonique, à la bande synclinale, fortement élargie dans cette région, qui sépare la « *zone cristalline externe* » de Belledonne (dôme de La Mure) de la « *zone cristalline interne* ». Le Tabor fait partie de cette dernière, et ses gabbros et amphibolites en constituent la marge occidentale.

La première description des roches du Tabor est due au grand Maître de la géologie dauphinoise, Charles Lory. Dans sa *Description géologique du Dauphiné* (1860) (1), il attribue une origine magmatique commune aux gabbros et aux serpentines et explique la différence de leur composition chimique par l'action endomorphique des roches environnantes. L'intrusion du magma gabbroïque serait postérieure au dépôt du Trias et du Lias, et la formation de la serpentine serait due à la digestion par le magma des dolomies triasiques.

Plus tard (1894-1896), Duparc a étudié des échantillons du

---

[2] Les chiffres entre parenthèses renvoient à la liste bibliographique donnée à la fin de l'article.

Tabor qui lui étaient rapportés par DELEBECQUE (3, 4, 5), mais il s'en est tenu à la description pétrographique des roches et ne s'est pas occupé de leurs rapports génétiques. Il a constaté que la serpentine, de structure fibreuse ou alvéolaire, souvent riche en magnétite, peut contenir des restes de diallage ou de hornblende résultant de son ouralitisation. Il a décrit également de véritables hornblendites non serpentinisées.

P. TERMIER a étudié, lui aussi, le massif du Tabor. Ce savant, auquel nous devons les contours géologiques de cette région (feuille de Vizille au 1/80.000), a été frappé par l'hypothèse de Ch. LORY, qui suggérait que l'intrusion du magma gabbroïque était postliasique. Ceci était en contradiction avec la notion des « massifs hercyniens », mais, par contre, rapprochait les gabbros du Tabor des « roches vertes » de la zone des schistes lustrés. TERMIER a démontré l'âge antéhercynien du massif des gabbros et des serpentines du Tabor et a décrit les brèches tectoniques qui jalonnent leur contact avec les cargneules triasiques (8). En se basant sur l'association constante des gabbros et des « gneiss basiques » (amphibolites), il a supposé que la mise en place du magma gabbroïque et la gneissification des terrains de Belledonne étaient dues à une cause commune (7). L'intrusion des gabbros et des serpentines serait par conséquent contemporaine du métamorphisme général antéhouiller.

II. — Les affleurements de serpentine.

1° Répartition. — Les affleurements de serpentine se présentent au Tabor sous deux formes différentes. Tout d'abord la serpentine constitue un grand massif qui couronne la partie N. du Tabor, à partir du Col de l'Ollière, et s'étend sur 3 kilomètres environ. Elle affleure sur tout le plateau de Sériou (fig. 1 et pl. I), déterminant ainsi son relief adouci et légèrement vallonné qui contraste avec les rochers sauvages formés par le gabbro et les sommets réguliers des calcaires liasiques. La crête transversale

des Aravais [3], qui sépare le cirque du Sériou de celui de la Vacherie, est aussi constituée entièrement de serpentine. Au N. de cette crête, le grand cirque de la Vacherie, à fond plat et marécageux, est creusé dans la même roche. La serpentine disparaît ensuite sous les calcaires triasiques qui forment la base du sommet 1947, pour réapparaître encore dans le cirque de Roumayoux. La bordure W. de ce cirque est formée de croupes calcaires qui plus bas, dans la direction de La Morte, reposent directement sur les gabbros et amphibolites, délimitant ainsi l'extension vers le N. du massif serpentineux.

A l'W. de La Morte, aux environs du hameau du Désert, qui est bâti en partie sur des cargneules triasiques et en partie sur du Glaciaire, on retrouve encore des affleurements de serpentine (chemin de La Morte à Laffrey). On peut la suivre sur le flanc N. de la vallée du ruisseau du Désert jusqu'au delà de sa confluence avec le Riou. Il est probable que cette serpentine, affleurant au-dessous de la couverture secondaire qui forme les contreforts de la Maladray, est le prolongement W. du massif serpentineux du Sériou-Roumayoux (dont les affleurements ne sont distants que de 2 km. environ).

En outre du grand massif du Sériou-Roumayoux, la serpentine affleure sous forme de petits lambeaux isolés jalonnant la crête gabbroïque du Tabor de part et d'autre des Oreilles du Loup. L'un d'eux couronne la crête de la Chinarde (pl. I, *3*); le deuxième forme une partie du sommet des Envers au N. des Oreilles du Loup; enfin un troisième (indiqué déjà sur la carte géologique de Vizille) se trouve entre les Oreilles du Loup et le sommet du Tabor. Ce sont là les lambeaux principaux; mais on rencontre également des copeaux et des lames de serpentine plus ou moins reconnaissables, généralement accompagnés de

---

[3] Sur la feuille de Vizille (1/80.000e), cette crête est nommée improprement « Sommet de la Chinarde », nom que porte le sommet qui s'élève au S. de la vallée du Riou Froid.

roches talqueuses dans les zones d'écrasement qui sillonnent les gabbros de la crête du Tabor.

Mentionnons aussi un affleurement bien curieux de serpentine qui se trouve au milieu des rochers d'amphibolite surmontant le Villard de Lavaldens (à une altitude de 1450 m. environ).

Contact des serpentines avec les roches environnantes. — a) *Massif de Sériou-Roumayoux.* — Sur toute sa longueur le massif de Sériou-Roumayoux est recouvert à l'W. de dolomies et cargneules triasiques (pl. II, en haut, et fig. 1). P. TERMIER a fait connaître la brèche tectonique, très importante par places, qui jalonne leur contact. Elle est constituée, sur la bordure W. du Sériou, par des alternances de serpentine écrasée (de couleur verte, en forme de bancs, lentilles ou boules) et de bancs de roches talqueuses laminées, grises, ayant parfois un reflet violacé. La dolomie triasique rose, fortement concassée par place, dessine au-dessus de larges ondulations.

De larges plis du même style sont très nets sur le flanc N. du cirque de la Vacherie (pl. II, en bas, et fig. 2), où le contact des dolomies roses à silex, traversées de veines blanches, avec les serpentines écrasées se fait par l'intermédiaire d'une série de bancs peu importants de nature différente (leur épaisseur commune ne dépasse guère 2 m.). On y observe souvent un banc conglomératique à petits galets roulés de quartz qui surmonte par places des lits de schistes ferrugineux, des niveaux siliceux et des bancs de calcaires cristallins roux ou gris. Comme à Sériou, le Trias repose généralement sur des serpentines broyées et des roches talqueuses laminées, d'aspect schisteux. La brèche de serpentine peut atteindre localement une dizaine de mètres de puissance.

La serpentine, peu résistante, a donc cédé lors du glissement et du plissement de la couverture secondaire (14). Par contre, lorsque le Trias repose sur des gabbros (Col de l'Ollière) ou sur des schistes (ruisseau du Villard-Saint-Christophe), la brèche se

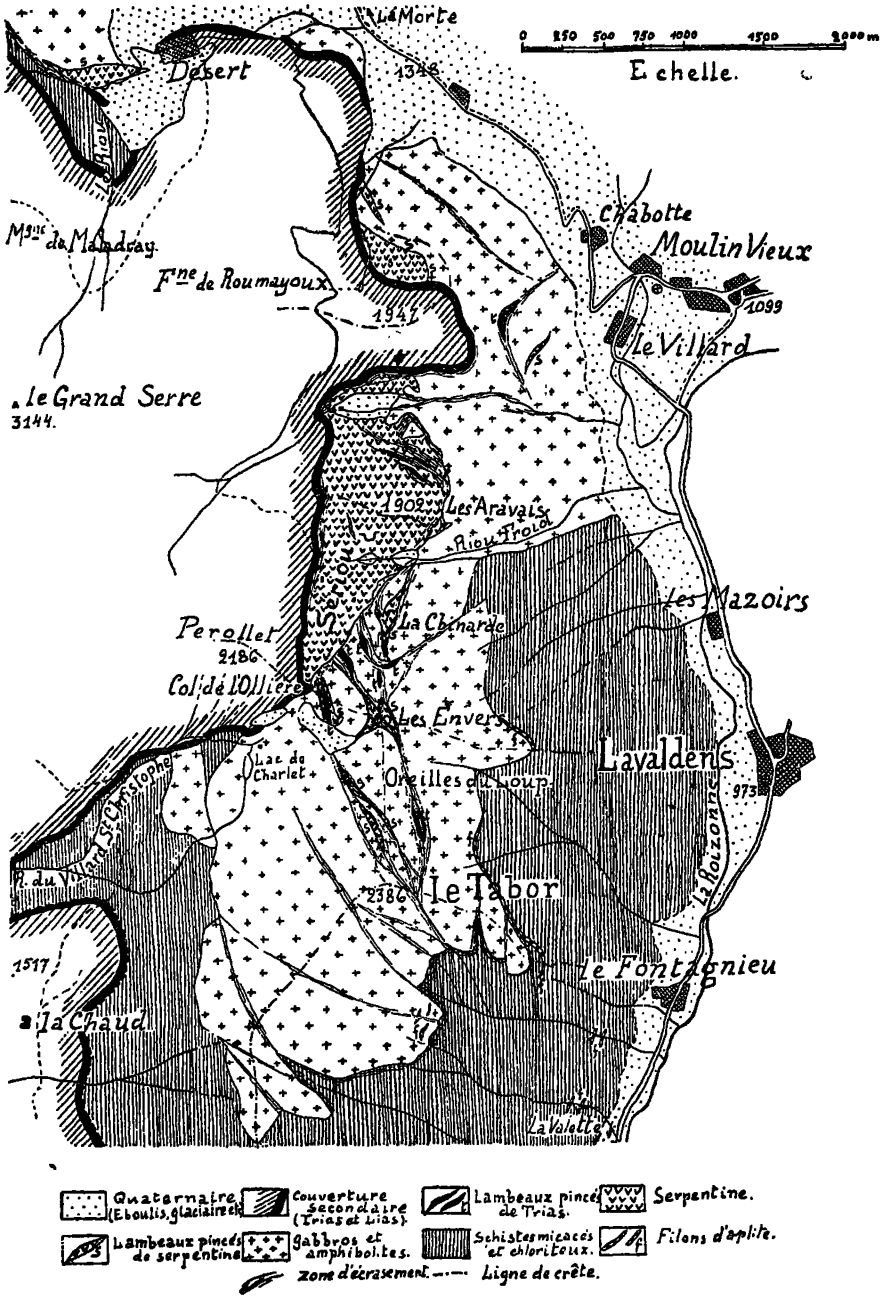


Fig. 1. — Carte schématique du massif du Tabor.

trouve à sa base, affectant essentiellement les niveaux inférieurs des cargneules et des marnes rouges.

Du côté E., sur la bordure des Aravais, les serpentines reposent sur les falaises de gabbros et d'amphibolites qui constituent les pentes raides du massif. On peut suivre leur contact depuis la belle encoche glaciaire qu'emprunte le ruisseau du Villard de Lavaldens au N., jusqu'à celle du Riou Froid au S. Des éperons rocheux alternent ici avec des ravins, pour la plupart remplis d'éboulis. La serpentine surmonte ces rochers formés d'amphibolites tantôt litées, tantôt compactes, et de gabbros écrasés ou orientés, dont la direction oscille autour de la ligne N.-S., et dont le pendage W. est plus ou moins important. Au-dessus de ces roches, ou bien au milieu de la serpentine, toujours à proximité du contact, on observe un ou plusieurs niveaux de brèches tectoniques qui peuvent atteindre par endroits une douzaine de mètres de puissance. Cette zone d'écrasement a aussi un pendage général de 20 à 30° W., mais est caractérisée par son irrégularité de détail, pouvant localement approcher de la verticale.

Vers l'encoche du ruisseau du Villard, des traînées de brèches tectoniques deviennent de plus en plus nombreuses et sillonnent le flanc N.-E. des Aravais (fig. 2). Plusieurs d'entre elles contiennent des lambeaux allongés de calcaire dolomitique brun plus ou moins écrasé, lambeaux entourés des mêmes roches talqueuses laminées (de couleur gris violacé ou gris rosé) que celles qui bordent la base du Trias dans le cirque de la Vacherie et à Sériou. Ces lames de calcaire triasique, au nombre de trois, pincées dans la serpentine, ont une direction sensiblement S.E.-N.W. et un plongement S.W. Les zones d'écrasement qui les accompagnent se relaient mutuellement. D'autres bandes de serpentine écrasée se retrouvent un peu plus bas en suivant la pente. La plus importante, qui contient aussi des lambeaux de Trias pincé, suit le contact des gabbros constituant le rocher terminal qui domine le verrou traversé par le ruisseau du Villard. La serpentine se prolonge en une bande étirée et plus ou moins écrasée au milieu des gabbros, à mi-hauteur de ce rocher.

De l'autre côté de l'encoche du Villard (pl. I, 6) une combe couverte d'herbe s'est formée sur l'emplacement du contact, qui est ici plus ou moins vertical. Les serpentines semblent même plonger localement sous les gabbros. Plus haut, à proximité des

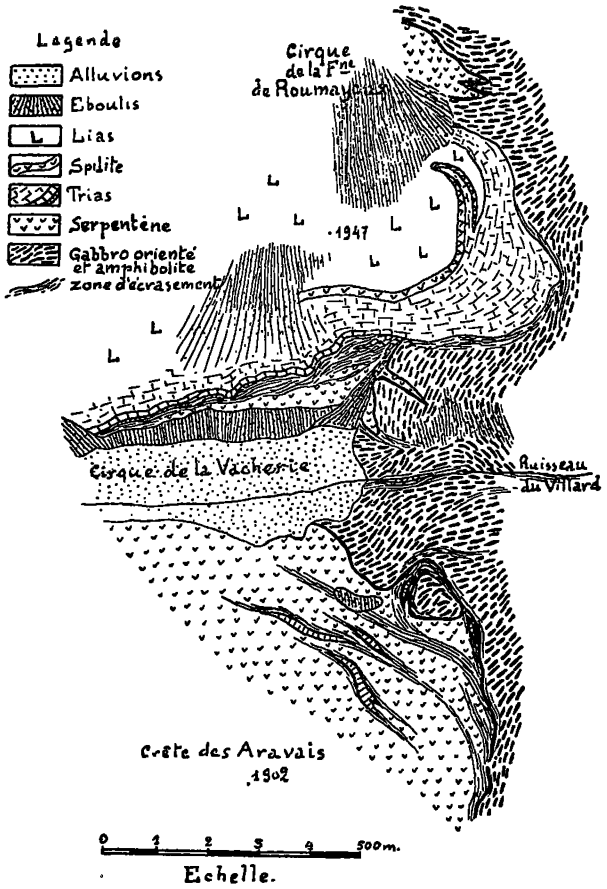


Fig. 2. — Carte schématique des contacts Trias-serpentine et serpentine-gabbro dans les alentours du cirque de la Vacherie.

dolomies triasiques, on observe une zone extrêmement écrasée, composée de plusieurs lames de roches schisteuses ou talqueuses alternant avec la serpentine broyée. Tout ce complexe plonge vers l'W. Il faut noter la présence ici, comme de l'autre

côté de l'encoche glaciaire, d'une bande de serpentine intercalée à mi-pente des rochers de gabbro.

Il n'en est pas de même au S. de la crête des Aravais. La masse gabbroïque de la Chinarde domine ici de plus de 200 m. le plateau du Sériou. Des cônes serrés d'éboulis descendent dans la vallée du Riou Froid et masquent complètement le contact. Néanmoins, une brèche de serpentine redressée s'observe dans la vallée du Riou Froid, à l'endroit où elle s'élargit en un petit cirque qui précède le verrou gabbroïque. L'écrasement est également assez intense sur les flancs E. et N.-E. de la colline qui domine ce petit cirque (pl. I, 2). La brèche du pourtour des Aravais se continue donc le long de la vallée du Riou Froid, mais son pendage, qui était déjà considérable sur le flanc S. de la crête, devient presque vertical sur les bords du ruisseau.

Le plateau de Sériou est recouvert dans sa partie S., jusqu'au Col de l'Ollière, par une couverture de terrains meubles donnant naissance à des pâturages. Les affleurements sont par conséquent rares et la terminaison S. du massif serpentineux demeure invisible. Toutefois, un peu avant la montée du Col de l'Ollière, des gabbros affleurent aussi sur la rive gauche du Riou Froid.

Le contact des gabbros et des serpentines est plus tranquille dans le cirque de Roumayoux (fig. 2), mais ici encore l'abondance des éboulis rend les observations difficiles.

A l'W. du Désert, le contact est bien visible dans le lit du Riou (fig. 1). Il n'y a pas de brèches, les roches sont fortement laminées. Des bancs étirés de serpentine et de talc traversent le Riou en direction E.-W.; d'autres, constitués d'amphibolite, leur succèdent avec la même direction.

En plus des zones d'écrasement qui délimitent la serpentine du Sériou, il en existe d'autres, moins intenses, au milieu du massif serpentineux. L'une d'elles peut être observée sur le flanc S. des Aravais, à l'E. de la carrière du Sériou.

La présence de ces accidents tectoniques permet de supposer

que les serpentines, *à cause de leur faible résistance par rapport à celle des gabbros sous-jacents, se sont trouvées entraînées par le glissement de la couverture sédimentaire et se sont décollées de leur substratum.* Ce mouvement a engendré au sein du massif serpentineux, la formation d'écailles qui ont pincé des lambeaux de Trias.

b) *Les lambeaux isolés de serpentine.* — De même que le massif du Sériou-Roumayoux, les petits lambeaux qui jalonnent la crête du Tabor ne sont jamais en position tranquille. Ils marquent généralement le croisement de deux ou plusieurs zones d'écrasement qui traversent le massif de gabbro et délimitent les écailles et blocs qui ont été déplacés les uns par rapport aux autres (fig. 1). Quelques-uns sont de véritables lambeaux pincés et sont même accompagnés de copeaux de calcaires triasiques et de filons fragmentés de minettes; il en est ainsi de la zone d'écrasement qui passe à l'E. du Col de l'Ollière et traverse la crête entre les Oreilles du Loup et le sommet du Tabor (pl. II, en haut, *2*). Tous ces lambeaux se coincent rapidement sur les flancs en descendant plus ou moins bas le long des zones d'écrasement; comme on peut s'y attendre, ils sont fortement écrasés sur leurs bords, et parfois entièrement laminés. Le lambeau le mieux conservé est celui de la Chinarde (pl. I, *3*).

Quelques-unes des zones d'écrasement qui traversent les gabbros ne contiennent que du calcaire triasique (pl. I, *4*) : ceci semble indiquer qu'*antérieurement au dépôt du Trias, la serpentine ne formait plus une masse unique, mais existait déjà en affleurements isolés.*

On ne peut rien dire de précis sur les rapports qui existent entre les lambeaux de la crête du Tabor et le grand massif serpentineux du Sériou-Roumayoux. Voici cependant une hypothèse qui paraît expliquer l'alignement régulier de ces lambeaux le long de la crête et les lie génétiquement aux serpentines de Sériou-Roumayoux.

La crête gabbroïque du Tabor supportant ces lambeaux est séparée du plateau du Sériou par un accident tectonique important, qui a permis le creusement de la profonde coupure empruntée actuellement par le Riou Froid (fig. 1). Il suit la rive droite de cette vallée depuis la plaine de la Roizonne, où il met en contact les schistes chloriteux et les gabbros [4], jusqu'au plateau du Sériou où il délimite les gabbros et les serpentines. Il donne naissance aux falaises qui bordent le sentier le long de cette coupure et à la dénivellation de la Chinarde par rapport aux plateaux de Sériou fortement rabotés par les glaciers. Son rejet dépasse 400 m., car, sur la rive gauche du Riou Froid, les gabbros et les amphibolites commencent depuis la zone des éboulis (qui enveloppe la base du massif au-dessous de 1250 m.), tandis que sur sa rive droite les premiers affleurements de ces roches n'apparaissent qu'au-dessus de 1650 mètres.

Il est moins aisé de suivre cet accident sur le flanc W. du massif. Les zones d'écrasement sont très nombreuses au S. du Col de l'Ollière, mais aucune ne montre de rejet aussi important. D'autre part, sur le flanc W. du Tabor, le long du ruisseau du Villard-Saint-Christophe, on peut rencontrer des schistes chloriteux même au-dessus de 1650-1700 m., ce qui prouve qu'il s'agit ici de la lèvre soulevée de l'accident, lequel doit donc passer au N. de ce ruisseau. Or, la couverture secondaire de la bordure W. du Sériou n'est affectée par aucun accident vertical important. (La continuité absolue de la couverture sédimentaire depuis le Col de l'Ollière jusqu'à la base de la montagne 1947 m. est très apparente sur la pl. II.) D'autre part, l'écrasement le long de cette ligne tectonique majeure est relativement peu important et son style diffère de celui des zones d'écrasement citées plus haut. Tout porte à croire qu'il s'agit ici *d'un accident de nature et d'âge différents*. Il serait peut-être hercynien, mais aurait probablement rejoué à l'époque alpine.

---

[4] Nous avons montré antérieurement que le massif de gabbros-serpentines repose sur un complexe de schistes chloriteux et micacés (14).

La partie S. du massif du Tabor serait donc soulevée par rapport à la partie N., couronnée actuellement par le massif serpentineux de Sériou-Roumayoux; primitivement, la serpentine se serait prolongée au delà de la faille hercynienne; sa continuation vers le S. n'est plus représentée que par une série de lambeaux isolés. *Cette destruction de la partie S. du massif serpentineux de Sériou doit être attribuée à l'action de l'érosion antétriasique;* les lambeaux pincés de Trias, non accompagnés de serpentine, en sont la preuve.

Il est certain que l'étendue de ces lambeaux de serpentine a été beaucoup plus considérable avant que l'érosion récente n'ait fortement modelé le massif du Tabor [5]; la plupart des lambeaux épargnés ne sont conservés que grâce à leur position tectonique.

Le seul lambeau de serpentine qui échappe à la règle générale est celui du Villard de Lavaldens (fig. 1) qui, au lieu de couronner la crête, apparaît sur le flanc E. du massif. C'est une lentille subverticale très étroite et allongée dans la direction N.-S. sur plus de cent mètres. Elle est très écrasée dans sa partie N. et se montre parfaitement tranquille au S. Les roches encaissantes sont des amphibolites et des gabbros. La lentille semble être tout à fait indépendante des autres affleurements de serpentine du Tabor.

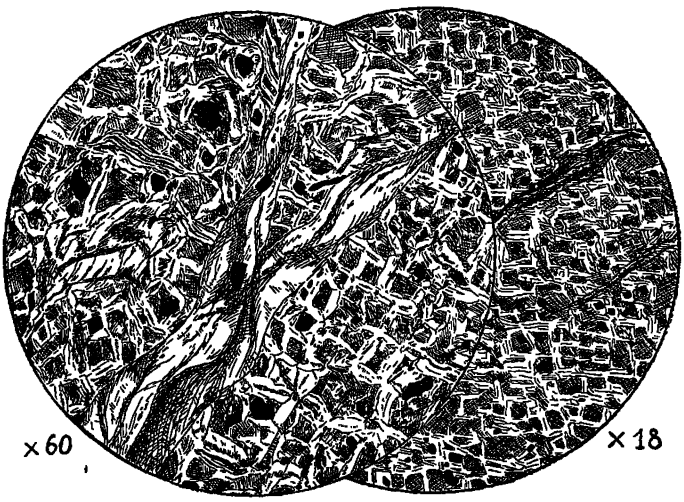
III. — Etude pétrographique.

1° **La serpentine; ses structures.** — C'est sur les flancs de la crête des Aravais, qui coupe transversalement le plateau de Sériou, que cette roche se prête le mieux à l'étude. On recueille des échantillons très frais dans l'ancienne carrière, déjà signalée par Ch. Lory (1), située sur le flanc S. de la crête. La serpentine y est compacte et massive, tantôt presque noire, tantôt d'un vert clair, avec des lits et des veines noirs; elle forme des

[5] A l'exclusion toutefois de certaines parties de son flanc W. (14).

bancs épais séparés par des diaclases obliques de direction E.-W. et de pendage 45° S.; des veines d'une serpentine vert-jaune, accompagnée d'un produit serpentineux vert-bleuâtre, suivent quelquefois ces diaclases.

Au microscope, la *serpentine verte* montre une *structure maillée* (structure *alvéolaire* de DUPARC) (fig. 3), caractérisée par un remplissage fibreux des centres des mailles. Celles-ci sont



Dessin G. Choubert.

Fig. 3. — Serpentine maillée de la carrière du Sériou avec veines de serpentine fibreuse (nicols croisés).
Les plages noires représentent la magnétite.

tantôt rectangulaires et régulières, tantôt à cloisons plus ou moins courbes, ce qui leur donne une forme arrondie ou grossièrement pentagonale. Elles sont limitées par des rubans souvent doubles ou même multiples, généralement très étroits, composés de fibres d'*antigorite* perpendiculaires ou parfois obliques par rapport aux bords. Quelquefois ces rubans prennent un grand développement dans une des deux directions en rétrécissant considérablement les mailles, donnant à la roche un aspect très spécial (flanc E. de la crête des Aravais, à proximité du contact avec les gabbros). Le centre des mailles est

rempli d'antigorite en fibres régulières ou plus souvent enchevêtrées d'une façon confuse; parfois elles forment un assemblage finement sphérolitique ou s'orientent en une seule sphérolite montrant entre les nicols croisés une croix noire. Dans les mailles on peut aussi rencontrer des produits fibreux ou lamellaires assez fortement biréfringents, ressemblant à du talc. Il faut remarquer qu'on ne rencontre jamais de serpentines à centres de mailles remplis d'une matière isotrope, cas très fréquent pour les peridotites incomplètement serpentinisées.

Dans certains échantillons, des plages à section carrée ou arrondie de *magnétite* se logent dans l'intérieur des mailles et les remplissent entièrement ou en partie. Dans d'autres, certaines mailles sont criblées de fine poussière magnétique. Enfin, par places, les produits ferrugineux s'isolent en forme de petits grains opaques qui s'alignent suivant les cloisons entre les rubans fibreux qui les constituent. Par places, la serpentine maillée est légèrement ferrifère, ce qui se traduit dans la plaque mince par une coloration jaunâtre et par une élévation de la biréfringence.

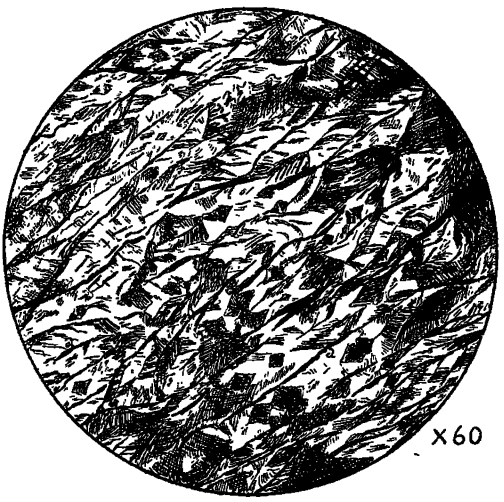
En plus de la magnétite, certaines serpentines maillées contiennent de la *chromite* qui se présente comme d'habitude en plages, de dimensions variables, brunes et transparentes au centre, noires et opaques sur les bords.

Par opposition à tous les autres éléments des serpentines, la chromite n'est pas un minéral secondaire, mais doit être considérée comme reliquat de la roche originelle.

Un autre constituant assez fréquent est un *carbonate*. Il forme des plages déchiquetées ou des amas de petits granules au milieu de la serpentine.

La structure de la *serpentine* noire est tout à fait différente (fig. 4). En lumière naturelle on aperçoit une multitude de veinules opaques composées de petits grains de *magnétite;* ce minéral peut être si abondant que la roche agit activement sur l'aiguille aimantée. Les filonnets de magnétite se rejoignent et

se recoupent, donnant un réseau plus ou moins régulier et généralement nettement orienté. Ses mailles sont aplaties et leurs sections se présentent en plaque mince sous forme de losanges ou en rectangles allongés. Parfois des veinules plus importantes forment un réseau à mailles de grandes dimensions, découpées par des veinules plus fines.



Dessin G. Choubert.

Fig. 4. — Serpentine fibreuse de la carrière du Sériou (nicols croisés).
a, Veinules de magnétite.

Entre les nicols croisés, toute la roche est constituée par des *fibres d'antigorite* plus ou moins longues, orientées perpendiculairement aux veinules de magnétite qui forment ainsi une sorte de carcasse à la roche. Il en résulte de curieuses variations de structure : des assemblages en forme de sabliers (fig. 4), des plages d'aspect soyeux, ou encore des complexes fibreux qui rappellent la structure calcédonieuse décrite par M. A. Lacroix (2); par la suite, nous l'appellerons toujours « *structure fibreuse* ».

La forme et la disposition des assemblages fibreux délimités par des veinules de magnétite ne sont pas toujours régulières. Suivant l'orientation de la plaque mince, les mailles losangi-

ques peuvent s'allonger en bandes ou rubans composés de fibres transversales; dans d'autres cas le réseau de veinules de magnétite n'étant pas régulier, les assemblages fibreux ont des contours polygonaux.

Ces deux espèces de serpentine — maillée et fibreuse — ne forment pas deux types nettement distincts. Certains échantillons de serpentine noire (provenant du cirque de Sériou, de celui de la Vacherie et de la lentille du Villard) sont faites de parties maillées et d'autres de structure fibreuse plus ou moins régulière, les deux faciès n'étant pas nettement délimités, mais passant insensiblement l'un à l'autre. De même les serpentines vertes, pour la plupart maillées, contiennent souvent des veines d'antigorite fibreuse (fig. 3) qui traversent la roche à l'emporte-pièce. Elles sont formées d'une ou de plusieurs bandes juxtaposées de fibres transversales; ces bandes sont plus ou moins régulières; elles peuvent se relayer et se coincer. On est frappé par leur analogie avec certains assemblages des fibres de la serpentine fibreuse dus aux hasards de l'orientation de la plaque mince.

Il semble donc que l'on soit en présence de *passages d'un type à l'autre ou plus exactement d'un remplacement de la structure maillée par la structure fibreuse.* Les deux types extrêmes seuls auraient une structure nettement individualisée, mais la plupart des échantillons présentent le mélange des deux faciès.

La couleur des serpentines ne peut non plus servir de caractère distinctif pour reconnaître à l'œil nu les deux variétés de ces roches. Nous n'avons pas eu l'occasion de rencontrer de serpentines vertes, très répandues dans la crête des Aravais, entièrement à structure fibreuse; par contre, les serpentines noires du cirque de Sériou, de même que dans le lambeau du Villard, peuvent être aussi bien maillées que fibreuses et, très souvent, montrent un mélange des deux faciès. Il est intéressant de s'arrêter ici à la description d'un échantillon de serpentine noire du lambeau du Villard. Cette serpentine est riche en poussière et en veinules de magnétite, mais la particularité

de l'échantillon consiste dans la teinte jaunâtre des parties maillées, tandis que les parties fibreuses sont incolores; les parties maillées apparaissent comme des îlots colorés au milieu de la serpentine fibreuse; par contre, cette dernière semble être plus riche en poussière de magnétite. Tout se passe comme si, pendant le remplacement de la structure maillée par de la structure fibreuse, le fer qui colorait les mailles s'était isolé sous forme de magnétite. La couleur des serpentines du Tabor dépend donc essentiellement de la richesse et de la manière d'être du fer : ce sont les serpentines maillées, vertes, de la crête des Aravais, qui en contiennent le moins, ou plutôt dans lesquelles les produits ferrugineux, au lieu d'être répartis régulièrement dans la roche (sous forme de filonnets de magnétite ou de coloration jaunâtre de l'antigorite), forment des cristaux isolés de magnétite logés dans les centres des mailles et bien visibles à l'œil nu.

2° **Les accidents des serpentines.** — a) *Bastite.* — Comme nous l'avons mentionné plus haut, les serpentines vertes contiennent souvent des lits et des veines noires. Au microscope, ces dernières sont composées d'un agrégat de plages fibreuses, composées de fibres parallèles, généralement de petites dimensions. Leurs faciès et leurs caractères optiques, identiques à l'antigorite, permettent d'y reconnaître la *bastite.* Ces plages sont souvent légèrement jaunes en lumière naturelle et leurs teintes de polarisation peuvent par places atteindre le jaune du premier ordre. Des petits grains de magnétite se logent généralement entre les fibres de bastite.

Les agrégats de plages de bastite forment le plus souvent les deux bords des filonnets, le centre étant rempli de matières ferrugineuses noyées dans une masse fibreuse d'antigorite ou une masse fibrolamellaire, dispersive, de chlorite. Sur ce fond se détachent de temps en temps des plages de bastite de grandes dimensions.

Des plages de bastite incolore accompagnées d'une matière

fibreuse confuse ou à arrangement sphérolitique (montrant des croix noires entre les nicols croisés) constituent, avec la serpentine maillée, le remplissage des diaclases dans la carrière du Sériou.

La bastite se rencontre aussi au sein des serpentines à structure maillée régulière; ses plages sont généralement piquetées de grains de magnétite.

On sait que la bastite est considérée comme le produit de serpentinisation des amphiboles et des pyroxènes. Ce fait est très net dans une serpentine noire très curieuse qui provient de la crête des Aravais. Au microscope, le minéral principal est la bastite en plages arrondies reproduisant la structure granoblastique de certaines amphibolites. Cette serpentine est riche en restes d'amphibole et en lamelles de talc et de chlorite blanche.

b) *Talc.* — Des veines d'une autre nature parcourent la serpentine de la partie S. de la lentille du Villard. Elles sont plus larges (1 ou 2 cm.), de couleur brune, et apparaissent en relief sur le fond de la serpentine. Elles sont constituées essentiellement par du *talc* [6] en lames plus ou moins grandes ou en fines lamelles et paillettes. Le talc s'insinue aussi dans la serpentine encaissante en forme d'inclusions à contours irréguliers, ou de remplissage du centre des mailles. Au milieu du talc et le long des bordures de ces filonnets, on rencontre des plages et des paquets de fibres d'une serpentine jaune en plaque mince et fortement biréfringente, dont les caractères optiques sont ceux du *xylotile.*

Le talc est très abondant dans la partie écrasée (N.) de cette lentille. On y recueille de beaux échantillons plus ou moins laminés de ce minéral, de couleur blanche ou grisâtre.

D'ailleurs, le talc est très fréquent dans les serpentines des Aravais et du Tabor. On a vu que les brèches tectoniques qui

[6] Le microscope étant impuissant pour la détermination exacte de ce minéral, sa nature a été déterminée par des essais microchimiques (réaction de Boricky).

suivent la base du Trias contiennent des passages plus ou moins importants et des bancs de roches talqueuses, d'aspect schisteux. Au microscope, elles se présentent sous forme d'un feutrage très fin et froissé de lamelles de talc et de fibres enchevêtrées d'antigorite, teinté d'oxyde ferrique et piqueté d'une poussière opaque répartie irrégulièrement.

On peut rencontrer du talc, souvent fortement laminé, le long des zones d'écrasement qui suivent le contact de la serpentine et des gabbros et amphibolites. Il est particulièrement abondant dans certains lambeaux de la crête du Tabor (par exemple le lambeau des Envers) et dans certaines zones d'écrasement qui parcourent le gabbro et contiennent des copeaux de serpentine. Ce sont tantôt des blocs et des esquilles laminés, parfois minéralisés par de l'oligiste (Col de l'Ollière, pl. II, *2*, en haut), tantôt des roches d'allure tranquille et de couleur violacée (lambeau des Envers). Une plaque mince taillée dans cette dernière montre un réseau de veines de magnétite, analogue à ceux des serpentines, parcourant une masse lamellaire talqueuse. Peut-être s'agit-il ici d'une transformation de l'antigorite par le talc.

La présence du talc, due probablement au même phénomène, doit être notée dans quelques échantillons recueillis dans le cirque de Roumayoux (filon de quelques mètres d'épaisseur dans les rochers de gabbro qui suivent la rive droite du ruisseau descendant du cirque à La Morte, fig. 1). Ils montrent un mélange intime de la serpentine et du talc et font penser au remplacement d'un minéral par l'autre. Par places, il peut y avoir plus de talc que d'antigorite. La talcification est moins avancée dans l'échantillon de bastite granoblastique de la crête des Aravais. Les paillettes de talc sont ici accompagnées de lamelles de clinochlore blanc. Comme la serpentine granoblastique, la roche du filon de Roumayoux est riche en restes d'amphibole et contient même du diallage.

Le talc forme des bancs entiers dans la zone du contact de la serpentine du Désert avec les amphibolites (lit du Riou); il a souvent l'aspect de stéatite et était décrit sous ce nom par

Ch. Lory (1). Au microscope on ne voit que des lits étirés de talc contenant des cristaux écrasés ou concassés d'amphibole. Comprimés dans une masse talqueuse plastique, ces cristaux se sont débités en fragments par des cassures transversales qui se sont élargies ensuite et ont été envahies par le talc. Ces fragments aplatis sont plus ou moins distants et noyés dans une masse lamellaire talqueuse. Leurs contours reproduisent à peu près fidèlement l'allure primitive du cristal d'amphibole. Derrière ces épaves subsiste souvent une queue plus ou moins étirée d'esquilles d'amphibole prise entre les bandes parallèles de lamelles de talc.

c) *Restes des minéraux préexistants.* — Des restes des minéraux primitifs, comme l'a déjà remarqué Duparc (3 et 5), se rencontrent fréquemment dans la serpentine du Tabor. C'est toujours l'amphibole qui résiste à la serpentinisation (bastitisation), les pyroxènes étant presque toujours entièrement remplacés par de l'ouralite ou de la bastite. Comme on l'a vu, la bastite est un élément très fréquent des serpentines et peut même constituer à elle seule des roches entières, tout en conservant leur structure initiale (bastite granoblastique de la crête des Aravais).

Les restes des cristaux d'*amphibole* sont tantôt isolés, tantôt groupés en amas granoblastiques au milieu de la serpentine. Ils sont quelquefois entourés de plages ou de paquets de fibres de bastite. L'amphibole, d'habitude faiblement colorée en plaque mince, peut devenir incolore. Notons que parfois une structure fine et délicate de ce minéral fait penser aux amphiboles du groupe de l'*actinote-trémolite,* d'origine secondaire.

La serpentinisation des pyroxènes et des amphiboles est souvent accompagnée par la formation des *chlorites.* On peut rencontrer des nids fibro-lamellaires de ce minéral (caractérisés par une forte dispersion), englobant des débris anguleux d'amphibole ou des aiguilles d'actinote de néoformation, aussi bien dans les serpentines maillées que dans les serpentines à struc-

ture mixte; ce phénomène se voit plus rarement dans les échantillons entièrement fibreux.

Il ne subsiste souvent du minéral ancien qu'un amas ou un nuage de grains de *magnétite,* qui apparaît au milieu de masses confuses, fibreuses ou lamellaires, ayant les caractères optiques de l'antigorite ou bien la même dispersion que la chlorite.

Les cristaux de *chromite,* qui abondent dans certains échantillons de serpentine, peuvent être considérés comme le seul élément de la roche originelle n'ayant jamais subi de transformation.

d) *Chlorites.* — On rencontre des chlorites non seulement comme élément des serpentines, mais aussi sous forme d'accidents plus ou moins importants et sans liaison avec les épaves des minéraux préexistants.

C'est ainsi qu'un *clinochlore* a été rencontré dans la serpentine du flanc E. des Aravais. Il se présente en grandes lamelles de couleur verte remplissant des fissures ou formant des rosettes à la surface de la roche. Au microscope, des agrégats de ces lamelles apparaissent au milieu des nids du même produit chloriteux dispersif, à arrangement confus de lamelles, entouré de serpentine maillée typique.

Des échantillons d'une autre chlorite appartenant au groupe des *prochlorites ferromagnésiennes* ou *ripidolites* peuvent être recueillis sur le flanc N. de la colline qui sépare le cirque de Sériou du petit cirque qui précède le verrou du Riou Froid (pl. I, *2*). On a vu plus haut que la serpentine de la partie E. de cette colline est fortement écrasée. L'échantillon de chlorite provient précisément de la partie W. de cette zone d'écrasement. Il est délimité par des surfaces luisantes et rappelle extérieurement une serpentine légèrement laminée; les cassures fraîches montrent une roche de couleur verte, à grain fin.

Au microscope, l'échantillon se compose de deux parties, l'une constituée uniquement par de la chlorite, l'autre par un mélange de chlorite et de serpentine en quantités sensiblement

égales; le contact entre les deux est à peu près rectiligne. La roche contient un peu de sphène et des petites plages de minéraux opaques (certaines d'entre elles sont associées au sphène et sont probablement des plages d'*ilménite*). La chlorite est incolore en plaque mince et se présente en lamelles, orientées sans aucune règle. Parfois elle donne à la roche un aspect légèrement lité.

A l'œil nu et au microscope, l'échantillon de cette ripidolite ressemble par son faciès à la shéridanite de Combe Rousse (environs de Saint-Colomban-des-Villards, Savoie), découverte et décrite par M. ORCEL (11), qui, elle aussi, est associée aux serpentines. Notre ripidolite en diffère, cependant, par sa biréfringence [7] moins élevée (0,004 — chlorite de Tabor — et 0,008 — celle de Combe Rousse) et par sa structure; la shéridanite de M. ORCEL forme en effet de beaux sphérolites.

Nous donnons ici les analyses chimiques [8] et les rapports moléculaires (établis d'après M. ORCEL) suivants :

1° Ripidolite du Tabor.
2° Shéridanite de Combe Rousse, analyse effectuée par M. ORCEL.
3° Clinochlore lamelleux de la bordure E. des Aravais.
4° Clinochlore compact du Col du Sériou.
5° Clinochlore compact de Borostyanko (Bernstein, Autriche), analyse effectuée par W. CAMPBELL SMITH (9).

	1	2	3	4	5
SiO^2	27,76	27,12	32,50	32,76	32,29
Al^2O^3	20,53	27,68	14,46	17,42	17,39
Fe^2O^3	1,26	0,20	2,38	0,46	0,55
FeO	13,30	1,24	3,80	1,35	3,66
MnO	—	0,54	—	0,26	0,16
MgO	23,12	30,96	33,26	34,61	33,81
CaO	1,24	—	—	0,57	—
TiO^2	1,38	—	—	—	—
H^2O+	0,89	0,01	0,61	0,31	0,29
$H^2O—$	11,31	12,82	12,60	12,91	12,02
	100,09	100,57	99,61	100,65	100,17

[7] La mesure de biréfringence a été effectuée au moyen du compensateur BERECK.

[8] Pour les analyses des chlorites du Tabor, nous avons suivi la méthode indiquée par M. ORCEL (11), c'est-à-dire avec l'emploi du cupferon pour la séparation du fer et de l'alumine.

$s = \frac{SiO^2}{R^2O^3}$	2,05	1,65	3,47	3,14	3,08
$f = \frac{FeO}{MgO}$	0,32	0,02	0,06	0,03	0,02
$a = \frac{Fe^2O^3}{Al^2O^3}$	0,04	—	0,19	0,02	0,06

Pour la chlorite du Sériou (an. 1), les rapports *s*, *f* et *a* ont été calculés après avoir soustrait les 3,33 % de sphène (calculé d'après la quantité de titane) et ramené l'analyse à 100. On voit que le rapport *s* correspond au groupe des *prochlorites-ferromagnésiennes* ou *ripidolites;* par contre, le même rapport de la shéridanite de Combe Rousse (an. 2) se place à la limite des corundophyllites et des prochlorites. D'autre part, le rapport *f* est aussi plus élevé pour la ripidolite du Sériou, ce qui est dû à sa grande richesse en fer.

Les formules empiriques des deux chlorites sont les suivantes :

Ripidolite du Sériou	$4SiO^2, 2Al^2O^3, 7(MgFe)O, 6H^2O$
Shéridanite de Combe Rousse	$5SiO^2, 3Al^2O^3, 9MgO, 8H^2O$

Le *clinochlore lamelleux* de la crête des Aravais et le *clinochlore compact* du filon de diorite micacé du col du Sériou (voir IV, 5°), quoique très différents quant au faciès, rentrent néanmoins dans le même groupe des *clinochlores magnésiens.* Le premier est plus riche en FeO et en Fe^2O^3 que le deuxième. Il est intéressant de remarquer que des clinochlores analogues, et également à faciès compact, ont déjà été rencontrés en association avec les serpentines de Bernstein en Autriche (an. 5).

Les coefficients de la formule empirique de ces clinochlores sont sensiblement 3, 1, 5, 4. Ce sont les coefficients normaux des clinochlores théoriques.

Remarquons ici la pauvreté en fer des chlorites du Tabor, et plus généralement des chlorites associées aux serpentines, fait qui s'explique par la nature chimique de ces roches, essentiellement magnésiennes.

Si on essaie d'exprimer les résultats de nos analyses par la

formule générale des orthochlorites — $Si^{3-x}Al^{2+2x}Mg^{5-x}H^8O^{18}$ — déterminée par M. MAUGUIN (12) au moyen des rayons X, on obtient les résultats suivants :

Ripidolite du Sériou $Si^{2,7}Al^{2,6}(MgFe)^{4,8}H^{7,9}O^{18}$

Ceci correspond assez bien à la formule théorique des chlorites de ce groupe, pour lesquelles $x=1/3$ ($Si^{8/3}Al^{8/3}Mg^{14/3}H^8O^{18}$). On remarque cependant la valeur un peu trop forte du coefficient de (MgFe) et un peu trop faible de H. L'écart du premier dépend du fait qu'en plus du sphène, la ripidolite contient quelques éléments opaques qui ont été compris dans le calcul de la formule. Celle-ci met donc en évidence que la teneur en fer ferreux donnée par l'analyse est exagérée. La trop faible valeur du coefficient H est due à une cause analogue. En effet, la perte au feu a été effectuée à l'air libre, ce qui entraîne l'oxydation de FeO pendant la déshydratation de la substance et diminue par conséquent la quantité de H^2O—. L'erreur due à l'oxydation du fer ferreux est négligeable pour nos clinochlores très peu ferreux; par contre, elle devient très apparente pour la ripidolite, dont l'analyse donne 13,30 % de FeO.

La formule en O^{18} du clinochlore compact, blanc, du Col du Sériou, correspond exactement à la formule théorique des clinochlores : $Si^3Al^2Mg^5H^8O^{18}$ (avec $x=0$). Par contre, le calcul du clinochlore lamelleux des Aravais donne des écarts assez considérables, dus probablement à l'altération et à l'insuffisance de la purification du produit analysé. Sa formule calculée est la suivante : $Si^{3,1}Al^{1,8}(MgFr)^5H^{8,3}O^{18}$.

3° **Altération de la serpentine.** — La serpentine s'altère sous l'action des agents atmosphériques et se recouvre d'une croûte blanche ou brunâtre de quelques millimètres qui devient pulvérulente à la surface; le passage de la roche fraîche à la croûte superficielle est insensible. Les filonnets de magnétite apparaissent avec une grande netteté sur ce fond blanc.

Au microscope, on voit la serpentine se charger progressivement de poussière incolore très fine qui la rend opaque. Cette croûte de couleur blanche est tout à fait caractéristique pour les affleurements de la serpentine et permet de les reconnaître à distance.

La partie altérée blanche est parfois traversée par des filonnets très minces et irréguliers remplis d'une matière fibreuse dont la biréfringence élevée permet d'y reconnaître le *xylotile*.

Un autre mode d'altération également fréquent est une désagrégation superficielle en petits débris et esquilles, grossièrement rectangulaires ou de formes quelconques, donnant à la roche un aspect coccolitique.

Enfin, dans les fonds des cirques et dans les lits des ruisseaux, la serpentine prend une couleur brune à cause de l'hydratation des produits ferrugineux qu'elle contient.

4° **Etude thermique.** — Nous avons soumis les échantillons de serpentine de structure et de composition différentes à l'action de l'échauffement afin de rechercher les variétés α et β décrites récemment par M^lle^ S. Caillère. Dans quelques notes récentes (16 et 17), M^lle^ Caillère a décrit les phénomènes endo et exothermiques que donnent les serpentines soumises à la déshydratation sous l'effet de la chaleur. Ces phénomènes sont enregistrés sur la plaque photographique au moyen du galvanomètre différentiel de Saladin-Le Chatelier et permettent de reconnaître parmi les serpentines deux variétés distinctes. La courbe de déshydratation de l'antigorite α est caractérisée par un crochet endothermique à 650° et par un crochet exothermique entre 750 et 850°. La courbe de l'autre variété — β — ne donne que le crochet endothermique à 650°. Le phénomène exothermique des variétés α peut être observé (18) aussi directement en chauffant la poudre de serpentine à l'air libre au bec Mecker. Il se traduit par un phénomène d'incandescence qui apparaît au rouge sombre dans le cas de la variété α.

Parmi nos échantillons provenant d'endroits différents du massif de serpentine du Sériou-Roumayoux, ainsi que des lambeaux isolés de la crête, trois seulement ont fourni le phénomène d'incandescence avec une grande netteté. Pour les autres, quelques points s'illuminaient, la masse totale ne réagissant pas à l'élévation de la température. Enfin les serpentines ordinaires, maillées ou fibreuses, n'ont donné aucun phénomène lumineux et peuvent donc être considérées comme appartenant à la variété β; en effet, leur courbe d'analyse thermique ne présente que le crochet endothermique bien développé et ne donne que rarement une très légère inflexion à l'endroit du crochet exothermique.

A la variété α peuvent être rapportées certaines croûtes blanches dues à l'altération de la serpentine maillée; elles ont donné un très beau phénomène lumineux. Un scintillement de même intensité apparaît pendant l'échauffement du produit serpentineux bleuâtre, à structure confuse ou sphérolitique, que l'on rencontre dans les fentes de la carrière du Sériou. Enfin, le troisième échantillon donnant le phénomène exothermique est la serpentine mêlée au talc, décrite plus haut, qui provient du filon serpentineux traversant les gabbros sur la rive droite du ruisseau du Roumayoux. Le scintillement est ici moins intense que pour les deux premiers échantillons : il est donc probable que cette roche contient un mélange des deux variétés d'antigorite.

Parmi les échantillons dont la poudre ne s'illuminait que dans quelques points isolés, il faut noter la serpentine à clinochlore du flanc E. des Aravais. Le phénomène n'apparaît que dans les parties de la roche voisine des nids de clinochlore.

Nous avons effectué aussi l'analyse thermique de la ripidolite du Sériou (fig. 5, courbes I et II) et des différents échantillons chloritisés de filons de diorite micacé (courbes III et IV). On remarquera pour les chlorites les deux crochets endothermiques à 650 et 850°, analogues à ceux figurés par M. Orcel dans

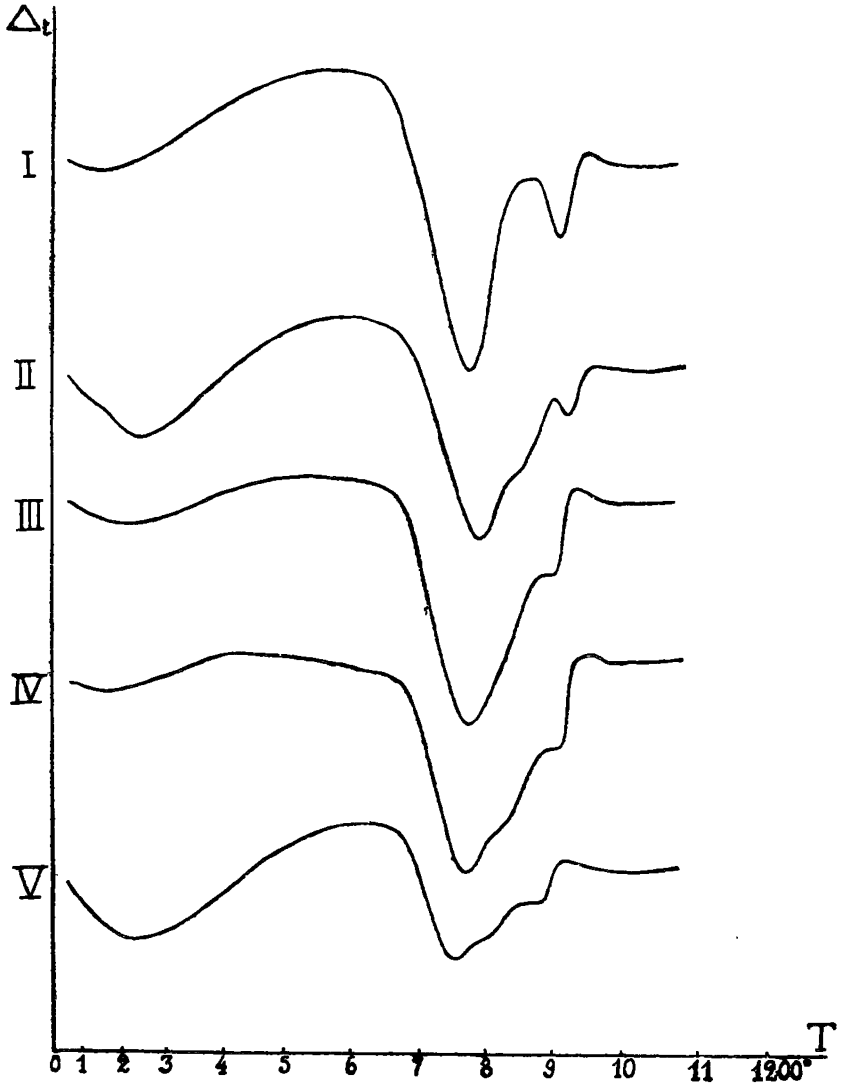


Fig. 5. — Courbes de l'analyse thermique des chlorites.

I. Ripidolite du Sériou. — II. Mélange de ripidolite et de serpentine. — III. Clinochlore du filon de diorite micacé, purifié. — IV. La même chlorite mélangée à un peu de serpentine. — V. Serpentine granoblastique avec chlorite et talc (crête des Aravais).

sa thèse (11) [9]. Cependant plusieurs de ces courbes, et en particulier la courbe II correspondant à la partie de l'échantillon de ripidolite, qui est composé d'un mélange de chlorite et de serpentine, présentent une inflexion entre les deux crochets qui correspond au crochet endothermique de l'antigorite. Il en est de même pour la courbe IV.

Il est intéressant de remarquer, d'autre part, que la courbe III — clinochlore magnésien du filon de diorite micacé — a son deuxième crochet beaucoup moins prononcé que la ripidolite du Sériou (courbe I).

Enfin la courbe V se rapporte à la serpentine à structure granoblastique, formée en grande partie de plages de bastite (crête des Aravais). Ici encore, l'analyse thermique révèle un mélange de serpentine et de chlorite qu'on reconnaît aussi en plaque mince.

IV. — Les roches accompagnant la serpentine du Tabor.

La serpentine du Tabor contient souvent des traînées et des amas allongés de roches grenues ou litées, mélanocrates, à grain plus ou moins grossier. On les rencontre dans la partie E. de la crête des Aravais, sur son flanc S. et le long de la brèche de contact avec les gabbros sous-jacents. Des roches du même genre affleurent sur le flanc S. du cirque du Roumayoux, entre les serpentines et les gabbros et amphibolites; elles sont particulièrement abondantes dans certains lambeaux de la crête du Tabor (lambeau des Envers).

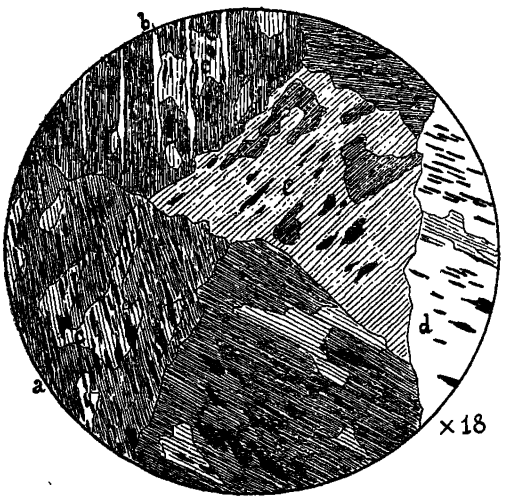
L'étude microscopique révèle des roches de types différents, mais de nature et de composition chimique voisines.

---

[9] La différence des allures des courbes figurées ici avec celles de M. ORCEL est due à l'inégale sensibilité des appareils employés.

1° **Diallagites.** — Des échantillons superbes de ces roches peuvent être récoltés à l'extrémité E. de la crête des Aravais.

La diallagite, qui forme ici un petit relief entre deux selles déterminées par le passage de deux zones d'écrasement, est largement grenue, les cristaux de diallage qui la constituent pouvant dépasser un centimètre de longueur. (Sur la pl. I, cette partie de la crête des Aravais est cachée derrière le flanc de la Chinarde.)



Dessin G. Choubert.

Fig. 6. — Diallagite des Aravais.

a, Grandes plages de diallage partiellement ouralitisé avec des inclusions brunes. — *b*, Inclusions de serpentine remplaçant le pyroxène orthorhombique. — *c*, Ouralite avec des restes de diallage. — *d*, Bastite avec un témoin d'ouralite et des inclusions brunes de l'ancien diallage.

Au microscope, on voit que le diallage est strié parallèlement aux traces des clivages grâce à un autre minéral qui le pénètre intimement (fig. 6, *b*). Ce minéral est complètement transformé en bastite, de sorte que le mode d'association apparaît très nettement. Des associations analogues sont fréquentes et connues depuis longtemps dans les pyroxénolites de ce genre. C'est un des *pyroxènes* orthorhombiques qui s'associe à l'augite donnant lieu à cette pénétration intime. Le pyroxène orthorhom-

bique forme aussi des plages isolées, aujourd'hui complètement transformées en bastite; elles sont enchâssées entre les cristaux de diallage ou bien forment des inclusions géométriques.

La serpentinisation des pyroxènes orthorhombiques précède toujours la transformation du diallage, et même les échantillons à diallage complètement intact ne montrent jamais trace d'hypersthène non transformé.

Par contre, le diallage se transforme en ouralite (fig. 6, *a*). Ce minéral y forme de petites taches polychroïques qui peuvent devenir assez abondantes pour que le diallage se montre littéralement piqueté d'amphibole. L'ouralite l'envahit aussi à partir des bords, les plages de diallage apparaissant alors frangées d'une zone d'amphibole à bord interne irrégulièrement dentelé. A son tour, l'ouralite se transforme en serpentine (fig. 6, *d*). Il semble que dans la plupart des cas l'ouralitisation a précédé la serpentinisation, qui en général n'atteint pas le diallage. Cependant, dans certains échantillons, peu ouralitisés, le diallage se transforme directement en serpentine, sans passer par le stade de l'ouralite. Dans ce cas-là, la serpentinisation se propage transversalement aux clivages en suivant les fils d'inclusions ou les cassures dues à l'écrasement. Elle ronge aussi les portions du minéral compris entre deux plans de clivage ou entre deux éléments de l'hypersthène serpentinisé, donnant au cristal de diallage l'aspect d'un damier plus ou moins régulier. La serpentine peut aussi former des taches aux contours irréguliers au milieu du diallage. Le terme final de cette transformation est la formation de plages entières de bastite dans lesquelles le diallage ne forme plus que des îlots à contours déchiquetés.

Le diallage est riche en petites *inclusions brunes* — cas très fréquent dans les roches de ce genre (fig. 6). Elles sont allongées dans le sens des clivages ou, plus rarement, orientées perpendiculairement à ces derniers. Elles sont alignées parallèlement suivant des plans plus ou moins réguliers et générale-

ment obliques aux clivages. Vues de face, elles sont de formes quelconques et souvent capricieusement découpées. Elles subsistent aussi bien pendant l'ouralitisation que pendant la serpentinisation et gardent généralement leur orientation et leur alignement primitif. Cependant, dans certains cas, il n'en reste que des squelettes indiquant la position primitive au milieu des fibres de bastite. Avec un fort grossissement, on peut voir que ces squelettes sont composés de petits grains de magnétite qui reproduisent les contours d'anciennes inclusions.

D'autres inclusions apparaissent dans l'ouralite et dans la serpentine. Ce sont de petits grains, de petits cristaux cubiques et de la poussière de magnétite, qui se séparent pendant l'ouralitisation et la serpentinisation et schillérisent les minéraux nouveaux qui résultent de ces transformations. Ceci se voit très nettement dans certaines franges d'ouralite qui bordent les diallages. La bastite en contient généralement aussi, les grains de magnétite s'alignant alors dans les fibres.

Dans les diallagites, on rencontre parfois de la *chromite*. Ce minéral est moins fréquent que dans les serpentines du Sériou. Il apparaît surtout dans les parties serpentinisées de la roche, ce qui indiquerait que certaines plages de serpentine résultent de la transformation des olivines.

Les actions dynamiques peuvent être assez intenses. Le diallage est tordu et montre une extinction ondulée. A côté du phénomène de torsion dû aux compressions obliques par rapport à l'orientation du cristal, on peut aussi rencontrer des effets de compression parallèle à la direction de l'allongement. Dans ce cas, les plans de clivage s'interrompent le long de la ligne de brisure, se plient et donnent une rangée d'angles aigus. Ce sont là des zones de prédilection de la serpentinisation. Il y a aussi des phénomènes de rupture dûs à un étirement; les tensions affectent en premier lieu les inclusions brunes qui se déchirent et s'écartent. Quand les efforts dynamiques sont plus intenses, les débris de diallage se déplacent les uns par rapport aux autres en s'écrasant sur les bords. Par places apparaît une

structure en mortier caractéristique, résultant du broyage des éléments.

Une diallagite de structure toute différente, mais cependant fréquente dans les roches de ce groupe, accompagne la serpentine du cirque de Roumayoux (fig. 7). A l'œil nu, c'est une roche largement grenue, composée de grandes plages de hornblende brillante criblée d'inclusions arrondies plus ou moins ternes. Au microscope, ce sont des cristaux de diallage englobés dans

Dessin G. Choubert.

Fig. 7. — Diallagite de Roumayoux.

a, Grande plage d'hornblende. — *b*, Diallage partiellement ouralitisé. — *c*, Amas de talc avec poussière de magnétite. — *d*, Amas de serpentine avec des restes d'hornblende et de diallage en voie d'ouralitisation.

d'énormes plages de hornblende qui forment parfois la plus grande partie de la roche (fig. 7, *a*). Le diallage peut atteindre de grandes dimensions et même prédominer sur l'amphibole. En plus de ces grandes plages de hornblende, probablement d'origine primaire, il y a des amphiboles qui ont nettement une origine secondaire. Ainsi, par endroits, les grandes plages de hornblende font place à une mosaïque de petits cristaux recristallisés du même minéral, d'allure granoblastique. Dans d'autres

cas ce sont des paquets de cristaux aciculaires, en forme de fibres ou de baguettes, ressemblant à de l'actinote. Enfin les phénomènes d'ouralitisation sont très fréquents et le diallage est généralement rempli d'inclusions plus ou moins nombreuses d'amphibole.

La serpentinisation est aussi plus ou moins avancée. Comme dans les roches des Aravais, elle atteint presque exclusivement l'amphibole en y creusant des golfes profonds remplis d'antigorite. Généralement, au lieu de la bastite, il se forme des amas de fibres d'antigorite sans aucune orientation. La serpentinisation est suivie localement par la talcification, les paillettes de ce minéral s'infiltrant dans les diaclases de l'amphibole atteint par la serpentinisation.

En plus de ces accidents de peu d'importance, on rencontre des amas de talc plus grands, qui résultent probablement de la transformation d'un minéral autre que le diallage ou l'amphibole (fig. 7, *c*). Ce sont des assemblages lamellaires confus, fortement biréfringents, traversés de veinules et remplis de poussière de magnétite. Par endroits ils peuvent contenir des cristaux d'amphibole de néoformation.

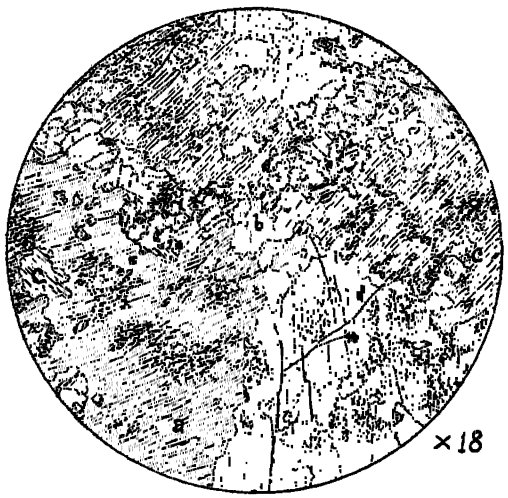
Comme la diallagite des Aravais, celle de Roumayoux peut présenter des phénomènes d'écrasement plus ou moins intenses.

La même structure pœcilitique de hornblende se rencontre dans les gabbros mélanocrates, ou plutôt les diallagites feldspathiques, qui accompagnent le filon de serpentine dans les rochers bordant le ruisseau de Roumayoux.

Les diallages sont ici fortement ouralitisés et les feldspaths entièrement transformés en masse sériciteuse, fait commun dans la plupart des gabbros du Tabor. Comme minéraux de néoformation, il faut citer l'actinote en aiguilles ou plages allongées, la serpentine, la chlorite et un peu d'épidote et de zoïsite. Les phénomènes dynamiques y sont intenses.

2° **Diallagites ouralitisées à faciès de hornblendites.** — Ces roches, qu'on rencontre fréquemment sur le flanc E. des Aravais

à proximité de la zone d'écrasement de base, ressemblent beaucoup aux *hornblendites,* mais une étude au microscope permet de reconnaître leur origine secondaire. Elles accompagnent les diallagites dont elles dérivent par ouralitisation. On y rencontre presque toujours des restes de diallage, et les plages de hornblende y sont souvent schillérisées. Ce sont des roches grenues, parfois à éléments très gros qui sont généralement fortement



Dessin G. Choubert.

Fig. 8. — Diallagite ouralitisée à faciès d'hornblendite.
a, Grandes plages d'hornblende schillérisée par places. — *b*, Traînées d'hornblende granoblastique. — *c*, Petites plages d'hornblende incluses dans les grandes plages du même minéral, mais orientées différemment.
Rochers au-dessus du Villard de Lavaldens.

écrasées. Des amas serpentinisés et talcifiés y sont fréquents. Les hornblendites contiennent des nids et des traînées d'amphibole granoblastique de même structure que les amphibolites non feldspathiques.

Une roche à faciès de hornblendite à grands éléments, d'un type différent des précédents, a été rencontrée, accompagnant la lentille de serpentine et de talc, dans les rochers qui dominent le Villard de Lavaldens (fig. 8).

Ici encore les cristaux de hornblende contiennent de la poussière de schillérisation, formant des taches et des nuages, d'où on peut croire qu'elle épigénise aussi des cristaux de diallage, dont il ne subsiste cependant aucun reste. Les plages schillérisées contiennent des taches et sont bordées d'une hornblende limpide. Cette dernière a fréquemment une orientation différente, quoique voisine, de celle du cristal principal. Généralement au centre de ces taches limpides apparaissent de petits cristaux granoblastiques d'une autre hornblende plus biréfringente; il y a aussi des traînées de hornblende recristallisée identiques aux amphibolites non feldspathiques (fig. 8, *b*). Il semblerait donc que la transformation de la diallagite primitive se soit faite en plusieurs étapes donnant lieu à des amphiboles qui diffèrent par leur nature ou leur orientation.

3° **Amphibolites non feldspathiques.** — Elles se rencontrent au milieu des serpentines (crête des Aravais) ou bien rentrent dans le cortège des roches mélanocrates qui suivent la brèche séparant les serpentines des gabbros sous-jacents (ruisseau Riou Froid, base E. des Aravais, cirque de Roumayoux, lambeaux de la crête du Tabor).

Ces roches, d'un vert plus ou moins foncé à l'œil nu, sont généralement constituées par de l'amphibole très pâle en plaque mince et ayant parfois le faciès d'actinote. La structure est entièrement granoblastique et généralement litée; on y trouve cependant des cristaux d'amphibole de dimensions plus grandes et même des épaves de diallage; le degré d'ouralitisation de ce dernier est souvent très avancé. Selon la règle, cette transformation se fait progressivement à partir des bords des cristaux de diallage, ou bien elle attaque simultanément tout le cristal, alors traversé par un délicat réseau d'inclusions d'ouralite (Roumayoux) (fig. 9, *c*).

Dans les amphibolites du cirque de Roumayoux, les grandes plages d'amphibole sont souvent schillérisées par de la pous-

sière de magnétite et contiennent parfois des inclusions brunes comme dans les diallagites.

Cependant ces grands cristaux d'amphibole et les restes de diallage font souvent défaut et la roche est d'un grain régulier et homogène. Tel est l'échantillon d'amphibolite, à surface luisante due au laminage, qui a été recueilli dans la vallée du ruisseau Riou Froid (bord E. de la zone d'écrasement, tandis que la ripidolite, décrite plus haut, avait été trouvée à sa bordure W.).

Dans ces roches, les phénomènes d'écrasement sont très fréquents et offrent plusieurs stades. Il en est ainsi dans les amphibolites de la bordure E. des Aravais. Les grands cristaux d'amphibole, très apparents à l'œil nu sur un fond homogène à grain fin et de couleur verte plus pâle, sont ici souvent traversés par des lits à structure granoblastique, qui proviennent de la recristallisation de l'amphibole écrasée. De même les amphibolites entièrement granoblastiques peuvent contenir de petits grains de pyroxène qui, en s'accumulant par places, donnent à la roche l'aspect d'une structure en mortier recristallisée (ces roches se rencontrent aussi dans le cirque de Roumayoux) (fig. 9). Dans ce cas, la recristallisation n'a affecté que l'amphibole et a épargné la poussière non ouralitisée de pyroxène qui se trouve réparti sur le fond granoblastique. Ces parties sont généralement riches en inclusions de magnétite, tandis que celles qui sont exemptes de pyroxène en sont très pauvres. A côté de ce dynamisme antérieur à la recristallisation de l'amphibole, un écrasement récent affecte fréquemment la roche granoblastique elle-même; il en résulte des couronnes de débris autour des cristaux d'amphibole et des traînées de structure en mortier.

La serpentine et le talc se rencontrent fréquemment dans les amphibolites. Dans celles de Roumayoux, le talc forme des nids et des amas qui, à part leur forme étirée, ressemblent beaucoup à ceux des diallagites du même cirque (fig. 9, *b*). Il contient des veinules et de la poussière de magnétite et apparaît à l'œil nu

en forme de taches allongées et ternes. Souvent elles prennent la forme de lentilles suivies d'une queue de grains de magnétite prise dans l'amphibolite granoblastique, témoignant ainsi des anciens écrasements que la roche a subis (fig. 9, *b*). Dans d'autres échantillons on voit des baguettes d'amphibole nouvelle complètement isolées au milieu de la masse talqueuse, ou bien émergeant d'un cristal se trouvant dans la roche encaissante entièrement recristallisée.

Dessin G. Choubert.

Fig. 9. — Amphibolite de Roumayoux.
a, Masse principale d'hornblende granoblastique. — *b*, Lentille de talc à veinules de magnétite. — *c*, Débris de diallage partiellement ouralitisé.

D'après tous leurs caractères, les *amphibolites non feldspathiques sont incontestablement les représentants granoblastiques des diallagites ouralitisées,* qu'elles accompagnent. Celles-ci contiennent d'ailleurs des nids d'amphibole granoblastique qui reproduisent en miniature tous les caractères des amphibolites.

4° **Gabbros et amphibolites feldspathiques.** — Nous avons déjà abordé cette question dans une note antérieure (15); nous

nous proposons de revenir ultérieurement sur leur description. Nous ne nous occuperons ici que de gabbros et d'amphibolites qui peuvent être rencontrés en contact ou au sein des serpentines.

Comme c'est de règle au Tabor, les gabbros sont toujours fortement décomposés. Ceux qui sont en contact avec les serpentines ne font pas exception. Les transformations qu'ils ont subies paraissent être particulièrement intenses. Le diallage est généralement très fortement ouralitisé et le feldspath entièrement remplacé par une masse sériciteuse accompagnée ou non de zoïsite en grains ou en plages de formes irrégulières.

Les amphibolites feldspathiques, plus fréquemment en contact avec les serpentines que les gabbros, ont une structure et une composition banales identiques aux amphibolites du massif gabbroïque. Une amphibolite de structure particulière forme le mur (côté E.) de la lentille de serpentine du Villard (son toit est formé de gabbro en voie de recristallisation). Les lits amphiboliques sont très étroits et formés de cristaux allongés de hornblende. Le reste de la roche est formé de feldspaths granoblastiques séricitisés très régulièrement. La séricite forme des lamelles parallèles entre elles et perpendiculaires aux lits. Çà et là apparaissent quelques paillettes perpendiculaires à l'orientation commune, donnant à l'assemblage lamellaire un aspect orthogonal.

Il est intéressant de signaler ici une transformation particulière affectant les feldspaths des amphibolites associées aux serpentines. Ceux des amphibolites du massif gabbroïque sont généralement très frais et ne sont que rarement séricitisés. Il semblerait donc que les transformations que nous allons décrire soient spéciales aux amphibolites accompagnant le massif serpentineux.

On peut observer ces transformations dans les amphibolites feldspathiques alternant avec les amphibolites non feldspathiques et les hornblendites qui s'intercalent entre les serpentines des Aravais et les gabbros sous-jacents. Mais c'est dans

les intercalations qui accompagnent les traînées d'amphibolites non feldspathiques au milieu de cette serpentine (crête des Aravais, son flanc S., à proximité de la carrière) qu'elle est le mieux représentée. Le feldspath disparaît complètement pour faire place à une *chlorite incolore* en plaque mince, dont les propriétés optiques sont identiques au clinochlore compact du filon de diorite micacé. Cette chlorite est accompagnée de *zoïsite* qui forme tantôt des amas de petits grains, que la présence des matières étrangères rend presque opaques, tantôt de petits cristaux plus ou moins transparents de couleur verdâtre, groupés ou répartis régulièrement au milieu de la masse chloriteuse. A ces éléments s'ajoutent parfois des matières phylliteuses, constituées essentiellement par de la séricite. Une matière colloïdale englobe souvent ces produits de transformation.

Un autre minéral qui se développe fréquemment dans ces roches est la *préhnite*. Ses amas montrant l'ébauche de structure sphérolitique remplissent entièrement l'emplacement des anciens feldspaths. Elle peut aussi former des traînées aux contours irréguliers au milieu de l'amphibolite.

Nous examinerons ici en détail quelques échantillons de roches variées provenant de la bordure E. des Aravais et qui montrent les rapports mutuels des roches décrites plus haut; tous ont été récoltés dans une même encoche de la bordure rocheuse, au-dessous de la brèche de base des serpentines; les roches forment ici une série de bancs de direction N.-10°-E. et de pendage 30° W.

Le premier échantillon (de haut en bas) montre le contact de l'*amphibolite feldspathique* avec l'*amphibolite non feldspathique*. Cette dernière, d'une structure nettement orientée, est faite de cristaux allongés de hornblende d'assez grandes dimensions. Entre ces cristaux, à proximité du contact, s'intercalent des traînées sinueuses composées d'épaves de mica noir presque entièrement décolorées et par places transformées en chlorite verdâtre en plaque mince. On y rencontre également des lentilles constituées d'une chlorite incolore allongée dans le sens

de l'orientation de l'amphibole. Ces deux minéraux sont accompagnés de préhnite qui forme des veinules s'intercalant entre les amphiboles ou les recoupant obliquement. Souvent elles coïncident avec les traînées de mica et les lentilles de chlorite. L'amphibole est décolorée sur la bordure des veinules : ceci diminue considérablement sa biréfringence et modifie même son angle d'extinction. La présence de chlorite en lentilles (indépendamment des chlorites qui proviennent de la transformation de la biotite) associée avec la préhnite fait penser que les feldspaths n'étaient pas étrangers à cette partie de la roche. Le contact avec l'amphibolite feldspathique est brusque. Ici le feldspath prédomine de beaucoup sur l'amphibole, qui apparaît en plages arrondies plus petites que précédemment. C'est une andésine à 34 % d'anorthite; elle est piquetée de fines paillettes de séricite. En s'éloignant du contact, l'altération du feldspath augmente; ce dernier est remplacé par le clinochlore blanc accompagné de zoïsite ou bien par la matière isotrope, dans laquelle nagent les produits phylliteux et quelques restes des feldspaths non décomposés.

Le banc suivant est un *gabbro écrasé* et incomplètement recristallisé. Il a un aspect stratifié : des lits de quelques millimètres, de couleur blanche, alternent avec des lits amphiboliques, dont la largeur n'est pas régulière. Ils s'élargissent ou se coincent les uns au milieu des autres. Au microscope, les lits blancs sont constitués entièrement par de la séricite dont l'arrangement permet de reconnaître les contours des anciens feldspaths. Cette masse sériciteuse est traversée par des lits de cristaux de hornblende, aux contours nets et de forme allongée.

Cette roche est accompagnée de lentilles de gabbro d'aspect grenu, où l'amphibole se présente en grandes plages, quoique entourée de hornblende granoblastique; celle-ci forme aussi des nids et des traînées indépendantes. Les feldspaths anciens sont remplacés par de la séricite. Les feldspaths granoblastiques qui les accompagnent sont eux aussi fortement décomposés, mais à côté de la séricite il se forme du clinochlore et

des produits colloïdaux. La roche contient beaucoup de zoïsite, englobant les restes de feldspath décomposé, et des accumulations de préhnite. Çà et là apparaissent de petits amas de serpentine.

Plus bas encore, on retrouve des *amphibolites non feldspathiques* constituées d'amphibole granoblastique englobant des cristaux d'hornblende de plus grandes dimensions et des restes plus ou moins ouralitisés de diallage. Ces bandes mélanocrates reposent sur des *amphibolites feldspathiques* normales, à structure nettement granoblastique et à feldspaths qui ne sont que légèrement séricitisés. Ce sont généralement des andésines (de 30 à 40 % d'anorthite), mais la teneur en anorthite peut par endroits s'abaisser jusqu'à 20 %.

D'autres échantillons d'amphibolites de nature particulière peuvent être récoltés dans l'encoche voisine de la précédente. A l'œil nu ce sont des roches de couleur vert foncé, ressemblant beaucoup aux serpentines; néanmoins, on peut distinguer sur ce fond sombre des lits et des bandes amphiboliques. Localement, ces roches peuvent contenir des accidents très feldspathiques, pauvres en amphibole, qui constituent de petites lentilles nettement délimitées ou bien apparaissant dans la plaque mince sous forme de taches sans limites tranchées.

La particularité de ces roches est de contenir de la serpentine associée à l'amphibole. Cette serpentine donne tantôt un feutrage fibreux et serré dans lequel sont noyés les cristaux de hornblende, tantôt des plages de bastite plus ou moins arrondies, d'aspect uni et à biréfringence très faible. Parfois la roche est riche en une matière sub-isotrope qui peut contenir quelques paillettes phylliteuses et ressemble aux produits d'altération des feldspaths décrits plus haut. La ressemblance augmente encore quand des chlorites blanches se développent entre les cristaux d'amphibole. Parfois le passage à l'amphibolite feldspathique est brusque; dans d'autres cas, il est progressif et se fait par intermédiaire d'une zone chargée de chlorite blanche et de zoïsite.

Dans le même échantillon on peut rencontrer des lits constitués d'amphibolite, où la hornblende est remplacée par de l'anthophyllite, dont les baguettes forment des paquets serrés entourés de serpentine.

5° **Filon de diorite micacé.** — A l'W. de la carrière du Sériou, sur le flanc S. des contreforts des Aravais apparaît, au milieu des serpentines, un filon de roche blanche d'aspect granitique (pl. I, *1*). Un autre affleurement de la même roche se trouve à moins de cent mètres vers le S.W. du premier. L'un et l'autre ont 2 à 3 mètres de longueur et plus d'un mètre de largeur.

La roche est formée de grands cristaux de feldspath entourés de mica noir. L'affleurement N. montre au milieu de la roche à gros grain des taches mal délimitées d'une roche à grain fin composée de mêmes éléments. Par contre, la roche très homogène de l'affleurement S. passe, à la bordure E., à une roche compacte verdâtre, très tendre, dans laquelle on aperçoit des traînées et des amas allongés de biotite.

Au microscope on ne reconnaît que du plagioclase et de la biotite, ce qui permet de qualifier la roche de diorite micacé.

La composition des plagioclases varie, suivant les échantillons, de l'oligoclase à 20 % jusqu'à l'andésine à 26 % d'anorthite; ils forment de grandes plages à contours grossièrement arrondis, entourées de petits cristaux de feldspath d'allure granoblastique. Ils sont fortement séricitisés. La séricite forme des paillettes fines et très allongées, à biréfringence élevée, et groupées en assemblages palmés ou alignées selon les directions des clivages et des mâcles.

La biotite en lamelles de faciès gneissique entoure les grands cristaux de feldspath et forme entre eux des nids et des agrégats allongés. Parfois des traînées micacées entourent les amas granoblastiques de feldspath de la même manière que les grandes plages feldspathiques, ou bien s'associent aux bandes du feldspath nouveau pour donner des zones à aspect gneissique. Le mica est bordé de grains d'ilménite et de fines ai-

guilles de rutile. Ces dernières se développent aussi au sein des cristaux du mica. Dans ce cas, elles sont allongées suivant l'arête de l'octaèdre et ont par conséquent l'extinction oblique et le signe d'allongement négatif.

Le zircon est abondant et se présente au microscope en très grands cristaux rectangulaires. Les petits prismes et les baguettes d'apatite sont fréquents dans certains échantillons.

Les effets dynamiques sont peu intenses. C'est le mica qui est souvent froissé et acquiert une extinction ondulée; par places, il se transforme en chlorite de couleur verte; cette transformation est souvent complète, ou bien les feuillets de chlorite alternent avec les feuillets de mica non transformé.

Par places, la roche contient des amas fibrolamellaires légèrement dispersifs, constitués probablement par un mélange d'antigorite et de chlorite et contenant des lamelles bien individualisées de clinochlore verdâtre et peu biréfringent, analogue au clinochlore des serpentines des Aravais.

Les parties à grain fin sont composées d'andésine à 30-38 % d'anorthite, en petits cristaux arrondis ou à contours faiblement dentelés, mais toujours d'allure nettement granoblastique. Le mica en petites lamelles s'intercale entre les feldspaths et donne parfois à la roche un aspect légèrement orienté. Le zircon et l'apatite sont aussi présents, mais forment des cristaux beaucoup plus petits que dans la roche normale. Le feldspath est un peu séricitisé et albitisé. Il contient parfois des petits grains de zoïsite.

Les roches qui bordent l'affleurement S. de ce filon se révèlent au microscope de nature tout à fait différente. La biotite y est encore reconnaissable et analogue à celle du diorite normal; seulement son degré de chloritisation est plus avancé, la chlorite verte pouvant complètement remplacer la biotite. Par contre, tout le fond feldspathique de la roche est entièrement transformé en une masse lamellaire à structure tellement fine qu'il ne nous a pas été possible d'en déterminer les caractères optiques. L'analyse chimique et les courbes de l'analyse thermique

(fig. 5, courbes III et IV) permettent de reconnaître un clinochlore magnésien à faciès compact.

Les échantillons pris à proximité de la roche non transformée sont de couleur blanche. Les lamelles de chlorite qui les constituent sont de dimension un peu plus grande, et leur orientation permet de retrouver les contours des anciennes plages de feldspath ayant par places une allure granoblastique. Chaque feldspath a donné ici des lamelles de chlorite sensiblement parallèles. Parfois on peut même deviner l'ancienne orientation des mâcles polysynthétiques.

Par contre, dans les échantillons extérieurs au filon, il ne subsiste de l'ancienne structure que des traînées et amas de biotite chloritisée et effilochée sur les bords, le reste étant transformé en chlorite compacte. Au microscope, tout le fond de la roche est un feutrage serré de fines lamelles de clinochlore d'un grain homogène et régulier. Des nuages de petits cristaux verts de zoïsite apparaissent sur ce fond homogène et déterminent la couleur verdâtre de la roche. Par places apparaissent des taches jaunes d'hydrate ferrique, de même que des nuages de poussière magnétique. On rencontre aussi des cristaux de zircon toujours plus ou moins altérés. Il y subsiste localement des amas de produits serpentineux analogues à ceux qu'on rencontre dans le diorite non transformé. Les rares restes d'andésine reconnaissable sont entourés d'une couronne de petits grains verts de la même zoïsite que celle qui se trouve répartie dans la chlorite.

Remarquons que par leur allure et leurs caractères optiques, les lamelles de chlorite blanche qui se développent dans les amphibolites feldspathiques à la place des feldspaths ressemblent beaucoup à celles du filon de diorite micacé; nous les avons rattachés par conséquent au clinochlore blanc. Malheureusement, il nous a été impossible de les isoler pour une analyse, étant donné leur finesse et leur association intime avec d'autres produits de transformation des amphibolites.

V. — Les relations génétiques des serpentines et des gabbros.

Nous avons vu qu'au contact des serpentines et des gabbros se développait une brèche tectonique très constante qui ne permet pas, dans la plupart des cas, d'observer les détails de leurs relations mutuelles. Cependant, l'étude des roches mélanocrates qui accompagnent la serpentine, ainsi que de leur répartition dans le massif, permet de se faire une opinion sur leurs rapports génétiques avec les gabbros.

On est frappé par la fréquence le long de ce contact des affleurements de diallagites, de hornblendites et d'amphibolites non feldspathiques. On les rencontre déjà au cirque de Roumayoux, où elles forment d'abord des intercalations dans les serpentines, puis accompagnent les gabbros et les amphibolites feldspathiques. Au N. de ce cirque, un filon de serpentine large de 10 à 15 m., qui se coince rapidement vers le S.E. et dont nous avons décrit plus haut la roche, est accompagné lui aussi des gabbros mélanocrates de même structure que les diallagites de Roumayoux.

Le verrou du cirque de la Vacherie, ainsi que les rochers qui le surplombent au N. et au S., sont formés de gabbros et d'amphibolites, mais on aperçoit dans ces roches de nombreuses traînées mélanocrates où les amphibolites non feldspathiques ne sont pas rares. On a vu qu'il y a ici aussi des intercalations de serpentine dans les gabbros. L'une d'elles apparaît à mi-pente des rochers du flanc N. Une autre plus ou moins écrasée est suivie par le ruisseau du Villard qui draine le cirque. Enfin le sommet des rochers gabbroïques S. repose également sur une languette de serpentine écrasée qui le sépare des rochers de gabbros affleurant plus bas (fig. 2).

Mais c'est dans certaines encoches de la bordure E. des Aravais que la zone de transition est plus ou moins visible. C'est ici qu'on peut observer la série d'amphibolites feldspathiques et non feldspathiques, lesquelles peuvent contenir des lits ser-

pentineux, dont la description pétrographique a été donnée plus haut. Ce complexe est traversé par plusieurs bancs de brèches tectoniques à éléments de serpentine et d'amphibolite et est séparé de la serpentine tranquille et homogène par une zone broyée bréchoïde.

Encore plus au S. se trouve le plus bel affleurement de diallagite du massif du Sériou (crête des Aravais à proximité des rochers de gabbro qui la limitent à l'E.). Enfin, dans la vallée du Riou Froid, le passage des gabbros écrasés et des amphibolites feldspathiques aux serpentines, qui commencent par une belle brèche redressée, se fait par l'intermédiaire d'une bande plus ou moins laminée d'amphibolites non feldspathiques.

Les lambeaux de la crête du Tabor, qui peuvent être considérés comme des racines probables de massif serpentineux érodé, sont parfois extrêmement riches en amphibolites non feldspathiques (lambeau des Envers). De même le lambeau de serpentine du Villard, qui forme une lentille indépendante, est accompagné de diallagites ouralitisées à faciès d'hornblendites.

Cependant le contact des roches feldspathiques et des serpentines ne se fait pas toujours par l'intermédiaire des roches mélanocrates. Dans beaucoup d'endroits il est brusque; tels sont la partie S. de la lentille du Villard, de nombreux points de la bordure des Aravais, la partie N. du lambeau de la Chinarde, etc.

D'autre part, les amphibolites feldspathiques se rencontrent aussi au milieu des serpentines du Sériou (flanc N. des Aravais, son flanc S. à l'W. de la carrière du Sériou). Elles forment des lentilles et des traînées analogues à celles des amphibolites non feldspathiques et accompagnent souvent ces dernières.

On voit ainsi que les roches feldspathiques et les serpentines, c'est-à-dire des roches essentiellement magnésiennes, ne sont pas nettement séparées; elles sont liées par une famille de roches intermédiaires, moins riches en magnésie, mais conte-

nant en revanche un peu de chaux et d'alumine. Elles appartiennent donc toutes deux au même complexe magmatique.

L'étude des gabbros nous donne d'autres indications au sujet de leurs rapports génétiques avec les serpentines. C'est le flanc W. du Tabor, constitué essentiellement de gabbros et où les amphibolites ne sont que peu abondantes, qui est le plus instructif à ce point de vue. Comme dans tout le Tabor, les éléments qui composent le gabbro sont très uniformes (ceci avait déjà été remarqué par Ch. LORY et les autres auteurs qui se sont occupés de ce massif). Mais on trouve ici des types caractérisés par la quantité variable des deux éléments essentiels — diallage et plagioclase — depuis les diorites leucocrates avec de rares cristaux d'augite jusqu'aux gabbros presque exempts de feldspaths et passant aux diallagites. Le passage entre ces différents types est tantôt brusque, tantôt insensible. Des contours flous et capricieux sont de règle. La différenciation se fait par traînées sinueuses ou fusiformes, d'orientation variable (oscillant autour de la direction N.W.-S.E.), par amas sans forme ni orientation définie, de dimensions inégales, etc.

Notons qu'un des échantillons de ce gabbro mélanocrate provenant d'un des cirques au N. du Col de l'Ollière ressemble beaucoup aux diallagites de la crête des Aravais. Cette roche contient un peu d'andésine (à 30 % d'anorthite), mais l'élément prédominant est l'augite diallagisé, tordu et comprimé. L'ouralitisation est assez intense et on retrouve à côté de l'ouralite des nids d'amphibole granoblastique. Il y a aussi de la serpentine et, tout comme aux Aravais, celle-ci n'attaque que l'ouralite et est toujours séparée du diallage par une frange de cet amphibole.

Les différenciations hétérogènes qui caractérisent les gabbros du Tabor permettent de considérer le massif serpentineux de Sériou-Roumayoux, ainsi que les lambeaux indépendants de serpentine, comme résultant de phénomènes de différenciation en grand du magma gabbroïque. On sait que les serpentines à

structure maillée, si abondamment représentées parmi les serpentines du Tabor, proviennent de la transformation des péridotites. D'autre part, la serpentinisation des pyroxènes et des amphiboles, comme nous avons eu l'occasion de l'observer dans les diallagites et les hornblendites du Tabor, donne lieu à la formation de la bastite qu'on ne rencontre qu'accidentellement dans les serpentines. On peut donc supposer que le *terme extrême de la différenciation du magma du Tabor, terme entièrment magnésien et dépourvu de chaux et d'alumine, était un massif péridotique constitué essentiellement par de la dunite.*

VI. — Les causes de la serpentinisation.

D'après les théories modernes (9), basées sur un grand nombre d'observations concordantes, la serpentinisation des péridotites « *per descensum* », due aux actions atmosphériques, n'est qu'un cas exceptionnel qui ne se produit que localement et sur une petite échelle. Par contre, la formation des grands massifs de serpentine est le résultat de causes profondes. Elle dépend des changements de conditions physico-chimiques, qui amènent l'instabilité de l'olivine et sa transformation en serpentine. Les causes de la serpentinisation profonde paraissent être multiples.

1. — Tout d'abord, l'instabilité du péridot peut résulter d'actions magmatiques posthumes. Ce sont des actions pneumatolytiques ou hydrothermales exercées par le magma au cours de son refroidissement ou immédiatement après sa consolidation. Généralement dans ce cas, la serpentinisation des péridotites n'est pas complète; il se forme des serpentines maillées dont les mailles contiennent des restes d'olivine.

2. — Mais c'est surtout au cours du métamorphisme général que peuvent être réalisées sur une grande échelle les conditions physico-chimiques nécessaires à la transformation du péridot

en serpentine. C'est ainsi que, conformément à la loi des volumes, établie par LE CHATELIER et VAN T'HOF, la serpentine serait une forme minérale stable dans les zones de métamorphisme faible.

Nous avons indiqué récemment (15) que le massif de gabbro du Tabor a subi l'action du métamorphisme général qui a profondément transformé les gabbros et donné naissance aux amphibolites qui les accompagnent.

Il n'est pas douteux que les serpentines, qui sont génétiquement liées aux gabbros du Tabor, *ont été soumises au même métamorphisme général.* D'ailleurs, les nombreuses intercalations d'amphibolites qu'on rencontre dans les serpentines, ou à leur base, prouvent indiscutablement ce fait. C'est donc *ce métamorphisme général qui aurait provoqué ou tout au moins achevé la transformation des péridotites du Tabor en serpentines,* qui avait peut-être déjà commencé sous l'action des émanations du magma lors de son refroidissement. L'intensité de la serpentinisation, qui a fait disparaître toute trace de péridot et de pyroxène orthorhombique, peut s'expliquer par ce métamorphisme général.

On sait que la serpentinisation d'un massif péridotique est accompagnée d'une augmentation notable de volume, qui explique le rôle dynamique particulier de ces roches.

Au premier abord, ce phénomène pourrait être considéré comme la cause de la présence de brèches au contact des serpentines avec le Trias et les gabbros. Cependant, l'ancienneté de la période du métamorphisme général (antérieure à l'époque hercynienne) rend une telle explication peu vraisemblable. Au contraire, trois faits font croire que les brèches sont d'origine tectonique :

1) L'état bréchoïde des couches inférieures du Trias quand ce dernier repose sur les gabbros ou les schistes chloriteux.

2) La présence de lambeaux de calcaire triasique pincés au

sein des zones d'écrasement de la serpentine (flanc N. des Aravais).

3) Le coincement des lambeaux de serpentine de la crête du Tabor dans les zones d'écrasement du gabbro.

VII. — Les transformations subies par les minéraux des roches du Tabor.

Résumons maintenant les phénomènes de transformation notés au cours de l'étude pétrographique et essayons d'en tirer quelques conclusions concernant la variation des conditions physico-chimiques pendant le métamorphisme général. Occupons-nous surtout de la transformation des diallages et des amphiboles, car ils sont extrêmement sensibles au changement des conditions du milieu et enregistrent toutes les phases du métamorphisme auxquelles ils ont été soumis. Par contre, les feldspaths ne subissent en général que la séricitisation dont l'intensité varie d'un échantillon à l'autre et qui ne nous renseigne pas sur les détails de ces changements.

1° **Diallagites, hornblendites, amphibolites.** — a) *L'ouralitisation des diallages et la recristallisation de l'amphibole.* — Nous avons vu que le diallage est rarement intact dans les roches du Tabor. Il est plus ou moins *ouralitisé*. Très souvent titanifère et riche en fer, il donne une ouralite schillérisée par une poussière opaque.

Cependant, l'ouralitisation des diallages n'est pas toujours achevée, et ce minéral se rencontre fréquemment intact, même dans les amphibolites.

L'ouralite, à son tour, subit des *recristallisations*. Elle se transforme en agrégat de plages d'hornblende de structure granoblastique. Il est probable qu'un *écrasement préalable* a été nécessaire pour qu'un cristal d'ouralite puisse donner un agrégat de cristaux d'hornblende orientés différemment; ceci est con-

firmé par la présence de petits grains de diallage écrasé dans certaines amphibolites non feldspathiques, où l'amphibole est complètement recristallisée, la roche ayant une structure granoblastique caractéristique (fig. 9). Dans d'autres cas, une simple torsion de l'édifice cristallin de l'ouralite, due à des compressions relativement faibles, suffit pour qu'il en résulte pendant la recristallisation un agrégat de cristaux d'orientation voisine. Ce phénomène est très net dans certains gabbros, où la place de l'ancien cristal de diallage, dont il peut subsister des traces, soit prise par un nid granoblastique de cristaux d'amphibole d'orientation sub-parallèle. Il semble d'ailleurs que l'ouralitisation ainsi que la recristallisation atteignent plus facilement les petits cristaux ou des fragments de cristaux, que les individus de grande taille. Ainsi, dans les amphibolites non feldspathiques, on rencontre fréquemment des grandes plages de diallage en partie ouralitisé et d'amphibole encore schillérisée. Par contre, tout le fond de la roche est entièrement recristallisé et a déjà acquis la structure granoblastique.

Une autre particularité du mode de transformation des diallages peut être déduite de l'étude des amphibolites non feldspathiques, qui contiennent de petits grains de diallage écrasé répandus au milieu de l'amphibole granoblastique. Pour que ces grains de diallage puissent être conservés, il faut que *l'ouralitisation se soit arrêtée et n'ait plus eu lieu dès le commencement de la recristallisation de l'amphibole.* La phase d'écrasement qui a donné ces petits grains de diallage doit donc être placée à l'époque du changement des conditions physico-chimiques, qui se place entre l'arrêt de l'ouralitisation et la recristallisation de l'ouralite. D'ailleurs, ce n'est que par cette incompatibilité des deux processus qu'on peut expliquer la présence du diallage incomplètement ouralitisé au milieu de la hornblende granoblastique.

La recristallisation de l'amphibole ne s'est pas toujours faite en une fois. Ceci est très visible dans les hornblendites de la lentille de serpentine du Villard. Les grandes plages d'ouralite

schillérisée y contiennent des taches et sont bordées d'une autre amphibole limpide et orientée différemment; au centre de ces taches se développent des agrégats de petits cristaux d'une hornblende différente des deux précédentes, ayant une couleur et une biréfringence un peu plus élevées.

Pendant la recristallisation des amphiboles, la poussière ferrugineuse et titanifère qui les schillérise subit des évolutions différentes. Tantôt elle se résorbe pour entrer dans la composition chimique de la hornblende nouvelle, ce qui se traduit par l'augmentation de son polychroïsme et de sa biréfringence par rapport à l'ouralite, tantôt elle s'isole en forme de petits cristaux opaques, ou bien en lits ou plages lenticulaires. Ces dernières se présentent, au microscope, en lumière réfléchie sous forme d'amas de petites plages arrondies ou allongées d'ilménite. L'évolution suivante de ce produit, qui est fréquente dans certains gabbros recristallisés, est la formation de leucoxène qui entoure l'ilménite d'une couronne discontinue à relief accentué, et de rutile qui en occupe parfois le centre (15).

Il faut noter que la recristallisation des éléments colorés des amphibolites peut donner, à côté de la hornblende, de l'anthophyllite. Ceci ne paraît avoir lieu que dans des cas exceptionnels. Nous ne l'avons observé qu'une fois dans une amphibolite de la bordure E. des Aravais.

b) *Serpentinisation des amphiboles et des pyroxènes.* — L'hornblende est sujette à des transformations ultérieures. Le cas le plus fréquent est sa *serpentinisation* qui aboutit à la formation de plages de bastite ou bien à un feutrage désordonné de fibres d'antigorite. Ce fait, très répandu dans les diallagites plus ou moins ouralitisées, se rencontre aussi dans les gabbros et même dans les amphibolites.

D'une manière générale, dans les roches contenant du diallage et de l'amphibole (primaire ou secondaire), ce n'est que l'amphibole qui est atteint par la serpentinisation. Le diallage semble être plus stable, bien que dans certains cas (certaines

diallagites des Aravais) il se transforme directement en bastite sans passer par le stade de l'ouralite.

Nous avons vu que dans les roches accompagnant la serpentine on peut soupçonner l'ancienne présence des pyroxènes orthorhombiques, qui ont été serpentinisés en premier lieu. Ces indices sont les suivants : 1° association intime de diallage et de serpentine dans les diallagites des Aravais; 2° plages de bastite à contours géométriques dans les diallages (diallagites des Aravais et de Roumayoux); 3° amas de talc moulés par de la hornblende et lentilles étirées du même minéral des diallagites et amphibolites de Roumayoux (ces accidents peuvent résulter aussi de la transformation des olivines); 4° il en est peut-être de même des lits de serpentine et des plages de bastite dans certaines amphibolites des Aravais.

Ce sont aussi des pyroxènes orthorhombiques, ou bien des amphiboles résultant de la transformation des pyroxènes monocliniques, qui ont donné naissance aux plages de bastite qu'on rencontre dans les serpentines. Comme on l'a vu plus haut, cette bastite tantôt se trouve en grandes plages isolées au milieu de l'antigorite maillée, accompagnées parfois de restes de la hornblende, tantôt forme, en association avec de la chlorite, des lits et des veinules. Dans ce dernier cas, l'hypothèse de la transformation de pyroxène orthorhombique doit être exclue, la naissance de la chlorite n'étant possible que grâce à la présence de l'alumine provenant des amphiboles transformées (leur chaux est éliminée et déposée en état de carbonates). Il en est de même de la serpentine granoblastique avec talc et chlorite de la crête des Aravais. Sa structure est celle de certaines amphibolites non feldspathiques (d'ailleurs l'échantillon récolté au voisinage de cette serpentine est une hornblendite en voie de serpentinisation).

Il semble que la serpentinisation (bastitisation) des amphiboles soit généralement *postérieure non seulement à l'ouralitisation, mais aussi à la recristallisation de l'ouralite.* Ceci est prouvé précisément par l'étude de la serpentine granoblastique

des Aravais, ainsi que par la présence de serpentine dans certaines amphibolites de la bordure E. de cette crête.

Cependant, la présence de fines aiguilles et de groupements de petits cristaux d'actinote dans les amas de bastite des gabbros et des serpentines indique que parfois la naissance des amphiboles a été également possible après la serpentinisation. D'ailleurs, l'apparition de l'actinote de nature secondaire dans les serpentines qui n'étaient jamais soumises au métamorphisme général est connue depuis longtemps.

c) *Chloritisation.* — Il semble que cette transformation se fait souvent avec le concours de *phénomènes de nature pneumatolytique ou hydrothermale* en rapport avec les phénomènes du métamorphisme, permettant le transport de certains éléments et leur concentration en des points privilégiés. C'est ainsi qu'on peut expliquer le dépôt de chlorite sous la forme de clinochlore dans les fentes de serpentine, de même que la formation des bancs de ripidolite. (Les mêmes phénomènes ont provoqué le transport du titane et son dépôt dans les bancs de ripidolite sous forme de sphène.) Il est peu probable que de telles concentrations d'alumine aient pu se faire uniquement aux dépens des accidents amphiboliques des serpentines, d'autant plus que les traînées d'amphibolites dans les serpentines sont souvent d'une fraîcheur absolue. On peut supposer ici des apports pneumatolytiques provenant du massif gabbroïque sous-jacent. La transformation des feldspaths du filon de diorite micacé en clinochlore blanc témoigne aussi d'un léger déplacement des éléments dans les conditions du métamorphisme. On est ici en présence du départ de la soude et de la potasse, de même que d'une partie au moins de la chaux (l'autre partie restant fixée en état de zoïsite). Elles sont remplacées par de la magnésie empruntée à la serpentine encaissante.

La même transformation s'observe aussi dans certaines amphibolites qui accompagnent la serpentine. Ces roches sont constituées d'amphibole noyée dans une masse de clinochlore

blanc, associée à d'autres produits de transformation et à de la serpentine. Il est ici plus difficile que dans le cas du filon de diorite micacée d'affirmer que le minéral initial, remplacé par cette chlorite, était un feldspath. Cependant, la structure de ces roches rappelle à s'y méprendre celle des amphibolites feldspathiques, et elles contiennent par places des traînées et des taches à feldspath intact. Il semble donc qu'on puisse considérer que ces minéraux nouveaux remplacent les anciens feldspaths grâce au jeu de réactions plus ou moins complexes qui ont eu lieu pendant le métamorphisme. La présence de zoïsite en grains semi-opaques ou en cristaux plus ou moins limpides semble confirmer cette hypothèse. Il est intéressant de remarquer que ce sont précisément ces amphibolites qui sont les plus riches en accidents minéralogiques, ce qui prouve la complexité des réactions dont elles étaient le siège. Ce sont elles qui sont généralement préhnitisées; elles peuvent contenir des lits d'anthophyllite; de même c'est dans ces roches qu'on rencontre des lits de biotite chloritisée, associée à des lentilles de chlorite blanche et traversés par des veinules de préhnite (bordure E. des Aravais).

D'autres apparitions de chlorite blanche (qui ressemble aussi au clinochlore du filon de diorite micacé), remplaçant cette fois-ci les amphiboles, sont connues dans les amphibolites feldspathiques qui s'intercalent entre la serpentine du Désert (ruisseau du Riou) et les schistes chloriteux. Il ne subsiste ici que de vagues traces de minéraux initiaux. Tous les feldspaths sont entièrement épigénisés par la séricite, tandis que les amphiboles sont remplacées par un mélange de chlorite et de serpentine. Les chlorites ne remplacent donc pas des minéraux déterminés, mais se forment là où, au hasard des réactions chimiques, se concentrent les éléments nécessaires pour leur formation.

d) *Conclusions.* — Le fait que les amphibolites peuvent subir des transformations profondes et parfois même être modifiées

complètement permet de tirer quelques conclusions importantes. Ces transformations, qui portent autant sur le minéral coloré que sur le feldspath, ne peuvent être que *le résultat d'une deuxième phase de métamorphisme général postérieure à celle qui a fait naître les amphibolites elles-mêmes.*

La séricitisation complète des feldspaths est un fait très répandu dans les gabbros du Tabor, mais dans ces roches on ne peut pas la rattacher avec certitude à la première ou à la deuxième phase du métamorphisme. Par contre, la transformation des feldspaths, des amphibolites associées aux gabbros est en général assez faible et n'atteint que très rarement l'intensité notée pour les mêmes roches du Riou ou celles qui accompagnent les serpentines des Aravais et de la lentille du Villard.

Cette séricitisation faible des amphibolites, ainsi que la présence dans les gabbros de deux groupes de minéraux nécessitant pour leur naissance des conditions physico-chimiques très différentes (d'une part les feldspaths et les amphiboles recristallisés, d'autre part les chlorites, la zoïsite, la serpentine, la préhnite, etc.) nous ont permis d'émettre dans une note antérieure (13) l'hypothèse de la variabilité des conditions du métamorphisme général.

Pour le moment il n'est pas possible d'affirmer que la naissance de ces deux groupes de minéraux (dont les conditions de formation sont incompatibles entre elles) est due aux changements des conditions physico-chimiques qui ont eu lieu successivement au cours de la même période du métamorphisme général. On admettrait plus volontiers *deux périodes nettement séparées dans le temps.*

Pour élucider cette question, de nouvelles recherches s'imposent. Notons ici toutefois que les conditions physico-chimiques pendant la première phase ont été plus profondes que pendant la seconde. Cette première phase, d'intensité peu variable dans l'espace, a provoqué la formation des amphibolites. Elle est caractérisée par la recristallisation de l'hornblende et des plagioclases, et correspond par conséquent à la *zone du*

méso-métamorphisme, de GRUBENMANN (6). Par places, les conditions de la partie profonde de cette zone caractérisée par la stabilité des pyroxènes ont pu être réalisées, car on a vu qu'au commencement de la recristallisation de l'amphibole, l'ouralitisation des diallages s'était arrêtée.

Par contre, la deuxième phase, dont l'intensité est très inégale d'un point à un autre, a altéré les éléments des amphibolites, produisant la séricite, la zoïsite, les chlorites, etc. Les phénomènes de serpentinisation (bastitisation) dans les gabbros et les amphibolites doivent aussi être rattachés, au moins en partie, à l'action de ce métamorphisme faible, puisque la bastitisation succède à la recristallisation de l'amphibole. Cette phase correspond par son intensité au *métamorphisme « épi »*, de Grubenmann.

2° **La serpentine.** — a) *Recristallisation.* — Il est moins aisé de retrouver dans les serpentines les transformations qui correspondent à ces deux phases. L'olivine, élément essentiel des péridotites, qui leur a donné naissance, n'est stable que dans la zone « cata », qui n'a jamais été atteinte dans la région. Comme on n'a aucun repère minéralogique dans ces roches, il n'est pas possible de savoir si la serpentinisation s'est produite déjà pendant la première phase du métamorphisme ou bien si elle est le résultat commun des deux.

La serpentine maillée, si largement représentée au Tabor, est caractérisée par la structure fibreuse du remplissage des centres de ses mailles, qui ne montrent jamais de serpentine subcolloïdale. (On sait qu'au cours de la serpentinisation des péridotites, c'est précisément ce produit serpentineux isotrope qui remplace progressivement les reliquats d'olivine qui se conservent au centre des mailles.)

Un autre fait frappant est l'abondance de serpentine à structure fibreuse ayant un réseau de veinules de magnétite orientées dans un sens déterminé, de même que les passages fréquents des serpentines maillées aux serpentines fibreuses. Ce

sont là les différentes modalités de *recristallisation de l'antigorite sous les effets du métamorphisme,* cas très général pour les serpentines des complexes cristallophylliens. Au début, il y a recristallisation des centres des mailles, épargnant la structure générale. Puis des bandes et des rubans de serpentine fibreuse se forment et recoupent la serpentine maillée. Elles sont généralement orientées perpendiculairement à la pression, tandis que les fibres se développent normalement aux bords des rubans, c'est-à-dire à peu près parallèlement aux lignes de force. Une recristallisation de produits ferrugineux en forme de veinules ou de poussière de magnétite a lieu en même temps, — et la serpentine fibreuse devient incolore (Villard). Finalement toute la structure primitive a disparu, et la roche, entièrement fibreuse, témoigne de l'action de la pression sous laquelle elle s'est formée par l'orientation de son squelette magnétique.

b) *Talcification.* — Une autre transformation des serpentines, localisée sur les bordures du massif de Sériou-Roumayoux-Désert et des lambeaux de la crête et du Villard, est la talcification. Ce phénomène est commun à beaucoup de massifs de serpentine (Oural, Etats-Unis). Le talc se développe essentiellement dans la zone périphérique des massifs serpentineux, entre les serpentines et les gabbros. Trouver du talc à la bordure de la serpentine du Tabor en contact avec les gabbros sous-jacents est donc un fait qui confirme simplement la règle générale. Il n'en est pas de même pour les roches schisteuses, composées de talc et de serpentine, qui jalonnent la brèche de base du Trias, ni pour les zones d'écrasement qui contiennent des lambeaux de calcaire triasique et des traînées talqueuses. Peut-être, faut-il chercher la cause de cette talcification dans les phénomènes dynamiques? Cette solution paraît peu probable, étant donné que, dans la plupart des cas, l'écrasement de serpentine n'est suivi d'aucune talcification. Telles sont par exemple les zones d'écrasement qui apparaissent en plein milieu du massif serpentineux.

Il faut rappeler ici que le talc est le minéral stable de la zone de l'épi-métamorphisme et pourrait par conséquent *résulter des réactions qui ont eu lieu pendant la deuxième phase de métamorphisme général.*

On a vu que le talc peut se rencontrer aussi dans les diallagites et les amphibolites (cirque de Roumayoux). Il forme ici des petites lentilles et amas, indépendantes des autres minéraux. Ce sont des témoins des *transformations très anciennes, antérieures à la recristallisation des amphibolites.* En effet, dans ces roches, les lentilles de talc, généralement riches en poussière opaque, sont souvent suivies d'une queue de plages de magnétite résultant du laminage de l'amas talqueux et de la recristallisation de la poussière de magnétite. La disposition de ces plages de magnétite et des cristaux granoblastiques d'amphibole permet de dire qu'ils se sont formés simultanément. Les cristaux granoblastiques de hornblende qui entourent ces lentilles peuvent envoyer dans le talc des prolongements d'aspect aciculaire. Comme il est probable que le talc est un minéral de transformation de l'antigorite, on ne peut émettre aucune hypothèse quant au moment de la talquisation de ces accidents, certainement antérieurs à la recristallisation de la roche. Il faut remarquer que les diallagites de Roumayoux, qui contiennent des amas de talc identiques, contiennent également des amas de serpentine et des plages de bastite résultant de la transformation d'amphiboles et peut-être des pyroxènes orthorhombiques.

3° **Le diorite micacé.** — a) *Son âge.* — Etant donné qu'il est impossible de déterminer avec précision s'il y a eu ou non deux périodes distinctes de métamorphisme, il n'est pas question de dater ces phénomènes d'une façon absolue. Cependant, grâce aux travaux de P. Termier (8), nous savons que la période du mésométamorphisme est antéhercynienne. Voyons maintenant quel est le rapport du diorite micacé avec les phases successives.

Le mica du diorite a un aspect gneissique et moule les grands

cristaux de feldspath, remplacés parfois par un agrégat de petites plages granoblastiques, ou bien s'associe aux traînées feldspathiques. La structure gneissique est encore plus nette dans les parties du filon qui ont un grain fin et montrent parfois une orientation très marquée. Cette structure ne peut résulter que de l'action du métamorphisme et notamment de la première phase, qui a donné lieu à la recristallisation des feldspaths et pendant laquelle se sont formées les amphibolites.

La séricitisation, qui atteint autant les feldspaths résiduels que les feldspaths granoblastiques, la chloritisation du mica, la transformation complète de la roche sur la bordure de l'un des affleurements en ripidolite, doivent correspondre à la deuxième phase, celle du faible métamorphisme, précisément caractérisée par des transformations de ce genre et par la formation des chlorites en rapport probable avec les phénomènes pneumatolytiques.

Dès lors, le filon de diorite micacé apparaît comme *antérieur aux deux phases du métamorphisme général* qui a transformé les gabbros du Tabor.

b) *Comparaison avec les injections aplitiques.* — Des considérations intéressantes peuvent être tirées de la composition minéralogique du diorite micacé et de sa comparaison avec d'autres apparitions filoniennes dans les amphibolites, au contact des gabbros avec les schistes sous-jacents, de même qu'au milieu du complexe schisteux.

Ces injections ont le plus souvent une nature *aplitique et une structure gneissique.* Ainsi les filons injectés dans les amphibolites (nouvelle route de La Morte) sont des aplites formées de quartz et de feldspath alcalin. Leur structure est granoblastique et les lits de quartz alternent avec les lits feldspathiques. Ces derniers sont constitués d'albite et d'un peu d'orthose en voie d'albitisation. La séricitisation est faible. Les rares éléments colorés sont remplacés par de la chlorite qui forme des lits discontinus. Il faut noter encore un peu d'épidote et de

sphène. Les mêmes injections gneissifiées se rencontrent dans les amphibolites du cirque du pied S.E. du sommet du Tabor. Elles sont hololeucocrates et généralement écrasées.

Des injections semblables sont particulièrement apparentes au contact du massif de gabbro et d'amphibolites avec les schistes sous-jacents. Elles sont d'aspect schisteux, mais se distinguent nettement des schistes par leur coloration claire, parfois brunâtre, visible de loin. Elles sont surtout importantes sur le flanc E. du massif du Tabor (base E. des rochers des Chaumettes, entre les Chaumettes et la Côte de l'Eau, et au flanc N. de cette dernière). Ce sont des *aplites recristallisées et gneissifiées* qui ont été presque partout écrasées à nouveau par les mouvements alpins. Leur aspect gneissique provient de la disposition des lamelles de mica blanc et de chlorite. Le quartz, abondant, est disséminé dans la roche ou forme des veinules. Il est fortement écrasé et montre une structure en mortier. On peut en dire autant des feldspaths, parmi lesquels l'albite prédomine. On trouve également un peu d'orthose. Une faible séricitisation et l'apparition de l'albite de substitution sont des phénomènes très fréquents. La couleur brunâtre de la roche est due à la décomposition de grains de pyrite.

Une roche d'une nature particulière se rencontre au-dessous du petit col (base E.) des rochers des Chaumettes. C'est un *microgranite* dont la structure primitive est très bien conservée et qui ne montre pas de phénomènes de gneissification, mais qui contient de beaux phénocristaux de feldspath. Ici encore, tout le minéral coloré est transformé en chlorite.

Enfin, parmi les nombreux filons leucocrates injectés ou interstratifiés dans les schistes, il faut citer ceux qui apparaissent dans les ruisseaux descendant vers la Roisonne (par exemple le ruisseau de Fontagnieu) et ceux qui peuvent être observés dans les pentes du flanc S. du massif (au-dessus de la Valette et du Poyet).

Les premiers, de couleur blanche, ont une structure litée, porphyroclastique. Au microscope, de grands cristaux d'orthose,

à mâcles de Carlsbad ou à structure microperthitique, sont entourés d'une auréole d'albite et de quartz granoblastiques que contournent des lits de muscovite. On peut les appeler *granites alcalins gneissifiés*. De nombreux filonnets de quartz recristallisé traversent la roche. On remarque un peu de mica noir, presque entièrement transformé en chlorite. Comme toujours, les phénomènes de séricitisation et d'albitisation sont présents.

Les deuxièmes — aplites transformées en *orthogneiss* — témoignent de phénomènes d'écrasement anciens très intenses. Leur grain est très fin et la structure est pseudofluidale. Le quartz forme des traînées et des lentilles recristallisées. Le mica blanc est orienté et forme des lits étroits. Il est nettement dû à la recristallisation, car ses lits s'intercalent entre les plages recristallisées de quartz. Le feldspath est entièrement nouveau. Il se présente en petits cristaux allongés, orientés suivant les lits et donnant à la roche son aspect fluidal.

Toutes ces roches (sauf peut-être le microgranite des Chaumettes) ont, tout comme le filon de diorite micacé, subi les effets de l'écrasement ancien et des deux phases du métamorphisme général [10]. Cependant, leur régularité au milieu des amphibolites de la nouvelle route de La Morte, qu'elles traversent parallèlement à leur lit, de même que leur position interstratifiée dans les chloritoschistes du flanc E. du Tabor, semblent indiquer que *l'injection s'est produite au cours même du méso-métamorphisme*. Les mouvements tectoniques anciens, qui ont commencé avant cette phase, se sont donc prolongés pendant une partie de sa durée. D'ailleurs, l'étude des amphibolites non feldspathiques des Aravais conduit à la même conclusion. Là aussi on peut noter un écrasement postérieur à l'ouralitisation des diallages et antérieur à la recristallisation des amphi-

---

[10] Le fait d'être moins séricitisées que le diorite micacé du Sériou peut être expliqué par l'inégalité dans l'espace de l'intensité du métamorphisme épi. Le même fait se retrouve dans les amphibolites feldspathiques associées aux gabbros du Tabor.

boles. Il en est de même pour les amphibolites de Roumayoux, dans lesquelles l'écrasement et le laminage des nids de talc se situent avant la fin du méso-métamorphisme.

c) *Conclusions.* — La similitude de la transformation des aplites et du diorite micacé nous permet de croire qu'elles sont *contemporaines et appartiennent à la même série d'injections.* D'ailleurs, la richesse en zircon du diorite micacé semble bien indiquer qu'il s'agit ici d'un magma tout à fait différent du magma gabbroïque. En effet, nous n'avons jamais rencontré de zircon même dans les types les plus leucocrates des gabbros du Tabor.

L'origine différente des deux magmas découle aussi de la nature des éléments colorés des deux roches. Celui du diorite micacé (biotite) permet de le classer dans le type magnésien des plagioclasolites leucocrates (19). Par contre, l'augite — baryllite originel des gabbros du Tabor — détermine leur nature calco-magnésienne.

Il faut remarquer ici l'intérêt pétrographique du diorite micacé du Col du Sériou, qui est un type peu fréquent parmi les plagioclasolites. On pourrait expliquer sa composition minéralogique particulière par *l'action endomorphe des gabbros et serpentines sur le magma aplitique qui les a traversés.* Ce magma, essentiellement sodique, a subi un appauvrissement relatif en silice et en soude, compensé par un enrichissement en chaux et en magnésie, ce qui s'est traduit par la disparition du quartz et la formation des plagioclases (oligoclase-andésine) et de mica noir. Par contre, les autres filons aplitiques du Tabor, ne traversant que les schistes ou tout au plus la partie inférieure du complexe amphibolique, ont conservé leur composition chimique initiale.

VIII. — Résumé et conclusions.

L'étude des serpentines du Tabor et des roches qui y sont associées nous permet donc d'affirmer leur ancienneté et de définir quelques moments importants de leur histoire.

Tout d'abord, ces roches font partie de *la série cristallophyllienne* qui constitue ce qu'on a l'habitude d'appeler le « *massif hercynien* » de Belledonne.

La mise en place du magma basique et la différenciation d'un massif péridotique au sein du massif de gabbro se sont donc effectuées avant l'époque du métamorphisme général antéhouiller qui a transformé les terrains anciens de Belledonne et a donné naissance à sa série cristallophyllienne.

Les transformations et les recristallisations produites par ce métamorphisme ont été très complètes. Cependant on peut entrevoir à travers ce « coup d'éponge » général quelques détails de l'histoire du massif, antérieurement et pendant cette époque principale.

La phase la plus importante que met en évidence l'étude pétrographique est celle des mouvements tectoniques anciens qui ont fortement écrasé les roches du Tabor. C'est cet écrasement qui a rendu possible la naissance d'amphibolites, car les roches non écrasées n'ont subi qu'une recristallisation partielle. Les paroxysmes principaux de cette phase se sont produits probablement avant l'époque du métamorphisme. Cependant ils se sont poursuivis aussi pendant cette dernière, car certaines amphibolites non feldspathiques ont enregistré plusieurs phases d'écrasement.

Cette phase tectonique ancienne a été suivie de près ou même accompagnée d'injection de filons aplitiques. Leur état interstratifié dans les amphibolites et les schistes sous-jacents démontre que l'injection s'est produite dans des terrains déjà métamorphisés et qui ont déjà acquis leur état lité. Cependant

la nature gneissique de ces filons prouve qu'ils ont aussi subi les effets d'efforts tectoniques et de la phase du métamorphisme.

En ce qui concerne les conditions physico-chimiques pendant l'époque du métamorphisme, elles ont été celles de la partie inférieure de la zone *méso* de GRUBENMANN, qui comme on le sait est caractérisée par la formation de hornblende et de plagioclases et par l'instabilité des pyroxènes et de l'olivine. Ces conditions n'étaient pas invariables dans le temps et dans l'espace. Il est difficile, sinon impossible, à l'heure actuelle, de reconstituer la succession de ces variations, car la plupart des minéraux (feldspaths, péridot, pyroxènes orthorhombiques) ne montrent que l'effet global de toute cette période. Ce ne sont que le pyroxène monoclinique et la hornblende qui permettent de reconnaître un stade d'ouralitisation, c'est-à-dire de l'instabilité du diallage, et un autre de recristallisation de l'amphibole, pendant lequel l'ouralitisation s'arrête. La succession de ces deux stades semble indiquer l'augmentation de l'intensité du métamorphisme, ou autrement dit de l'enfoncement de la région vers le domaine du métamorphisme *cata* qui est caractérisé par la naissance des pyroxènes.

La chronologie relative de ces détails de l'histoire ancienne du massif du Tabor peut être établie schématiquement de la façon suivante. Bien entendu, ce schéma ne peut nullement prétendre à être complet et ne fait que résumer les faits établis par l'étude pétrographique :

1° Intrusion du magma basique et différenciation du massif péridotique;

2° Phase d'écrasement intense;

3° Epoque de métamorphisme :

a) Stade caractérisé par l'ouralitisation des diallages; écrasement partiel;

b) Stade de recristallisation de la hornblende; injection des aplites et écrasement partiel;

c) Recristallisations finales (en particulier des filons aplitiques).

L'histoire *postérieure à l'époque du méso-métamorphisme* comprend les grandes phases suivantes :

1° Une *deuxième époque de métamorphisme* beaucoup plus récente, certainement anté-alpine, mais que nous ne pouvons pas encore dater par rapport aux mouvements hercyniens, a modifié une fois de plus l'équilibre physico-chimique et a provoqué une nouvelle recristallisation partielle de la matière. Son intensité n'a pas dépassé celle de la zone *épi :* c'est l'époque des serpentinisations finales et probablement de la recristallisation de l'antigorite. A cette époque se produit la séricitisation intense et l'albitisation des feldspaths. C'est elle qui a donné naissance à la chlorite, la préhnite, la zoïsite, etc.

2° La *phase tectonique hercynienne* a trouvé le massif de Belledonne déjà figé depuis longtemps. Au Tabor, elle n'a produit que de grandes dislocations de style cassant. Le morcellement du massif gabbro-amphibolique a été accompagné d'une surélévation de l'ensemble de la région en un vaste pli de fond, nivelé ensuite par l'érosion antétriasique.

3° Il en est de même des *mouvements alpins.* D'une force tangentielle beaucoup plus grande, ils ont provoqué le puissant chevauchement de la « zone interne » du grand pli de fond de Belledonne, sur la « zone externe », et le refoulement vers l'extérieur de la masse sédimentaire de la zone synclinale qui les séparait. Au Tabor, l'effet de ces mouvements fut le décollement de la couverture secondaire de son substratum ancien et du massif de serpentine par rapport aux gabbros et aux amphibolites. La masse rigide de ces dernières s'est trouvée débitée en blocs et en écailles qui, en se déplaçant les uns par rapport aux autres, ont pincé des lambeaux de serpentine et de calcaire triasique.

Liste bibliographique des travaux cités dans le texte.

(*C. R. A. S.* = Comptes rendus de l'Académie des Sciences.)

1. LORY (Ch.). — Description géologique du Dauphiné pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province. Paris, 1860, p. 188.

2. LACROIX (A.). — Minéralogie de la France. Paris, 1893, t. 1, p. 174 et 417.

3. DUPARC (L.) et DELEBECQUE (A.). — Gabbros et amphibolites du massif de Belledonne (*C. R. A. S.*, 1894, t. 118, p. 673).

4. DUPARC (L.). — Roches éruptives de la chaîne de Belledonne (*Arch. Sc. Phys. Nat. Genève*, 1894, t. 31, p. 608).

5. DUPARC (L.). — Roches éruptives basiques et amphibolites de Belledonne (*Bull. Carte Géol. Fr.*, 1895-1896, t. 8, p. 1).

6. GRUBENMANN (U.). — Die kristallinen Schiefer. Berlin, 1907, t. 2, p. 86 et 109.

7. TERMIER (P.). — Nouvelles observations géologiques sur la chaîne de Belledonne (*C. R. A. S.*, 1901, t. 133, p. 897).

8. TERMIER (P.). — Sur l'ancienneté des roches vertes de la chaîne de Belledonne (*C. R. A. S.*, 1911, t. 152, p. 665).

9. BENSON (W. N.). — The origine of serpentine (*Am. Journ. of Sc.*, 5e série, 1918, t. 46, n° 276).

10. CAMPBEL-SMITH (W.). — On a compact chlorite from Bernstein, Austria (*Miner. Magaz.*, 1924, t. 20, p. 241).

11. ORCEL (J.). — Recherches sur la composition chimique des chlorites. Thèse (*Bull. Soc. Fr. Min.*, 1927, t. 50).

12. MAUGUIN (Ch.). — La maille cristalline des chlorites (*Livre Jubilaire de la Soc. Fr. Min.*, 1930, p. 279).

13. LORY (P.). — Quatre journées d'excursions géologiques au Sud de Grenoble (*Trav. Lab. Géol. de la Fac. Sc. Univ. Grenoble*, 1931, t. 15, fasc. 3, p. 125).

14. CHOUBERT (G. et B.). — Nouvelles observations tectoniques sur le massif du Tabor (*C. R. A. S.*, 1933, t. 196, p. 1040).

15. CHOUBERT (G.). — Sur l'âge des gabbros du Tabor (Dauphiné) (*C. R. du 66e Congr. des Soc. Sav.*, 1933, p. 148).

16. CAILLÈRE (Mlle S.). — Etude de la dissociation thermique des minéraux des serpentines (*C. R. A. S.*, 1933, t. 196, p. 628).

17. CAILLÈRE (Mlle S.). — Recherches sur les serpentines (*C. R. du 66e Congr. des Soc. Sav.*, 1933, p. 134).

18. CAILLÈRE (Mlle S.). — Sur l'incandescence de certaines serpentines après leur déshydratation (*C. R. A. S.*, 1934, t. 198, p. 1354).

19. LACROIX (A.). — Classification des roches éruptives; appendice à la Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine (*Bull. Serv. Géol. Indochine*, 1933, t. 20, fasc. 3, p. 192).