



Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France)

Dieter Markus Steen

► To cite this version:

Dieter Markus Steen. Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). Pétrographie. University of Geneva, 1972. Français. NNT: . tel-00875400v1

HAL Id: tel-00875400

<https://theses.hal.science/tel-00875400v1>

Submitted on 22 Oct 2013 (v1), last revised 30 Oct 2013 (v2)

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

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



UNIVERSITE DE GENEVE

Faculté des Sciences

Département de Minéralogie
et Géophysique

Professeur : Marc Vuagnat

ETUDE GEOLOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE
DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE DE LA
HAUTE - UBAYE (BASSES - ALPES, FRANCE)

16 JAN. 1973

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

par

Dieter Markus STEEN

de Zürich

Mémoire du Département de Minéralogie
de l'Université de Genève

N° 2



Genève

Imprimerie de la Section de Physique

1972

UNIVERSITE DE GENEVE

Faculté des Sciences

Département de Minéralogie
et Géophysique

Professeur : Marc Vuagnat

ETUDE GEOLOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE
DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE DE LA
HAUTE - UBAYE (BASSES - ALPES, FRANCE)

par
Dieter Markus STEEN
de Zürich

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

Mémoire du Département de Minéralogie
de l'Université de Genève

N° 2

Genève
Imprimerie de la Section de Physique
1972

10109109

A MES PARENTS

ABSTRACT

The area studied is located in the Haute-Ubaye region of the Western Alps (Basses-Alpes, France). In this region, approximately 30 square kilometers of ophiolitic formations were mapped in a scale of 1:10'000. The ophiolites occur in the western and external part of the so-called "zone piémontaise".

The following characteristic ophiolitic sequence with its associated sedimentary rocks can be described : Metadolerites at the base succeeded by a complex formation consisting principally of brecciated pillow lavas partially reworked by further lava ("Facies de passage"). This formation is overlain in turn by a thick mass of pillow lavas which at the top grade into pillow breccias. Radiolarian cherts, succeeded by marmorean limestones and the "Formation de la Replatte", cover the ophiolites. The "Formation de la Replatte" is characterized by a regular alternation of thin siliceous limestone and clayey slate beds. The radiolarian cherts and the marmorean limestones are not always present and may be proxied for by volcano-sedimentary breccias. Serpentinities occur within the sequence in a position which cannot be clearly defined. Two distinctly different types of ophicalcites are associated with the serpentinites. Indirect evidence indicates an Upper Jurassic to Lower Cretaceous age for the ophiolitic activity and the deposition of the associated sediments. Similar sequences are known to exist in a number of other ophiolitic bodies along the "zone piémontaise". It is not possible to specify whether there is a tectonic or stratigraphic relation between the sequence just described and the "Calcschistes" of the "zone piémontaise".

The rocks of the ophiolite suite are typical of the Steinmann trilogy. Metadolerites and metabasalts are by far the most abundant rocks. They form dikes, sills, pillow lavas and several types of volcanic breccias. Their chemical composition is basaltic to spilitic. Metagabbros occur only as blocks in a volcano-sedimentary breccia. Their chemistry is different from that of the metadolerites and the metabasalts. Serpentinities are mainly derived from harzburgites, more rarely from dunites or lherzolites. Formation of some antigorite takes place during the principal phase of alpine metamorphism. The contact between serpentinites and wall-rock is characterized by reaction rims of rodingitic affinity with development of calc-silicates

(diopside, tremolite, pumpellyite, lawsonite) and of chlorite. Metaalbitites, metadolerites and sedimentary rocks are found as inclusions in serpentinites. The margins of these inclusions were transformed during three successive stages. During first stage calc-silicates, principally lawsonite and pumpellyite, were formed. During the second and third stage, a chloritic zone of varying composition was developed toward the edge.

Spilitization is believed to be a secondary process taking place after complete cooling of the dolerites and before the major alpine metamorphism. It is suggested that spilitization is caused by a low grade metamorphism comparable to some extent to that taking place in subrecent basalts of the oceanic ridges.

The different members of the ophiolitic trilogy are believed to originate from the same paleogeographic region. It seems possible that during alpine orogenic movements, the ophiolites and the associated sediments were part of a nappe which was more or less independent of the "Calcschistes piémontais", and which is sometimes referred to as "nappe des ophiolites".

The alpine metamorphism had a plurifacial character in the region under study. The following age sequence can be postulated :

- 1) blueschist facies. In some instances two different assemblages can be observed :
 - a) jadeitic pyroxene - lawsonite.
 - b) glaucophane - lawsonite and / or pumpellyite.
- 2) greenschist facies as a result of retrograde metamorphism.

Consideration of variations of fluids pressure and especially of fluids composition is essential to the understanding of the irregular distribution of the different blueschist assemblages.

Total pressures between 5,5 and 9,5 kb are necessary to form the assemblages 1a and 1b. Consideration on regional geology indicates that such high total pressures are partly due to tectonic overpressures in the range of 3 - 5 kb.

The existence of different facies of metamorphism in the same region is most likely the consequence of a rather complex tectonic history.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 50
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

TABLE DES MATIERES

27 AOUT 2003

Avant-propos	9
Introduction	11
Situation géographique	11
Situation géologique	11
Répartition des ophiolites	14
But du travail	16

Première partie

DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Introduction	17
1. LES COULEES DIABASIQUES DE LA "PETITE CHABRIERE" OU MASSE OCCIDENTALE	18
1.1. Situation	18
1.2. Description	18
1.3. Conclusions	31
2. LE COMPLEXE ERUPTIF DES DEUX PELVATS	32
2.1. Situation	32
2.2. Description	32
2.3. Conclusions	42
3. LE COMPLEXE SERPENTINEUX DE LA CRETE DE LA GAVIA ..	45
3.1. Situation	45
3.2. Description	45
3.3. Conclusions	50

4. LES AFFLEUREMENTS DE SERPENTINITES DU VALLON DE CHABRIERE	51
5. LES OPHIOLITES EN PETITES MASSES LENTICULAIRES JALONNANT LE CONTACT AVEC LA ZONE BRIANCONNAISE SENSU LATO	54
5.1. Lentille diabasique visible, au dessus de Combebrémond, sur la rive droite de l'Ubaye ..	54
5.2. Ophiolites de la carrière de "marbre" de Maurin	56
6. CONCLUSIONS DE LA PREMIERE PARTIE	57

Deuxième partie

DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES

1. LES METADOLERITES GROSSIERES ET LES METAGABBROS ...	60
1.1. Les métadolérites grossières du massif des deux Pelvats	60
A. Métadolérites albito-augitiques à chlorite interstitielle, peu affectées par les recristallisations métamorphiques	60
B. Métadolérites albito-chloritiques à augite et à hornblende, à cristallisations peu abondantes de glaucophane	66
C. Métadolérites albito-chloritiques à hornblende, très riches en glaucophane	74
D. Métadolérites albito-chloritiques	84
E. Conclusions à l'étude des métadolérites du massif des deux Pelvats	88
1.2. Les métagabbros de la masse occidentale	91
2. LES METADIABASES MASSIVES A STRUCTURE FINE	98
3. LES METADIABASES EN COUSSINS	103
3.1. Les métadiabases en coussins du Pic du Pelvat.	103
A. Métadiabases en coussins à amphibole bleue et actinote	104
B. Métadiabases en coussins à pyroxène sodique aegyrinique	109

3.2. Les métadiabases en coussins de la masse occidentale	116
3.3. Conclusions sur les métadiabases en coussins.	123
4. LES BRECHES DIABASIQUES	126
4.1. Les brèches d'éclatement de coussins	126
4.2. Les brèches diabasiques du "faciès de passage "	131
4.3. Les brèches diabasiques remaniées	135
4.4. Conclusions et résumé concernant les trois types de brèches diabasiques.....	147
5. LES SERPENTINITES	149
6. LES ROCHES CONNEXES AUX SERPENTINITES	160
6.1. Les ophicalcites	160
6.2. Les contacts entre serpentinites et roches contigües	166
A. Contact serpentinite - dolérite et brèche diabasique du Pic du Pelvat	166
B. Contact serpentinite - coulée diabasique de la masse occidentale.....	167
C. Contact serpentinite - métadolérite du Pelvat de Chabrière	168
D. Résumé et conclusions.....	169
6.3. Les inclusions dans les serpentinites	171
A. Inclusions doléritiques et diabasiques	172
B. Inclusions albititiques - jadéititiques (méta-albitites)	173
C. Inclusions d'origine sédimentaire	182
D. Conclusions à propos des inclusions dans les serpentinites.....	183
7. LES JASPES RECRISTALLISES	186

Troisième partie

CONCLUSIONS GENERALES

1. LE CHIMISME DES OPHIOLITES DE LA HAUTE-UBAYE	189
2. GRANDS TRAITS PALEO GEOGRAPHIQUES	200
3. LES EFFETS DU METAMORPHISME ALPIN SUR LES OPHIOLITES DE LA HAUTE-UBAYE	204

Bibliographie	217
---------------------	-----

Annexes : 8 dépliants (cartes et coupes géologiques).

AVANT - PROPOS

Les ophiolites de la Haute-Ubaye, notamment celles du vallon de Chabrière, n'étaient pratiquement pas connues jusqu'à ces dernières années (la carte géologique au 1/80.000e n'indique que quelques minces bandes de serpentinites, par ailleurs localisées de manière inexacte). Après une première reconnaissance sur le terrain, entreprise par M. Lemoine, l'étude cartographique et pétrographique détaillée de la région me fut confiée, en 1965, à la suite d'un accord intervenu entre les professeurs M. Lemoine et M. Vuagnat.

Ce travail a été mené sous la direction du professeur M. Vuagnat, doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Genève. Je tiens à lui exprimer ici ma profonde reconnaissance et à le remercier très sincèrement pour l'aide et les précieux conseils dont il m'a fait bénéficier tant sur le plan scientifique que sur le plan humain. Au laboratoire, comme sur le terrain, l'appui qu'il n'a jamais cessé de me prodiguer fut d'une valeur inestimable.

Je désire exprimer ma plus vive gratitude au professeur M. Lemoine de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Fin connaisseur des problèmes de la géologie alpine, il m'a fait largement profiter de sa grande expérience sans jamais épargner ni ses conseils ni ses suggestions. Je ne saurais oublier le riche enseignement que j'ai retiré lors de nos excursions communes ainsi que sa gentillesse qui me furent d'un grand encouragement.

Je tiens aussi à exprimer toute ma gratitude au professeur R. Chessex à qui je dois les bases de ma formation dans le domaine de la pétrographie des roches métamorphiques. A tout moment, il a porté un très vif intérêt aux problèmes géologiques et pétrographiques apparus au cours de cette étude. Ses remarques judicieuses, ses critiques, ont joué un rôle important dans l'exécution de ce travail.

Les professeurs M. Delaloye, Ch. Ducloz, R. Galopin, Aug. Lombard et F. Jaffé m'ont fait largement bénéficier de leur riche expérience scientifique. Qu'il me soit permis de leur exprimer ici ma reconnaissance pour le soutien qu'ils m'ont toujours accordé.

Le Dr. J. Bertrand m'a aidé dans une grande mesure à élargir mes connaissances pétrographiques. Je le remercie avec plus de reconnaissance encore pour le temps qu'il a bien voulu consacrer à la correction de mon manuscrit.

Tout au long de ce travail, j'ai eu l'occasion de contracter de nombreuses autres dettes de reconnaissances. Le professeur P. Bearth, de l'Université de Bâle, ainsi que le professeur W.G. Ernst, de l'Université de Californie, m'ont fait l'honneur de me rendre visite sur le terrain. Grands connaisseurs des "schistes bleus", ils m'ont permis, par leurs suggestions intéressantes, d'éclaircir de nombreux problèmes épineux.

Mademoiselle Dr. P. Voldet et Madame N. Monnier, chimistes, Monsieur P. Zbinden, dessinateur, ainsi que les préparateurs de l'Ecole des Sciences de la Terre ont, les uns et les autres, participé activement à l'élaboration de ce travail. Qu'ils en soient remerciés.

Je désire aussi remercier Mademoiselle N. Rihs et Madame A. Losi qui m'ont aidé dans le fastidieux travail de dactylographie.

Je ne saurais oublier tous mes camarades d'études. Leur collaboration amicale fut pour moi d'un soutien constant.

Enfin, je voudrais exprimer toute ma gratitude à mes parents pour les encouragements et pour l'aide qu'ils n'ont jamais cessé de m'apporter.

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

Situation géographique

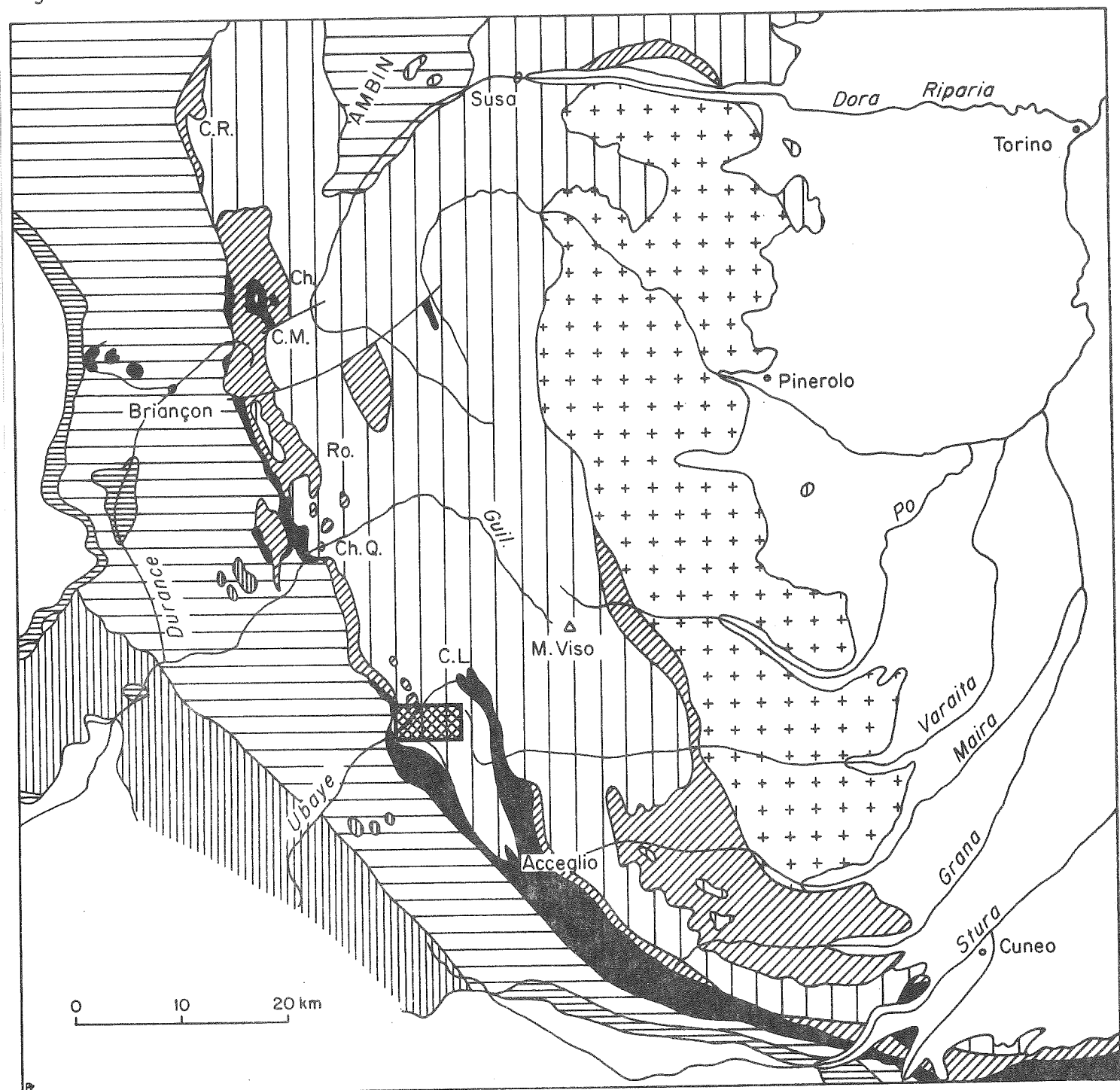
La région dont l'étude fait l'objet du présent travail se situe dans les Alpes Cottiennes, à environ 15 km au S.-W. du Mont Viso. En suivant la rive droite de l'Ubaye, on l'atteint par la petite route carrossable menant de St-Paul-sur-Ubaye au village de Maurin (Basses-Alpes, France). Ce secteur est entièrement compris dans le quadrant N.-W. de la feuille "Aiguille de Chambeyron" (carte de France au 1/50.000ème : feuille XXXVI-38).

Situation géologique

Du point de vue géologique, ces ophiolites, situées dans le domaine des calcschistes piémontais, se trouvent non loin du contact avec la zone briançonnaise s.l. (fig. 1). Plus précisément, elles apparaissent dans la zone synclinale piémontaise, d'une part entre la bande d'Acceglio-Longet (Briançonnais interne) à l'E., et d'autre part la zone du Roure à l'W. (fig. 2); cette dernière, branche de la zone d'Acceglio, chevauche les calcschistes piémontais et se trouve elle-même chevauchée par la zone briançonnaise s.str. Quant à la bande d'Acceglio-Longet, elle constitue une fenêtre au sein des calcschistes piémontais et se poursuit vers le N. jusqu'aux sources de l'Ubaye (Michard, 1959). Autre élément structurale représenté dans la vallée de l'Ubaye : la zone du Gondran à laquelle appartient la grande klippe du Péouvou rétrocharriée en "faux synclinal" sur les calcschistes piémontais. Le petit affleurement de Trias dolomitique à Maurin est aussi un témoin de cette zone.

En résumé, en remontant l'Ubaye, nous observons les unités tectoniques suivantes l'W. en E. :

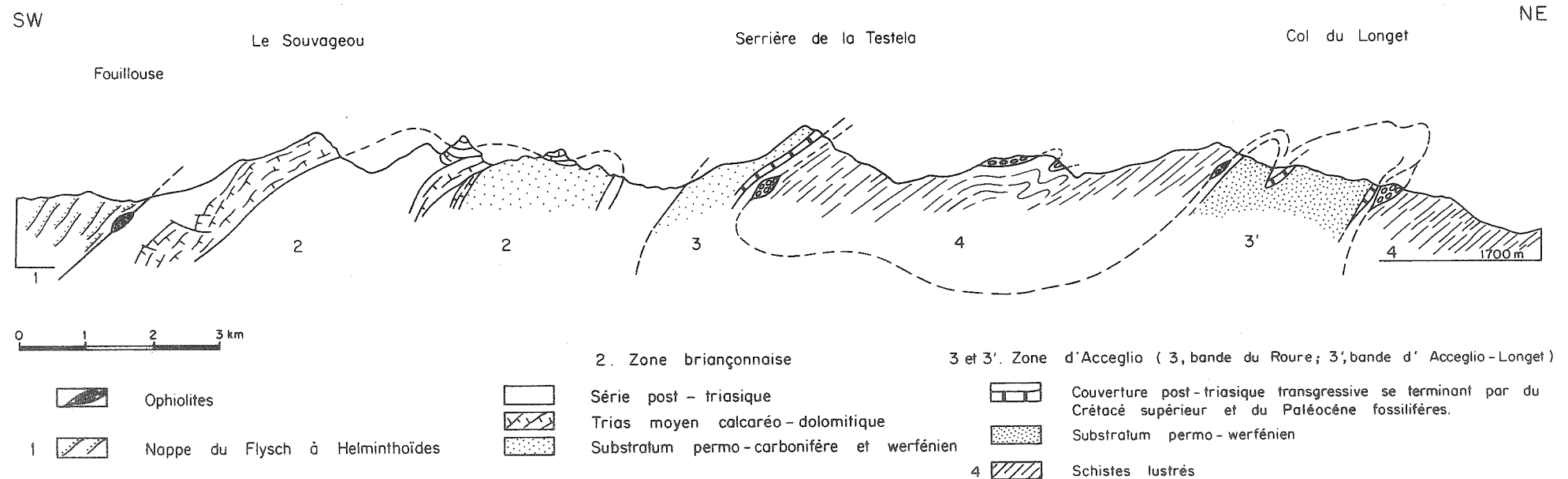
Figure 1



Esquisse structurale des Alpes Cottiennes franco-italiennes (d'après M.Lemoine 1964)

	Nappe du Flysch à Helminthoïdes		Zone d'Acceglio, écaïlles intermédiaires et klippes de la 4 ^e écaïlle.			
	Schistes lustrés piémontais s. str.		Zone briançonnaise s. str.			
	Série du Gondran, du Val Grana, etc.		Zone subbriançonnaise			
	Massif cristallin pré-triasique Dora-Maira (y compris la série sédimentaire propre, non distinguée)	C.L.	Col du Longet	C.R.	Col de la Roue	
		C.M.	Col du Montgenèvre	Ch.	Chaberton	
		Ch.Q.	Château - Queyras	Ro.	Rochebrune	

Fig. 2 : COUPE SIMPLIFIÉE EN RIVE GAUCHE (SUD) DE L'UBAYE
(d'après M. Lemoine 1964 et M. Gidon 1962)



- a) le flysch de l'Embrunais-Ubaye, d'âge crétacé supérieur, probablement originaire d'un domaine piémontais s.l.
- b) Les unités briançonnaises proprement dites avec un Trias moyen calcaréo-dolomitique, épais, surmonté par une série post-triasique mince et lacunaire.
- c) La bande siliceuse du Roure caractérisée par l'absence du Trias moyen calcaréo-dolomitique et par la transgression, sur les quartzites du Trias inférieur ou sur le Permien, de sédiments post-triasiques d'affinités briançonnaise ou piémontaise.
Cette zone réapparaît au milieu des calcschistes piémontais dans la bande d'Acceglio-Longet.
- d) Les unités "prépiémontaises" de la zone du Gondran, rétrocharriées sur la zone piémontaise et comprenant un Trias dolomitique épais, le Rhétien et un Lias à brèches dolomitiques granoclassées.
- e) Les calcschistes piémontais avec d'importants affleurements d'ophiolites accompagnées d'une série sédimentaire particulière; les problèmes soulevés par une telle association ont déjà fait l'objet d'une publication antérieure (M. LEMOINE, D. STEEN et M. VUAGNAT, 1970).

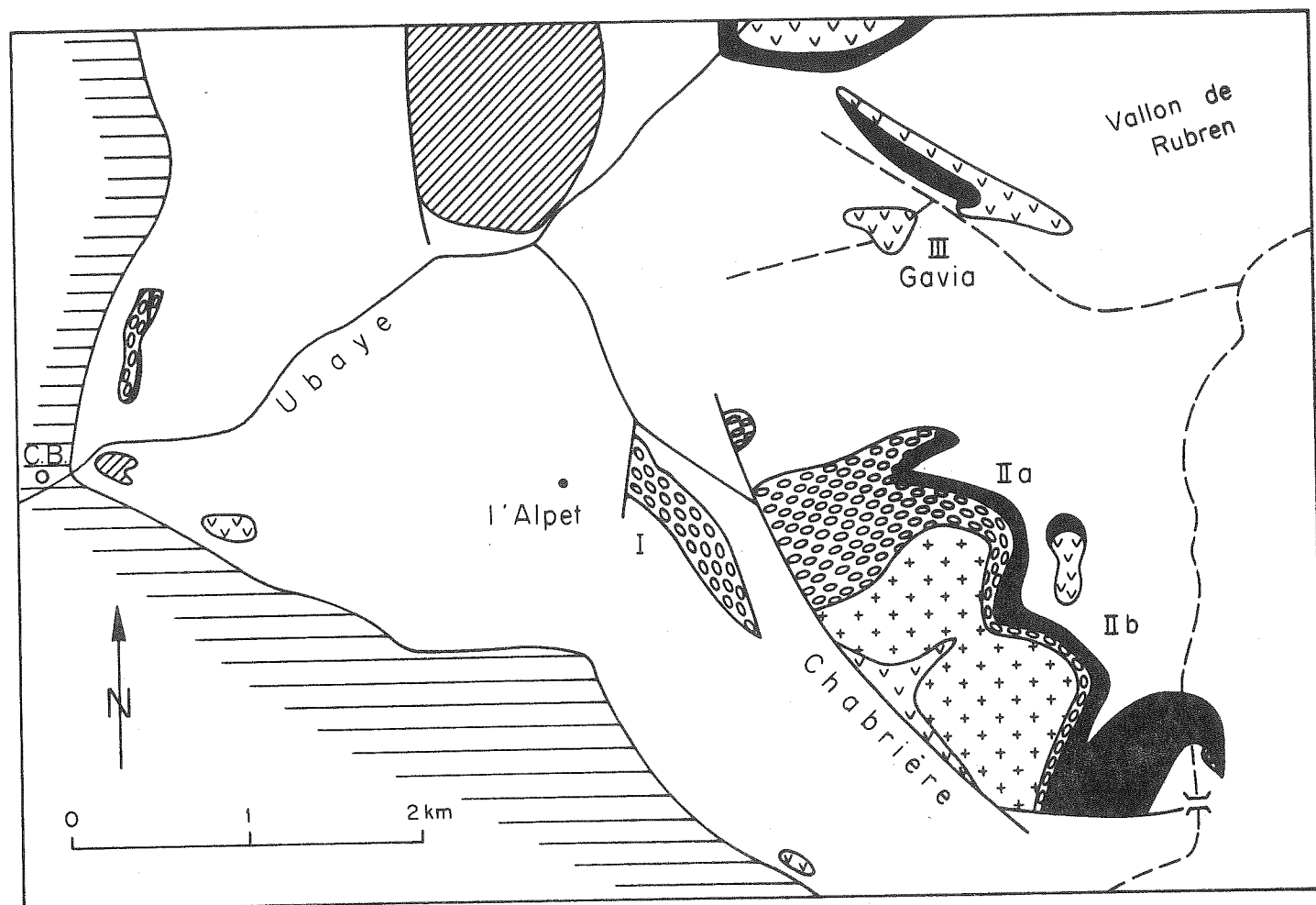
Répartition des ophiolites

Les ophiolites étudiées se distribuent en trois massifs assez importants (fig. 3) :

- a) les diabases métamorphiques de la "Petite Chabrière" ou masse occidentale, qui affleurent sur la rive gauche du vallon de Chabrière;
- b) le complexe ophiolitique des deux Pelvats, localisé sur la rive droite du vallon de Chabrière (Pic du Pelvat, 3217 m, Pelvat de Chabrière, 3154 m);
- c) le complexe serpentineux de la Gavie, qui apparaît sur la rive gauche du "beal" de Rubrun.

Il faut encore mentionner les petits affleurements lenticulaires qui jalonnent le contact avec la zone briançonnaise s.l.: les serpentinites et les ophicalcites de la carrière de marbre, à Maurin, de même que les diabases métamorphiques visibles sur la rive droite de l'Ubaye, au-dessus de Combebrémond.

Figure 3



Carte schématique des affleurements :

	Calcschistes piémontais et formation de la Replatte, non distinguée de ces derniers.		Serpentinites
	Marbres en dalles et jaspes		Trias dolomitique (lambeaux de rétro-) -charriage
	Diabases en coussins et brèches diabasiques		Zone briançonnaise (y compris la zone) d'Acceglio.
	Dolérites		

I : Les ophiolites de la rive gauche du vallon de Chabrière (masse occidentale)

II a : Les ophiolites du Pic du Pelvat

II b : Les ophiolites du Pelvat de Chabrière.

III : Les ophiolites de la Gavia.

C.B : Combe Brémond

But du travail

Apporter une description pétrographique détaillée de ces massifs ophiolitiques, tel est le but essentiel que nous avons voulu atteindre. Une telle description est doublement intéressante; elle aidera en effet à :

- déterminer la nature originelle de ces roches vertes et, la même, à préciser leur mode de formation;
- mettre en évidence les modifications ultérieures subies par ces roches et ainsi à améliorer nos connaissances sur la nature du métamorphisme qui a affecté cette région.

Première partie

DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Nous étudierons les affleurements suivants (voir dépliant 1) :

1. Les coulées diabasiques de la "Petite Chabrière", ou masse occidentales.
2. Le complexe éruptif ophiolitique des deux Pelvats.
3. Le complexe serpentineux de la crête de la Gavie et ses inclusions.
4. Les affleurements de serpentinites du vallon de Chabrière.
5. Les ophiolites en petites masses lenticulaires jalonnant le contact avec la zone briançonnaise sensu lato.

Les cartes géologiques ont été établies d'après les bases topographiques des feuilles Aiguille de Chambeyron Nos 1 et 2. Un recours à la photo aérienne fut souvent indispensable étant donné les très grandes imprécisions de la carte topographique levée entre les années 1892 et 1895 et révisée en 1928.

1. LES COULEES DIABASIQUES DE LA "PETITE CHABRIERE" OU MASSE OCCIDENTALE.

1.1. Situation

En montant le vallon de Chabrière à partir du Plan de Parouart, une coulée affleure sur la rive gauche (dépliant 2a); elle forme une falaise, presque verticale, haute de 200 m, et se distingue ainsi nettement des niveaux de calcschistes qui donnent ici des versants à pente plus douce. L'affleurement est allongé selon l'axe N.-W. - S.-E. du vallon et présente une longueur de 1200 m. Un petit pic, dans la partie S.-W., en constitue le point culminant, à 2700 m d'altitude.

A 250 m au S.-W. de cette falaise, dans l'axe du vallon, un plus petit escarpement ophiolitique, long de 150 m et haut de 30 m, apparaît dans la pente, à cet endroit recouverte d'éboulis de calcschistes; cet affleurement correspond probablement à la continuation de la coulée principale dont il est séparé par une zone de failles.

1.2. Description

Il est avantageux d'entreprendre l'étude de ce petit massif ophiolitique en effectuant deux coupes transversales (N.-E. - S.-W.), l'une passant par le côté N.-W. (coupe I), l'autre par la partie S.-E. (coupe II).

Coupe I :

De bas en haut, nous observons la succession suivante (dépliant 2b) :

- a) Calcschistes banaux, en grande partie recouverts d'éboulis, visibles uniquement dans la partie centrale de l'affleurement, à environ 2370 m d'altitude. Ces calcschistes se présentent sous forme de plaquettes calcaréo-schisteuses et gréseuses, de teinte grise à patine rousse.
- b) "Formation de la Replatte" : Cette formation, qui doit son nom à la Replatte de Gondran, située au S. du col du Mont-genèvre (LEMOINE, 1970), est constituée par des schistes argilo-siliceux ("phyllades") gris ou noirs, parfois verdâtres, plus ou moins luisants, dans lesquels s'intercalent des bancs, d'épaisseur (0,10 à 2 m) et d'espacement (0,05 à 2 m) variables, de calcaires gris à noirs très caractéristiques. On observe, en effet, sur les tranches

altérées de ces bancs, une fine "trame rousse" maillée, formée d'un fin réseau, de dimensions millimétriques, de matière siliceuse ou argilo-siliceuse, de couleur rousse à roux-verdâtre, emprisonnant des restes calcaires. Cette "trame rousse", qui apparaît en relief étant donné la dissolution plus importante du calcaire, devient de plus en plus dense au fur et à mesure que l'on s'approche des épontes des bancs calcaires, de sorte qu'il y a passage progressif, mais rapide, à la roche siliceuse gris-verdâtre qui encadre ces bancs calcaires et qui passe aux schistes encaissants; ceci explique pourquoi certains échantillons déchaussés de l'affleurement apparaissent comme des "sandwiches" formés de calcaire tramé pris entre de minces lames, en relief, de matière siliceuse, aspect qui d'ailleurs n'est pas sans évoquer certains "palombini" des Apennins ou des Grisons ("trame rousse" mise à part). L'épaisseur de cette formation est de 25 m au pied de la falaise; il est toutefois impossible d'affirmer que ce soit là son épaisseur réelle, car de nombreux replis isoclinaux apparaissent toujours dans ces niveaux comme le montrent clairement les bancs calcaires, discontinus et très fortement boudinés.

Vers le haut de cet horizon sédimentaire, l'épaisseur et la fréquence des bancs calcaires augmentent sensiblement. La formation se termine par un banc calcaire, épais de 3 m, de couleur plus claire, ne contenant que peu de matière siliceuse ou argilo-siliceuse; ce banc constitue un terme de passage à la formation des calcaires clairs en dalles et en lauzes qui fait défaut (non déposée ou érodée) dans cette coupe. La "formation de la Replatte" présente une direction et un pendage moyens de N. 20° W., 40° S.-W.

- c) La coupe se poursuit par une formation assez hétérogène dans laquelle nous distinguons les termes suivants, de bas en haut :

- Schistes gris à noirs avec, en intercalations, quelques bancs de calcaires à trame rousse; il s'agit donc d'un niveau de transition à la formation précédente (2 m).

- Vers le haut, ces schistes se chargent d'éléments diabasiques clairs, dont l'abondance croît rapidement (0,50 m).

- Vient ensuite un banc épais, mais très lenticulaire, d'une brèche à éléments diabasiques qui proviennent avant tout de pillow-lavas et de brèches d'éclatement de coussins (ainsi que l'atteste la présence de varioles. Ces éléments que l'on sait très anguleux lors de l'éclatement, présen-

tent ici des angles assez émoussés. Leur granulométrie est très variable : 0,2 cm - 20 cm.

Le ciment, hétérogène, est de nature argilo-micacée surtout, avec des passées chloritiques, microbréchiques ou gréseuses, à petits fragments diabasiques.

L'origine de cette brèche est sans doute sédimentaire, puisque les éléments volcaniques y apparaissent remaniés. L'épaisseur de ce banc oscille entre 0,2 m et 10 m. Se trouvant particulièrement bien développée à un autre niveau de cette même coupe, cette brèche fera l'objet d'une description plus détaillée ultérieurement.

- La série se poursuit avec des schistes argileux, micacés, contenant de petits bancs, très lenticulaires, de microbrèches à éléments diabasiques dominants ainsi que des bancs de calcaires à "trame rousse" interstratifiés (10-30 m). Pendage moyen : N. 20° W., 45° S.-W.

- d) Avec un passage graduel, nous retrouvons ensuite une brèche à éléments diabasiques. Dans une matrice schisteuse, siliceuse, argilo-micacée, des éléments provenant de l'éclatement de diabases en coussins s'observent rapidement en abondance. Ces fragments, dont certains d'entre eux montrent de fort belles structures variolitiques, présentent des contours à angles émoussés et leur granulométrie est très variable (0,3 cm - 5 cm). Il est probable que cette zone de passage, épaisse d'un mètre, résulte d'un remaniement d'une brèche d'éclatement immédiatement après son dépôt.

On passe ensuite, progressivement, à une brèche d'éclatement typique à fragments de métadiabase verte, non porphyrique. La dimension des éléments de cette brèche est assez constante (environ 8 cm) ce qui contraste bien avec la granulométrie irrégulière des brèches plus ou moins remaniées.

La matrice chloritique verte contient de rares et petits fragments d'un schiste argileux rouge. Cette formation affleure sur environ 3 mètres.

- e) Par les intermédiaires suivants :

- brèche à fragments de coussins peu séparés,
- coussins très bréchoïdes,
- coussins simplement fissurés,

cette brèche passe à des coussins bien individualisés.

Ces coussins, à fissures radiales et concentriques, montrent un bord variolitique; les varioles, aplaties (2 mm/1 mm), témoignent d'une certaine déformation mécanique. Ni phénocristaux, ni vésicules ne s'observent dans la métadiabase formant cette coulée. La matrice entre les coussins, peu abondante, verte, est toujours de nature chloritique. Les conduits de lave reliant les coussins les uns aux autres forment de curieux "boudins", enflés en leur milieu et s'enchevêtrant les uns dans les autres. Malgré les déformations tectoniques considérables, il nous a été possible de déterminer qu'en cet endroit la coulée est renversée, ceci d'après la disposition des formes en "haricot" des sections transversales de coussins et d'après l'orientation des pédoncules visibles sur certains pillows.

La surface supérieure primitive de la coulée présente, au bas de la falaise, une direction N.22° W. et un pendage de 55° S.-W. (série renversée). Plus haut, la coulée se redresse rapidement, devient subverticale, le dos des coussins étant tourné vers le N.-N.-E. Vu les déformations tectoniques importantes, il est très difficile de mettre en évidence le sens de la coulée qui, rappelons-le, se détermine de la manière suivante : en avançant sur une surface de coulée, les boyaux de lave se divisent en donnant des bourgeonnements secondaires qui, à leur tour, donnent naissance à des coussins; les sommets des angles formés par le conduit nourricier et de telles diverticulatations sont tournés vers la zone d'émission de la lave (PUSZTASZERI, 1969).

Dans le cas de la coulée qui nous intéresse ici, ce critère ne donne que des résultats fort incertains; il semble néanmoins que dans cette coulée, actuellement en position subverticale, la lave se soit écoulée de haut en bas.

La paroi entière, haute de 130 m, est constituée par ces laves en coussins. La marge des coussins est en général variolitique sur 2 à 5 cm d'épaisseur. Le grand axe de ces varioles, actuellement très fortement elliptique, varie entre 2 et 10 mm. Cet aplatissement (auquel se superpose, par places, un net étirement) est lié à des conditions trop locales pour pouvoir nous renseigner sur la nature des efforts tectoniques ou de surcharge qui ont affecté la région.

Ainsi, à moins d'un mètre de distance, il est possible d'observer des varioles encore presque non déformées et d'autres très fortement lenticulaires.

Les coussins sont franchement verts, non hématitiques, mises à part quelques zones restreintes, localisées surtout au pied et dans la partie sommitale de la grande falaise, dans lesquelles les pillows apparaissent légèrement hématitiques. Ces coussins hématitiques sont caractérisés par un bord plus ou moins rouge, tandis que le centre du coussin reste vert.

Si, en bas de la falaise, les coussins sont admirablement bien conservés, malgré le caractère franchement métamorphique de la diabase (faciès schistes bleus), il n'en est pas de même pour toute la coulée. En effet, on note deux à trois passées très écrasées, constituées surtout de coussins bréchiques ou même de brèches de pillows à éléments très allongés; présentant moins de résistance aux déformations mécaniques que les coussins entiers, ces deux variétés de roches ont été tectonisées plus facilement. La schistosité de ces zones écrasées (N. 20° - 50° W, 30° - 45° S.-W.) est parallèle à la direction des grandes structures dans la région.

- f) Des pillows très bréchiques, passant à des brèches à éléments diabasiques, forment le haut de la paroi. Ces brèches sont très fortement tectonisées; leurs éléments, dont certains sont variolitiques, présentent des formes fortement ellipsoïdales attribuables, soit à un phénomène de remaniement, soit, plus probablement, à des déformations tectoniques. Le ciment, gris-vert, micacé, est schisteux (N. 30° W., 35° S.-W.); sous le microscope, nous y décelons de plus une proportion considérable de grains de quartz arrondis. Nous sommes à nouveau en présence, comme au bas de la falaise, d'une brèche d'éclatement de coussins, partiellement remaniée, comme l'indique la nature détritique du ciment.
- g) Suit une zone large de 80 m, recouverte par des éboulis, sous lesquels doivent affleurer les schistes argileux à intercalations de bancs calcaires à trame rousse et de lentilles de brèches à matériaux ophiolitiques (idem, p.19).
- h) La coupe se termine, au S.-W., par une falaise haute d'environ 30 mètres, constituée d'une brèche hétérogène.
- Les éléments de cette brèche sont de nature variée :
- diabases diversement colorées : beiges à verdâtres claires, bleutées (présence d'une certaine proportion de glaucophane), franchement vertes. Ces diabases montrent des structures variolitiques, sphérolitiques ou intersertales;
 - gros galets d'un gabbro pegmatitique (semblable, par sa structure, au gabbro affleurant sur l'arête S.-W. du Chenaillet) formés de grands cristaux de diallage bronzé et de plagioclase blanc laiteux, complètement saussuritisés; certains de ces galets, ou blocs, sont entourés d'une "auréole" de cristaux de plagioclase et de diallage détachés du fragment et disséminés dans le ciment dans une zone de plusieurs centimètres d'épaisseur;

- galets, verts à noirs, constitués principalement de chlorite et d'ilménite leucoxénisée (chloritites);
- très rares éléments sédimentaires (calcaires ou calc-schistes);
- galets, d'allure ophicalcitique, constitués de calcite largement cristallisée, de teinte blanche ou rose, de quartz et d'inclusions de minéraux verts (chlorite, hornblende verte, actinote, stilpnomélane, etc...). L'origine de ces galets peu répandus est très difficile à préciser;
- formant le centre de ce banc épais et de nature complexe, plus grandes masses, plus ou moins homogènes, de diabases en coussins ou de brèches diabasiques d'éclatement.

Le ciment de cette brèche chaotique est constitué d'une masse chloritique, carbonatée et quartzique dans laquelle nagent de petits fragments détritiques anguleux.

Par endroits, à la base du banc, on observe un schiste vert-noir, chloritique (N. 22° W., 34° S.-W.) en contact avec la brèche. Relevons encore, dans la partie supérieure de ce banc épais, le passage, local, à des roches détritiques plus fines, formées d'éléments millimétriques d'albite, de chlorite et d'une proportion variable de quartz et de calcite. Il s'agit d'un grès volcanodétritique, semblable à celui observé au N. du col du Chenaillet (PUSZTASZERI, 1969, p. 462).

La formation de telles brèches hétérogènes, particulièrement bien développées à cet endroit, pourraient résulter de l'écroulement d'un escarpement sous-marin qui faisait affleurer des roches de natures diverses (diabasique surtout et, dans une moindre mesure, gabbroïque); cet écroulement a d'ailleurs très bien pu être suivi d'un glissement sur une pente (processus à rapprocher de celui engendrant des "olistostromes").

Ces brèches sont les mêmes que celles observées en position renversée au bas de la falaise (voir sous c, p. 19). La coupe décrite ci-dessus représente donc une section au travers d'un anticlinal à coeur de diabases en coussins puisque la formation bréchique, visible de part et d'autre de ce coeur, est sans aucun doute postérieure à l'épanchement de la lave sur le fond de la mer. Cet anticlinal est cisailé par des failles (N. 40° W., 40° S.-W.) parallèles à son axe qui oblitèrent dans la partie supérieure de la falaise surtout (flanc normal de l'anticlinal), les macrostructures volcaniques. Les contacts avec les sédiments encaissants sont stratigraphiques.

Coupe II :

L'intérêt de cette seconde coupe réside dans les utiles compléments qu'elle apporte pour la connaissance de la succession complexe volcanique-sédiments associés.

Les termes décrits sous a), b) et c) dans la coupe I n'affleurent plus vers le S.-E.

Ainsi, la coupe débute par :

- d) Brèches diabasiques d'éclatement. Les éléments, très anguleux et d'une granulométrie assez constante (diamètre d'environ 10 cm), sont pris dans une matrice verte foncée, de nature chloritique. Quelques fragments montrent une zone peu épaisse, finement variolitique. Ces brèches, de quelques mètres de puissance, n'affleurent que d'une manière discontinue au pied de la falaise.
- e) Très rapidement, leur font suite des coussins intacts qui se présentent sous forme de gros boudins parcourus de fissures radiales et concentriques. Ces conduits de lave possèdent une marge variolitique d'environ trois centimètres d'épaisseur; les varioles, vert clair, mesurent de 4 à 1 mm de diamètre, en allant de l'intérieur vers l'extérieur de cette zone du coussin. La matrice chloriteuse, vert foncé, qui empâte ces varioles passe localement, lorsque son épaisseur augmente, à de véritables hyaloclastites.

La longueur des coussins dépasse souvent cinq mètres; la coulée, très redressée, montre alors un débit "en boyaux", ce qui permet de supposer que, par rapport à la position actuelle de la coulée, la lave s'est écoulée de haut en bas. La surface supérieure de l'épanchement présente une direction et un plongement de N. 40° W., 75° S.-W. (série renversée), le dos des coussins étant dirigé vers le N.-E.

Plus haut, la coulée se redresse à la verticale et passe même à la polarité normale avec un fort plongement vers le N.-E. Cette coulée forme ainsi le coeur d'un anticlinal qui, loin d'être régulièrement plissé, est fortement cisailé par des failles parallèles à son axe, dans son flanc normal surtout.

- f) Le sommet de la falaise est à nouveau constitué de pillows fortement bréchiques et de brèches de coussins semblables à celles observées au pied de la falaise. La bordure rouge, faiblement hématitique, que montrent par endroits les éléments, contraste nettement avec la matrice chloriteuse verte. L'épaisseur de cet horizon bréchique est très variable (0 - 10 m).
- g) Vient ensuite un niveau sédimentaire dont l'épaisseur varie de 80 m au N.-W. à 20 m au S.-E. Il s'agit de schistes argileux, gris ou noirs, avec des intercalations de bancs de calcaires à trame rousse, ensemble que l'on a déjà rencontré au bas de la partie N.-W. de la falaise. Deux petits bancs lenti-

culaires sont interstratifiés dans ces phyllades; ils sont constitués d'une brèche à éléments diabasiques et chloriteux. Ces fragments, de teinte beige ou verte, présentent des angles émoussés; leur granulométrie est très variable. Le ciment est de nature argilo-micacée. Ces caractères parlent en faveur d'une origine sédimentaire et non d'éclatement pour ces brèches dont l'orientation est par ailleurs la suivante : N. 34° W., 48° S.-W.). En allant vers le N.-W., cet ensemble disparaît sous les éboulis.

- h) Continuant de monter, on atteint un escarpement rocheux, haut de 30 m, constitué par des brèches hétérogènes, d'allure plus ou moins sédimentaire; ces brèches sont les mêmes que celles décrites auparavant dans la coupe I, sous h), p. 22. Le passage de g) à h) est graduel et s'étend sur une zone d'environ 2 m d'épaisseur : les éléments, diabasiques ou gabbroïques, apparaissent avec une abondance croissante dans les schistes noirs qui disparaissent graduellement pour faire place à la brèche qui contient encore, en intercalations, quelques bancs boudinés d'un calcaire largement cristallisé; mais, à leur tour, ces intercalations de calcaire disparaissent rapidement.

De même, le contact avec la formation de la Replatte qui fait suite, est stratigraphique. En effet, surmontant la brèche polygénique, apparaît un schiste gris-vert avec quartz, albite et chlorite. L'épaisseur de cet horizon, dont la nature fait penser à certaines roches volcano-détritiques gréseuses, n'est que très réduite (environ 30 cm); son orientation est la suivante : N. 36° W., 35° S.-W.

- i) Formation de la Replatte avec schistes argileux noirs et bancs de calcaires noirs à trame rousse.

A 1,5 m du contact avec le niveau h), intercalation d'un petit banc, épais de 40 cm, constitué d'une brèche hétérogène à matériaux ophiolitiques.

Il est difficile d'évaluer l'épaisseur de la formation de la Replatte; en effet, il n'a pas été possible de localiser avec précision le contact avec les calcschistes banaux car ces deux formations sont très intimement replissées l'une dans l'autre. Cette épaisseur semble toutefois être supérieure à 20 m.

- j) Calcschistes gréseux, roux, en petits bancs et plaquettes prolongeant l'arête vers le S.-E. Il n'est pas possible de déterminer si le passage de la formation précédente aux calcschistes est stratigraphique, ou s'il s'agit d'un contact anormal.

Après l'étude de ces deux coupes qui se complètent d'une manière satisfaisante, il est possible d'en tirer les premières conclusions suivantes :

- a) Les ophiolites de la masse occidentale, ainsi que leurs sédiments associés, forment un anticlinal à coeur de diabases en coussins. Le flanc normal de cet anticlinal est fortement cisailé; l'axe de ce pli-faille a une direction N. 30° W.
- b) De bas en haut, on observe la succession suivante :
1. Diabases en coussins.
 2. Passage à des brèches d'éclatement.
 3. Schistes argileux et intercalations de calcaires noirs avec lentilles de brèches à matériel diabasique dominant. Ces brèches ne présentent plus tous les caractères de celles d'éclatement; elles doivent avoir subi un certain remaniement et font penser à certains olistomes.
 4. Formation de la Replatte comprenant : schistes argileux noirs et bancs de calcaires noirs à trame rousse.
 5. Calcschistes banaux.
- c) Les contacts entre ces différentes formations sont tous stratigraphiques, exception faite de celui entre la formation de la Replatte et les calcschistes; dans ce cas, il nous a été impossible de préciser la nature soit tectonique, soit stratigraphique de ce contact.
- d) Le substratum des laves en coussins demeure inconnu.

Les variations latérales de faciès et les accidents tectoniques.

- a) Vers le N.-W., le petit massif décrit ci-dessus est délimité par une faille qui met en contact les calcschistes banaux et les laves en coussins. La nature tectonique de ce contact est soulignée par une lentille de serpentinite longue d'une dizaine de mètres. Cette serpentinite se présente comme une roche très sombre, verte à noirâtre; elle est totalement écrasée, réduite en de petits éléments anguleux à surface luisante. A l'aide de la loupe, on remarque sur ces surfaces des traînées millimétriques parallèles, vert plus clair, très abondantes; l'examen sous le microscope montre qu'elles sont formées de chlorite. L'absence de cristaux de lizardite ainsi que celle de plages à structure réticulée confirme qu'il s'agit d'un type de serpentinite mylonitique.

Près du contact, les laves en coussins sont également très écrasées. Il est souvent impossible de préciser s'il s'agit de coussins bréchoïdes ou d'une brèche d'éclatement. Les éléments, très étirés, atteignent 20 cm de longueur, leur épaisseur ne dépassant pas 2 cm. Au contact même, les diabases sont, par endroits, réduites à un schiste mylonitique chloriteux de couleur verte.

- b) A 100 m au S.-E. du point 2551, un très beau contact entre la brèche ophiolitique et des schistes gris-vert est mis à nu par un petit torrent. La brèche ophiolitique est constituée par des éléments diabasiques, vert clair, assez arrondis; leur taille moyenne est d'environ 8 cm. Ces fragments, dont certains présentent des structures sphérolitiques et variolitiques visibles à l'oeil nu, sont empâtés dans un ciment de nature schisteuse formé de chlorite, muscovite, albite et quartz principalement. Cette brèche, d'allure partiellement sédimentaire, constitue trois biseaux intercalés dans une formation sédimentaire. Cette dernière consiste en un schiste gris-vert, à chlorite, mica blanc, albite et quartz, auquel s'associent quelques bancs d'un calcaire très recristallisé à calcite rougeâtre chargée de poussières hématitiques; chlorite et mica blanc apparaissent en tant que minéraux accessoires.

Cet ensemble volcano-détritique est par endroits très fortement minéralisé en pyrite (surtout dans les bancs à brèche ophiolitique); dans les parties schisteuses, il présente également des indices de cuivre (malachite).

En continuant à nous diriger vers le S.-E., on passe au gros banc (30 m) de brèche à matériel diabasique dominant, décrit auparavant sous h) (p.22). Il est évident que cette formation volcano-sédimentaire est postérieure à l'épanchement des diabases en coussins sur le fond de la mer; cela nous apporte un deuxième critère de polarité qui s'ajoute à celui donné par la géométrie des coussins.

- c) Dans sa partie médiane, 350 m au N.-E. du point 2530, le massif ophiolitique décrit ici présente un accident tectonique assez important : la grande falaise de diabases en coussins est cisaillée par une zone de failles transversales. C'est d'ailleurs le seul endroit où le visiteur accedera facilement aux brèches remaniées du flanc normal.

Accompagné d'une "injection" de serpentinite, ce décrochement horizontal déplace la partie septentrionale du massif d'une centaine de mètres vers l'E.-N.-E. par rapport à la masse méridionale. Formant quatre lentilles séparées, la serpentinite "injectée", de couleur verte à noirâtre, apparaît comme une roche très tectonisée; elle est en effet réduite en des fragments anguleux, à surface luisante, et parcourue de veines blanches de calcite. Par endroits, la serpentinite est très riche en talc et passe latéralement à de véritables talcschistes.

Des deux côtés de la fracture, les roches ont été largement transformées par le contact avec l'ultrabasite. En effet, en s'approchant de la serpentinite, la diabase voisine, dont on reconnaît encore très bien les structures volcaniques macroscopiques et microscopiques, change de teinte, passant d'un vert herbe au vert bleuté. La roche devient très tenace et homogène et présente une cassure subconchoïdale. L'examen sous le microscope montre qu'il s'agit de roches de plus en plus riches en pumpellyite, puisque cette dernière, en remplaçant le plagioclase sodique, conduit à la formation d'une roche presque uniquement constituée de pumpellyite, chlorite et sphène-leucoxène. Les structures volcaniques demeurent toujours bien visibles à l'oeil nu et sous le microscope. Plus près de la serpentinite, les diabases, ici sous forme de brèches, prennent une teinte gris verdâtre. L'examen sous le microscope permet de suivre la disparition graduelle de la pumpellyite; la roche est alors composée principalement de chlorite et de sphène-leucoxène.

Jusqu'au contact avec la serpentinite ou avec les talcschistes, la persistance des structures volcaniques permet toujours d'être certain que ces roches correspondent à des brèches diabasiques. Cette zone, qui se caractérise donc par la présence de roches de compositions minéralogiques et chimiques très aberrantes, est large d'environ trois mètres; elle résulte probablement d'un enrichissement métasomatique en certains éléments (Mg, Ca, Al), apport en relation avec la proximité de la roche ultrabasique. Nous décrirons ce phénomène plus en détail dans la partie pétrographique du présent travail.

Les roches sédimentaires ont aussi été affectées par cet apport métasomatique. C'est ainsi qu'au contact de la serpentinite avec un schiste gris-vert, à albite, quartz, chlorite et mica blanc, on observe une roche schisteuse, noire, constituée principalement de chlorite, de lawsonite (en tablettes grises) et de mica blanc; une telle roche résulte probablement d'une métasomatose calcique et magnésienne ayant affecté le schiste gris-vert. Mentionnons encore les affleurements assez fréquents d'une roche schisteuse, vert sombre, à chlorite et sphène-leucoxène; la présence de ce dernier minéral nous incite à penser qu'il s'agit là de roches diabasiques très fortement écrasées et chloritisées dans lesquelles les cristaux d'ilménite ont été leucoxénisés et brisés (mylonite diabasique).

En plus de cette fracture jalonnée par une injection de serpentinite, le massif ophiolitique décrit présente encore de nombreux accidents transversaux de direction à peu près perpendiculaire à l'axe du pli-faille; ces décrochements de moindre importance ne sont pas accompagnés d'intercalations de serpentinite.

d) Au S.-E., cette masse de roches éruptives se termine en biseau par deux barres d'ophiolites.

1. La barre supérieure (au S.-W.), épaisse de 3 m, est constituée d'une brèche ophiolitique à éléments de teinte et de taille très variables. Le ciment, de nature chloritique, comporte de nombreux fragments, ou passées, albitiques, quartziques ou carbonatés. Il s'agit de la brèche, déjà décrite, d'allure plus ou moins sédimentaire, visiblement remaniée.

Une formation sédimentaire schisteuse, épaisse de 10 m, s'intercale entre ce niveau et la barre inférieure.

2. Dans la barre inférieure (épaisseur 6 m), on observe de haut en bas la succession suivante :

- brèche d'éclatement typique à éléments anguleux, verts, noyés dans une matrice chloriteuse assez abondante; cette dernière présente, par endroits, un aspect hyaloclastitique.

- pillow-lavas bréchoïdes, variolitiques; les varioles peuvent avoir jusqu'à 5 mm de diamètre. La matrice, chloriteuse, est vert foncé.

- niveau, peu épais, d'une brèche à éléments diabasiques, vert clair, à contours assez arrondis. Ce niveau, qui constitue la surface supérieure de la coulée, présente l'orientation suivante : N. 40° W., 40° S.-W. On a là la continuation des ophiolites de la grande falaise qui apparaît très réduite vers le S.-E.

Il convient de mentionner, à environ 100 m au N.-E. de cette terminaison en biseau, une petite lentille (longue de 2 m) de serpentinite; cette lentille affleure dans la bande sédimentaire schisteuse intercalée entre les deux bancs d'ophiolites. Cette serpentinite, de couleur noire, se présente sous un aspect tectonisé. La roche, dans laquelle on observe quelques petits cristaux sombres de bastite, est parcourue de veines de talc.

La localisation d'une telle lentille au sein de cette bande sédimentaire est difficile à expliquer : il peut s'agir soit d'un lambeau de serpentinite (peut-être mis à nu par l'écroulement d'une falaise) qui, par glissement, se serait mis en place de la même manière que les brèches ophiolitiques remaniées (olistostromes), soit, plus probablement d'une lentille tectonique, de très petite dimension, injectée pendant une des phases orogéniques alpines.

- e) Il nous reste, pour terminer, la description des ophiolites qui affleurent sur la rive gauche du vallon de Chabrière, à parler d'un affleurement de laves en coussins séparé de la masse principale et situé à 250 m au S.-E. de la masse principale, dans l'axe de la vallée.

Ces roches volcaniques apparaissent, dans la pente recouverte d'éboulis de calcschistes, sous forme d'un escarpement rocheux, long de 150 m et haut de 30 m. Nous y observons les termes suivants :

- Diabases en coussins à contours encore intacts, bien que parcourus de fissures radiales et concentriques. De couleur verte, les coussins, d'un diamètre d'environ 60 cm, sont souvent caractérisés par une bordure rougeâtre hématitique; la marge est variolitique (taille des varioles : 3 à 5 mm). Quelques individus présentent un centre creux; la cavité est remplie surtout par de la calcite.

Associés à ces coussins, on trouve de très petits coussins ("minipillows") dont le diamètre ne dépasse guère 15 cm. La métadiabase qui les constitue est rougeâtre, hématitique; la structure est sphérolitique au centre de tels coussins, variolitique au bord.

Une matrice chloriteuse est toujours associée à ces deux variétés de coussins. Cette coulée a une direction N.40° W. et un pendage de 25° vers le S.-W.; il nous est difficile d'en déterminer la polarité, étant donné l'importance des déformations tectoniques. Relevons toutefois, dans la partie N.-W. de l'affleurement, la présence de quelques coussins mieux conservés et qui semblent se trouver en position renversée; leur nombre trop restreint exclu malheureusement toute certitude. Ces laves en coussins affleurent surtout au centre de l'escarpement.

- Vers la base de celui-ci, les coussins entiers se fractionnent et l'on passe à une brèche d'éclatement à éléments anguleux, de teinte verte, mais dans lesquels on observe toujours les zones hématitiques rougeâtres. Cette brèche est formée uniquement de fragments provenant de coussins très finement variolitiques, voire même dépourvus de varioles. Le ciment est chloriteux.

- La partie supérieure de l'escarpement est constituée par une brèche de nature un peu différente. Les éléments, de teinte verte mais plus claire, apparaissent assez étirés tectoniquement. Le ciment, principalement chloriteux, contient de petits fragments diabasiques et quartziques ainsi que des passées calcitiques. Il n'est pas impossible que cette brèche ait subi un certain remaniement.

Les différents termes diabasiques visibles dans cet affleurement présentent des caractéristiques tout à fait semblables à celles des ophiolites de la masse principale. Vraisemblablement, la zone que nous venons de décrire a été séparée de la masse principale, lors du plissement alpin, par un décrochement; sans doute, originellement, formait-elle la bordure S.-E. de la grande coulée.

1.3. Conclusions

Parvenant au terme de la description de ce petit massif, les points suivants méritent d'être retenus :

- a) Présence d'une coulée à beaux pillows.
- b) Le dépôt de sédiments associés aux ophiolites (brèches remaniées, "Formation de la Replatte"), succède à l'épanchement volcanique sous-marin; cet épisode volcanique a pu être suivi de fracturations et de déformations du fond marin qui ont conduit, par écroulements d'escarpements, à la génération de brèches plus ou moins chaotiques.
- c) La coulée, qui forme aujourd'hui un pli-faille anticlinal à coeur de pillow-lavas, est cisailée par deux types principaux de fractures :
 - 1. failles parallèles à l'axe de l'anticlinal :
N. 40° W., 40° S.-W.;
 - 2. fractures et décrochements postérieurs, de direction à peu près perpendiculaire à l'axe de l'anticlinal :
N. 20°-65° E.

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

2. LE COMPLEXE ERUPTIF DES DEUX PELVATS.

2.1. Situation

Ce massif ophiolitique domine la rive droite du vallon de Chabrière (voir dépliant 1). Il forme le beau sommet du Pic du Pelvat (3217,3 m) et se prolonge vers le S.-E jusqu'à la frontière franco-italienne (sommets 3150, 3154 ou Pelvat de Chabrière, 3123, 3156 ou Pelvat du Founs). La masse ophiolitique, ainsi que les formations sédimentaires associées, forment une dalle longue de 3 km, de direction N.-W. - S.-E. et, plongeant vers le S.-W., qui, au N.-E. se termine par une falaise presque verticale, haute d'environ 200 m. Les deux sommets du Pic du Pelvat et du Pelvat de Chabrière sont séparés par un petit vallon aboutissant au Pas de Gandin, orienté S.-W. - N.-E.; ce dernier, d'accès facile, offre au visiteur une belle coupe à travers cet édifice volcano-sédimentaire.

2.2. Description

Nous commencerons l'étude de ce massif par sa partie N.-W., dont le sommet du Pic du Pelvat (3217,3 m) forme la culmination (voir dépliant 3a).

A. Coupe à travers le Pic du Pelvat (voir dépliant 3c).

Du N.-E. au S.-W., on observe les formations suivantes :

1. A la base de la grande paroi :
"formation de la Replatte" avec phyllades noires et bancs de calcaire à trame rousse (voir la description détaillée à la p.18). Son épaisseur est ici d'environ 50 m, mais des redoublements tectoniques sont possibles. Le passage à la formation suivante est graduel.
2. L'épaisseur et l'abondance des bancs calcaires augmentent rapidement, tandis que leur teinte devient plus claire. Les phyllades noires font place à des calcaires marmoréens compacts, plus ou moins siliceux, en dalles et en lauzes. La matière silico-ferrugineuse forme de fines mouchetures sombres qui ont parfois tendance à s'organiser en un fin réseau à mailles millimétriques; De ce fait, ces calcaires ont un aspect rappelant, bien qu'en moins net, la structure des calcaires de la "formation de la Replatte". Les plaques ("lauzes") ou dalles,

très caractéristiques ("calcari a lastri" des géologues italiens), sont souvent séparées par des pellicules siliceuses, verdâtres ou grisâtres. Ces calcaires, à patine jaunâtre pâle, forment une bande, bien visible de loin, ceinturant les roches vertes des deux Pelvats, de même que de nombreux massifs ophiolitiques du Haut-Queyras et de la Haute-Ubaye. L'épaisseur de cette formation peut être estimée à environ 30 m. Sa direction et son plongement sont : N. 10° - 40° W., 40° S.-W.

3. Jaspes (radiolarites) et schistes siliceux. Le contact avec la formation précédente est net mais non tectonique. Des jaspes rougeâtres ou rosés, zonés, en petits lits millimétriques à centimétriques, souvent séparés par des joints plus schisteux, sont le faciès le plus représenté. Plus rarement, on observe des passées de jaspes verdâtres. Ces roches sont trop recristallisées pour que les radiolaires y soient encore visibles; elles apparaissent plutôt comme des microquartzites rosés (ou verts), passant même à des quartzites micacés décolorés.

Les intercalations schisteuses verdâtres contiennent des minéraux caractéristiques des roches vertes de la région (chlorite, séricite, pyroxène sodique aegyrinique, oligiste, etc.); ainsi, elles évoquent parfois un mélange intime de la boue siliceuse avec du matériel d'origine volcanique. A l'approche du contact avec les ophiolites, ces lits à matériel volcanique deviennent de plus en plus abondants; on peut alors y observer quelques fragments anguleux de diabase. L'épaisseur de cette formation varie entre 5 et 15 m, mais des redoublements tectoniques sont fort possibles car ces jaspes sont affectés de plissements fort capricieux.

4. Brèches d'éclatement de coussins. Les éléments, très anguleux, sont de teinte verte; leur taille, assez constante, varie entre 5 et 10 cm. Certains fragments montrent une structure sphérolitique à variolitique. Le ciment, en majeure partie chloritique, vert, contient des passées ou fines intercalations d'un schiste rouge "radiolaritique". L'ensemble, d'un aspect très homogène, montre une épaisseur peu constante qui oscille cependant autour de 5 m.
5. Laves en coussins. Les brèches d'éclatement passent très rapidement à des coussins entiers, peu bréchiques. La taille de ces derniers, de teinte gris-vert, est grande; le diamètre des sections transversales dépasse souvent un mètre. Au centre des coussins, la diabase est non porphyrique mais présente une moucheture millimétrique, plus ou moins dense, constituée de calcite; cette moucheture se superpose à la structure microscopique de la

diabase. Le bord des coussins, très épais (4-10 cm), est sphérolitique, puis grossièrement variolitique. Les varioles, très grosses (diamètre environ 10 mm) dans une zone interne du bord du coussin, deviennent plus petites en allant vers la matrice interstitielle des coussins. Celle-ci, de composition chloriteuse, vert sombre, est parsemée de fines varioles (1 mm) blanc jaunâtre.

L'état de conservation de ces coussins est exceptionnel. Malgré la recristallisation presque totale de la roche, il est possible de déterminer avec sûreté que cette coulée se trouve en position renversée (pédoncles très nets pointant vers le haut). Les direction et plongement de la surface supérieure de la coulée sont: N.30°-60°W., 35°S.-W. (série renversée). Plus haut dans la paroi, la coulée est affectée par des déformations tectoniques importantes : les coussins sont fortement aplatis, plus rarement étirés, rendant impossible toute détermination de polarité. On peut encore relever la présence de passées à coussins très finement voire même non variolitiques. A la base de cette formation (c'est-à-dire dans sa partie topographiquement la plus élevée), les coussins sont souvent très bréchiques et passent à des brèches de coussins. L'épaisseur maximum de cette formation est d'environ 100 m.

6. Le soubassement de cette épaisse coulée est constitué par une formation très hétérogène que nous désignerons par le terme "faciès de passage". Résultant de toute une série de phénomènes magmatiques complexes, ce faciès fait la liaison entre les dolérites grossières (voir remarque concernant la terminologie à la page suivante) (actuellement au sommet de la série renversée) et la coulée proprement dite. On y relève les faciès suivants :
- brèches diabasiques à éléments verts, parfois bleutés, noyés dans un ciment chloritique;
 - brèches semblables à celles décrites ci-dessus mais présentant par endroits une matrice hyaloclastitique contenant des traînées variolitiques;
 - roches hyaloclastitiques à "shards" actuellement chloritiques, vert-noir, et à rares éléments d'une diabase fine, tantôt verte, tantôt bleutée;
 - brèches à éléments diabasiques, verts clairs, et ciment de nature mixte, diabasique et chloritique;
 - diabase à grain fin, de couleur verte, contenant elle-même des éléments diabasiques de structures très variables, parfois même variolitiques; ces éléments montrent des contours plus ou moins flous et sont partiellement résorbés par la matrice diabasique;

- dolérite assez grossière renfermant des éléments diabasiques de nature variée : à grain fin, vertes ou bleutées, variolitiques; ces éléments sont plus ou moins assimilés par la dolérite grossière;
- dolérite grossière parcourue par des veinules de forme très irrégulière, avec "chilled edges" et constituées par une diabase verte à grain fin.

Nous n'avons mentionné ici qu'une petite partie de toute la gamme des phénomènes magmatiques observables dans cette formation hétérogène. Il est difficile d'établir une chronologie entre les différentes variétés de diabases plus ou moins grossières. D'une part, la dolérite est antérieure à la diabase fine qui forme les veinules très irrégulières qui la parcourent (term. ci-dessous).

Remarque concernant l'emploi des termes diabase et dolérite :

Les problèmes découlant de l'usage de ces deux termes, différemment interprétés selon les auteurs ont été clairement exposés par A. STRECKEISEN (1967).

Dans le présent travail, le terme de diabase a été utilisé pour désigner une roche de composition basaltique à spilitique présentant une structure primaire fine (intersertale fine, intersertale divergente, arborescente, sphérolitique et variolitique).

Quant au terme de dolérite, nous l'avons appliqué aux roches hypabyssales présentant une structure intersertale grossière (longueur des lattes de feldspath > 3 mm).

Cette distinction entre diabase et dolérite s'appuie donc uniquement sur des critères de granulométrie. Nous l'avons introduite pour faciliter la description de nos roches hypabyssales que l'on devrait, selon l'usage européen, appeler diabases hypabyssales à structure intersertale grossière.

Le tableau ci-dessous permet de comparer la signification des termes utilisés dans le présent travail à celle découlant des nomenclatures continentales et anglo-saxonnes.

terminologie utilisée dans le présent travail	nomenclature continentale	nomenclature anglo-saxonne
diabase (métadiabase)	diabase à structure fine	métabasalte (méta-)spilite pro parte
dolérite (métadolérite)	diabase à structure inter- sertale grossière	métadolérite

Cette diabase fine passe par endroits à des brèches diabasiques. D'autre part, la même dolérite grossière contient des inclusions de brèches diabasiques et même des éléments variolitiques; la dolérite serait donc, à cet endroit, postérieure à la brèche. Un schéma magmatique simple ne semble pas permettre d'expliquer la genèse d'une telle formation qui paraît être l'aboutissement des divers processus magmatiques et volcaniques suivants :

- formation de brèches par éclatement de pillows;
- injection, sous cette carapace de brèches, du magma donnant la dolérite grossière;
- remaniement et cimentation des brèches d'éclatement par de la lave pour aboutir à la formation des brèches à ciment diabasique;
- mise en place de petits dykes et sills à l'intérieur des brèches;

L'épaisseur de ce "faciès de passage" oscille autour de 25 m.

7. Font suite des dolérites grossières, c'est-à-dire les termes les plus profonds. Loin d'être homogènes, ces dolérites grossières présentent de nombreuses variations de composition minéralogiques et de structures. A première vue, on distingue deux variétés principales :

a) Une métadolérite à structure intersertale très grossière. La recristallisation due au métamorphisme n'étant pas très poussée, on reconnaît facilement : le plagioclase, très altéré, en lattes gris-verdâtre (longueur : 5 mm); les minéraux fémiques (l'augite, une hornblende et de la chlorite), en position interstitielle; des cristaux squelettiques d'ilménite leucoxénisée, gris ou orangé. Par endroits, cette roche présente des passées pegmatitiques, mais la structure intersertale demeure. Des déformations tectoniques confèrent très souvent à cette métadolérite une certaine foliation avec, comme résultat, la destruction de la structure primaire intersertale non orientée. Dans les cas extrêmes, on aboutit ainsi à de véritables cataclasites très riches en chlorite.

b) Le second type est d'aspect très différent : les recristallisations dues au métamorphisme, qui se situent dans le faciès "schiste à glaucophane", ont effacé les structures primaires. La roche est de teinte gris-noir très sombre. A l'oeil nu, on remarque surtout les grands cristaux de glaucophane (longueur : 4 mm), sans orientation privilégiée, quelques rares zones verdâtres chloritiques et des cristaux squelettiques brisés d'ilménite leucoxénisée, gris-orangé. L'altération superficielle donne à cette roche une patine brun-roux, visible de loin.

Entre ces deux variétés extrêmes de dolérites (ou plutôt de métadolérites), on peut observer toute une gamme de termes intermédiaires.

Les roches les plus sombres, très riches en glaucophane, sont topographiquement les plus élevées. Elles forment le sommet du Pic du Pelvat et affleurent sur l'arête S.-W. de ce dernier.

Les dolérites peu ou pas glaucophanisées, de teinte verte, apparaissent à des niveaux topographiquement plus bas donc originellement moins profonds. Ce sont elles qui sont en contact avec la formation dite "faciès de passage". L'épaisseur maximum des dolérites est d'environ 70 m.

B. Coupe à travers le Pelvat de Chabrière (3150 m) (voir dépliant 3b et 3c).

1. A la base : "formation de la Replatte".
2. Calcaires marmoréens en dalles et en lauzes (épaisseur : 35 m).
3. Jaspes (radiolarites) et schistes siliceux.

Cette formation, très replissée, présente des déformations tectoniques importantes. A cet endroit surtout, on observe des jaspes verts (rarement rosés) souvent recristallisés en microquartzites blanc-verdâtre, micacés. Des intercalations de lits, millimétriques à centimétriques, riches en chlorite et en mica blanc confèrent à la roche un aspect finement rubané. L'épaisseur de cette formation est très peu constante (environ 5 m) étant donné les étirements tectoniques.

4. Brèches à éléments diabasiques. Divers types ont été observés :

- éléments non variolitiques, verts, à bordure plus sombre, emballés dans un ciment chloritique peu abondant;
- éléments, assez petits (1-3 cm), dispersés dans un ciment très abondant, d'aspect hyaloclastitique montrant des structures fluidales;
- type hématitique : les fragments, verts avec un bord rougeâtre, sont cimentés par un schiste micacé, brun-rouge, à traînées chloritiques noires.

Ces divers types de brèches proviennent vraisemblablement de l'éclatement de coussins très faiblement, voire même non variolitiques. Par endroits, un mélange avec une boue sédimentaire siliceuse a pu se produire. L'épaisseur faible et peu constante (5 à 10 m) de ces formations résulte probablement des étirements et écrasements tecto-

niques violents subis lors de l'orogénèse alpine.

5. Lentilles de serpentinites et ophicalcites.

Dans cette coupe, les laves en coussins et le "faciès de passage" ne sont pas représentés. Par contre, une mince bande lenticulaire (0-10 m) avec serpentinites et ophicalcites s'observe entre les brèches d'éclatement et les dolérites grossières.

Les serpentinites se présentent sous deux faciès :

a) serpentinite massive montrant une structure d'interpénétration bien visible à l'oeil nu résultant de la juxtaposition de plages vert-noir, à cristaux de bastite assez grands (environ 7 mm), et d'autres formées d'une serpentinite maillée, noir-rougeâtre, du fait de la présence de poussières hématitiques.

b) serpentinite très écrasée, de teinte noire à vert sombre, réduite en petits fragments, et parcourue par de nombreuses veinules de calcite ou de talc.

A côté des serpentinites, on observe des roches d'aspect ophicalcitiques composées de :

- calcite, en grandes plages, plus ou moins teintées en rose par des poussières hématitiques;
- traînées et veines de talc;
- plages, vert sombre, chloritiques et serpentineuses.

Ces roches, vraisemblablement d'origine tectonique, doivent correspondre à une brèche de friction recimentée par des solutions carbonatées.

Ce niveau à serpentinites et ophicalcites jalonne une zone de tectonisation intense; il est donc probable que sa présence résulte de migrations d'origine tectonique. Par ailleurs, il ne semble pas exclu qu'à l'origine, une certaine épaisseur de laves en coussins ait existé entre les brèches d'éclatement et la dolérite grossière. Des étirements tectoniques, liés à l'orogénèse alpine, seraient responsables de la disparition actuelle de ces laves.

6. Dolérite grossière.

Cette roche apparaît comme le terme topographiquement le plus élevé, donc originellement le plus profond, la série étant renversée. Semblable à la dolérite de type a), décrite dans la coupe du Pic de Pelvat (p.36), elle est caractérisée par une belle structure intersertale grossière.

A l'oeil nu, on reconnaît :

- les lattes de plagioclase blanc verdâtre (longueur : 5 mm);

- l'augite-diallage et une hornblende, en plages interstitielles;
- des plages à chlorite, très sombres;
- des cristaux squelettiques d'ilménite leucoxénisée, orangés, peu abondants;
- du glaucophane en voie de développement qui confère par endroits au plagioclase une teinte bleutée.

Les actions tectoniques ont très souvent abouti à l'apparition d'une certaine structure planaire résultant d'un alignement plus ou moins parallèle des lattes de plagioclase.

Dans quelques zones d'écrasement plus intense, et surtout au contact avec la bande lenticulaire de serpentinites, la dolérite a été plus fondamentalement transformée.

Une chlorite vert sombre envahit les minéraux ferromagnésiens et le plagioclase brisé dont il ne subsiste que de petites reliques.

Le terme extrême de cette transformation est une véritable chloritite, roche vert-noir, assez schisteuse, renfermant de petits cristaux brisés d'ilménite leucoxénisée, de teinte orangée.

Les variétés de dolérites, très riches en glaucophane, observées dans la coupe du Pic du Pelvat, ne sont donc pas développées du côté du Pelvat de Chabrière.

C. Variations latérales de faciès et tectonique du massif des deux Pelvats.

- a) Dans le secteur N.-W. du Pic du Pelvat (point 2908), les dolérites grossières n'affleurent plus. On observe, de bas en haut, les termes suivants (voir dépliants 3c et 3d) :

- au pied de la paroi, marbres en dalles et jaspes rouges;
- brèches d'éclatement surmontées d'une épaisse série de diabases en coussins (épaisseur max.: 130 m);
- "faciès de passage" avec diabases massives et brèches diabasiques variées sur environ 25 m.

Cette grande dalle, en position renversée, est, dans sa partie N.-W., affectée d'un pli-faille; du fait de cet accident tectonique, la dalle se trouve superposée à un flanc normal constitué d'une épaisse série de laves en coussins (environ 100 m).

Les diabases en coussins de ce flanc normal sont tout à fait semblables à celles du flanc inverse. Elles présen-

tent cependant des déformations mécaniques très importantes, sans doute responsables de l'apparition d'une schistosité orientée N.63° W. - 42° S.-W.; cette schistosité est à peu près parallèle à la surface supérieure primitive de la coulée. Il ne subsiste que de très rares niveaux à coussins peu déformés permettant une détermination de polarité; il s'agit, en quelque sorte, de petits flots à coussins bien conservés dont l'orientation des pédoncules indique bien une série normale.

La partie supérieure de la coulée est constituée par des coussins très bréchiques à zones hématitiques. Le contact avec les jaspes rouges se fait par l'intermédiaire d'une brèche d'éclatement à fragments jaune-verdâtre (cette couleur est due à la forte proportion d'un pyroxène sodique aegyrinique).

Plus bas dans la coulée, la diabase présente des teintes soit verdâtre (présence d'actinote), soit bleutée (présence de glaucophane).

Le coeur du pli-faille est constitué par des jaspes rouges et des marbres en dalles fortement replissés.

La longueur totale du flanc normal est d'environ 600 m dans la direction N.-E. - S.-W.

A son extrémité N.-E., on observe un contact tectonique avec les calcschistes banaux, contact souligné par une très forte déformation mécanique des coussins et par la remobilisation des jaspes qui apparaissent injectés, dans des fractures transversales, sous forme de quartzites décolorés.

- b) Le profil orienté N.-W. - S.-E. (voir dépliant 3d) met en évidence la nette diminution de puissance de la coulée en coussins qui, de 130 m au N.-W., se réduit à une valeur très faible vers le S.-E. Au S.-E. du Pic du Pelvat et dans le massif du Pelvat de Chabrière, les coussins n'affleurent même plus; il ne persiste qu'une mince couche de brèches d'éclatement.

Le vallon séparant les deux Pelvats s'est formé à la faveur d'une grande fracture transversale accompagnée d'une injection de serpentinite plus ou moins écrasée. Dans la partie supérieure de ce vallon, le marbre en dalle est en contact direct avec une dolérite écrasée, fortement chloritisée, ce qui confirme bien que l'on se trouve dans une zone de fractures.

A 100 m à l'E. du point 3154, les dolérites grossières disparaissent. Les jaspes, les marbres en dalles et la "formation de la Replatte" sont alors affectés par de grands replis, très aplatis, d'axe N.35° à 40° E. et d'un plongement axial de 35° vers le S.-W.

Signalons encore deux affleurements de brèche d'éclatement intimement liés aux jaspes. L'un d'entre eux se situe, à

2800 m d'altitude, dans le haut vallon de Chabrière, l'autre s'observe à 200 m au N. du Pas de la Brèche, sur le versant italien. Ces deux pointements ophiolitiques apparaissent comme des "noyaux" englobés dans les replis des jaspes rouges. Ils sont constitués d'une brèche d'éclatement typique à éléments diabasiques, soit vert-jaune (pyroxène sodique!) sur le versant français, soit verts (composition albilochloritique) sur le versant italien du Pas de la Brèche, sous le sommet dit Pelvat du Founs (3156 m).

- c) Au N.-E. du Pic du Pelvat (voir dépliant 3c), les marbres en dalles et la "formation de la Replatte" sont affectés par des plis presque isoclinaux d'axe N.45° W.

Associé aux marbres, un grand affleurement de serpentinite se trouve probablement en position synclinale dans un de ces plis. La serpentinite, vert sombre à noire, est parsemée de cristaux, millimétriques à centimétriques, de bastite; aucun "layering" n'a pu être observé. Par endroits, l'ultrabasite montre les indices d'un fort écrasement; elle apparaît alors parcourue par de nombreuses veines de calcite.

Par ailleurs, à son contact avec les termes sédimentaires, on observe des roches ophicalcitiques à structure bréchique (d'origine tectonique) formées d'éléments centimétriques de serpentinite et de chlorite.

Le ciment est constitué par de la calcite, par endroits teintée en rouge par de fines poussières hématitiques.

En fait, tous les intermédiaires entre une serpentinite parcourue de veinules de calcite et un calcaire recristallisé à passées de talc et de serpentinite existent.

A côté de ces ophicalcites, de véritables talcschistes forment des lentilles soit dans les marbres en dalles, soit dans la "formation de la Replatte".

Relevons encore l'existence d'autres roches de nature plus énigmatique. Certaines se composent uniquement de chlorite et de cristaux, millimétriques à centimétriques, de lawsonite. D'autres présentent une fine alternance de lits clairs, riches en albite, et de lits plus sombres, constitués principalement de chlorite et de lawsonite. Il pourrait fort bien s'agir d'anciennes roches sédimentaires ayant été complètement transformées à l'intérieur ou au contact de la serpentinite. Des roches semblables ont aussi été observées dans la masse occidentale (voir p. 28).

- d) Nous citerons enfin un autre pointement ophiolitique, séparé de la masse principale du Pic du Pelvat, et qui affleure, à 2400 m d'altitude, sur la rive droite du Torrent de Chabrière.

Cet affleurement, de dimensions réduites (environ 100 m de diamètre) apparaît, au milieu des pâturages, près de la cabane de bergerie supérieure, comme une croupe rocheuse à poli glaciaire presque parfait.

Il est essentiellement formé de laves en coussins. La tectonique est responsable de l'aplatissement assez marqué de ceux-ci; la diabase qui les constitue est franchement verte. Les varioles, présentes au bord des pillows, ont un diamètre compris entre 2 et 8 mm.

L'importance des déformations mécaniques exclu toute détermination de polarité de la coulée.

Il convient de signaler, dans la partie orientale de cet affleurement, l'intercalation d'un horizon sédimentaire à l'intérieur des coussins, alors très bréchiques et passant même à des brèches diabasiques de teinte gris-beige. Ce niveau sédimentaire, épais de 1,5 m, est formé par un schiste gris-noir, micacé, contenant de petits bancs boudinés de calcaire à trame ferrugineuse; associées à ces schistes, on observe quelques petites lentilles formées de matériel chloriteux et talqueux.

2.3. Conclusions

a) La série volcano-sédimentaire du Pic du Pelvat apparaît en position renversée. La succession originelle normale est donc, de bas en haut, la suivante :

- dolérites grossières;
- "faciès de passage" à brèches diabasiques de nature complexe;
- diabases en coussins;
- brèches d'éclatement de coussins;
- jaspes et schistes siliceux;
- calcaires en dalles;
- formation schisto-calcaire de la Replatte.

b) Cette séquence volcano-sédimentaire est sujette à diverses variations :

- les radiolarites et les calcaires en dalles peuvent manquer, peut-être en raison d'étirements tectoniques,

- mais plus probablement par lacune stratigraphique (voir masse occidentale);
 - cette absence coïncide avec l'apparition de brèches d'écroulement (olistostromes ?) dont la formation a dû suivre l'épanchement des diabases en coussins;
 - les diabases en coussins peuvent être très réduites (versant oriental du Pic du Pelvat) ou même manquer (Pelvat de Chabrière). On n'observe alors qu'une mince bande de brèches diabasiques.
- c) Dans la succession mentionnée sous a), les serpentinites n'occupent pas une place bien définie :
- quelques affleurements s'observent, à l'extrémité occidentale des dolérites grossières, en bordure du vallon de Chabrière;
 - on retrouve de l'ultramafite entre le Pic du Pelvat et le Pelvat de Chabrière, dans le vallon transversal qui monte au Pas de Gandin;
 - dans la partie N.-E. du massif complexe des deux Pelvats, les serpentinites constituent une masse apparemment en position synclinale, avec une importante marge ophicalcitique;
 - sous les sommets 3150 et 3154 du Pelvat de Chabrière, ces roches s'insinuent, sous forme de lentilles, entre les gabbros et les brèches.

Au vu de ces divers modes de gisement, il paraît donc très vraisemblable que la position actuelle des serpentinites résulte avant tout de migrations tectoniques ("intrusions froides").

- d) Au point de vue tectonique, mise en évidence de deux phases de plissements distinctes :
- la première a engendré des plis d'axe $N.35^{\circ}-45^{\circ}E$. De tels plis s'observent au Pelvat de Chabrière, entre les sommets 3154 et 3156; assez réguliers à l'origine, ils ont été très fortement aplatis et cisailés lors de la seconde phase de plissement.

Le pli-faille affectant la série ophiolitique de l'extrémité occidentale du Pic du Pelvat pourrait s'être formé au cours de cette première phase.

- La seconde, qui est celle se remarquant le plus souvent, est liée aux phénomènes de rétrocharriage. Elle nous donne des directions $N.40^{\circ}-60^{\circ}W$. avec un plongement de $35^{\circ}-45^{\circ}S.-W.$; les calcschistes sont ainsi parallélisés en un ensemble isoclinal.

Au N.-E. du Pic du Pelvat, il nous a été possible d'identifier des plis engendrés au cours de cette

phase; ils affectent les marbres et la "formation de la Replatte". De même, le grand pli du Pelyat du Founs (3156 m) est probablement attribuable à cette phase.

3. LE COMPLEXE SERPENTINEUX DE LA CRETE DE LA GAVIA.

3.1. Situation

Localisé entre les vallons de Chabrière et de Rubren, ce massif serpentineux peut être atteint en montant vers le N. à partir de la bergerie supérieure du vallon de Chabrière (voir dépliant 1). Le col, entre le cirque de la Gavia et le vallon de Rubren, est entaillé dans ce complexe qui se poursuit, sur rive gauche du vallon, vers le N.-W., sous forme d'une étroite bande et ceci jusqu'au niveau de l'Ubaye. Antérieurement exploitées, ces serpentinites et ophicalcites constituent de magnifiques pierres de taille. Au lieu dit la Blava, par exemple, on observe les traces d'une ancienne carrière abandonnée.

Au N.-W. de l'Ubaye, ce complexe serpentineux est relayé par le massif "synclinal" de Roche Noire, lui aussi constitué de serpentinite.

3.2. Description

Long d'environ deux km, ce complexe montre une association intime de serpentinites, d'ophicalcites, de marbres en dalles, de schistes et calcaires de la "formation de la Replatte" et de calcschistes banaux. L'ensemble ne présente pas une mégastructure facilement décelable. La serpentinite affleure, d'E. en W., sous forme de trois niveaux plus ou moins lenticulaires. Des bancs de marbres, plus ou moins ophicalcitisés, ou des calcschistes séparent ces niveaux. L'ensemble est dans ses grandes lignes isoclinal : il présente une direction N. 20 W. et un plongement de 35° vers l'W.

Le niveau serpentineux inférieur forme le col, à 150 m à l'E. du point 2870, et se poursuit en une bande plus ou moins continue, jusqu'à l'ancienne carrière de "marbre", au niveau de l'Ubaye.

Les points 2852 et 2735, situés dans le niveau intermédiaire, constituent la petite combe appelée "Baisse de la Gavia".

Le niveau supérieur, de moindre importance, affleure, plus à l'E., aux alentours du point 2801 (voir dépliant 4).

Relevons encore l'existence de quelques petits pointements de serpentinites localisés plus bas dans les pâturages du "Cirque de la Gavia" et assez profondément entaillés par des eaux torrentielles.

Les serpentinites.

Les serpentinites de ces trois niveaux sont vert sombre à noir; par endroits, et si la roche est bien massive, une patine d'altération brun-roux apparaît.

A la loupe, la structure maillée est encore souvent visible.

La plupart des échantillons récoltés permettent d'observer de nombreux et grands cristaux de bastite. Néanmoins, dans certaines zones, ce minéral est soit très rare, soit absent.

Il ne nous a pas été possible de mettre en évidence un "magmatic layering". Reflet d'une certaine tectonisation, les zones bréchifiées et les surfaces de glissement sont abondantes.

Dans certaines zones d'écrasement intense, on observe des poches et des veines constituées d'un minéral en filons largement développées, de couleur verte, qui s'avère être de l'antigorite, détermination vérifiée au R.X., accompagnée d'un peu de chrysotile; de plus, l'apparition de calcite, en filonnets ou petites lentilles, n'y est pas rare (surtout près des limites des niveaux à serpentinite).

Les ophicalcites.

En bordure des serpentinites décrites ci-dessus, nous observons d'importantes formations ophicalcitiques.

A l'oeil nu, ces ophicalcites présentent une grande diversité de teintes, de structures et de composition. Deux termes extrêmes peuvent être reconnus : l'un carbonaté, l'autre ophiolitique.

Le premier est constitué par de la calcite souvent largement cristallisée. Ce carbonate peut être teinté en rouge par des poussières hématitiques; il forme alors des éléments millimétriques à centimétriques, à contours plus ou moins nets, dispersés dans une matrice de calcite blanche.

La teinte des ophicalcites hématitiques permet de les distinguer nettement des types verdâtres dépourvus de pseudo-éléments hématitiques.

Le second terme, ophiolitique, se compose d'éléments verts à noirs, à contours plus ou moins anguleux, dont la taille varie de 2 mm à 3 cm. Ces éléments sont, dans les ophicalcites verdâtres, avant tout serpentineux; dans les

ophicalcites hématitiques, au contraire, surtout chloritiques. Les développements de trémolite, de talc et stilpnomélane sont loin d'être rares dans le type hématitique.

Une structure bréchique, associée à un laminage parfois intense, apparaît comme le trait le plus caractéristique de ces roches.

L'abondance du ciment carbonaté par rapport aux éléments ophiolitiques est très variable. On observe, en effet, tous les intermédiaires entre une serpentinite bréchique, parcourue par des filonnets de calcite, et un marbre impur, grossièrement cristallisé.

L'origine de ces roches est vraisemblablement en partie tectonique. Nous y voyons en effet le résultat d'une fragmentation de l'ultrabasite jointe à un envahissement carbonaté, ce dernier s'expliquant par la proximité de roches sédimentaires (marbres en dalles, formation de la Replatte, calcschistes). La pétrogenèse des deux types d'ophicalcites sera discutée en détail dans un chapitre ultérieur (voir p. 163).

Les inclusions dans la serpentinite.

Dans la serpentinite de la Baisse de la Gavia, entre les points 2852 et 2848, il est possible d'observer une multitude d'inclusions de nature et de taille variables (voir dépliant 4). Nous y avons distingué les variétés pétrographiques suivantes :

- a) dolérites grossières; (voir la définition de ce terme à la p. 35)
- b) diabases;
- c) albitites - jadéitites;
- d) autres inclusions.

a) Dolérites grossières.

La structure primaire, intersertale grossière à gabbroïde, est souvent oblitérée par les effets d'intenses déformations tectoniques. Nous avons observé les différents types suivants:

- variété très riche en glaucophane, grossièrement cristallisée. Entre les aiguilles de glaucophane s'insèrent de grands cristaux squelettiques d'ilménite, leucoxénisés, gris à rose orangé, de la chlorite et des reliques d'albite. Ce type est comparable aux dolérites riches en glaucophane qui affleurent sur l'arête S.-W. du Pic du Pelyat.
- Variété pauvre en glaucophane, de composition essentiellement albito-chloritique. L'ilménite leucoxénisée est beaucoup moins abondante. Ces roches sont analogues aux

dolérites pauvres en glaucophane telles qu'on en rencontre aux Pics du Pelvat et du Pelvat de Chabrière.

- Dolérites presque entièrement chloritisées. Seuls les grands cristaux d'ilménite leucoxénisée qui ont résisté à la chloritisation nous permettent d'attribuer ces roches aux dolérites.

La taille de ces inclusions doléritiques va de 1 m à 5 m. Il s'agit donc de grands blocs qui apparaissent entourés d'une enveloppe chloritique épaisse d'environ 60 cm. La formation de cette enveloppe résulte de l'interaction de la serpentinite avec la roche doléritique. Cette dernière, affectée par un apport métasomatique magnésien, s'est transformée en une véritable chloritite. Seul le centre des plus grandes inclusions a été préservé de cette chloritisation, les enclaves de taille plus réduite ayant été entièrement transformées.

b) Diabases.

De très rares inclusions présentent un noyau dont la nature diabasique se reconnaît encore. Il s'agit de diabases de composition albito-chloritique. Leur structure, intersertale fine, n'a été préservée qu'en de rares endroits privilégiés. Dans la plupart des cas, soit la transformation par les apports métasomatiques magnésiens, soit les déformations d'origine tectonique ont complètement effacé composition et structures originelles. Une attribution de ces diabases à des laves en coussins ou à des brèches d'éclatement n'a jamais pu être prouvée.

L'enveloppe chloritique, vert sombre à noire, est toujours très bien développée.

c) Albitites - jadéitites.

Les inclusions d'albitites sont très abondantes. Leur taille peut être très grande, allant jusqu'à dépasser une trentaine de mètres. De forme allongée, ces pointements font penser à d'anciens dykes fortement déformés et boudinés. Une importante bordure de réaction, constituée par une enveloppe chloritique, les sépare de la serpentinite.

De telles inclusions s'observent dans trois zones principales d'affleurements :

- pointement albitique visible dans les pâturages du cirque de la Gavia, à 2690 m d'altitude;
- blocs géants, de forme assez allongée, localisés dans la falaise serpentineuse et opicalcitique au sud du point 2852;
- enfin, zone constituée de trois affleurements importants situés à 70 m au N.-E. du col entre le Cirque de la

Gayia et le yallon de Rubren.

A l'oeil nu, bien que les termes intermédiaires soient fréquents, trois types pétrographiques principaux peuvent être distingués :

- 1) Albitites (ou plutôt méta-albitites) de couleur verdâtre à gris verdâtre, constituées d'un enchevêtrement de cristaux millimétriques de jadéite. Le microscope révèle une certaine proportion de quartz ou d'albite et même, parfois, de l'analcime, minéraux qui se disposent entre les lattes de jadéite. Dans certaines variétés, des phénoblastes de glaucophane, atteignant parfois 2 cm de longueur, se développent. Cette roche, très dure, présente une cassure esquilleuse.
- 2) Albitite de couleur bleutée. Cette teinte est liée à un grand développement d'amphibole bleue dans la masse de fond albitique.
- 3) Albitites de teinte très claire, verdâtre à blanche. La roche est formée d'albite à laquelle s'associent de la chlorite en faible proportion. Il s'agit là non pas du type originel, mais d'une variété résultant d'une rétro-morphose des types 1) et 2).

Près du bord, les inclusions de méta-albitites deviennent vert-noir. Leur teneur en chlorite augmente considérablement et l'on aboutit à une véritable chloritite. Nous avons à nouveau là le résultat d'une transformation métasomatique, l'albitite ayant été modifiée par des apports magnésiens provenant de la roche ultrabasique environnante. Certaines inclusions, de taille réduite, ont été presque entièrement chloritisées; seule la présence de quelques minéraux reliques (zircon, albite, sphène) nous dévoilent la nature de la roche originelle.

d) Autres inclusions.

Dans la zone serpentineuse située entre les points 2852 et 2848, on observe des inclusions de compositions minéralogiques aberrantes, dépourvues de reliques d'une roche originelle quelconque.

Ces roches, toujours de couleur sombre, sont composées essentiellement de chlorite et de nombreuses tablettes de lawsonite qui apparaissent gris-noir sur la face (010) et gris clair sur les sections taillées perpendiculairement à l'aplatissement des tablettes. Par endroits, la roche est parcourue de veines irrégulières de calcite et d'albite. Aucun litage n'a pu être décelé. Nous pensons être en présence de métasomatites.

Quelquefois, ces roches à lawsonite et chlorite sont associées à des marbres impurs. Il pourrait alors s'agir des schistes argilo-siliceux, noirs, de la "formation de

la Replatte", eux aussi complètement transformés par des processus métasomatiques attribuables à la proximité de la serpentinite - phénomène beaucoup plus clairement illustré en rive gauche du vallon de Chabrière (voir p. 28).

Relevons encore l'existence de chloritites pures, dépourvues de lawsonite. La taille de telles inclusions ne dépasse guère 30 cm.

3.3. Conclusions

Les points suivants méritent d'être retenus :

- a) Trois lames de serpentinites apparaissent intercalées dans un ensemble sédimentaire isoclinal de direction N. 20 W. et avec un plongement de 35° vers l'W.
- b) Il existe une interaction entre les serpentinites et les formations sédimentaires (marbres en dalles, "formation de la Replatte", calcschistes) qui se traduit par la formation d'une grande variété d'ophicalcites d'origine probablement tectonique.
- c) Plusieurs types d'inclusions s'observent à l'intérieur des serpentinites :
 - dolérites grossières (voir la définition de ce terme à la p. 35)
 - diabases
 - albitites-jadéitites
 - roches probablement d'origine sédimentaire.

Les processus métasomatiques ayant affecté ces inclusions ont été très importants puisque le bord de ces enclaves est transformé en chloritites sur une épaisseur d'environ 60 cm.

4. LES AFFLEUREMENTS DE SERPENTINITES DU VALLON DE CHABRIERE.

Le vallon de Chabrière, long de 5 km, permet d'observer plusieurs affleurements de serpentinites (voir dépliant 1).

4.1. Trois pointements se situent au pied S.-W. de la grande dalle doléritique du Pelvat de Chabrière, à 2640 m d'altitude.

La serpentinite, gris-noir, est recouverte d'une couche millimétrique d'altération superficielle brun-roux. Au centre de certains blocs, la roche est encore très fraîche; il est en effet possible d'y observer de nombreux cristaux de pyroxène, allotriomorphes, brillants, d'environ 1 cm de long, renfermant des grains arrondis, mats, d'olivine serpentinisée. La roche, relativement dure, présente une cassure subconchoïdale.

Une trentaine de mètres plus haut, sur la rive droite du torrent de Chabrière, affleurent les dolérites du Pelvat de Chabrière, localement bordées par des diabases fines et des brèches diabasiques du "faciès de passage". Cet ensemble de roches a été assez fortement laminé et se caractérise, au point de vue composition minéralogique, par un enrichissement en chlorite. Nous expliquons cet apport magnésien par la proximité de la serpentinite du vallon de Chabrière.

4.2. Le vallon séparant les deux Pelvats laisse apparaître plusieurs pointements de serpentinite. L'affleurement situé plus bas s'observe à une cinquantaine de m, en amont du torrent de Chabrière.

La serpentinite est déjà passablement écrasée. De couleur vert-noir, elle renferme de nombreux cristaux centimétriques de bastite. La présence, par endroits, de zones très riches en pyroxène bastitisé évoque d'anciens niveaux pyroxénitiques.

La position actuelle de cette serpentinite s'explique vraisemblablement par une injection mécanique dans une fracture transversale située entre les deux Pelvats.

4.3. A 150 m au N.-W. du point 2537, un autre affleurement de serpentinite apparaît au contact des dolérites (auxquelles est associée une bordure de brèches diabasiques de type "faciès de passage") de l'arête S.-W. du Pic du Pelvat.

La serpentinite se présente ici comme une roche vert-noir, recouverte d'une patine d'altération brune. Les cristaux de bastite, à lustre doré, y sont fréquents. Des zones bréchifiées sont constituées d'éléments anguleux à surface noire luisante.

Les roches situées au contact de la serpentinite ont été profondément transformées. Si les dolérites et les brèches diabasiques ont partiellement gardé leur macrostructure, leur composition minéralogique a été par contre souvent complètement modifiée : en effet, le microscope permet de mettre en évidence le développement de trémolite-actinote, de diopside, de pumpellyite et de chlorite.

Relevons encore l'existence de zones de broyage intense caractérisées par la présence de roches à texture fibreuse, constituées avant tout de trémolite-actinote, de diopside et de chlorite.

4.4. A 300 m de la bergerie supérieure, en allant vers le S.-E., on remarque un pointement de serpentinite ressortant des éboulis diabasiques de l'arête E. du Pic du Pelvat.

L'affleurement, lenticulaire, est long d'une vingtaine de mètres. La serpentinite est ici très sombre, verte à noire. Les indices de tectonisation sont évidents : débit en petits fragments anguleux, présentant des surfaces de glissement luisantes, noires. Les cristaux de bastite, pas très abondants, sont de taille réduite (environ 4 mm).

4.5. Le cinquième affleurement de serpentinite visible dans le vallon de Chabrière a déjà été décrit antérieurement dans le cadre de l'étude des ophiolites de la masse occidentale (voir p. 27). La position de cette serpentinite, fortement tectonisée, s'explique vraisemblablement par une injection mécanique dans une fracture transversale coupant la coulée diabasique sur la rive gauche du torrent de Chabrière.

4.6. Conclusions

Les serpentinites du vallon de Chabrière n'occupent pas une place bien définie dans la séquence volcano-sédimentaire. Leur position actuelle est probablement le résultat de migrations tectoniques, en quelque sorte d'intrusions froides, profitant soit d'accidents longitudinaux (comme, par exemple, le vallon de Chabrière, soit de fractures transversales comme, par exemple, le vallon séparant les deux Pelvats ou la fracture centrale de la masse occidentale).

5. LES OPHIOLITES EN PETITES MASSES LENTICULAIRES JALONNANT LE CONTACT AVEC LA ZONE BRIANCONNAISE. SENSU LATO

Bien que ces ophiolites n'aient pas fait l'objet d'une étude cartographique et pétrographique détaillée, il nous semble important de mentionner quelques observations effectuées à leur sujet.

5.1. Lentille diabasique visible, au-dessus de Combebrémond, sur la rive droite de l'Ubaye.

On atteint cet affleurement en suivant, à partir de Combebrémond, le chemin menant au col Tronchet. A l'altitude de 2150 m, on observe la série de la zone d'Acceglio; en position renversée, elle comprend un Permo-Werfénien détritique, un Jurassique supérieur calcaire, la croûte manganésifère et les marbres chloriteux d'âge crétacé supérieur-paléocène (LE GUERNIC, 1967). Cette série est limitée vers le haut et vers l'W. par des cargneules, vers le bas et vers l'E. par des éboulis. Après avoir traversé cette zone d'éboulis (masquant le contact de la zone d'Acceglio avec la zone piémontaise), on arrive aux ophiolites dont il est question ici.

Ainsi, à 2400 m d'altitude, on observe, d'ouest en est, la série suivante :

- 15 m de schistes lustrés à faciès calcaire, dans lesquels est intercalée une lentille de serpentinite.

Cette lentille se présente comme une roche noire, fragmentée en de menus éléments anguleux, luisants. Sous le microscope, on constate qu'il s'agit d'une serpentinite à structure maillée avec de grands cristaux de lizardite. En outre, on observe de nombreuses veinules irrégulières formées d'antigorite (confirmation R.X.). Se développant à partir des veinules, cette dernière commence à envahir certaines parties de la serpentinite. La lentille, qui ne dépasse guère trois mètres d'épaisseur, renferme, par ailleurs, quelques inclusions vertes de nature métadiabasique.

- Fait suite un ensemble fortement replissé et tectonisé constitué de schistes radiolaritiques rouges, de brèches de coussins et de laves en coussins. L'épaisseur totale de cet ensemble est d'environ 45 m. On note une schistosité dirigée N. 45° W avec un plongement de 50° vers le S.-W.

Les schistes radiolaritiques, généralement de couleur lie-de-vin à rouge, contiennent des lits verts fortement micacés ainsi que des zones blanches abondantes, riches en calcite remobilisée. Examinée sous le microscope, cette roche, très intensément replissée, révèle, à côté de l'albite, du quartz, de la chlorite et du mica blanc, une forte teneur en pyroxène sodique (augite aegyrinique jadéitique) et, par endroits, des prismes de lawsonite.

Les brèches de coussins correspondent à des brèches d'éclatement typiques. Par endroits (surtout vers l'E.), les éléments sont peu séparés, permettant de reconnaître encore des pillows plus ou moins bréchiques. La métadiabase qui constitue les éléments est vert-jaunâtre et présente des traînées lie-de-vin, riches en hématite; les éléments provenant du bord des coussins sont finement variolitiques. La forme des fragments, rarement isométrique, apparaît la plupart du temps très fortement lenticulaire, ce qui peut s'expliquer par des déformations mécaniques intenses. Les éléments sont réunis par une matrice chloritique assez micacée. Examinée sous le microscope, la métadiabase montre une paragenèse qui la situe dans le faciès "schiste bleu" puisque comprenant des minéraux tels que lawsonite, pyroxène sodique, mica blanc et pumpellyite. Les microstructures volcaniques ont été entièrement détruites.

Les transformations métamorphiques qui ont affecté ces roches ne sont donc pas très différentes de celles que l'on rencontre dans la masse occidentale du vallon de Chabrière ou dans les brèches d'éclatement du Pic du Pelvat. La recristallisation a cependant été ici plus complète et les déformations tectoniques ont été plus intenses que dans les massifs ophiolitiques qui ne sont pas en relation avec le contact anormal zone piémontaise - zone briançonnaise s.l.

- Vers l'est, cet ensemble ophiolitique vient en contact avec des calcschistes appartenant aux schistes lustrés. La nature de ce contact - primaire ou tectonique - est difficile à déceler car les roches ont été par trop affectées par les déformations mécaniques.

Ces calcschistes affleurent sur une dizaine de mètres avant de disparaître, vers l'E., sous les éboulis.

5.2. Ophiolites de la carrière de "marbre" de Maurin.

Cette carrière, encore exploitée actuellement, se situe sur la rive gauche de l'Ubaye, au sud du hameau de Combebrémond. On l'atteint aisément par la petite route bifurquant à droite, près de l'église de Maurin.

Du point de vue géologique, ces ophiolites apparaissent précisément au contact anormal avec la zone d'Acceglio, représentée ici par une formation bréchique, dite de l'Alpet (LEMOINE, 1961), d'affinité piémontaise.

L'affleurement est constitué principalement de serpentinite et d'ophicalcite.

La serpentinite, massive, est beaucoup moins abondante que l'ophicalcite. De couleur vert-noir, à grain fin, elle renferme de petits et peu abondants cristaux de lizardite. De fines veines dorées de chrysotile (cross-fiber) parcourent la roche.

Sous le microscope, la structure maillée apparaît assez bien conservée. La magnétite, en petits grains allotriomorphes, est très abondante. Il semble que, par places, l'antigorite commence à se développer, surtout dans les cristaux de lizardite. Les veines à chrysotile sont nettement postérieures.

L'ophicalcite, qui forme la majeure partie de l'affleurement, est constituée d'éléments anguleux, millimétriques à centimétriques, de serpentinite cimentés par des veines irrégulières de calcite, de talc et d'amiante. Par endroits, on observe une forte minéralisation en pyrite.

Sous le microscope, les éléments serpentineux, à structure maillée, se révèlent riches en cristaux de lizardite; dans ces derniers, on note la présence de trémolite en cristaux aciculaires d'assez grande taille. Le développement d'antigorite ne fait que débiter. La serpentinite ne contient que peu de chlorite (variété shéridanite).

Plusieurs inclusions de métadiabases sont associées à l'ophicalcite. Leur taille dépasse un mètre. La roche, de couleur verte, est très écrasée et présente une certaine foliation; sa nature primaire - coussins ou dolérite massive - ne peut plus être reconnue.

Sous le microscope, le caractère cataclastique de cette roche est confirmé par la présence de cristaux d'albite brisés associés à de la chlorite et à du sphène-leucoxène; à côté de ces minéraux, on remarque un grand développement de lawsonite, d'un pyroxène sodique (augite aegyrinique jadéitique), de mica blanc et d'épidote.

Des veines, diffuses, à calcite, albite et quartz sont abondantes. La présence d'un pyroxène sodique, de lawsonite, comme celle d'antigorite dans la serpentinite et l'ophicalcite, indique que les transformations métamorphiques se sont produites à pressions élevées (faciès schiste bleu).

6. CONCLUSIONS DE LA PREMIERE PARTIE.

6.1. Au point de vue du mode de gisement, nous avons pu distinguer, en Haute-Ubaye, deux types d'affleurements d'ophiolites au sein des calcschistes piémontais :

- a) Les affleurements formant des lentilles disjointes, de petites dimensions, et très étirées, qui jalonnent la base des calcschistes piémontais charriés sur la zone briançonnaise. Ces pointements sont donc étroitement liés à un contact tectonique majeur.
- b) Les affleurements constituant des massifs plus ou moins allongés, intercalés dans les calcschistes piémontais.

Il s'agit :

- Du complexe éruptif des deux Pelvats qui consiste, rappelons-le, en une grande dalle, plus ou moins isoclinale avec les calcschistes, replissée sur elle-même.
- De la masse occidentale de Chabrière qui apparaît comme un pli-faille en position anticlinale.
- Du complexe serpentineux de la Gavia représenté par trois lames de serpentinite intercalées dans un ensemble sédimentaire isoclinal.

6.2. L'étude cartographique et stratigraphique des ophiolites et des sédiments associés nous a permis de mettre en évidence une série volcano-sédimentaire dont la polarité normale est la suivante :

- Ophiolites avec, à la base, des dolérites grossières, suivies par des brèches diabasiques hétérogènes, très souvent à ciment diabasique ("faciès de passage"). Des diabases en coussins et des brèches d'éclatement à fragments de coussins forment le sommet de cette séquence volcanique.
- Jaspes et schistes siliceux.
- Calcaires en dalles.

- Formation schisto-calcaire de la Replatte.

La série que nous venons de mentionner n'est pas toujours complète.

Ainsi, les dolérites et le "faciès de passage" peuvent manquer.

Dans la coupe de la rive gauche du vallon de Chabrière, on constate, par contre, l'absence des jaspes et des calcaires en dalles; cette lacune coïncide ici avec l'apparition de brèches d'écroulement (olisthostromes ?) dont la formation a dû se situer presque immédiatement après l'épanchement des diabases en coussins.

Sous les sommets 3150 et 3154 du Pelvat de Chabrière, les diabases en coussins font place à une mince bande de brèches diabasiques. Une double raison est sans doute à l'origine d'une telle variation latérale :

- dépôts volcaniques très réduits;
- étirements tectoniques importants (avec injection de serpentinite) lors de l'orogénèse alpine.

Le mode de liaison de l'ensemble volcano-sédimentaire avec les calcschistes piémontais n'a pas pu être élucidé : s'agit-il d'une liaison stratigraphique, ou, au contraire, d'un contact tectonique majeur entre une "nappe ophiolitique" plus ou moins indépendante et les calcschistes piémontais?

6.3. Nous n'avons pu disposer d'aucune donnée paléontologique pour résoudre le problème de l'âge des épanchements ophiolitiques et des formations sédimentaires associées.

Seuls des arguments indirects nous ont amenés à avoir une présomption en faveur d'un âge à peu près jurassique supérieur ou crétacé inférieur.

Par comparaison avec les séries des Grisons (par exemple, celle de la nappe de la Platta (DIETRICH, 1969) et surtout celles de l'Apennin ligure, il est possible de mettre en évidence de très nettes analogies de faciès et de séquences. En effet, dans l'unité du Monte-Gottero de l'Apennin septentrional, par exemple (ELTER, ELTER, STURANI et WEIDMANN, 1966, p. 289), les ophiolites (avec diabases en coussins) sont surmontées par des radiolarites et des jaspes rouges et verts, puis par des calcaires blancs, gris ou roses à Calpionelles et Radiolaires (Malm-Berriasien), qui correspondent à nos calcaires en dalles, et enfin, par la série des argiles à

"palombini" (Berriasien-Barrémien) qui n'est pas sans rappeler notre formation de la Replatte.

6.4. Au point de vue tectonique, nous avons pu mettre en évidence deux phases distinctes de plissements :

- la première a donné naissance à des plis d'axe N. 35°-40° E.; ces derniers sont bien visibles, au Pelvat de Chabrière, entre les sommets 3154 et 3156.
- La seconde phase a engendré des plis de direction N.20°-60° W., et parallélisé les calcschistes en un ensemble isoclinal plongeant de 35°-45° vers le S.-W. C'est la phase dite de rétrocharriage.

Dans son travail sur les zones internes des Alpes cottiennes, A. MICHARD (1967) relève également les traces de deux phases tectoniques qu'il situe, dans le temps, immédiatement après la phase de charriage des calcschistes piémontais vers l'extérieur de l'arc alpin. Il s'agit, en premier lieu, d'un serrage transversal qui se traduit par la formation de plis, à déversement variable, d'axe principalement E.-W., mais qui, dans nos régions, apparaissent incurvés vers le S.-W. Nos plis tronqués, d'axe N.35°-40° E., correspondraient alors à cette phase.

En second lieu, se développent les phénomènes de rétrocharriage, dus à un effondrement relatif des zones internes, et qui se traduisent, dans nos régions, par des accidents de direction N.40° W.

Deuxième partie

DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES

1. LES METADOLERITES GROSSIERES ET LES METAGABBROS.

1.1. LES METADOLERITES GROSSIERES DU MASSIF DES DEUX PELVATS.

Ces roches affleurent dans les parties supérieures de l'ensemble volcano-sédimentaire du pic du Pelvat et du Pelvat de Chabrière (voir dépliants 3a et 3b). Etant souvent très grossièrement recristallisées, ces métadolérites nous fournissent de très amples renseignements sur l'histoire métamorphique de la région considérée.

Sur la base des compositions minéralogiques assez variées de ces roches, il est possible de distinguer plusieurs sortes de métadolérites :

A. Métadolérites albito-augitiques à chlorite interstitielle, peu affectées par les recristallisations métamorphiques.

Situation

Ces métadolérites se localisent au sommet de la masse doléritique, au contact avec les brèches diabasiques du "faciès de passage" (voir dépliants 3c et 3d).

Description macroscopique

Franchement vertes, ces roches présentent une structure intersertale bien visible. Leur granulométrie est assez variable, la longueur des lattes de plagioclase allant de 0,1 à 2 mm. On reconnaît l'augite et la chlorite interstitielle, toutes deux brun foncé à noir. Dans les types les plus fins, l'apparition de traînées sombres, formées de pumpellyite et de chlorite, est un signe précurseur d'une structure bréchoïde.

Descriptions microscopiques

P l a g i o c l a s e

Ce minéral se présente en lattes souvent allongées, maclées selon les lois de l'albite, de la péricline et de Carlsbad. Les cristaux sont généralement brisés, les fractures étant remplies de chlorite. Loin d'être limpide, ce feldspath est "farci" d'une multitude de fines inclusions constituées de lawsonite, pumpellyite, amphibole bleue, séricite et chlorite.

Les plages, de dimensions millimétriques à centimétriques, présentent des contours corrodés.

Toutes les mesures (optiques, R.X.) confirment qu'il s'agit d'une albite pure.

Mentionnons, dans quelques coupes minces, des amas d'albite finement granoblastique, très peu maclée; il s'agit là de cristallisations nettement secondaires.

A u g i t e

En cristaux trapus dans les variétés grossières (des dolérites), ce pyroxène apparaît en plages allongées dans les variétés fines. Le plan de séparation selon (100) caractérisant le diallage est parfois visible. Une teinte brunâtre et une dispersion ($r < v$) très forte indiquent que l'on se trouve en présence d'une variété titanifère.

Il nous a été possible de relever que cette augite avait été affectée par les différents modes de transformation suivants :

- Transformation en pumpellyite à partir des fractures.
- Remplacement par une chlorite, légèrement verdâtre en LN et présentant des teintes de dispersion brunâtres sombres ou bleutées en LP, dont le signe optique est tantôt positif, tantôt négatif. Etant donné la très faible biréfringence de cette variété, il s'agit probablement, en suivant les données d'ALBEE (1962), d'une "Mg-Fe-Chlorite".
- Corrosion et remplacement par un pyroxène sodique. La transformation, partant du bord des cristaux, progresse vers l'intérieur en suivant les fractures et les plans de clivage. Ce pyroxène, par ses caractères optiques, appartient au groupe de l'augite aegyrinique.

C h l o r i t e

Nous avons observé deux variétés :

- a) Une chlorite légèrement verdâtre, très peu biréfringente, à teintes de dispersion brunâtre sombres, plus rarement bleutées; il s'agit probablement d'une

"Mg-Fe-Chlorite". Elle corrode l'augite et apparaît également en position interstitielle entre les lamelles d'albite dans les dolérites exemptes de pyroxène sodique.

- b) Une chlorite très nettement colorée, fortement pléochroïque (parallèlement aux feuillets : vert herbe; perpendiculaire aux feuillets : jaunâtre). La biréfringence est faible, les teintes de dispersion sont violacées à bleutées. Il s'agit d'une variété plus ferrifère ("Fe-Mg-Chlorite") que l'on rencontre dans les dolérites à pyroxène sodique.

A m p h i b o l e b l e u e

Ce minéral n'est pas très abondant dans les métadolérites. On relève cependant la présence de fines aiguilles qui se développent à l'intérieur des cristaux d'albite, souvent à partir des bords des plages d'augite.

Les paramètres optiques indiquent qu'il s'agit d'un glaucophane. Dans quelques dolérites, il apparaît que la composition de ces amphiboles bleues n'est pas homogène. On note, en effet, près du contact avec l'augite, une coloration bleue plus intense et une biréfringence beaucoup plus basse, traduisant une teneur en fer plus élevée. Dans certains cas extrêmes, le plan des axes optiques devient même perpendiculaire à (010); on a alors, au contact avec l'augite, une bordure de crossite.

P y r o x è n e s o d i q u e

Se développant à partir du bord des cristaux d'augite, cette variété de pyroxène envahit les plages en suivant les plans de clivage ou de fracture; elle remplace parfois entièrement l'augite (voir fig. 4).

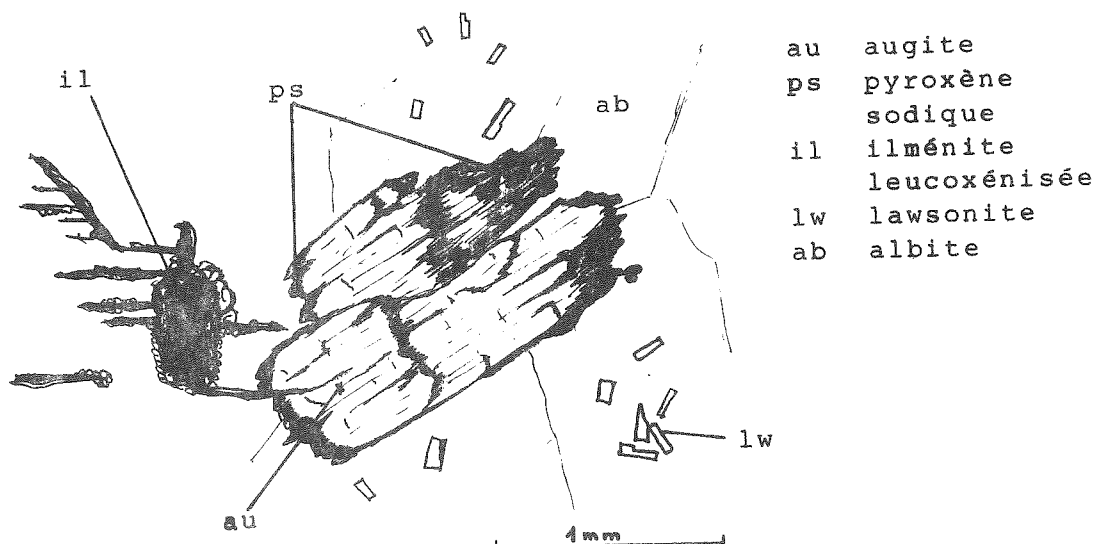


Fig. 4 : Augite partiellement transformée en pyroxène sodique.

Les propriétés optiques correspondent plus ou moins à celles d'une augite aegyrinique.

Le pléochroïsme est le suivant : X: vert; Y: vert brunâtre; Z: brunâtre.

L'allongement est négatif, l'angle $X \wedge c$ d'environ 10° .

L'angle $2V$, grand, voisin de 80° , est négatif.

La biréfringence, relativement basse (0,033 à 0,040), pourrait indiquer la présence d'une certaine composante jadéitique.

La cristallisation de ce pyroxène sodique a précédé celle de l'amphibole bleue. En effet, dans de rares cas, on observe la corrosion des bords des cristaux d'augite aegyrinique par une amphibole bleue de composition crossitique.

Ce pyroxène sodique ne se développe que sporadiquement. Il ne s'observe, en effet, que dans un petit nombre d'échantillons.

P u m p e l l y i t e

Assez abondant dans ce type de métadolérites, ce minéral se rencontre sous trois paragenèses distinctes :

- a) Croissance de gerbes de pumpellyite très finement cristallisée à partir de fractures sillonnant des cristaux d'augite. Cette variété est très pléochroïque (Z: incolore; Y: vert jaune à vert bleuté; X: incolore).
L'angle $2V$ est d'environ $+45^\circ$, la dispersion est très forte ($r < v$).
Ce sont là les propriétés d'une variété ferrifère.
- b) Cristallisations, dans les plages d'albite, de très petites baguettes de pumpellyite presque incolore et à peine pléochroïque (Z: incolore; Y: incolore à verdâtre; X: incolore).
Toutes autres mesures optiques n'ont pas pu être effectuées étant donné les très petites dimensions des cristaux. Néanmoins, un pléochroïsme très faible est caractéristique d'une pumpellyite peu ferrifère.
- c) En remplissage de veines irrégulières, parfois associée à la chlorite, cette pumpellyite, caractérisée par son habitus fibreux et son pléochroïsme très intense (Z: vert bleuté, parfois jaunâtre; Y: vert bleuté intense; X: incolore), est très riche en fer.

L a w s o n i t e

Peu abondante dans ce type de métadolérites, la lawsonite se rencontre cependant dans les variétés riches en pyroxène sodique. Elle se présente en petits prismes non maclés, en partie remplacés par de la chlorite ou de l'épidote, développés, sans orientation privilégiée dans les lattes d'albite.

E p i d o t e

L'épidote se rencontre soit en développements locaux, soit en grains plus ou moins grands dans les cristaux d'albite.

Il s'agit d'une variété assez pléochroïque (Z: jaunâtre; Y: jaune citron; X: incolore), d'angle $2V$ d'environ 75° , et présentant une forte dispersion ($r > v$); la biréfringence est de 0,042; les macles selon (100) sont assez fréquentes. Ces caractères optiques correspondent à ceux d'une pistacite ferrifère (environ 30% de Fe $3+$).

La cristallisation de cette pistacite est nettement postérieure au développement de la lawsonite, des pyroxènes sodiques et de l'amphibole bleue.

L'épidote s'observe également dans des veines qui recourent nettement la structure intersertale; elle est alors très largement cristallisée.

S é r i c i t e

Ce mica blanc, peu abondant, apparaît en minuscules développements dans les plages d'albite et en feuillets orientés parallèlement à ceux de chlorite; sa composition exacte n'a pas pu être déterminée, vu la rareté et les dimensions réduites des cristaux.

L'analyse diffractométrique indique cependant une variété phengitique.

A c t i n o t e

Cette amphibole apparaît en petits cristaux aciculaires, peu abondants, isolés ou groupés en agrégats. Légèrement pléochroïque (Z: verdâtre bleuté; Y et X: incolores), elle est associée à la chlorite.

Elle forme également des croissances parallèles avec le glaucophane.

S t i l p n o m é l a n e

Minéral très accessoire, le stilpnomélane apparaît associé à la chlorite, surtout le long de fissures.

Son pléochroïsme est très fort (Z et Y: brun sombre; X: jaunâtre), son signe optique négatif ($2V \sim 0^{\circ}$).

Il s'agit de la variété ferristilpnomélane.

C a l c i t e

Formant des remplissages secondaires, ce carbonate s'observe soit en veines diffuses, soit lié à des zones écrasées.

Par ailleurs, il envahit localement, et de façon préférentielle, les parties feldspathiques de la métadolérite.

La cristallisation de la calcite est postérieure à celle des principaux minéraux de métamorphisme (pyroxène sodique, amphibole bleue, pumpellyite et lawsonite).

A p a t i t e

Ce minéral, en petits prismes, s'observe de préférence dans les parties feldspathiques.

S p h è n e e t l e u c o x è n e

Le sphène, assez abondant, se présente généralement en petits granules dispersés ou groupés en agrégats.

Le leucoxène apparaît en développements réticulés de grande taille. Les cristaux d'ilménite dont il dérive ont été inégalement transformés, de sorte qu'entre des lamelles formées de leucoxène semiopaque, se loge du sphène en fins granules limpides. Très souvent, ces cristaux d'ilménite ont été brisés et disloqués.

Structures

Ces dolérites sont caractérisées par une structure primaire intersertale grossière encore très bien visible malgré la cristallisation de nombreux minéraux de métamorphisme. On relève, dans les types les plus fins, une tendance vers le type intersertal divergent. Localement, les effets du dynamométamorphisme confèrent à ces roches une structure cataclastique plus ou moins prononcée.

Genèse

- a) La dolérite primaire, augitique, présentait une structure intersertale.
- b) Lors du métamorphisme alpin, tout une suite de cristallisations et de transformations se sont produites :
 - Cristallisation de pumpellyite et, plus rarement, de lawsonite dans les parties feldspathiques.
 - Transformation partielle des cristaux de diallage à partir des bords en un pyroxène sodique (augite aegyrinique).
 - Remplacement de l'augite, à l'intérieur des cristaux surtout, par une variété assez ferrifère de pumpellyite.

- Cristallisation d'amphibole bleue à partir du bord des cristaux d'augite et à l'intérieur de l'albite. Le développement de cette amphibole est postérieur à celui du pyroxène sodique. Les premiers cristaux d'amphibole bleue formés sont de composition crositique (plus ferrifère) mais ils deviennent très rapidement glaucophanitiques.
- Leucoxénisation des cristaux d'ilménite et recristallisation de sphène limpide.
- Les minéraux de métamorphisme suivants s'observent plus rarement : séricite, actinote, stilpnomélane, épidote.
- La calcite est nettement postérieure aux autres minéraux de métamorphisme; en veines diffuses, elles envahit la métadolérite.
- Par ailleurs, on observe assez souvent des veines très irrégulières, ou des poches, remplies de pumpellyite ferrifère et de chlorite, minéraux accompagnés localement d'épidote, de stilpnomélane et de calcite.

B. Métadolérites albito-chloritiques à augite et à hornblende, à cristallisations peu abondantes de glaucophane.

Situation

Ces roches affleurent dans la partie inférieure de l'arête S.-W. du pic du Pelvat et constituent la majeure partie des métadolérites du Pelvat de Chabrière (voir dépliants 3c et 3d).

Descriptions microscopiques

P l a g i o c l a s e

Les mesures optiques, de même que les mesures diffractométriques, indiquent une albite pure.

Les lamelles formant la trame de la structure intersertale apparaissent fortement brisées. Elles sont chargées d'inclusions nombreuses et de nature variée (lawsonite, pumpellyite pauvre en fer, chlorite, séricite, glaucophane et apatite).

Dans certaines zones écrasées, l'albite a recristallisé sous forme d'amas finement grenus. Elle est alors limpide et très peu maclée.

A u g i t e

Cette variété de pyroxène, peu abondante, ne s'observe plus ici dans tous les échantillons. Très souvent, en effet, ne subsistent que de petites reliques corrodées à l'intérieur de plages formées par une variété de chlorite verdâtre, à biréfringence très faible et à teintes de dispersion brunâtre foncé. Dans cette chlorite de néoformation, nous avons relevé la présence de nombreux granules de sphène qui semblent résulter de la libération du titane lors de la chloritisation l'augite.

Une enveloppe partielle, plus rarement complète, de hornblende entoure ces augites plus ou moins chloritisées. La limite entre le pyroxène et la hornblende n'est jamais bien nette; il semble plutôt y avoir une zone de passage irrégulière (voir fig. 5).

H o r n b l e n d e

Cette amphibole présente un pléochroïsme assez intense (Z: le plus souvent vert, plus rarement brun vert; dans quelques cas, on observe une bordure, nettement moins colorée, verte, bleutée. Y: jaune verdâtre ou jaune brunâtre. X: jaunâtre clair). Son angle $2V$ oscille autour de -70° ; sa biréfringence est de 0,020 et l'angle $Z \wedge c$ compris entre 15° et 17° . Quelques individus sont maclés selon (100).

De telles propriétés optiques sont celles d'une tschermakite contenant 35% moléculaires de (Fe^{2+}, Mn, Ti) (TROGER, 1952, p. 77). Dans certaines coupes minces, les cristaux de hornblende sont entourés d'une bordure nettement moins colorée, vert bleuté, dont la nature se rapproche de celle d'une actinote ou d'une barroisite.

La cristallisation de cette hornblende semble appartenir à un stade magmatique, mais il n'est pas exclu qu'elle ait subi certains changements de composition lors du métamorphisme alpin.

C h l o r i t e

Nous avons distingué deux types :

- a) Une "Mg-Fe-Chlorite" faiblement colorée, peu pléochroïque, de biréfringence faible à teintes de dispersion brunâtres, à allongement négatif et signe positif. Cette variété se forme au détriment de l'augite, le long de fractures de cette dernière; la hornblende, elle, n'est pratiquement pas chloritisée.

La même variété de chlorite se trouve également dispersée dans les cristaux de feldspath ou envahit la roche selon un système de fractures fines et irrégulières.

- b) Une "Fe-Mg-Chlorite, verdâtre, à pléochroïsme assez fort, biréfringence basse, dispersion violacée et bleutée, allongement positif, signe négatif. Elle se trouve en position interstitielle entre les lattes d'albite.

A m p h i b o l e b l e u e

Cette variété, dotée d'un pléochroïsme assez fort (Z: bleu clair; Y: violet; X: incolore jaunâtre) et d'un allongement positif, a son plan des axes optiques orienté parallèlement à (010); son angle $2V$ est d'environ 35° , sa biréfringence est égale à 0,020, l'angle $Z \wedge c$ vaut environ 7° et sa dispersion est assez forte ($r < v$).

Ses propriétés sont celles d'un glaucophane renfermant une assez faible proportion de fer (BORG, 1967).

Dans de rares cas, la teneur en fer peut augmenter considérablement. La biréfringence tombe alors à une valeur de 0,017 et le minéral devient pratiquement uniaxe.

Peu abondant dans cette variété de métadolérite, le glaucophane forme des couronnes entourant l'augite et surtout la hornblende. Le contact avec la hornblende est tranché. Dans certains échantillons, on observe un liseré très fin, constitué d'une amphibole incolore, avec un angle $Z \wedge c$ d'environ 16° (actinote) qui sépare l'amphibole bleue de la hornblende. Le glaucophane, de même orientation cristallographique que la hornblende, semble prolonger cette dernière à l'intérieur des domaines feldspathiques.

Ainsi, en partant du centre, on observe souvent l'association complexe suivante (voir fig. 5) :

- l'augite fortement chloritisée;
- la hornblende;
- le liseré occasionnel d'amphibole incolore, actinotique;
- le glaucophane.

Plus rarement, le glaucophane apparaît en cristaux isolés, de petite taille, dans l'albite ou la chlorite.

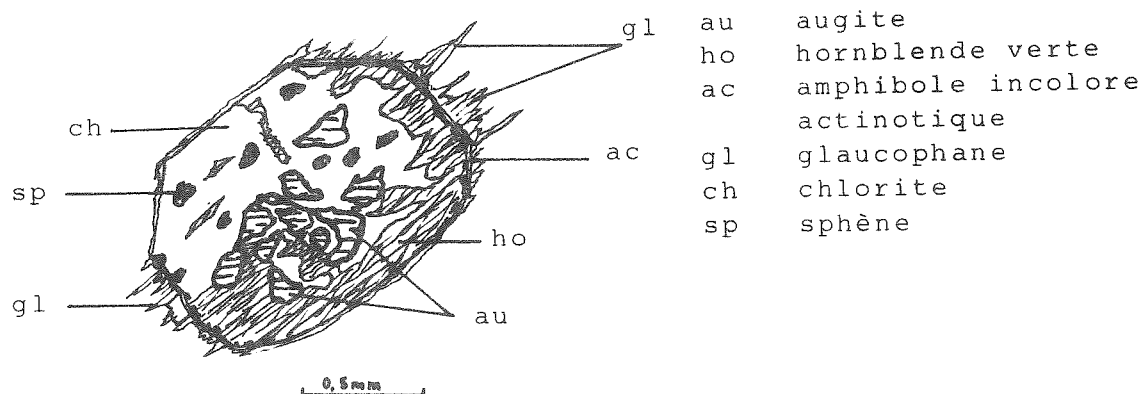


Fig. 5 : Association augite - hornblende - glaucophane.

P u m p e l l y i t e

Dans certains échantillons, la pumpellyite est abondante. Elle forme alors un enchevêtrement de prismes fins dans les lattes d'albite; sa répartition est très irrégulière. Sa couleur et son pléochroïsme faibles indiquent une teneur en fer ferrique peu élevée. Souvent, la pumpellyite coexiste avec la lawsonite dont la cristallisation semble légèrement antérieure.

La pumpellyite remplit également des veines très irrégulières. Sa coloration et son pléochroïsme sont alors beaucoup plus forts (Z et Y: incolores; Y: vert herbe).

L a w s o n i t e

Ce minéral s'observe en prismes d'assez grande taille dans les cristaux d'albite. Il est loin d'être aussi abondant que la pumpellyite qui est le silicate hydraté de Ca et Al caractéristique de ce type de métadolérites.

E p i d o t e

L'épidote, peu abondante, mais en grains d'assez grande taille, se rencontre dans les parties chloritiques, plus rarement dans l'albite. Son développement est postérieur à celui de la pumpellyite.

M i c a b l a n c

Il s'agit de produits séricitiques, bien développés dans les cristaux d'albite et en association avec la pumpellyite.

A c t i n o t e

Légèrement verdâtre, bleutée ou brunâtre et faiblement pléochroïque, cette amphibole se caractérise par un allongement positif, un angle, $2V$ grand, négatif, et un angle $Z \wedge c$ de 16° .

Elle se développe en cristaux aciculaires, dans les plages chloritiques, rarement isolés, le plus souvent en agrégats enchevêtrés. Sa cristallisation semble à peu près contemporaine de celle du glaucophane.

C a l c i t e

Ce carbonate constitue des développements tardifs, envahissant le feldspath, mais apparaît également associé à la chlorite se substituant à l'augite, ainsi que dans des zones écrasées, accompagné d'albite finement granulaire, remobilisée. Il est postérieur à tous les autres minéraux.

A p a t i t e

Surtout localisée dans les parties feldspathiques, l'apatite se présente en prismes, souvent très longs, brisés. La cristallisation de ce minéral (antérieure à celle du feldspath) semble appartenir à un stade magmatique précoce.

I l m é n i t e, s p h è n e e t l e u c o x è n e

L'ilménite, dont les seuls témoins sont des figures réticulées de grande taille, a été entièrement leucoxénisée. Le sphène assez limpide apparaît soit dans les interstices des réticules d'ilménite leucoxénisée, soit associé à la chlorite provenant de l'altération de l'augite, soit en fins granules dispersés.

M a g n é t i t e e t p y r i t e

Très accessoires, ces deux minéraux apparaissent en petits cristaux isolés, la plupart du temps oxydés en produits hématitiques rouges; on les observe de préférence dans les plages chloritiques.

Structures

Caractérisées par une structure primaire intersertale grossière, ces métadolérites ont été assez fortement déformées mécaniquement. Les lamelles d'albite, brisées, ont partiellement recristallisé en bordure, donnant des amas albitiques finement granulaires. Toutefois, la structure primaire reste toujours bien reconnaissable.

Quelques échantillons ont montré une structure pegmatitique à hypidiomorphe grenue; la proportion des minéraux fémiques est apparue nettement réduite.

Dans certaines métadolérites (faciès de bordure), nous avons observé des inclusions peu digérées, de nature soit diabasique et montrant des structures plus finement intersertales à intersertales divergentes, soit chloritique avec d'importantes recristallisations d'actinote.

Genèse

a) La roche primaire était une dolérite grossière à augite, hornblende et chlorite; toutefois, la composition primaire de la hornblende, actuellement tschermakitique, est incertaine.

Il est difficile de situer dans le temps la chloritisation plus ou moins complète de l'augite. Faut-il la rattacher à un stade postmagmatique ou anchimétamorphique

ou, au contraire, est-elle liée aux premières manifestations du métamorphisme alpin?

Notons encore que dans certains échantillons, l'augite peut faire complètement défaut (métadolérite à hornblende et chlorite).

b) Dans l'ordre chronologique, les minéraux suivants se sont donc formés lors du métamorphisme alpin :

- cristallisations locales de lawsonite dans le plagioclase;
- immédiatement après, grand développement de pumpellyite et de séricite dans ce feldspath.
- Font suite : la croissance du glaucophane, le développement des agrégats d'actinote (surtout sur les plages chloritiques).
- Le développement des grains d'épidote, nettement postérieur.
- Enfin, la cristallisation de la calcite envahissant, très localement, la métadolérite d'une manière diffuse.

Quant à la leucoxénisation de l'ilménite, nous n'avons pu la situer dans le temps.

Chimisme

Trois métadolérites ont été analysées. Nous donnons ci-dessous les modes respectifs de ces roches, les résultats des analyses, les paramètres de Niggli correspondants et les conclusions qui en découlent.

Modes

Métadolérite du Pic du Pelvat, analyse No 1 :

Albite, augite (fortement chloritisée), hornblende verte, chlorite, glaucophane, actinote, pumpellyite, lawsonite, séricite, sphène-leucoxène, calcite (peu).

Métadolérite du Pelvat de Chabrière, analyse No 2 :

Albite, augite, hornblende verte (peu), chlorite, glaucophane (peu), actinote, lawsonite (abondante), pumpellyite, séricite, sphène-leucoxène.

Métadolérite pegmatitique du Pelvat de Chabrière, analyse No 3 :

Albite, hornblende verte (très peu), chlorite, lawsonite (abondante), épidote, séricite, sphène-leucoxène, calcite (peu).

Résultat des analyses.

Pourcentages pondéraux.

Analyse No :	1	2	3
SiO ₂	53,51	49,2	55,1
Al ₂ O ₃	13,65	16,77	17,61
TiO ₂	1,18	1,07	1,44
FeO	6,57	3,62	1,91
Fe ₂ O ₃	1,62	3,16	3,07
CaO	5,55	7,36	4,37
MgO	8,35	8,97	4,90
Na ₂ O	5,19	4,34	6,91
K ₂ O	0,30	0,48	0,19
MnO	0,16	0,11	0,09
P ₂ O ₅	0,10	0,12	0,27
H ₂ O+	3,28	4,39	} 3,55
H ₂ O-	(0,11)	(0,17)	
CO ₂	0,50	0,36	0,46
Totaux :	99,96	99,95	99,87

Analystes: Mme N. Monnier Mme N. Monnier Melle P. Voldet

Méthode
d'analyse : Voie humide Voie humide Fluorescence X

Paramètres de Niggli.

Analyse No :	1	2	3
si	138,8	119,4	166,1
al	20,8	23,9	31,2
fm	50,2	46,0	34,1
c	15,4	19,1	14,1
alk	13,5	10,9	20,5
ti	2,30	1,95	3,25
p	0,11	0,12	0,34
h	28,4	35,5	35,7
mg	0,65	0,71	0,65
k	0,04	0,07	0,02
w	0,18	0,44	0,59
qz	-15,3	-24,3	-16,0
Si ^o	0,90	0,83	0,91
Az ^o	0,58	0,54	0,62

Remarques

Métadolérite An. No 1 :

Les paramètres de Niggli caractérisent un magma fé mique, basique, avec alk intermédiaire à riche et c normal à pauvre. Ces propriétés sont celles d'un magma Na-lamprosyénitique. On remarquera que cette roche présente des caractères spilitiques certains.

Métadolérite An. No 2 :

Les valeurs données par l'analyse No 2 indiquent un magma fé mique, basique, avec alk pauvre et c normal. Ce sont là les caractères d'un magma mugéaritique. Comparée à la métadolérite An. No 1, cette roche se caractérise par une tendance spilitique nettement moins accentuée, des valeurs de alk et ti plus petits, celle de c étant par contre considérablement plus élevée.

De nombreux gabbros et diabases à tendance spilitique, provenant des Alpes françaises (par exemple Montgenèvre, col des Gets), soit des Alpes grisonnes (par exemple Ardez, Tarasp, Arosa) présentent des compositions chimiques semblables.

Métadolérite An. No 3 :

Les paramètres de Niggli montrent que l'on se trouve en présence d'un magma isofalique, neutre à basique, avec alk intermédiaire et c pauvre. Ces caractères ne se rattachent à aucun type de magma bien défini. Ils laissent cependant apparaître des affinités essexitakéritiques à mélasodiques syénitiques. La composition chimique de cette métadolérite se caractérise par un abaissement des teneurs en ferromagnésiens et par un enrichissement en SiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O (par rapport aux métadolérites normales). Ce sont là des variations typiques d'une évolution pegmatitique.

C. Métadolérites albito-chloritiques à hornblende, très riches en glaucophane.

Situation

Ces métadolérites affleurent sur l'arête S.-W. du Pic du Pelvat; situées actuellement au sommet de la série volcano-sédimentaire, elles constituaient originellement les termes les plus profonds de cette dernière (voir dépliants 3c et 3d).

Descriptions microscopiques

P l a g i o c l a s e

Ce feldspath se présente en lamelles assez grandes, relativement limpides. Les macles de l'albite, de la péricline ou celles montrant l'association Carlsbad-albite sont fréquentes. Toutes les mesures optiques et diffractométriques indiquent qu'il s'agit d'une albite pure. Très souvent, les cristaux sont partiellement ou complètement envahis par l'amphibole bleue; on y relève aussi la présence de lawsonite, de pumpellyite, d'épidote, de chlorite et de séricite. Les inclusions d'apatite sont abondantes.

Dans certaines métadolérites caractérisées par des recristallisations métamorphiques très poussées, l'albite ne s'observe plus qu'en petites reliques.

A u g i t e

Ce type de métadolérites est actuellement dépourvu d'augite. Toutefois, dans certaines plages formées de chlorite et de glaucophane, le mode de distribution des pigments de sphène évoque les contours d'un pyroxène primaire. Le centre de telles plages est plus riche en chlorite (résultant d'un pyroxène) que le bord, essentiellement constitué de glaucophane et de sphène-leucoxène; cette association détermine un liséré prononcé autour du noyau plus chloritique (voir fig. 6).

Il est donc probable qu'un pyroxène primaire ait existé dans certains échantillons; ce minéral aurait été entièrement chloritisé et partiellement envahi par l'amphibole bleue pendant le métamorphisme alpin.

H o r n b l e n d e

Les caractères de cette amphibole sont les suivants : Pléochroïsme intense (Z: vert, parfois vert-brun; Y: vert-jaune, parfois brunâtre; X: jaunâtre clair); angle $Z \wedge c$ égal à 16° ; allongement positif; valeur de l'angle $2V$ environ égale à -70° ; dispersion $r < v$; biréfringence d'environ 0,019.

Ces propriétés correspondent à celles d'une hornblende commune tschermakitique (renfermant environ 35% moléculaire de Fe^{2+} Mn, Ti) (TROGER, 1952).

Cette hornblende forme, localement, des noyaux à l'intérieur des cristaux de glaucophane qui présentent une orientation cristallographique semblable. L'amphibole bleue constitue des auréoles épaisses, envahissant partiellement à complètement la hornblende primaire qui ne persiste alors plus qu'en reliques éparses. Relevons la forte abondance des granules de sphène localisés dans les plans de clivages du glaucophane.

C h l o r i t e

Il s'agit d'une variété verdâtre, à pléochroïsme assez fort, biréfringence basse; les teintes de dispersion sont bleutées, l'allongement positif, le signe optique négatif; on se trouve à nouveau en présence d'une "Fe-Mg-Chlorite". Localement, le pléochroïsme peut devenir très intense (Z: vert herbe à vert-jaune; X: jaunâtre); la biréfringence, qui augmente également, peut atteindre la valeur de 0,013: on passe alors à des types de chlorites plus riches en fer.

Ce minéral se rencontre :

- en plages occupant les espaces entre les lattes d'albite;
- en noyaux à l'intérieur des cristaux de glaucophane;
- dans l'albite, en lamelles dispersées ou jalonnant des fractures;
- sous forme de pseudomorphoses de cristaux de lawsonite. C'est le cas, en particulier, des variétés les plus ferrifères, accompagnées de ferristilpnomélane.

A m p h i b o l e b l e u e

De composition non homogène, cette amphibole sodique présente très souvent une certaine zonation. Les caractères optiques suivants peuvent toutefois être donnés comme ceux d'une variété de composition "moyenne": Z ($\wedge$ c: environ 5°): bleu; Y (= b): violet; X: jaunâtre.

La biréfringence est égale à 0,022 (les indices, déterminés avec les liqueurs d'indice, ont les valeurs suivantes :

$$\gamma = 1,649 ; \beta = 1,647 ; \alpha = 1,627).$$

L'allongement est positif.

L'angle 2V (calculé) est égal à -34° .

La dispersion est moyenne avec $r < v$.

Le plan des axes optiques est // à (010).

Ces données sont celles correspondant à un glaucophane à 25% moléculaire de (Fe^{2+}, Fe^{3+}) (BORG, 1967).

L'analyse diffractométrique indique que nous sommes en présence de glaucophane II, polymorphe stable à haute pression (ERNST, 1963).

L'amphibole sodique se rencontre :

- en auréoles autour des cristaux de hornblende qu'elle peut même envahir totalement.
- en "corona" autour des plages de chlorite qui résultent probablement de la chloritisation d'un pyroxène primaire. Dans la majorité des cas toutefois, le glaucophane s'étend aussi vers l'intérieur de telles phases. De l'intérieur vers l'extérieur, on observe alors la zonation suivante :
 - a) noyau de chlorite à limites floues;
 - b) glaucophane de composition "moyenne";
 - c) liseré à pigmentation de sphène-leucoxène très abondante, soulignant le contour des pyroxènes

primaires. Ce liséré renferme également, vers l'extérieur, une amphibole bleue plus riche en fer (coloration bleue plus intense; biréfringence plus faible (environ 0,019); plan des axes optiques toujours // à 010;
d) enfin, à partir de l'albite, se développe un glaucophane plus riche en MgAl, donc à nouveau de composition "moyenne":

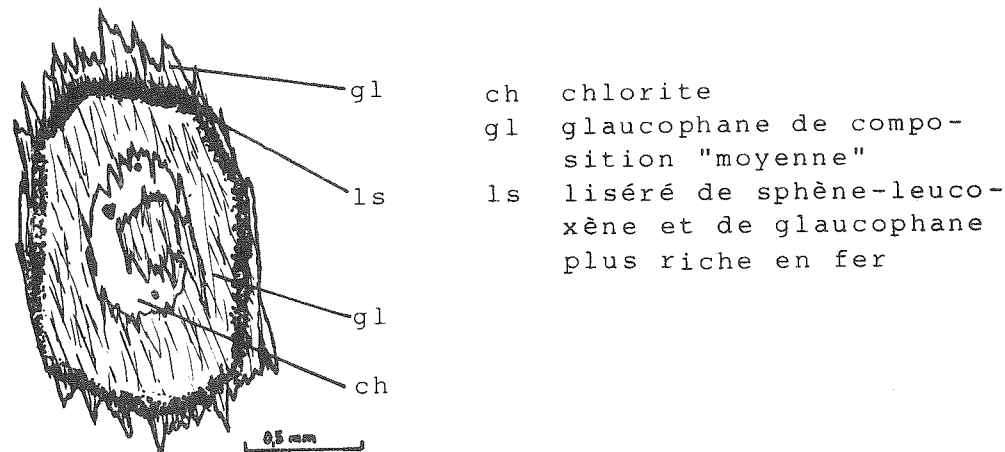


Fig. 6 : "corona" glaucophanitique autour d'une plage de chlorite.

- en cristaux isolés dans l'albite;
- dans les plages de chlorite où le glaucophane forme avec l'actinote des enchevêtrements très denses (la chlorite, en effet, ne persiste parfois qu'en petites reliques). Dans ce cas, la cristallisation de l'actinote et du glaucophane semble à peu près contemporaine. Les petits cristaux aciculaires d'amphibole exhibent souvent une composition non homogène, puisqu'ils sont actinotiques et glaucophanitiques en même temps.

La cristallisation du glaucophane est postérieure à celle de la lawsonite.

A c t i n o t e

De composition variable, cette amphibole présente les caractères optiques suivants :

Pléochroïsme : Z: verdâtre (le centre des cristaux les plus grands est vert-clair, le bord étant verdâtre, parfois bleuté); Y: verdâtre-jaunâtre; X: jaunâtre.

L'angle $Z \wedge c$ vaut, en moyenne, 15 à 16°; il est souvent plus grand au centre des cristaux (atteignant jusqu'à 19°) et plus petit au bord (diminuant jusqu'à 12°).

L'allongement est positif.

L'angle 2V, négatif, est grand.

La biréfringence a une valeur voisine de 0,021 (le centre des cristaux étant légèrement plus biréfringent que le bord).

Ce sont bien là les caractères d'une actinote. Les plus grands cristaux sont zonés : le centre est de composition actinotique avec, probablement, une certaine composante tschermakitique; le bord, souvent bleuté et caractérisé par un angle $Z\wedge c$ plus petit, pourrait être de composition gastal-ditique (intermédiaire entre actinote et glaucophane).

Cette amphibole actinotique n'est pas très abondante. Nous l'avons observée dans des plages de chlorite sous forme d'enchevêtrements fins, souvent associée à des cristaux aciculaires de glaucophane.

Sa cristallisation semble contemporaine de celle de l'amphibole bleue.

L a w s o n i t e

La lawsonite apparaît sous forme de cristaux prismatiques, parfois de très grande taille, dans les lattes d'albite. Les individus, parfois maclés selon (101) et ($\bar{1}01$), sont localement criblés de fines inclusions submicroscopiques. Leur cristallisation est antérieure à celle de l'amphibole bleue.

La lawsonite est généralement très abondante dans ce type de métadolérites; cependant, dans certaines variétés, elle ne subsiste qu'en rares reliques, la majorité des cristaux primitifs ayant été transformés selon les modes suivants :

- pseudomorphoses en chlorite ferrifère, en clinozoïsité-épidote finement granulaire et en stilpnomélane;
- pseudomorphoses en "Fe-Mg-Chlorite";
- pseudomorphoses en ferristilpnomélane uniquement;
- cristaux envahis et résorbés par de la calcite diffuse;
- remplacement plus ou moins complet par de l'albite.

P u m p e l l y i t e

Très rare dans ce type de métadolérites, ce minéral s'observe dans les échantillons relativement pauvres en amphibole bleue, en très fines baguettes dans les plages d'albite.

M i n é r a u x du g r o u p e de l' é p i d o t e

Deux variétés ont été observées :

a) épidote-clinozoïsité. Très finement granulaire, cette variété pseudomorphose (associée à une chlorite ferrifère et du ferristilpnomélane) les prismes de lawsonite. Elle apparaît également, en rares grains dispersés, dans la chlorite.

b) allanite. Variété très nettement pléochroïque (Z: brun-rouge foncé; Y: brun-rouge; X: jaune-brun à jaune-vert), se présentant en cristaux généralement zonés, l'intérieur étant plus foncé que le bord, généralement de nature épidotique.

Le signe optique est négatif.

La biréfringence est environ égale à 0,032; l'angle $Z \wedge a$ varie du centre au bord des cristaux (centre: 62° ; bord: $51^\circ - 31^\circ$).

Il en va de même pour l'angle $X \wedge c$ (centre: 37° ; bord: $26^\circ - 6^\circ$).

En grains de petite taille, souvent brisés, se rencontre soit dans la chlorite, soit à proximité de l'ilménite leucoxénisée.

Stilpnomélane

Ce minéral, localement très abondant, se caractérise par : son pléochroïsme (X: jaunâtre à jaune or; Z et Y: brun orangé); sa biréfringence très élevée, son allongement positif, son signe optique négatif.

Ces critères correspondent à la variété ferristilpnomélane. Divers modes de gisements ont été reconnus :

- très fréquemment dans les pseudomorphoses de cristaux de lawsonite;
- en cristaux concentrés au bord de plages de quartz (voir fig. 7);
- dans les plages de chlorite, dispersé en feuillets parallèles;
- associé au glaucophane soit à la marge des cristaux d'amphibole, soit en feuillets présentant leur direction (001) parallèle aux clivages (110) de l'amphibole bleue.
- enfin, dans de fines fissures parcourant la roche.

Le développement de ce minéral est postérieur à celui de la lawsonite et à celui du glaucophane.

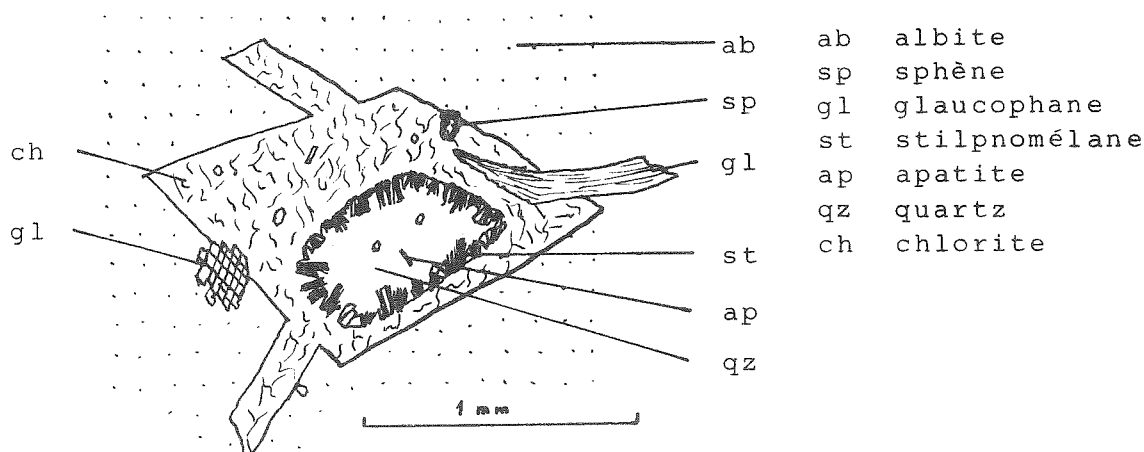


Fig. 7 : croissance de stilpnomélane au bord d'une plage de quartz.

M i c a b l a n c

Minéral très accessoire dans ce type de métadolérites, le mica blanc se rencontre sporadiquement, en feuillets très fins, dans les lamelles d'albite et associé à la chlorite dans certaines fractures.

C a l c i t e

Assez rare dans ces métadolérites, la calcite forme des imprégnations diffuses nettement tardives.

Q u a r t z

En plages arrondies allotriomorphes, ce minéral s'observe très souvent à l'intérieur de plages de chlorite interstitielle. La bordure des grains est souvent le siège d'une intense cristallisation de ferristilpnomélane (voir fig.7).

La cristallisation du quartz est postérieure à celle de la chlorite interstitielle, du feldspath et de l'apatite mais, par contre, antérieure à celle de la lawsonite, du glaucophane et du stilpnomélane.

Sa présence pourrait résulter soit d'un remplissage tardif de cavités existant dans la dolérite primitive, soit d'une libération de silice lors de la chloritisation d'un pyroxène.

A p a t i t e

Ce minéral accessoire est abondant dans ce type de métadolérites. Il forme des prismes allongés traversant les autres minéraux et surtout le feldspath. Les cristaux sont généralement brisés. L'apatite se rattache (avec l'ilménite) au premier stade de cristallisation de la roche; elle a cristallisé avant le feldspath et semble avoir résisté au métamorphisme de type faciès schiste à glaucophane.

I l m é n i t e , s p h è n e e t l e u c o x è n e

Les cristaux d'ilménite, presque entièrement leucoxénisés, sont très abondants et de très grande taille (ils atteignent jusqu'à 5 mm de longueur) dans ce type de métadolérites.

Les granules de sphène, assez limpides, ou de sphène-leucoxène s'observent en abondance dans les cristaux de glaucophane ou dans les parties chloritiques.

Le sphène se présente également en cristaux assez grands (millimétriques), bien limpides.

P y r i t e

Ce type de métadolérites est assez fortement minéralisé en pyrite. Cette dernière se présente en cristaux millimétriques entourés d'une épaisse auréole d'oxydation rouge.

La cristallisation de la pyrite semble postérieure à celle de la lawsonite et du glaucophane.

M a g n é t i t e

Cet oxyde de fer est beaucoup moins répandu que la pyrite; il se présente en cristaux allotriomorphes, passablement oxydés. Sa formation est postérieure à celle de la lawsonite et du glaucophane.

Structures

Dans beaucoup de métadolérites de ce type, la structure primaire, intersertale grossière, est encore bien visible sous le microscope. Néanmoins, dans les variétés les plus recristallisées, où le feldspath a été presque entièrement remplacé, cette structure primaire n'est plus décelable. On observe alors une structure franchement métamorphique, nématoblastique à diablastique, exempte de toute foliation.

Genèse

- a) Essayer de définir la nature primitive de ces métadolérites très glaucophanisées est une tâche très délicate.
Il semble que la chlorite interstitielle soit présente dans tous les spécimens.
La hornblende verte, en reliques, ne s'observe que dans la moitié environ des échantillons récoltés.
Si l'augite n'apparaît jamais dans ce type de métadolérites, on observe néanmoins fréquemment des structures reliques consistant en noyaux chloritiques emprisonnés dans de grandes plages de glaucophane. Il est fort probable qu'au début du métamorphisme alpin, soit des reliques d'augite, soit de l'augite entièrement chloritisée aient encore existé. La roche primaire pourrait donc avoir été une dolérite albito-chloritique à proportions variables de hornblende et, probablement, à reliques d'augite. Il nous paraît aussi vraisemblable que le quartz ait aussi été présent dans la dolérite primitive.
- b) Les effets du métamorphisme alpin se sont traduits par la succession de transformations suivantes :
 - a) Cristallisation généralisée de lawsonite dans le feldspath, actuellement entièrement albitique, mais dont la nature primaire reste indéterminée.

- b) Peu après ce premier stade , cristallisation du glaucophane; ce dernier forme tout d'abord des auréoles, soit autour des cristaux de hornblende verte, soit autour des plages d'augite chloritisée. Lorsque la recrystallisation métamorphique est plus intense, le glaucophane envahit presque entièrement la hornblende et la chlorite.
- c) L'actinote se développe à peu près simultanément au glaucophane. Associée à celui-ci, elle forme des enchevêtrements de cristaux aciculaires dans les plages de chlorite interstitielle.
- d) La pumpellyite, assez rare dans ce type de métadolérites, s'est également développée au cours du même stade.
- e) Pendant et après la cristallisation du glaucophane, la lawsonite disparaît graduellement par suite de pseudomorphoses de nature variée.
- f) La cristallisation du stilpnomélane, localement très abondant, est postérieure à celle de la lawsonite et du glaucophane.
- g) Les derniers minéraux à cristalliser sont, dans l'ordre, l'épidote-allanite et la calcite.

A la suite de ces descriptions, les différences suivantes par rapport aux deux premiers types de métadolérites décrites peuvent être mises en évidence :

- Absence de l'augite et moindre abondance de la hornblende verte.
- L'ilménite leucoxénisée et l'apatite, en grands cristaux, sont ici nettement plus abondants.
- Abondance du glaucophane, du stilpnomélane et de la lawsonite.
- Rareté du mica blanc et de la pumpellyite.
- Présence du quartz.
- Minéralisation en pyrite et en magnétite plus importante.

Chimisme

Mode

Albite, glaucophane, chlorite, lawsonite chloritisée, stilpnomélane, ilménite leucoxénisée, sphène, pyrite, apatite, quartz, calcite.

Résultat de l'analyse.

Analyse No 4 :	SiO ₂	49,7
	Al ₂ O ₃	13,93
	TiO ₂	2,74
	FeO	9,82
	Fe ₂ O ₃	3,31
	CaO	4,78
	MgO	4,90
	Na ₂ O	5,98
	K ₂ O	(< 0,1)
	MnO	0,20
	P ₂ O ₅	0,90
	H ₂ O	2,73
	CO ₂	0,56
		99,55

Analyste : Mme N. Monnier

Méthode : voie humide

Paramètres de Niggli :

si	133,3
al	22,0
fm	48,8
c	13,7
alk	15,5
ti	5,51
p	1,02
h	24,4

mg	0,40
k	0
w	0,23
qz	-28,8
Si ^O	0,82
Az ^O	0,57

Remarques

Toutes ces valeurs caractérisent un magma fémique, basique, avec alk riche et c pauvre.

Ces propriétés sont celles d'un magma Na - lamprosyénitique.

Par rapport aux métadolérites à glaucophane peu abondant (analyses No 1 et No 2), la métadolérite analysée ici présente des valeurs de c et mg plus basses et des valeurs de alk, ti et p plus élevées.

La tendance spilitique est donc plus prononcée pour les métadolérites riches en glaucophane.

D. Métadolérites albito-chloritiques.

Situation

On observe ce type de métadolérites dans le massif des deux Pelvats, principalement associé à des zones ayant subi d'importantes déformations tectoniques.

Description macroscopique

Ces métadolérites, à structure intersertale grossière, présentent des indices très nets de déformations mécaniques intenses :

- Les lattes de feldspath formant la trame de la structure intersertale, brisées et parallélisées, donnent à la roche une structure planaire.
- La chlorite n'est pas seulement limitée au domaine interstitiel, puisque, localement, elle envahit la roche entière.

Descriptions microscopiques

P l a g i o c l a s e

Un plagioclase bien maclé selon les lois de l'albite, de la péricline et de Carlsbad subsiste sous forme de reliques. Les mesures optiques et diffractométriques ont montré qu'il s'agit d'une albite pure. Les cristaux sont généralement brisés et partiellement envahis par la chlorite.

En bordure des lamelles et entre celles-ci, l'albite se présente en amas finement granulaires; les macles sont peu abondantes dans cette variété recristallisée.

A u g i t e

Ce pyroxène n'apparaît que sous forme de très rares reliques à l'intérieur de certaines plages chloritiques.

H o r n b l e n d e v e r t e

Ce minéral ne s'observe que dans les échantillons les moins tectonisés où il apparaît en association avec l'amphibole bleue. Ces deux variétés d'amphibole sont progressivement envahies par la chlorite.

C h l o r i t e

Coloration et pléochroïsme faibles, allongement négatif, signe optique positif, biréfringence très basse, dispersion brunâtre, correspondent aux caractères d'une "Mg-Fe chlorite". Très abondante dans ce type de métadolérites, cette chlorite apparaît :

- entre les lattes brisées d'albite;
- jalonnant des fractures et envahissant partiellement l'albite, l'augite, la hornblende et l'amphibole bleue;
- en pseudomorphose des cristaux de lawsonite.

A m p h i b o l e b l e u e

Cette amphibole se caractérise par son pléochroïsme relativement peu intense (X: incolore à jaunâtre; Y: violet clair; Z: bleu clair), son allongement positif, son angle $2V$ environ égal à -30° , sa biréfringence de 0,020, sa dispersion $r < v$ et son angle $Z \wedge c$ égal à 6° . Le plan des axes optiques est parallèle à (010).

Mise à part la faible intensité du pléochroïsme, ces caractères optiques correspondent bien à ceux d'un glaucophane.

Ce dernier se présente en cristaux fortement corrodés et brisés, soit inclus dans les lattes d'albite, soit à l'intérieur de plages composées de "Mg-Fe-Chlorite" et de sphène-leucoxène.

Il est fréquent que les cristaux de glaucophane montrent des accroissements de composition actinotique. Les déformations mécaniques subies par la roche sont postérieures à la cristallisation du glaucophane et plus ou moins contemporaines aux développements d'actinote.

A c t i n o t e

Coloration et pléochroïsme faibles (X: incolore; verdâtre clair; Z: verdâtre), allongement positif, angle $2V$ d'environ -75° , biréfringence égale à 0,022 et angle $Z \wedge c$ égal à 15° sont les caractères optiques de cette actinote.

Plus abondante que dans les autres types de métadolérites, cette variété d'amphibole s'observe :

- en développements aciculaires dans la chlorite;
- en bordure des cristaux de glaucophane.

Sa cristallisation est plus ou moins contemporaine des déformations mécaniques subies par la roche.

L a w s o n i t e

Ce minéral apparaît en développements prismatiques dans l'albite. Toutefois, le plus souvent, la lawsonite est fortement corrodée ou entièrement remplacée par les minéraux suivants : chlorite, mica blanc, albite secondaire et pumpellyite (assez rarement).

P u m p e l l y i t e

Coloration et pléochroïsme faibles indiquent que l'on se trouve en présence d'une variété peu ferrifère. En développements locaux et assez rares dans l'albite, la pumpellyite apparaît associée à la lawsonite ou remplace partiellement cette dernière.

E p i d o t e

Le signe optique négatif et une biréfringence égale à 0,030 indiquent qu'il s'agit d'une pistacite typique, moyennement riche en Fe^{3+} (environ 25% moléculaire).

Elle se présente en grains isolés, localement assez abondants. Sa cristallisation est nettement postérieure à celle de l'amphibole bleue et de la lawsonite.

M i c a b l a n c

En développements très locaux dans l'albite et pseudo-morphosant la lawsonite, ce mica est peu abondant.

C a l c i t e

Moyennement abondant, ce carbonate envahit localement l'albite.

A p a t i t e

L'apatite se présente en prismes idiomorphes, inclus surtout dans les cristaux de feldspaths.

I l m é n i t e , s p h è n e e t s p h è n e - l e u c o x è n e

Les grands cristaux d'ilménite observés se présentent dans un état de leucoxénisation très avancé.

Quant aux produits leucoxéniques, ils ont très souvent recristallisés, formant des grains limpides de sphène.

P y r i t e

Ce sulfure apparaît en cristaux isolés, fortement oxydés.

Structures

Les remarques suivantes peuvent être faites à ce sujet :

- La structure intersertale ne s'observe plus qu'en reliques.
- Généralement, la roche présente des caractères cataclastiques; la structure "en mortier" est commune.
- La recristallisation de certains minéraux (actinote, mica blanc, chlorite), plus ou moins contemporaine des déformations mécaniques, contribue aussi à donner à la roche un aspect phyllonitique.

Genèse

- Les roches primaires desquelles dérivent ces métadolérites sont vraisemblablement de même nature que celles ayant abouti aux trois autres types de métadolérites décrits.

- Postérieurement au développement de la majorité des minéraux typiques du faciès schiste bleu, une seconde phase de métamorphisme est intervenue.

Les traits suivants caractérisent cette dernière:

- déformations mécaniques importantes;
- recristallisation de l'albite en aggrégats granulaires;
- développement d'actinote;
- envahissement partiel de la roche par une "Mg-Fe-Chlorite", recristallisation intense de sphène limpide à partir des produits leucoxéniques.

Ces transformations permettent de définir une rétro-morphose dans le faciès schiste vert (zone à chlorite).

E. Conclusions à l'étude des métadolérites du massif des deux Pelvats.

a) Les quatre types de métadolérites étudiés, caractérisés par des compositions minéralogiques très variées, dérivent de roches primaires assez semblables. Pour ces dernières, nous avons envisagé les trois types suivants :

- dolérites intersertale grossière, albito-augitique à chlorite interstitielle;
- dolérite intersertale grossière, albito-chloritique à augite et hornblende;
- dolérite intersertale grossière albito-chloritique à hornblende.

Le chimisme de ces roches hypabyssales est de caractère modérément spilitique à spilitique. En suivant la terminologie de Niggli (BURRI, 1964), le "magma" qui leur a donné naissance varie du type mugéaritique au type Nalamprosyénitique.

Relevons encore l'existence de passées pegmatitiques nettement caractérisées soit par leur structure hypidiomorphe grenue, soit par leur composition minéralogique et chimique (voir analyse No 3).

b) Le métamorphisme alpin a eu pour résultat de produire une diversité considérable de paragenèses qui se placent soit dans le faciès schiste bleu, soit dans le faciès schiste vert.

Sur la base de leur composition minéralogique, et en tenant compte de caractères à la fois primaires et métamorphiques, nous avons tenté de classer ces métadolérites

parmi les quatre types suivants :

- A. Type albito-augitique avec chlorite interstitielle à recristallisations métamorphiques peu intenses.
Ce type nous renseigne sur la nature des premières manifestations du métamorphisme, puisque les transformations ultérieures n'ont pas remplacé totalement les premières paragenèses formées. Ces dernières sont typiques du faciès schiste bleu puisque comprenant pyroxène sodique, pumpellyite et lawsonite, - amphibole bleue.
- B. Type albito-chloritique à augite et hornblende, sans cristallisations intenses de glaucophane. De composition chimique légèrement plus calcique par rapport aux types A. et C., ces roches sont caractérisées par l'intense transformation subie par le feldspath; par contre, elles ne présentent pas un grand développement d'amphibole bleue.
- C. Type albito-chloritique à hornblende, très riche en glaucophane. Pour des raisons vraisemblablement chimiques (tendance spilitique plus prononcée) plutôt que physiques, le développement du glaucophane est ici beaucoup plus poussé que dans le type précédent. Les types B et C se placent dans la zone de transformations les plus intenses du faciès schiste bleu.
- D. Type albito-chloritique. Ce type est caractérisé par l'existence de phénomènes de rétro-morphose (faciès schiste vert) associés à une activité tectonique importante.

Le tableau I montre l'évolution de la composition minéralogique des dolérites durant le métamorphisme alpin. Trois phases ont pu être individualisées :

- 1) Une phase "faciès schiste bleu" a) avec l'association minéralogique suivante :
albite, lawsonite, pyroxène sodique aegyrinique, chlorite, la pumpellyite et l'amphibole bleue riche en fer étant plus ou moins abondantes.
Cette paragenèse n'est pas très répandue dans les métadolérites étudiées. D'une part, son développement ne fut sans doute pas généralisé et, d'autre part, les stades ou phases métamorphiques suivants n'en ont laissé subsister que de rares reliques.
Cette phase s'observe dans les métadolérites du type A.
- 2) Une phase "faciès schiste bleu" b) avec comme paragenèse :
glaucophane, chlorite, lawsonite, pumpellyite, albite, stilpnomélane, l'actinote et l'épidote étant plus ou moins abondants.
Les métadolérites affectées par cette phase sont très répandues (métadolérites type B. et C.). L'abondance relative des divers minéraux de métamorphisme mentionnés ci-dessus y est fort variable d'un échantillon à l'autre.

Tableau No I : Composition minéralogique des métadolérites et son évolution au cours du métamorphisme alpin.

	avant le métamorphisme alpin	métamorphisme alpin		faciès "schiste vert"
		faciès "schiste bleu" (a)	faciès "schiste bleu" (b)	
feldspath	plagioclase ?	albite		alb. granulaire
augite				
hornblende				
ilménite				
quartz				
lawsonite				
pumpellyite	?			
épidote	?			
chlorite	surtout "Fe-Mg-Chlorite"			"Mg-Fe-Chlorite"
stilpnomélane				
mica blanc				
pyroxène sodique				
amphibole bleue				
actinote				
sphène	?			
apatite				
calcite	?			
T e m p s →				

————— abondant
 ————— moyennement abondant
 peu abondant

- 3) Une phase "faciès schiste vert" caractérisée surtout par la paragenèse :

Albite, chlorite, actinote, l'amphibole bleue pâle, l'épidote, la pumpellyite et la calcite étant plus ou moins abondantes.

Une telle phase ne s'est manifestée qu'essentiellement à proximité de zones de fractures. Son développement, assez restreint, est postérieur à celui du faciès schiste bleu.

Les indices d'une activité tectonique qui aurait précédé le développement du faciès schiste bleu ont été décelés. Ils sont toutefois beaucoup moins évidents que ceux liés à l'épisode tectonique situé entre la phase "faciès schiste bleu" et celle "faciès schiste vert".

1.2. LES METAGABBROS DE LA MASSE OCCIDENTALE.

Ces métagabbros s'observent essentiellement sous forme de gros galets (0,1 - 1,5 m), dans la brèche diabasique remaniée de la masse occidentale (voir dépliant 2a).

Description macroscopique

Il s'agit d'une roche comparable au gabbro du Chenaillet (massif du Montgenèvre). Elle est formée de grands cristaux de diallage plus ou moins ouralitisés et chloritisés et de plagioclase blanc verdâtre altéré. Malgré un certain écrasement, la structure gabbroïque, avec par endroits des figures hiéroglyphiques, est toujours bien visible.

Descriptions microscopiques

P l a g i o c l a s e

Les grands cristaux primitifs, maclés, ne persistent qu'en reliques criblées d'inclusions. Les mesures optiques et diffractométriques indiquent qu'il s'agit d'une albite. Les modes d'altération du feldspath peuvent se résumer aux paragenèses suivantes :

- albite, pumpellyite, lawsonite, mica blanc (peu);
- albite, chlorite, mica blanc, calcite.

L'albite a fréquemment recristallisé, formant des amas granulaires accompagnés de calcite, de chlorite et de mica blanc. Elle est dans ce cas très peu maclée.

A u g i t e - d i a l l a g e

Cette variété de pyroxène forme des cristaux allotriomorphes de taille considérable. Les modes d'altération suivants ont été observés :

- dans certains échantillons, ouralitisation presque complète;
- chloritisation se propageant à partir des clivages et des fractures.

H o r n b l e n d e

Cette amphibole, à pléochroïsme très variable (X: incolore; Y: verdâtre, parfois brunâtre; Z: vert, parfois brun à orangé), possède un allongement positif, un angle $2V$ d'environ -70° , une biréfringence de 0,019 et un angle $Z \wedge c$ de 17° .

Ce sont là les propriétés d'une hornblende commune, probablement tschermakitique.

Elle apparaît en association avec l'augite qu'elle remplace également. Dans certains échantillons, cette amphibole se présente en cristaux fibreux pseudomorphosant le pyroxène; une telle transformation s'accompagne d'un développement de lamelles de quartz et de chlorite, ainsi que de nombreux agrégats leucoxéniques, les uns et les autres dispersés parallèlement aux clivages prismatiques de la hornblende (voir fig. 8).

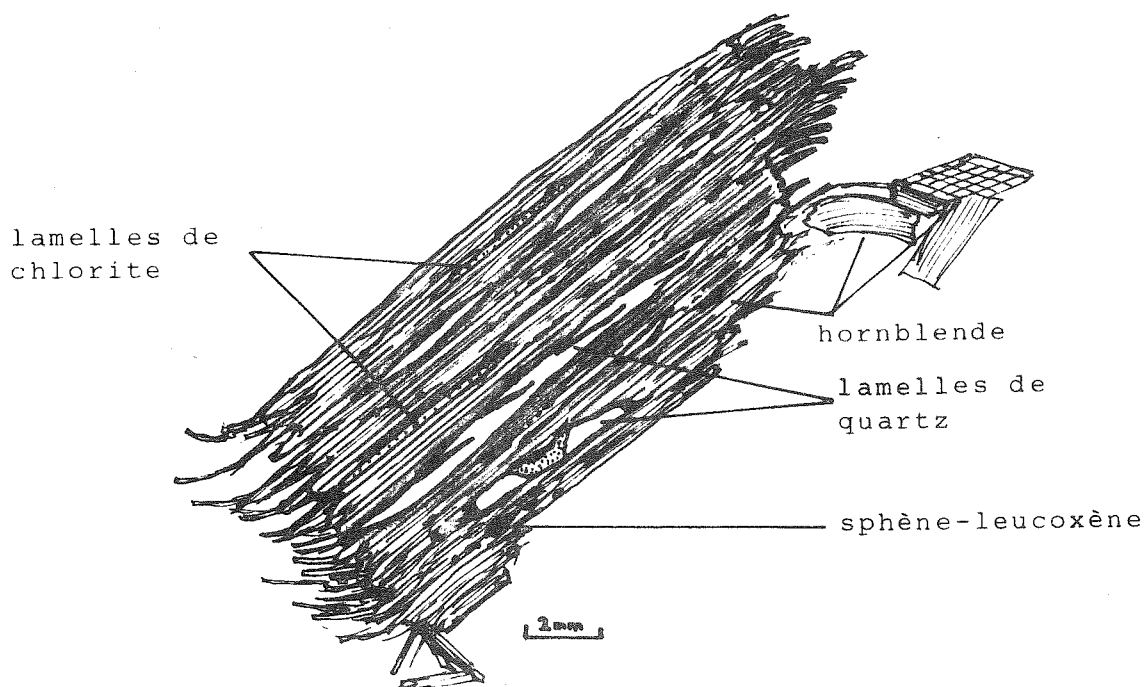


Fig. 8 : Cristal de hornblende (ouralite).

A c t i n o t e

Généralement presque incolore, l'actinote montre, par places, une coloration et un pléochroïsme plus marqués (verdâtres ou brunâtres).

Assez abondante dans ces métagabbros, elle se présente sous les divers modes de croissance suivants:

- en cristaux aciculaires dans les plages chloritiques;
- en auréoles autour des cristaux de pyroxène ou de hornblende;
- en tant qu'unique constituant de plages formées de cristaux enchevêtrés.

A m p h i b o l e b l e u e

Cette amphibole secondaire dont la coloration et le pléochroïsme sont intenses (X: incolore; Y: violet, Z: bleu), possède un allongement positif, un angle $2V$ environ $- 30^\circ$, une biréfringence égale à 0,020, un angle de $Z \wedge c$ de 7° ; le plan des axes optiques est parallèle à (010).

Ces caractères correspondent à ceux d'un glaucophane moyennement riche en fer.

Peu abondant dans ces métagabbros, ce glaucophane cristallise en bordure des cristaux d'augite ou de certaines plages chloritiques. Son développement est plus ou moins contemporain de celui de l'actinote.

L a w s o n i t e

Moyennement abondant, ce minéral n'apparaît, dans certains échantillons, que sous forme de petits prismes dans le feldspath.

Sa cristallisation est antérieure à celle de l'actinote et de la pumpellyite. La lawsonite coexiste avec cette dernière qui la remplace partiellement; par ailleurs, dans certains échantillons, elle est pseudomorphosée par des produits séricitiques.

P u m p e l l y i t e

La coloration et le pléochroïsme très faibles de ce minéral indiquent que l'on est en présence d'une variété très peu fer-rifère.

Observée en cristaux prismatiques très fins dans le feldspath, la pumpellyite est d'une abondance très variable suivant les échantillons.

S é r i c i t e

Ce mica se présente en très fines paillettes dans le plagioclase ou remplace la lawsonite.

C h l o r i t e

Nous avons distingué deux variétés principales :

- l'une verdâtre, à pléochroïsme modéré, allongement négatif, signe optique positif et teintes de dispersion brunâtres.

Il s'agit d'une "Mg-Fe-Chlorite".

Elle apparaît soit remplaçant l'augite, soit en lamelles dans la hornblende verte, soit dans des plages entièrement chloritiques, soit, enfin, en développements locaux dans les plages feldspathiques.

- l'autre, avec une coloration et un pléochroïsme assez intenses (X: jaunâtre; Z: vert-jaune), un allongement positif, un signe optique négatif et des teintes de dispersion bleutées. De telles propriétés optiques indiquent que l'on est en présence d'une chlorite assez riche en fer. Mentionnant sa présence dans des plages chloritiques contenant de l'oxyde de fer et du sphène-leucoxène.

C a l c i t e

Ce carbonate apparaît en développements diffus dans le plagioclase séricitisé ou recristallisé.

Q u a r t z

Très peu abondant, le quartz s'observe dans la hornblende ou dans les amas d'albite recristallisée, granulaire.

A p a t i t e

Ce minéral accessoire est ici infiniment moins fréquent que dans les métadolérites du massif des deux Pelvats.

S p h è n e - l e u c o x è n e

En fins granules isolés, ou formant des agrégats, le sphène-leucoxène est localisé avant tout dans la hornblende (où il jalonne des clivages et des cassures) ou dans les plages chloritiques, le titane ayant été libéré lors de la chloritisation du pyroxène.

Des vestiges d'ilménite leucoxénisée ne se rencontrent que très rarement.

Structures

Ces métagabbros présentent une structure hypidiomorphe grenue à pegmatoïde. Les déformations mécaniques n'ont pas été très importantes, les cristaux de plagioclase étant partiellement fracturés et ceux de hornblende légèrement déformés.

Genèse

- a) Il existe de grandes différences entre ces métagabbros et les métadolérites du massif des deux Pelvats. En effet, dans les premiers, le plagioclase, très altéré, criblé de minéraux calcaïques (lawsonite, pumpellyite, calcite) permet d'envisager que le plagioclase originel possédait une plus forte teneur en anorthite. D'autre part, l'augite-diallage a subi une phase d'ouralitisation d'intensité variable; presque nulle dans certains échantillons, elle a, dans d'autres cas, totalement remplacé le pyroxène. Enfin, l'ilménite et l'apatite n'apparaissent que beaucoup plus rarement dans ces métagabbros.
- b) La phase "schiste bleu" du métamorphisme alpin ne s'est manifestée qu'avec faible intensité. La cristallisation locale de lawsonite, à laquelle succède un développement plus général de pumpellyite, d'actinote ou de glaucophane, démontre cependant son existence. L'ouralitisation du pyroxène est antérieure à cette phase; elle se rattache à une phase magmatique sensu lato.

Chimisme

Mode

Albite, augite-diallage, hornblende, chlorite, actinote, lawsonite, pumpellyite, séricite, sphène-leucoxène, calcite (peu).

Pourcentages pondéraux.

Analyse No 5 :	SiO ₂	51,2
	Al ₂ O ₃	14,41
	TiO ₂	0,31
	FeO	2,79
	Fe ₂ O ₃	2,03
	CaO	10,24

MgO	9,86
Na ₂ O	2,61
K ₂ O	1,23
MnO	0,12
P ₂ O ₅	0,05
H ₂ O	4,26
CO ₂	0,91
	100,02

Analyste : Melle P. Voldet

Méthode : fluorescence X

Paramètres de Niggli :

si	123,4
al	20,4
fm	45,2
c	26,4
alk	7,98
ti	0,56
p	0,05
h	34,2
mg	0,79
k	0,24
w	0,40
qz	-8,53
Si ^o	0,93
Az ^o	0,55

Remarque

Ces caractères sont ceux d'un magma de type fémique, basique avec alk pauvre et c riche, c'est-à-dire un magma miharaïtique à hawaïtique.

On remarquera que de par leur composition chimique très différente de celle des métadolérites du Pelvat, ces métagabbros ne font pas partie de la série sodique comme ces dernières, mais se rattachent aux groupes des magmas gabbro-

iques de la série calco-alcaline.

La tendance spilitique est ici nulle (alk et ti bas; c, mg, k élevés).

Parmi les gabbros alpins, ceux du Piz Platta (Oberhalbstein) et du Schinethhorn (Avers) montrent des analogies de compositions chimiques frappantes.

2. LES METADIABASES MASSIVES A STRUCTURE FINE.

Situation

Ces roches affleurent dans le massif du Pic du Pelvat, en association avec les brèches diabasiques du "faciès de passage" (voir dépliants 3c et 3d).

Description macroscopique

La structure intersertale, très fine, n'est décelable, à l'oeil nu, que dans les variétés les plus grossièrement cristallisées. Généralement, ce sont des roches massives et homogènes, de teintes assez variables : vert jaunâtre, vert bleuté ou gris sombre bleuté.

Descriptions microscopiques

Sur la base des minéraux primaires subsistant encore dans ces roches, nous avons distingué deux variétés de métadiabases, à savoir :

- a) des métadiabases albito-chloritiques;
- b) des métadiabases albito-chloritiques à augite.

L'augite, qui n'apparaît que dans les métadiabases à structure intersertale assez grossière, s'y présente dans un stade de chloritisation assez avancé. Les variétés à structure plus fine sont dépourvues de pyroxène, soit que ce dernier ait été entièrement chloritisé, soit qu'il n'ait jamais existé.

L'albite, la chlorite et le sphène-leucoxène sont les principaux constituants de ces métadiabases.

Les minéraux de métamorphisme décrits ci-après se présentent avec une abondance très variable et une distribution très capricieuse.

G l a u c o p h a n e

Assez abondant parfois, le glaucophane ne se trouve cependant pas dans tous les échantillons. Il se présente en cristaux menus fréquemment de composition non homogène, puisque constitué de parties glaucophanitiques et actinotiques (voir fig. 9).

Le développement de cette amphibole bleue est postérieure à celui de la lawsonite et contemporain de celui de l'actinote.

A c t i n o t e

En fines aiguilles, généralement incolores à verdâtres, très rarement bleutées, l'actinote forme, en outre, des cristaux composites avec le glaucophane (croissance épitaxiale de glaucophane et d'actinote) (voir fig. 9).

On l'observe dans tous les échantillons, mais son abondance est très variable.

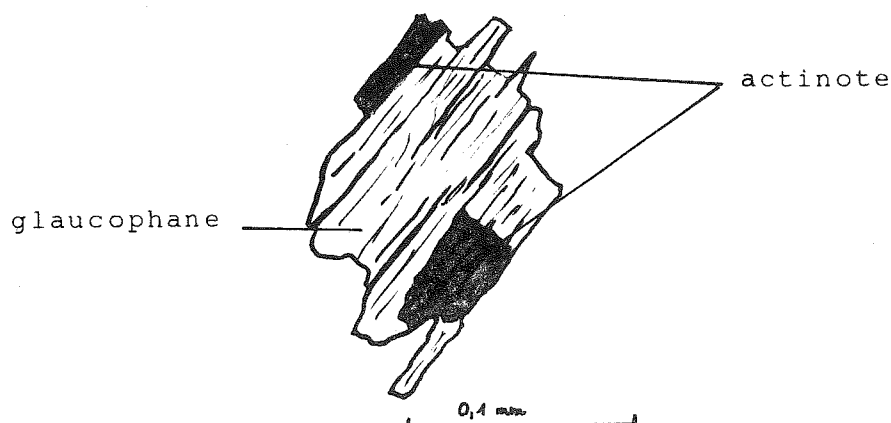


Fig. 9 : Glaucophane et actinote formant une association épitaxiale.

L a w s o n i t e

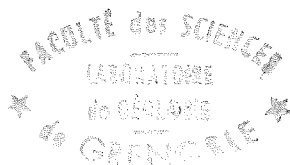
Les développements locaux de lawsonite poeciloblastique sont fréquents et antérieurs à la formation des autres minéraux de métamorphisme. Les pseudomorphoses en chlorite ne sont pas rares.

P u m p e l l y i t e

En cristaux prismatiques extrêmement fins dans l'albite, la pumpellyite montre un pléochroïsme très faible.

On l'observe également en agrégats fibroradiés dans la chlorite ou en remplissages de cavités et de veinules.

Dans ce cas, le pléochroïsme, dans les teintes vertes, est bien prononcé.



E p i d o t e

La cristallisation de l'épidote, qui apparaît en grains isolés, est postérieure à celle de l'actinote et du glaucophane.

S é r i c i t e

Rare, observé dans certaines cavités et veines, ce mica apparaît en feuillets dispersés parallèlement à ceux de la chlorite qui l'accompagne.

C a l c i t e

Envahissant par places la métadiabase à partir de fractures, la calcite est postérieure à tous les autres minéraux.

En tant que caractère propre à ces métadiabases, on relèvera que les échantillons étudiés sont parcourus par de nombreuses veines de compositions minéralogiques variées puisque formées soit par l'association albite - chlorite - actinote, soit par l'association quartz - chlorite - actinote - épidote, ou simplement par de la calcite et de l'albite.

Assez fréquemment, nous avons observé des minéralisations de pyrite, plus rarement de magnétite, l'une et l'autre actuellement très fortement oxydées.

Structures

Les structures primaires suivantes peuvent encore être mises en évidence :

- intersertale (rare);
- intersertale fine à intersertale divergente (fréquente);
- intersertale étoilée et arborescente (rare).

Les recristallisations métamorphiques dans le faciès schiste bleu ont toutefois presque complètement effacé ces structures que l'on reconnaît encore uniquement grâce à la disposition des granules de sphène-leucoxène.

La structure métamorphique est de type nématoblastique à lépidoblastique fin.

Chimisme

Mode

Albite, chlorite, glaucophane, actinote, lawsonite, pumpellyite, épidote, sphène-leucoxène, pyrite oxydée.

Pourcentages pondéraux.

Analyse No 6 :	SiO ₂	49,9
	Al ₂ O ₃	16,57
	TiO ₂	1,91
	FeO	7,47
	Fe ₂ O ₃	2,24
	CaO	4,12
	MgO	7,45
	Na ₂ O	5,25
	K ₂ O	0,10
	MnO	0,15
	P ₂ O ₅	0,27
	H ₂ O+	4,06
	H ₂ O-	(0,01)
	CO ₂	0,36
		99,85

Analyste : Mme M. Monnier

Méthode : Voie humide

Paramètres de Niggli :

si	129,6
al	25,3
fm	49,9
c	11,5
alk	13,4
ti	3,71
p	0,30
h	35,1
mg	0,58

k	0,01
w	0,21
qz	-23,9
Si ^O	0,84
Az ^O	0,56

Remarques

De telles valeurs définissent un magma fémique, basique, avec alk intermédiaire et c pauvre, c'est-à-dire un magma Na-lamprosyénitique.

Les résultats de cette analyse sont comparables à ceux obtenus avec les métadolérites du Pic du Pelvat. Les valeurs de l'analyse No 6 sont intermédiaires entre celles des métadolérites riches en glaucophane et celles des métadolérites pauvres en amphibole bleue (voir analyses Nos 1, 2 et 4).

On peut donc penser que ces métadiabases massives à structure fine, associées au "faciès de passage" provenaient du même magma que les métadolérites mentionnées ci-dessus. Elles pourraient correspondre soit à de petits sills de lave, soit à des dykes injectés dans les brèches diabasiques du "faciès de passage".

27 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

3. LES METADIABASES EN COUSSINS.

Situation

Ces métadiabases, très largement représentées dans le massif du Pic du Pelvat, forme une coulée épaisse d'environ 130 mètres (voir dépliants 3c et 3d) et constituent la majeure partie des ophiolites de la masse occidentales (voir dépliants 2a et 2b).

3.1. LES METADIABASES EN COUSSINS DU PIC DU PELVAT.

Description macroscopique (voir aussi p. 33)

Sur la base de la teinte de la roche, nous avons distingué deux types :

- a) Métadiabase bleutée ou gris-vert. La coloration est due à la présence de proportions variables d'amphibole bleue ou d'actinote. Les coussins, constitués par ce type, forment la majeure partie de la coulée.
- b) Métadiabase verte ou jaune verdâtre, localement rougeâtres (présence d'hématite). La teinte observée est liée à la présence d'un pyroxène sodique. Les coussins de ce type se localisent dans la partie stratigraphiquement la plus élevée de la coulée (les derniers 20 mètres avant le contact avec les jaspes).

Descriptions microscopiques

En tenant compte de la nature des minéraux primaires, nous avons distingué deux variétés de métadiabases en coussins :

- métadiabases albito-chloritiques;
- métadiabases albito-chloritiques à augite.

Il n'est toutefois pas certain que ce mode de subdivision soit justifié car le pyroxène a pu être entièrement chloritisé, dans certaines zones, pendant le métamorphisme alpin.

La nature des minéraux de métamorphisme permet également une subdivision en deux variétés caractérisées par des paragenèses très différentes, à savoir :

A. métadiabases à amphibole bleue et actinote;

B. métadiabases à pyroxène sodique.

Cette subdivision avait déjà été suggérée dans la description macroscopique.

A. Métadiabases en coussins à amphibole bleue et actinote.

Paragenèse : albite, chlorite, amphibole bleue, actinote, sphène-leucoxène, + augite, + lawsonite, + pumpellyite, + épidote, + mica blanc, + stilpnomélane, + calcite.

Nous donnons, ci-dessous, les caractéristiques essentielles du centre, du bord et de la matrice de tels coussins, ainsi que leur chimisme.

Centre des coussins :

Dans la majorité des échantillons étudiés, la structure volcanique primitive, intersertale à intersertale divergente, n'est reconnaissable que grâce à l'arrangement des granules de sphène-leucoxène, la roche ayant complètement recristallisé. La structure métamorphique, fine, est nématoblastique à lépidoblastique.

L'albite, la chlorite et le sphène-leucoxène sont omniprésents. L'augite est assez rare et presque entièrement remplacée par de la chlorite et du glaucophane.

Ce dernier minéral coexiste avec l'actinote dans presque tous les échantillons, mais l'abondance relative de ces deux espèces est très variable.

La pumpellyite semble être fréquente bien que nous ne l'ayons déterminée qu'au moyen de diagrammes de diffraction des Rayons X. En effet, cristallisée en baguettes extrêmement fines, il n'est que très rarement possible d'en effectuer une détermination optique.

La lawsonite apparaît dans de nombreux échantillons, mais avant tout dans ceux contenant une forte proportion de glaucophane. Elle se présente en cristaux assez grands (environ 1 mm), poeciloblastiques. Développée antérieurement au glaucophane, elle est partiellement pseudomorphosée par de la chlorite et du mica blanc.

Les minéraux suivants n'apparaissent que d'une manière accessoire : épidote, mica blanc, stilpnomélane, calcite et pyrite (passablement oxydée).

Bord des coussins :

La plupart des coussins présentent un bord variolitique. Les varioles, d'un diamètre variant entre 2 mm et 2 cm, ont subi une recristallisation métamorphique poussée; leur structure primitive fibroradiée a ainsi totalement disparu.

Les minéraux de métamorphisme restent les mêmes que ceux observés au centre des coussins.

Matrices intercoussins :

Nous avons distingué deux types principaux de matrices:

a) Matrice peu abondante, assez homogène et composée de glaucophane bleu pâle, en cristaux poeciloblastiques, de chlorite et de très fins granules de sphène-leucoxène. Elle s'observe avant tout associée à des varioles.

b) Matrice abondante, formant des masses importantes autour des coussins. Des structures fluidales et hyaloclastiques apparaissent souvent remarquablement bien conservées; on y remarque également de petites varioles éparpillées. La composition minéralogique est plus variée que celle du type a) puisque nous avons observé les minéraux suivants :

Chlorite: très abondante, avec des traces de structures fluidales; sphène-leucoxène: en traînées de fins granules ou en agrégats circulaires composés de plusieurs petits cristaux de sphène; albite: en amas granulaires; lawsonite: en individus prismatiques dispersés dans la chlorite; pumpellyite: assez rare, en minuscules baguettes qui ont cristallisé ultérieurement à la lawsonite; épidote: en grains isolés ou groupés, développés plus tardivement que la lawsonite et la pumpellyite; mica blanc: en fines paillettes peu abondantes; calcite: envahissant localement la matrice, postérieure à tous les autres minéraux.

Caractères particuliers à ce type de métadiabases en coussins :

La métadiabase contient localement de rares phénocristaux, à l'origine vraisemblablement feldspathiques, mais actuellement entièrement pseudomorphosés par les minéraux suivants:

albite, chlorite, épidote, pumpellyite, mica blanc (ces deux derniers minéraux en quantité plus ou moins grande, suivant les échantillons).

Les amygdales, assez accessoires, renferment les minéraux suivants :

soit du glaucophane assez pâle, soit un mélange de chlorite, d'albite et de calcite (minéraux auxquels s'associe de la pumpellyite plus ou moins abondante).

Les nombreuses veines, de compositions minéralogiques variées, peuvent être classées parmi les types suivants :

- fissures fines et irrégulières remplies de pumpellyite surtout, le quartz, la chlorite, le mica blanc et l'épidote apparaissant en quantités variables;

- veines plus larges, formées d'albite et de chlorite surtout, la calcite, le glaucophane, l'actinote et la lawsonite étant plus ou moins représentés.
- veines diffuses composées de calcite et d'albite, minéraux auxquels s'associe plus ou moins de quartz. Ces veines sont nettement postérieures aux deux types précédents; elles se sont formées après la cristallisation des minéraux du faciès schiste bleu.

Chimisme

Provenance et modes des échantillons analysés

Analyses Nos 7, 8 et 9 : coussin arête W. du Pic du Pelvat, altitude 2550 m; respectivement centre, bord variolitique et matrice.

Centre du coussin : albite, chlorite, glaucophane, actinote (peu), lawsonite, pumpellyite, épidote (peu), quartz (peu), sphène-leucoxène, calcite (peu).

Bord variolitique du coussin : albite, chlorite, glaucophane, actinote, lawsonite, pumpellyite (peu), quartz (peu, sphène-leucoxène.

Matrice hyaloclastitique : chlorite, albite, lawsonite, épidote, calcite, mica blanc (peu), sphène-leucoxène.

Analyses Nos 10 et 11 : coussin arête W. du Pic du Pelvat, altitude 2770 m; respectivement centre et bord finement variolitique.

Centre du coussin : albite, chlorite, actinote, glaucophane, pumpellyite, épidote (peu), quartz, sphène-leucoxène.

Bord finement variolitique du coussin : albite, chlorite, actinote, glaucophane, pumpellyite, quartz, sphène-leucoxène.

Pourcentages pondéraux.

Analyse No :	7	8	9	10	11
SiO ₂	51,0	55,2	40,8	51,0	52,7
Al ₂ O ₃	14,64	14,32	15,34	14,88	14,09
TiO ₂	2,00	1,81	2,37	2,02	1,82
FeO	5,07	3,36	8,29	4,90	3,45
Fe ₂ O ₃	3,72	3,97	3,42	3,83	4,70
CaO	5,71	5,44	6,28	7,54	7,33
MgO	6,42	6,01	10,71	6,87	6,90
Na ₂ O	4,91	5,29	2,88	3,82	4,26
K ₂ O	0,10	(<0,1)	(<0,1)	(<0,1)	0,19
MnO	0,13	0,10	0,24	0,15	0,12
P ₂ O ₅	0,26	0,22	0,24	0,27	0,25
H ₂ O	4,05	3,19	8,21	4,30	3,94
CO ₂	1,49	1,34	4,00	0,30	0,24
Totaux :	99,50	100,25	102,78	99,88	99,99

Analyste : Melle P. Voldet

Méthode : fluorescence X.

Paramètres de Niggli.

Analyse No :	7	8	9	10	11
si	140,5	161,2	92,1	134,5	141,5
al	23,7	24,6	20,4	23,1	22,3
fm	46,2	43,4	58,1	45,9	45,3
c	16,9	17,0	15,2	21,3	21,1
alk	13,3	14,9	6,29	9,75	11,4
ti	4,13	3,96	4,01	4,00	3,67
p	0,30	0,27	0,23	0,30	0,28
h	37,2	31,0	61,8	37,8	35,3
mg	0,57	0,61	0,62	0,59	0,61
k	0,01	-	-	-	0,03
w	0,40	0,52	0,27	0,41	0,55
qz	-12,6	+1,4	-33,0	-4,5	-4,1
Si ^o	0,92	1,01	0,74	0,97	0,97
Az ^o	0,58	0,62	0,48	0,57	0,59

Remarques

Les résultats de l'analyse No 7 montre que l'on se trouve en présence d'un magma fémique, basique avec alk intermédiaire et c normal; ce sont là les caractères d'un magma mugéaritique. Il convient de relever que le chimisme de cette roche correspond assez bien à celui des métadolérites pauvres en glaucophane (voir les analyses Nos 1 et 2). La tendance spilitique n'est ici pas très poussée. En admettant que la composition chimique du centre d'un coussin corresponde en gros à sa composition chimique globale (coussin proprement dit avec sa matrice), on pourrait trouver dans ces laves en coussins un équivalent volcanique des métadolérites pauvres en glaucophane décrites précédemment.

Suivant les résultats de l'analyse No 8, on tombe sur un magma fémique, basique à neutre, avec alk intermédiaire et c normal, c'est-à-dire toujours sur un magma mugéaritique.

Par rapport au centre du coussin, nous noterons l'accroissement de la teneur en silice et en alcalis, accompagné d'une diminution de teneur en ferromagnésiens.

Les valeurs données par l'analyse No 9 indiquent un magma fémique, basique avec alk pauvre et c normal à pauvre. Ces caractères, ne correspondant à aucun type particulier de magmas de Niggli, indiquent toutefois une tendance hornblenditique. Les résultats de cette analyse n'ont été donnés qu'à titre indicatif, puisque le total obtenu est beaucoup trop élevé.

Les résultats de l'analyse No 10 s'accordent avec les caractères d'un magma fémique, basique, avec alk pauvre et c normal; suivant la terminologie employée par Niggli, on aurait donc un magma gabbrodioritique normal. Le rapport c/alk étant élevé, la tendance spilitique de cette roche est faible.

Les résultats de l'analyse No 11 indiquent un magma de type semblable à celui de l'analyse No 10, si ce n'est qu'ici alk est intermédiaire. On notera que ce bord de coussin est caractérisé par un léger accroissement de la teneur en silice et en alcalis par rapport au centre du coussin.

B. Métadiabases en coussins à pyroxène sodique aegyrinique.

Paragenèse : albite, chlorite, sphène-leucoxène, lawsonite,
pyroxène sodique aegyrinique, épidote, mica
blanc, + pumpellyite, + hématite-oligiste,
+ calcite, + quartz

Nous donnons à nouveau, ci-dessous, les caractéristiques essentielles du centre, du bord et de la matrice de tels coussins ainsi que leur chimisme.

Centre des coussins :

Structure

La structure primaire, intersertale à intersertale divergente, n'est généralement reconnaissable que grâce à l'arrangement des granules de sphène-leucoxène.

Minéralogie

A l b i t e

En agrégats granulaires, l'albite, recristallisée pendant le métamorphisme alpin, ne présente que très peu de macles.

C h l o r i t e

Par son pléochroïsme faible, son allongement négatif, son signe optique positif et sa dispersion brunâtre, cette chlorite correspond à une "Mg-Fe-Chlorite". Elle se présente en petits nids associés à l'albite granulaire.

P y r o x è n e s o d i q u e a e g y r i n i q u e

Cette variété de pyroxène est caractérisée par un pléochroïsme peu marqué (X: verdâtre brunâtre; Y et Z: brunâtre), un allongement négatif, un angle $2V$ d'environ -70° , une biréfringence de $0,049-0,056$, une dispersion très forte ($r < v$) et un angle $X \wedge c$ compris entre 2 et 7° .

Ces propriétés correspondent à celles d'un membre de la série augite aegyrinique-aegyrine assez riche en $NaFe^{3+}$ (approximativement 70 à 80% moléculaires) (TRÖGER, 1952, p. 64).

Relevons encore que certains paramètres optiques mesurés sont susceptibles de présenter des variations très importantes de l'un à l'autre des nombreux échantillons que nous avons étudiés; en particulier la biréfringence peut être passablement plus faible, descendant jusqu'à $0,036$.

Les données diffractométriques indiquent, en suivant la méthode dite "average spacing ratio" (WYCKOFF, MERWIN and WASHINGTON, 1925), une augite aegyrinique contenant une certaine composante jadéitique ($Di_{28}, Ac_{58}, Jd_{14}$). La méthode proposée par Essene et Fyfe (1967) et utilisant la raie 221 ($d_{221} = 2,975-2,965$) et l'indice de réfraction moyen ($\beta = 1,730$), nous donne des teneurs en NaAl plus élevées (21-34% moléculaires), donc une chloromélanite de composition variable ($Di_{35}, Ac_{44}, Jd_{21} - Di_{22}, Ac_{44}, Jd_{34}$).

L'abondance de ce pyroxène sodique est très peu constante. Dans certains échantillons, nous n'avons observé que de rares et petits individus en voie de développement, alors que dans d'autres, il apparaît comme le minéral de loin le plus abondant; enfin, il arrive aussi qu'on ne l'observe que sous forme de reliques squelettiques dans l'albite granulaire.

Dans les coussins hématitiques, les cristaux de pyroxène sodique sont rendu semiopaques par la présence de fines poussières hématitiques.

La cristallisation de ce minéral de métamorphisme est postérieure à celle de la lawsonite et antérieure à celle de l'amphibole bleue.

L a w s o n i t e

Abondante dans ce type de métadiabases, la lawsonite apparaît en phénoblastes prismatiques rarement maclés. Dans les échantillons riches en pyroxène sodique, elle est partiellement envahie par ce dernier (voir fig. 10).

E p i d o t e

Ce minéral apparaît en grains disséminés dans la roche. Sa formation est postérieure à celle de la lawsonite, du pyroxène sodique, de l'amphibole bleue et du mica blanc.

M i c a b l a n c

En développements clairsemés, le mica blanc peut toutefois devenir très abondant dans certaines métadiabases également très riches en pyroxène sodique.

A m p h i b o l e b l e u e

Rare dans ce type de métadiabases, cette variété d'amphibole s'observe :

- 1) en tant que minéral constitutif de la roche; elle est alors de nature glaucophanitique;
- 2) dans des veines, en association avec quartz et calcite; dans ce cas, de composition crossitique (2V environ 30°, biréfringence 0,014, plan des axes optiques $\perp$ à (010)), elle forme des cristaux aciculaires.

Son développement est plus tardif que celui du pyroxène sodique.

C a l c i t e

La calcite se présente en concentrations millimétriques à bord flou (à l'oeil nu, on pourrait les confondre avec des vésicules). Sa cristallisation est postérieure à celle de tous les autres minéraux. On l'observe également dans de nombreuses veines ainsi que dans des zones de fractures.

Q u a r t z

Ce minéral forme des agrégats granulaires dans les variétés de métadiabases très riches en pyroxène sodique.

H é m a t i t e

Dans le petit nombre des spécimens de type hématitique rencontrés, l'hématite apparaît soit en fines poussières incluses dans les autres minéraux (avant tout dans le pyroxène sodique), soit recristallisée sous forme de tablettes idiomorphes.

S p h è n e - l e u c o x è n e

Minéral omniprésent, le sphène-leucoxène nous a permis, grâce à son mode de distribution, de deviner la structure primaire intersertale fine à intersertale divergente de ces roches.

Bord variolitique des coussins :

Structure

Le bord des coussins montre des varioles d'un diamètre compris entre un et dix millimètres. La microstructure radiée typique des varioles a été entièrement effacée par les recristallisations métamorphiques dont la paragenèse est semblable à celle de la partie centrale des coussins.

Minéralogie

De nombreuses varioles ont montré une variation de leur composition en allant du centre au bord (voir fig. 10). Au centre, la lawsonite prédomine; au bord, le pyroxène sodique est plus abondant; enfin, l'extrême bord consiste en un mince liséré d'albite finement granulaire.

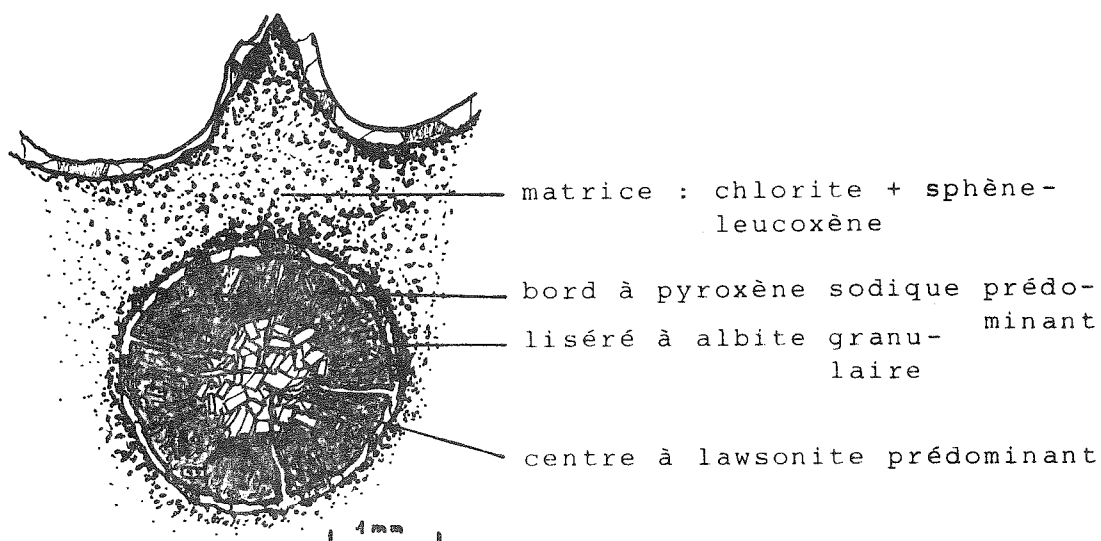


Fig. 10 : Variole d'un coussin à pyroxène sodique et lawsonite.

Matrice intercoussins :

Structure

Les structures fuidales et hyaloclastitiques de l'ancien verre ont été assez bien conservées.

Minéralogie

Cette matrice est principalement constituée de chlorite, de mica blanc, d'épidote et de sphène-leucoxène. Les minéraux suivants n'apparaissent que de manière accessoire: pyroxène sodique, amphibole bleue, quartz et hématite-oligiste.

Caractères particuliers à ce type de coussins :

Dans certains spécimens, on observe une moucheture, peu dense, blanchâtre. L'examen sous le microscope montre qu'il s'agit de nids millimétriques à forte concentration de calcite et de lawsonite. La structure intersertale primaire soulignée par les granules de sphène-leucoxène s'observe cependant toujours dans ces nids. Ce qui semble donc indiquer que ces concentrations se sont formées après la cristallisation de la diabase intersertale; elles pourraient résulter de migrations calciques liées à un stade post-magmatique ou métamorphique.

Les amygdales, que l'on observe aussi, présentent, par contre, un bord net; elles sont remplies de quartz, de calcite, d'amphibole bleue et de chlorite.

Les veines, abondantes, sont de compositions minéralogiques fort diverses. Nous y avons relevé les espèces minérales suivantes : quartz, calcite, + albite, + chlorite, + amphibole bleue, + épidote, + lawsonite.

Chimisme

Provenance et mode des échantillons analysés

Analyse No 12 : coussin entier avec sa matrice, face N. du Pic du Pelvat, altitude 2930 m; albite, chlorite, pyroxène sodique, lawsonite, mica blanc, amphibole bleue (peu), épidote (peu), sphène-leucoxène, calcite (peu).

Analyses Nos 13, 14, 15 : coussin face N. du Pic du Pelvat, altitude 2930 m; respectivement centre, bord variolitique et matrice.

Centre du coussin : albite, chlorite, pyroxène sodique, lawsonite, épidote (peu), sphène-leucoxène, calcite.

Bord variolitique du coussin : albite, chlorite, pyroxène sodique, lawsonite, épidote (peu), sphène-leucoxène.

Matrice du coussin : chlorite, mica blanc, épidote, albite, sphène-leucoxène.

Pourcentages pondéraux.

Analyse No :	12	13	14	15
SiO ₂	46,8	48,5	54,6	31,9
Al ₂ O ₃	16,62	16,05	16,65	18,22
TiO ₂	1,84	2,02	1,84	2,62
FeO	4,08	4,20	2,67	13,11
Fe ₂ O ₃	4,87	3,38	2,75	0,89
CaO	7,32	7,15	7,00	2,73
MgO	7,78	6,80	5,20	17,94
Na ₂ O	2,28	3,75	1,89	0,49
K ₂ O	0,42	(<0,1)	0,31	0,72
MnO	0,22	0,31	0,21	0,61
P ₂ O ₅	0,22	0,27	0,18	0,30
H ₂ O ⁺	6,79	5,69	6,20	9,88
H ₂ O ⁻	(0,20)	(0,07)	(0,06)	(0,04)
CO ₂	<u>0,66</u>	<u>1,70</u>	<u>0,37</u>	<u>0,34</u>
Totaux :	99,90	99,82	99,87	99,75

Analyste : Mme N. Monnier

Méthode : Voie humide.

Paramètres de Niggli.

Analyses No :	12	13	14	15
si	123,8	130,1	172,9	60,3
al	25,9	25,3	31,0	20,3
fm	46,8	44,2	38,8	72,5
c	20,7	20,5	23,7	5,53
alk	6,55	9,90	6,42	1,76
ti	3,65	4,06	4,37	3,71
p	0,25	0,30	0,24	0,24
h	59,9	50,9	65,4	62,2
mg	0,66	0,62	0,64	0,68
k	0,11	0	0,10	0,49
w	0,62	0,42	0,48	0,06
qz	-2,4	-9,5	+47,2	-46,7
Si ^o	0,98	0,93	1,38	0,56
Az ^o	0,55	0,57	0,63	0,38

Remarques

Analyse No 12 : Les résultats de cette analyse indiquent un magma fémique à semifémique, basique, avec alk pauvre et c normal. Il s'agit d'un magma gabbrodioritique normal. On relevera le rapport c/alk élevé. Cette roche n'a subi aucune évolution spilitique.

Analyse No 13 : Avec cette roche, on arrive de même à un magma gabbrodioritique normal. Mises à part les valeurs plus élevées pour SiO₂ et Na₂O, la correspondance avec les résultats de l'analyse No 12 d'un pillow entier est très bonne.

Analyse No 14 : Suivant les résultats de cette analyse, on tombe sur un magma semifémique, neutre, avec alk pauvre et c normal. Ne se rattachant à aucun type particulier, ce magma est de tendance dioritique. Il convient de souligner les variations très nettes observées par rapport au centre du coussin. Ainsi, la valeur de si est nettement plus élevée, qz devenant très fortement positif. Les ferromagnésiens sont, quant à eux, nettement moins abondants.

Analyse No 15 : Les valeurs obtenues avec cette analyse sont celles d'un magma fémique, basique, avec alk pauvre et c pauvre. Ces caractères ne correspondent à aucun type de magma particulier.

Très basique, la matrice, de par sa composition, se rapproche d'une chlorite. Relevons encore l'augmentation très prononcée de la teneur en potasse par rapport au centre et au bord variolitique du coussin.

3.2. LES METADIABASES EN COUSSINS DE LA MASSE OCCIDENTALE.

Description macroscopique

Les coussins formés par ces métadiabases, de teinte verte à vert jaunâtre, sont parcourus de fissures radiales et concentriques. Ils possèdent généralement un bord variolitique épais de 2 à 6 cm. Localement, nous avons observé des coussins légèrement rougeâtres à bordure plus riche en hématite.

La matrice séparant ces coussins, dans la plupart des cas verte, renferme également des passées rougeâtres, hématitiques. Dans certaines zones, elle est très abondante et montre des structures hyaloclastitiques.

Descriptions microscopiques

Paragenèse : albite, chlorite, $\pm$ augite, sphène-leucoxène, pyroxène sodique aegyrinique, lawsonite, mica blanc, $\pm$ épidote, $\pm$ hématite, $\pm$ calcite, $\pm$ quartz.

Centre des coussins :

Structure

La structure primaire, intersertale ou intersertale divergente, n'est conservée que dans quelques rares spécimens peu recristallisés récoltés à la bordure du massif ophiolitique,

non loin de son contact avec les terrains sédimentaires. Les métadiabases à proprement parler, apparaissent à des distances de 15 m et plus des contacts avec les roches sédimentaires; elles ont entièrement recristallisé dans le faciès schiste bleu et présentent une micro structure métamorphique non orientée, poeciloblastique.

Minéralogie

A l b i t e

Ce plagioclase n'est abondant que dans les variétés peu riches en pyroxène sodique. Rarement en lattes ou en micro-lites maclés, l'albite apparaît le plus souvent en agrégats granulaires constitués de cristaux peu maclés.

C h l o r i t e

Peu colorée, avec un pléochroïsme faible, un allongement négatif et un signe optique positif, cette "Mg-Fe-Chlorite" est relativement peu abondante dans la partie centrale des coussins.

A u g i t e

L'augite ne s'observe encore que dans les métadiabases peu recristallisées, dépourvues de pyroxène sodique, c'est-à-dire près des contacts avec les roches sédimentaires. Les cristaux sont toutefois très fortement remplacés par la chlorite.

P y r o x è n e s o d i q u e

Cette variété montre les propriétés optiques suivantes : Pléochroïsme peu marqué (X: verdâtre brunâtre; Y: brunâtre; Z: brunâtre); allongement négatif, angle 2V de -70° , biréfringence d'environ 0,046, dispersion très forte ($r < v$), angle XAc voisin de 3° . Ces caractères optiques correspondent à ceux d'une augite aegyrinique renfermant environ 70% moléculaires de $\text{Na Fe } 3^{+}$.

L'analyse diffractométrique nous indique cependant une importante composante jadéitique (25 à 30% moléculaires de Na Al) pour ce pyroxène qui pourrait ainsi présenter la composition approximative suivante : $\text{Di}_{20-30} \text{Ac}_{45-50} \text{Jd}_{25-30}$ (ESSENE & FYFE, 1967).

Divers modes de cristallisation ont été observés. Dans les variétés à structures intersertales assez grossières, on remarque que le pyroxène sodique remplace l'augite. Cette dernière peut en effet subsister sous forme de reliques à l'intérieur des plages de pyroxène sodique.

Dans les variétés de métadiabases à structures plus fines, le pyroxène sodique envahit la roche entière. Certains échantillons renferment jusqu'à 95% d'augite aegyrinique. La cristallisation de ce pyroxène est postérieure à celle de la lawsonite.

M i c a b l a n c

Ce mica s'est développé en fines paillettes dans l'albite et a envahi, par places, entièrement les cristaux de lawsonite et les plages feldspathiques.

E p i d o t e

L'épidote, en grains dispersés dans la roche, est peu abondante.

H é m a t i t e

Cet oxyde de fer apparaît, dans les coussins hématitiques :

- en concentrations jalonnant des fissures;
- en tablettes idiomorphes éparpillées;
- en fines poussières incluses dans la lawsonite et dans le pyroxène sodique.

C a l c i t e

Envahissant postérieurement la métadiabase, ce carbonate est très irrégulièrement distribué.

S p h è n e - l e u c o x è n e

En fins granules, ce minéral est omniprésent.

Q u a r t z

Rarement en grains isolés, le quartz apparaît surtout dans des veines.

Bord variolitique :

Structure

La microstructure radiée des varioles a été entièrement effacée par les recristallisations métamorphiques.

Minéralogie

Les varioles sont constituées par les mêmes associations minérales que celles observées dans la métadiabase formant le centre des coussins.

Relevons que le centre des varioles est généralement plus riche en lawsonite, leur bord renfermant, quant à lui, davantage de pyroxène sodique. Par ailleurs, ces varioles sont souvent entourées d'un liséré de grains de sphène.

On peut encore noter que le mica blanc est plus abondant dans la bordure variolitique qu'au centre des coussins.

Matrice interpillow

Structure

La matrice a partiellement conservé les structures fluidales et hyaloclastitiques de l'ancien verre (voir fig. 11).

Minéralogie

Elle est surtout chloritique. Cependant, par endroits, le mica blanc peut présenter un développement considérable constituant jusqu'à 70% du volume de la roche. Les autres minéraux de métamorphisme (lawsonite, pyroxène sodique, épidote) apparaissent d'une manière plus accessoire, soit en cristaux isolés, soit en petits nids. Encore plus rarement, on observe des traînées de pumpellyite en cristaux aciculaires très fins. Le sphène-leucoxène se concentre dans de petits lits de granules ou dans des agrégats sphériques composés de plusieurs cristaux de sphène. Relevons encore la présence de niveaux hématitiques.

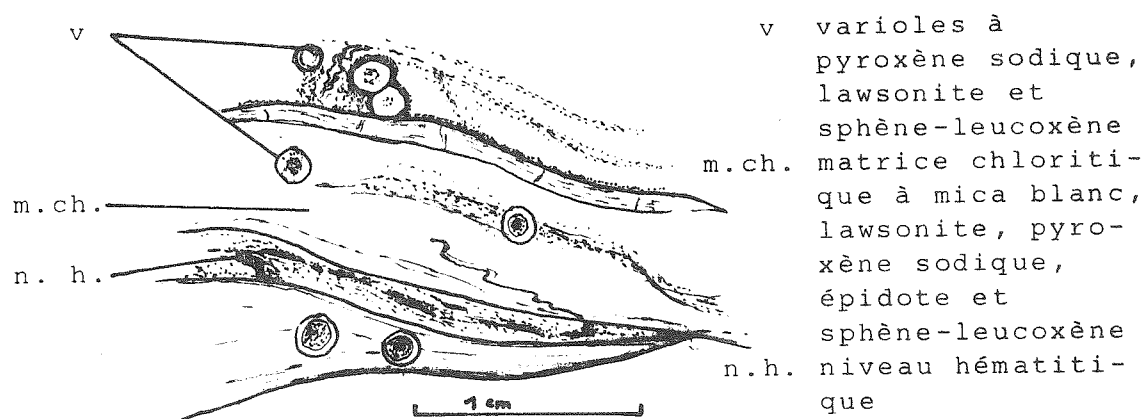


Fig. 11 : Matrice interpillow d'un coussin de la masse occidentale.

Caractères particuliers à ce type de coussins :

Par endroits, surtout vers la bordure des coussins, nous avons remarqué de petites amygdales. Elles sont remplies par les minéraux suivants : albite, quartz, calcite, chlorite, pumpellyite, lawsonite, épidote.

Les veines sont nombreuses et caractérisées par des associations minéralogiques variées avec : albite, quartz, calcite, chlorite, pumpellyite, pyroxène sodique, mica blanc, oligiste.

Chimisme

Provenance et mode des roches analysées

Analyse No 16 : coussin entier avec sa matrice, partie N.-W. de la masse occidentale (altitude 2540 m) ; albite, chlorite, lawsonite, épidote (peu), pyroxène sodique (peu), mica blanc, calcite, sphène-leucoxène, hématite.

Analyses Nos 17, 18 et 19 : coussin, extrémité S.-E. de la masse occidentale, altitude 2630 m ; respectivement centre, bord variolitique et matrice.

Centre du coussin : pyroxène sodique (abondant), lawsonite, albite (peu), chlorite (peu), épidote (peu), mica blanc, calcite, sphène-leucoxène, hématite.

Bord variolitique du coussin : pyroxène sodique (abondant), lawsonite, mica blanc, chlorite, sphène-leucoxène, hématite.

Matrice du coussin : chlorite, pyroxène sodique, lawsonite, mica blanc, épidote, calcite, sphène-leucoxène, hématite.

Pourcentages pondéraux

Analyses No :	16	17	18	19
SiO ₂	49,40	54,20	57,10	37,4
Al ₂ O ₃	18,22	13,17	15,31	18,58
TiO ₂	1,41	1,57	1,83	2,12
FeO	1,96	0,63	0,24	8,00
Fe ₂ O ₃	6,18	13,51	9,11	6,89
CaO	4,95	3,94	4,58	4,34
MgO	6,12	1,46	1,06	12,72
Na ₂ O	5,25	6,71	6,75	0,67
K ₂ O	1,05	1,31	0,65	1,72
MnO	0,12	0,05	0,04	0,41
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,21	0,16
H ₂ O ⁺	4,62	} 2,63	} 2,23	} 10,24
H ₂ O ⁻	(0,23)			
CO ₂	0,51	0,17	1,31	0,19
Totaux :	99,97	99,49	100,42	103,44

Analystes : Mme N. Monnier

Melle P. Voldet

Méthode : Voie humide

Fluorescence X

Paramètres de Niggli

si	132,4	168,4	193,5	77,0
al	28,7	24,1	30,5	22,5
fm	41,7	40,0	29,3	64,3
c	14,2	13,1	16,6	9,57
alk	15,4	22,8	23,5	3,59
ti	2,83	3,66	4,65	3,27
p	0,20	0,18	0,30	0,14
h	41,3	27,2	25,2	70,3
mg	0,59	0,17	0,18	0,61
k	0,12	0,11	0,06	0,63
w	0,74	0,95	0,97	0,44
qz	-29,3	-22,7	-0,6	-37,4
Si ^O	0,82	0,88	0,99	0,67
Az ^O	0,57	0,63	0,66	0,44

Remarques

Analyse No 16 : les résultats de cette analyse indiquent un magma semifémique, basique, avec alk intermédiaire et c pauvre. Il s'agit d'un magma mugéaritique. Le chimisme de ce coussin est comparable à celui des métadolérites du massif des deux Pelvats; on note toutefois, par rapport à celles-ci, une diminution de la teneur en ferromagnésiens et un enrichissement en alumine. La tendance spilitique est nette, mais loin d'être extrême.

Analyse No 17 : On se trouve en présence d'un magma de type fémique, faiblement basique à neutre, avec alk riche et c pauvre. Ce sont là les caractères d'un magma mélasodique syénitique. A noter que le rapport c/alk très petit (0,57) indique une tendance spilitique très poussée. Des roches de nature sodique aussi prononcée ne sont pas fréquemment mentionnées dans la littérature concernant les ophiolites alpines. Des roches à chimisme semblable

se trouvent dans l'ensemble spilites-kératorphyres du Nundle - District (New South Wales) (BURRI et NIGGLI, 1945, p. 498-502).

Analyse No 18 : Les valeurs obtenues avec cette analyse sont caractéristiques d'un magma de type isofalique, neutre, avec alk riche et c pauvre, c'est-à-dire essexitakéritique. Par rapport au centre du coussin (analyse No 17), on constate une augmentation de teneur en silice et en alumine accompagnée d'une diminution de teneur en ferromagnésiens. De telles variations radiales de composition s'observent dans la plupart des coussins.

Analyse No 19 : De caractère fémique, basique, avec alk et c pauvres, le magma ainsi défini ne correspond à aucun des types établis par Niggli; on notera toutefois sa tendance al-hornblenditique.

Mise à part la teneur relativement élevée en chaux (due à la présence de lawsonite, d'épidote et de calcite), cette matrice à une composition chimique proche de celle d'une chlorite.

3.3. CONCLUSIONS SUR LES METADIABASES EN COUSSINS.

Au vu de leurs paragenèses métamorphiques, les métadiabases en coussins ont été classées en deux groupes :

a) Métadiabases à amphibole bleue et / ou actinote

Paragenèse : albite, chlorite, amphibole bleue, actinote, sphène-leucoxène, $\pm$ augite, $\pm$ lawsonite, $\pm$ pumpellyite, $\pm$ épidote, $\pm$ mica blanc, $\pm$ stilpnomélane, $\pm$ calcite.

b) Métadiabases à pyroxène sodique

Paragenèse : albite, chlorite, sphène-leucoxène, pyroxène sodique, lawsonite, mica blanc, épidote, $\pm$ augite, $\pm$ pumpellyite, $\pm$ amphibole bleue, $\pm$ calcite, $\pm$ quartz, $\pm$ hématite.

Les métadiabases du groupe a) n'affleurent qu'au Pic du Pelvat où elles forment la majeure partie de la coulée épaisse d'une centaine de mètres.

Les métadiabases du groupe b) se localisent dans la partie supérieure de la coulée du Pic du Pelvat, à proximité des jaspes. Elles forment également la presque totalité des ophiolites de la masse occidentale.

En comparant les analyses chimiques des roches appartenant à chacun de ces deux groupes (comparaison entre analyses Nos 7 et 10 et analyses Nos 12, 13, 16 et 17), on ne relève pas, de prime abord, les différences significatives auxquelles on pouvait s'attendre au vu des paragenèses si différentes permettant de distinguer ces deux groupes dans le faciès schiste bleu. Les variations chimiques à l'intérieur d'un groupe semblent plus importantes que les différences d'un groupe à l'autre.

Cependant, si l'on en considère le degré d'oxydation du fer, on remarque que les roches du groupe à pyroxène sodique montrent une nette augmentation du paramètre w ($= 2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 / (2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$).

Les variations de ce paramètre sont en effet les suivantes :

groupe a) : variation comprise entre 0,18 et 0,51;

groupe b) : variation comprise entre 0,42 et 0,97.

On constate également, à l'intérieur du groupe b), qu'une forte recristallisation du pyroxène sodique s'accompagne toujours d'une nette augmentation du paramètre w .

Il n'est donc pas exclu que la pression d'oxygène ait joué un rôle important lors de la formation de ces diverses paragenèses.

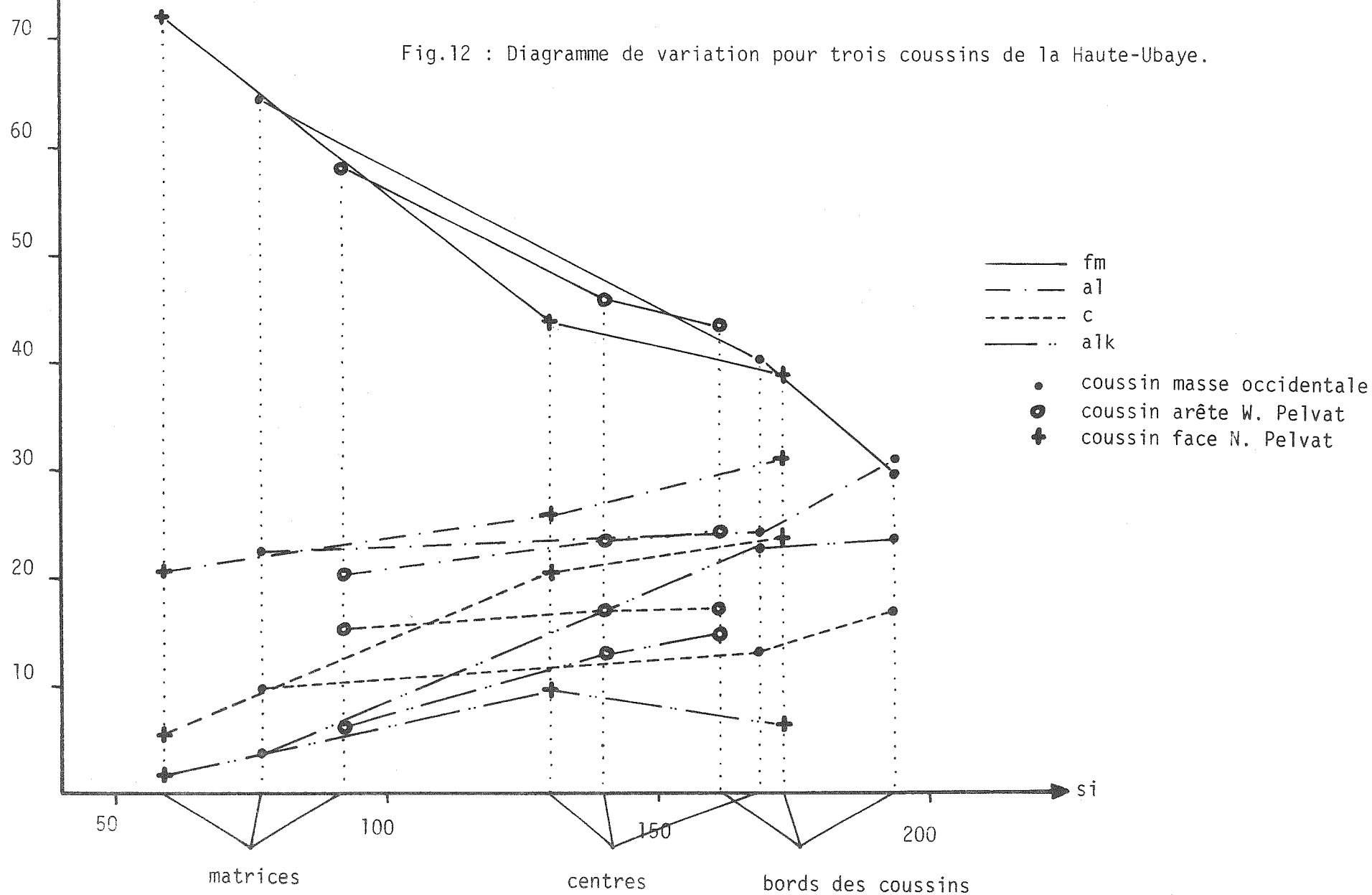
Les différences chimiques entre les métadiabases constituant, d'une part les coussins du Pic du Pelvat et d'autre part ceux de la masse occidentale sont plus importantes (comparaison entre analyses Nos 7, 10, 12 et 13 et analyses Nos 16 et 17). En effet, les premières ont un chimisme gabbrodioritique à mugéaritique tandis que les secondes se classent parmi les types mugéaritiques, Na-lamprosyénitiques à mélasodiques syénitiques.

Variations de composition chimique à l'intérieur des coussins (voir fig. 12) :

Ces variations sont assez bien marquées dans la plupart des coussins étudiés. La composition chimique du centre du coussin est proche de celle du coussin entier (coussin avec sa matrice). Le bord variolitique se caractérise généralement par des valeurs plus élevées pour Si , C et Alk , la valeur de fm étant, par contre, nettement plus faible. La matrice intercoussin, très riche en éléments ferromagnésiens montre des valeurs très basses pour Si , C et Alk . On notera aussi que le rapport k des alcalis est nettement plus élevé dans la matrice qu'à l'intérieur du coussin.

fm,al,
c,alk

Fig.12 : Diagramme de variation pour trois coussins de la Haute-Ubaye.



4. LES BRECHES DIABASIQUES.

Les trois types principaux suivants de brèches diabasiques ont été observés :

- Brèches d'éclatement de coussins.
- Brèches diabasiques du "faciès de passage".
- Brèches diabasiques remaniées.

4.1. LES BRECHES D'ECLATEMENT DE COUSSINS.

Situation

a) Massif des deux Pelvats.

Elles constituent un niveau peu épais (5 à 10 m) et lenticulaire au sommet de la série ophiolitique. Leur contact avec les jaspes (radiolarites) est primaire (voir dépliants 3c et 3d).

b) Masse occidentale.

Elles apparaissent également entre les pillows-lavas et le sédimentaire; celui-ci est représenté ici par des schistes argileux et des intercalations de calcaire noir auxquels sont associés des bancs lenticulaires de brèches sédimentaires à matériel diabasique dominant. L'épaisseur des brèches d'éclatement est peu constante (0 à 10 m); à leur toit, nous avons décelé, localement, des caractères d'une brèche partiellement remaniée (voir dépliant 2b).

Description macroscopique

Les fragments métadiabasiques constituant ces brèches sont anguleux et de taille assez constante (5 à 10 cm). Certains montrent une structure variolitique. Le ciment, en majeure partie chloritique, vert foncé, renferme des passées hématitiques et des intercalations, assez rares, d'un schiste "radiolaritique" rougeâtre.

Descriptions microscopiques

a) Massif des deux Pelvats.

Les brèches d'éclatement sont constituées d'éléments métadiabasiques dont les paragenèses, identiques à celles des métadiabases en coussins à pyroxène sodique (voir p.109 :

chapitre 3.1.B) sont les suivantes :

albite, chlorite, sphène-leucoxène, pyroxène sodique lawsonite, mica blanc, épidote, hématite, $\pm$ stilpnomélane, $\pm$ calcite, $\pm$ quartz.

Les microstructures volcaniques originelles ont été entièrement détruites, lors du métamorphisme alpin, par une recristallisation complète. Beaucoup de fragments ont été le siège d'un développement important de pyroxène sodique (augite aegyrinique chloromélanitique), puisque ce dernier peut aller jusqu'à représenter 90% du volume de la roche. D'autres spécimens, par contre, contiennent avant tout de l'albite recristallisée, granoblastique, de la chlorite et du mica blanc.

La matrice également fait montre de transformations importantes. A part la chlorite, constituant principal, on note de fréquentes passées de mica blanc. L'albite et le quartz forment des amas granoblastiques. L'hématite apparaît soit sous la forme d'une fine pigmentation, soit, recristallisée, en cristaux idiomorphes. Le pyroxène sodique et la lawsonite ne se développent que très localement dans la matrice.

b) Masse occidentale.

Les brèches d'éclatement de la masse occidentale ne peuvent pas être caractérisées par une composition minéralogique type; nous observons plutôt deux types de paragenèses auxquelles s'associent des termes intermédiaires fréquents :

α) Près des coussins encore entiers, à une distance d'au moins 5 m du contact avec le sédimentaire, la paragenèse est très semblable à celle observée dans les coussins de la masse occidentale (voir p. 116: chapitre 3.2.) puisque nous avons :

albite, chlorite, sphène-leucoxène, pyroxène sodique aegyrinique, lawsonite, mica blanc, épidote, hématite $\pm$ calcite, $\pm$ quartz.

Les microstructures primaires ont entièrement disparu lors de la recristallisation dans le faciès schiste bleu.

β) En se rapprochant des contacts avec le sédimentaire, le pyroxène sodique et la lawsonite disparaissent graduellement. La paragenèse suivante s'observe alors dans les fragments métadiabasique :

albite, chlorite, mica blanc, sphène-leucoxène, $\pm$ augite, $\pm$ pumpellyite, $\pm$ épidote, $\pm$ stilpnomélane, $\pm$ calcite, $\pm$ quartz, $\pm$ oligiste (l'actinote et le glaucophane sont très rares).

Les microstructures primaires, fréquemment très bien conservées (surtout au contact avec les roches sédimentaires), sont les suivantes :

intersertale, intersertale divergente, étoilée, arborescente, sphérolitique et variolitique.

Ces diabases, non porphyriques, de nature avant tout albitochloritiques, renferment localement des amygdales remplies de chlorite, mica blanc, pumpellyite, albite et calcite. De plus, on observe, assez souvent, de fines veines de calcite, albite et quartz.

La matrice réunissant les éléments de ces brèches (qu'il s'agisse de celles montrant les paragenèses de type α ou β) est en majeure partie chloritique. Au contact avec le sédimentaire, elle passe à un schiste détritique fin, gris-vert, composé d'albite, de quartz, de chlorite, de mica blanc et de sphène-leucoxène; très rarement, on observe de petits grains détritiques d'une tourmaline vert olive.

Chimisme

Les analyses Nos 20, 21 et 22 correspondent à des analyses globales de brèches d'éclatement (éléments avec leur matrice). Il est cependant probable que l'influence de l'échantillonnage soit très importante, car le rapport volumétrique éléments / matrice peut varier considérablement.

Provenances et modes

Analyse No 20 : Brèche d'éclatement, face N. du Pic du Pelvat, altitude 2920 m; albite, chlorite, mica blanc, pyroxène sodique (peu), épidote (peu), calcite, sphène-leucoxène, hématite.

Analyse No 21 : Brèche d'éclatement, Pelvat de Chabrière à 200 m au S. du point 3154 m; pyroxène sodique, mica blanc, quartz, albite, chlorite, épidote, sphène-leucoxène, hématite.

Analyse No 22 : Brèche d'éclatement, partie S.-E. de la masse occidentale, altitude 2500 m : albite, chlorite, mica blanc, calcite, sphène-leucoxène, hématite.

Pourcentages pondéraux

Analyse No :	20	21	22
SiO ₂	52,0	54,1	53,3
Al ₂ O ₃	17,87	12,32	18,24
TiO ₂	1,95	1,09	1,43
FeO	3,60	0,46	1,92
Fe ₂ O ₃	5,92	13,00	7,02
CaO	2,28	2,81	2,03
MgO	4,28	3,49	3,39
Na ₂ O	6,35	6,55	7,93
K ₂ O	1,04	2,28	0,33
MnO	0,57	0,34	0,43
P ₂ O ₅	0,17	0,21	0,22
H ₂ O+	3,24	} 2,70	2,93
H ₂ O-	(0,06)		(0,24)
CO ₂	0,38	0,27	0,60
Totaux :	99,65	99,62	99,77
Analyse :	Mme N. Monnier	Melle P. Voldet	Mme N. Monnier
Méthode :	Voie humide	Fluorescence X	Voie humide

Paramètres de Niggli

si	152,5	160,5	161,0
al	30,8	21,5	32,4
fm	42,1	46,4	37,2
c	7,2	8,9	6,6
alk	20,0	23,1	23,8
ti	4,35	2,43	3,24
p	0,21	0,26	0,28
h	31,7	26,7	29,5
mg	0,45	0,33	0,41
k	0,10	0,19	0,03
w	0,60	0,96	0,77
qz	-27,4	-27,1	-34,3
Si ^o	0,85	0,86	0,83
Az ^o	0,60	0,62	0,61

Remarques

Les résultats de l'analyse No 20 correspondent à ceux d'un magma de type semifémique, basique à neutre, avec alk intermédiaire et c pauvre; ce sont les caractères d'un magma mélasodique syénitique. On notera que cette brèche présente une tendance spilitique très poussée.

Avec l'analyse No 21, nous sommes en présence d'un magma (fémique, basique à neutre, peralcalin, avec c pauvre) qui ne correspond à aucun des types définis par Niggli, mais à tendance mélasodique syénitique à Na-lamprosyénitique. Par rapport aux résultats de l'analyse précédente, on relèvera la teneur plus faible en alumine et le paramètre w très élevé. La tendance spilitique est très prononcée.

Avec les résultats de l'analyse No 22, nous tombons sur un magma semifémique, basique à neutre, avec alk riche et c pauvre. Il s'agit d'un magma mélasodique syénitique. La tendance spilitique très accentuée de cette brèche est très semblable à celle de la brèche de l'analyse No 20.

4.2. LES BRECHES DIABASIQUES DU "FACIES DE PASSAGE".

Situation

Ces brèches affleurent au Pic du Pelvat, entre les métadolérites et les laves en coussins (voir dépliants 3c et 3d).

Description macroscopique

De teinte tantôt gris-vert tantôt bleutée, ces brèches comprennent une grande variété de faciès :

- Brèches à éléments diabasiques réunis par un ciment soit chloritique, soit de nature hyaloclastitique, soit encore constitué par une diabase de teinte légèrement différente.
- Roches bréchiques à structures hyaloclastitiques avec "shards" chloritiques vert-noir.
- Diabases fines contenant des éléments diabasiques provenant de coussins variolitiques éclatés; ces éléments sont partiellement résorbés par la matrice diabasique.
- Dolérites assez grossières à inclusions de nature diabasique (parfois à structure variolitique) ou chloritique;
- Diabases fines dans lesquelles une structure pseudobréchique, avec ciment chloritique, commence à apparaître.

Descriptions microscopiques

La composition minéralogique de ces brèches, semblable à celle des métadiabases massives (voir p. 98) et à celle des métadiabases en coussins à amphibole bleue et / ou actinote (voir p. 104) est la suivante :

albite, chlorite, glaucophane, actinote, sphène-leucoxène, + augite, + lawsonite, + pumpellyite, + épidote, + mica blanc, + stilpnomélane, + calcite, + quartz, + pyrite oxydée.

Dans certaines métadiabases un peu plus grossières que l'on peut rencontrer dans ces brèches, on observe également une hornblende verte (parfois brunâtre), comparable à celle rencontrée dans les métadolérites (voir p. 67).

Une étude microscopique détaillée de ces minéraux n'a pas pu être effectuée, vu la finesse souvent extrême des cristaux formant ces roches. On se référera aux descriptions minéralogiques données dans le chapitre se rapportant aux métadolérites (voir p. 60).

Les éléments de cette brèche, ainsi que le ciment partiellement diabasique, se rattachent aux deux variétés de diabases suivantes :

- | | | |
|---|---|------------------------------|
| - diabases albito-chloritiques; | } | + hornblende verte
(rare) |
| - diabases albito-chloritiques à
augite. | | |

Pendant le métamorphisme alpin, ces roches ont subi une recristallisation complète dans le faciès schiste bleu, avec développement de glaucophane, actinote, lawsonite ou pumpellyite.

L'épidote et la calcite, également observés, sont postérieurs aux minéraux ci-dessus.

Le stilpnomélane, peu répandu, apparaît surtout lié à des fissures.

Les veines montrent les divers types de remplissages suivants :

chlorite; pumpellyite, + chlorite; albite, chlorite,
mica blanc; albite, calcite.

Structures

Des éléments :

Les structures de la majorité des éléments sont celles que l'on observe habituellement dans les laves en coussins. En outre, on rencontre, localement, des éléments à structures hyaloclastitiques. Les recristallisations métamorphiques ont toutefois effacé en grande partie ces structures primaires.

Du ciment :

Le ciment montre une grande variété de structures :

- fluidale, lorsque de nature chloritique;
- hyaloclastitique, avec "shards" chloritiques;
- arborescente, intersertale divergente, intersertale plus ou moins grossière, lorsque de nature diabasique.

Les contours des éléments sont généralement nets. Dans certaines brèches à ciment métadiabasique assez grossier, ils apparaissent au contraire plutôt flous; c'est là le signe d'une résorption partielle (voir fig. 13).

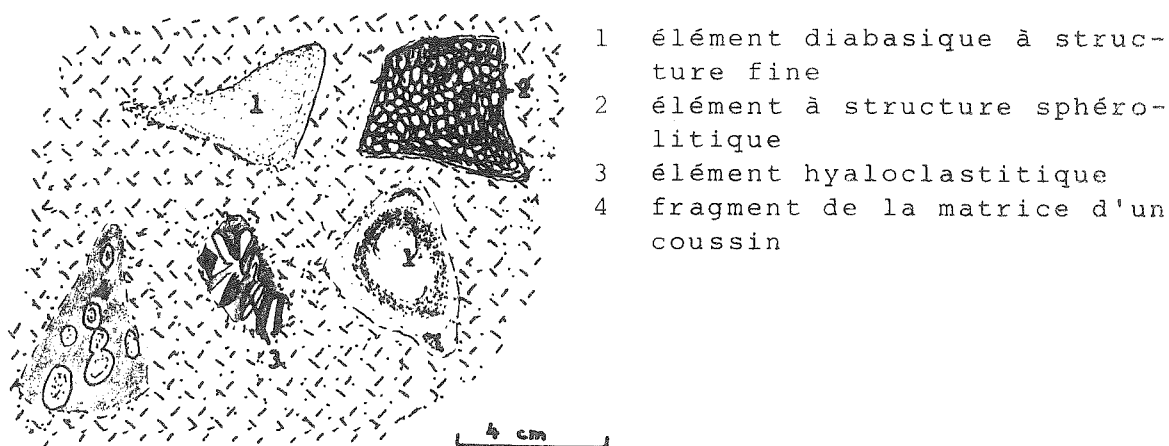


Fig. 13 : Brèche du "faciès de passage" à ciment diabasique; les éléments sont partiellement résorbés.

Chimisme

Provenance et mode

Analyse No 23 : Brèche diabasique du "faciès de passage", arête W. du Pic du Pelvat, altitude 3040 m; albite, chlorite, glaucophane, actinote, pumpellyite, mica blanc, épidote, sphène-leucoxène, pyrite passablement oxydée.

Pourcentages pondéraux		Paramètres de Niggli	
SiO ₂	48,40	si	120,1
Al ₂ O ₃	15,97	al	23,3
TiO ₂	1,75	fm	54,0
FeO	7,71	c	10,7
Fe ₂ O ₃	2,73	alk	12,0
CaO	4,02	ti	3,26
MgO	8,77	p	0,24
Na ₂ O	4,80	h	38,0
K ₂ O	0,30	mg	0,60
MnO	0,14	k	0,04
P ₂ O ₅	0,23	w	0,24
H ₂ O+	4,59	qz	-27,9
H ₂ O-	(0,05)	Si ^o	0,81
CO ₂	0,54	Az ^o	0,55
Total :	99,95		

Analyste : Mme N. Monnier

Méthode : Voie humide.

Remarques

Ces résultats permettent de définir un magma de type fémique, basique, avec alk intermédiaire et c pauvre, c'est-à-dire un magma Na-lamprosyénitique. Cette brèche du "faciès de passage" montre un chimisme très proche de celui des mé-tadolérites (surtout de celles riches en glaucophane); il est probable qu'elle dérive du magma ayant donné naissance à ces dernières. La tendance spilitique est assez prononcée.

4.3. LES BRECHES DIABASIQUES REMANIEES.

Situation

De telles brèches affleurent, dans la masse occidentale, sur les deux flancs de l'anticlinal dont le coeur est formé par la grande falaise de pillow-lavas. Associées à des schistes argileux, parfois à des calcschistes, elles sont particulièrement développées dans le flanc normal de cet anticlinal; le niveau principal, le plus élevé, y atteint une épaisseur d'une trentaine de mètres (voir dépliants 2a et 2b).

Description macroscopique

Une description détaillée a déjà été donnée dans la première partie (p. 22).

Descriptions microscopiques

a) Éléments métadiabasiques

La presque totalité des éléments est de nature métadiabasique. Les éléments de nature autre ne s'observent que très accessoirement.

Minéralogie

A l b i t e

Les mesures optiques et diffractométriques indiquent une albite pure. Celle-ci, en lattes bien maclées (albite, péricline et Carlsbad), constitue la trame de la structure intersertale. Les cristaux sont généralement limpides et ne contiennent que peu d'inclusions de chlorite, d'apatite, de mica blanc et de pumpellyite. Fréquemment brisés, ces cristaux permettent de déceler le début d'une structure catalastique.

Dans de nombreux spécimens, l'albite a subi une recristallisation et se présente alors en agrégats granulaires.

A u g i t e

Ce pyroxène se rencontre dans les éléments à structure intersertale assez grossière. Dans la plupart des cas, l'augite est largement remplacée par une "Mg-Fe-Chlorite". Parfois, seules de très petites reliques accompagnées de plages de quartz subsistent.

H o r n b l e n d e

Cette variété à pléochroïsme bien marqué (X: jaunâtre clair; Y: jaune verdâtre ou brunâtre; Z: vert-jaune ou brunâtre) montre un allongement positif, un angle $2V$ d'environ -70° , une biréfringence de 0,020, un angle ZAc de 15° . Il s'agit d'une hornblende commune tschermakitique, très semblable à celle observée dans les métadolérites du massif des deux Pelvats (voir p. 67).

Cette hornblende n'apparaît que très rarement dans ces brèches, soit accompagnant l'augite dans les métadiabases assez grossières, soit en cristaux brisés, éparpillés dans le ciment de la brèche.

C h l o r i t e

Nous avons distingué deux variétés de chlorite :

a) L'une à pléochroïsme assez fort (X: jaune; Z: vert), allongement positif, signe optique négatif, biréfringence très basse, teintes de dispersion bleutées. Ces caractères correspondent à ceux d'une "Fe-Mg-Chlorite" (ALBEE, 1962). Cette variété occupe les espaces interstitiels dans les métadiabases peu recristallisées.

b) L'autre à pléochroïsme faible, allongement négatif, signe optique positif, biréfringence basse, teintes de dispersion brunâtres. Ces critères indiquent une "Mg-Fe-Chlorite". Rencontrée dans les roches plus recristallisées, cette chlorite apparaît soit dispersée dans la roche, soit jalonnant des fractures, soit encore en tant que produit de la transformation de l'augite.

M i c a b l a n c

Peu abondant dans les éléments métadiabasiques, le mica blanc se rencontre :

- en lamelles très fines dans l'albite;
- associé à la chlorite;
- jalonnant des fissures.

E p i d o t e

Très rare, ce minéral s'observe en grains zonés dont le centre possède parfois une composition orthitique.

Q u a r t z

Peu abondant dans les éléments métadiabasiques, le quartz apparaît :

- rarement en remplissage d'amygdales;

- associé à la Mg-Fe-Chlorite résultant de la transformation de l'augite;
- en agrégats dans des recristallisation albite-quartziques ou en veines.

Calcite

Assez fréquente, la calcite apparaît en imprégnations diffuses ou en veines, associée à l'albite et au quartz.

Ilménite leucoxénisée

Ce minéral s'observe en cristaux réticulés dans les méta-diabases grossières. Il est généralement accompagné de sphène limpide.

Sphène-leucoxène

Omniprésent, le sphène-leucoxène se présente en petits granules dispersés.

Apatite

Minéral accessoire, l'apatite apparaît en petits prismes idiomorphes dans l'albite.

Les minéraux de métamorphisme suivants n'ont été observés que dans les spécimens provenant de la partie centrale du niveau le plus puissant de ce type de brèche : pumpellyite, lawsonite, stilpnomélane, amphibole bleue, actinote.

Pumpellyite

Deux variétés ont été observées :

a) La première, verte, fortement pléochroïque, ferrifère, apparaît en petites houppes dans l'albite ou remplit des amygdales et des veinules irrégulières. Son habitus est généralement fibroradié.

b) La seconde, presque incolore, pauvre en fer, s'est développée en minuscules baguettes dans le feldspath.

La pumpellyite, pas très abondante dans les éléments de cette brèche, s'observe beaucoup plus fréquemment dans le ciment.

Lawsonite

Ce minéral apparaît, associé à l'amphibole bleue, dans les spécimens assez fortement recristallisés. Dans les métadia-

bases assez grossières, la lawsonite se présente en cristaux idiomorphes assez purs dans l'albite; dans les variétés plus fines, elle cristallise en phénoblastes poeciloblastiques.

Très souvent, ce minéral est remplacé par une "Fe-Mg-Chlorite", parfois accompagnée de grains d'épidote.

La cristallisation de la lawsonite est antérieure à celle du glaucophane.

S t i l p n o m é l a n e

Il s'agit de la variété ferristilpnomélane. Son développement est souvent lié à des fissures. Rarement, on le rencontre en lamelles dispersées dans la roche.

A m p h i b o l e b l e u e

Les fines cristallisations d'amphibole bleue possèdent généralement une composition glaucophanitique homogène. Par contre, les cristaux de plus grande taille montrent souvent une nette zonation dont le tableau suivant rend compte :

	partie interne des cristaux	bord des cristaux et surtout zone de contact avec l'augite
Pléochroïsme	intense	très intense
X	jaunâtre	jaunâtre
Y	violet	bleu intense
Z	bleu	violet intense
Angle 2 V	environ -30°	négatif, petit
Biréfringence	0,020	0,015
Z, $Y \wedge c$	$Z \wedge c : 6^{\circ}$	$Y \wedge c : 3^{\circ}$
Plan des axes optiques	// (010)	$\perp$ (010)

Les propriétés de la zone interne sont celles du glaucophane; celles du bord des cristaux et de la zone de contact avec l'augite indiquent une crossite.

L'amphibole bleue n'est pas abondante dans ce type de brèche. Elle apparaît avant tout dans la partie centrale de l'important niveau du flanc supérieur de l'anticlinal (voir dépliants 2a et 2b). Sa cristallisation débute généralement à partir du bord des cristaux d'augite pour se poursuivre vers l'intérieur des lattes albitiques. Cette variété d'amphibole se rencontre toutefois aussi dans des éléments méta-

diabasiques dépourvus d'augite.

La répartition de l'amphibole bleue est très irrégulière; certains éléments sont presque entièrement glaucophanitisés, tandis que d'autres, distants de quelques centimètres, ont encore une composition albito-chloritique et sont dépourvus de glaucophane.

La cristallisation du glaucophane est postérieure à celle de la lawsonite.

A c t i n o t e

Ce minéral se présente en cristaux aciculaires très fins. Peu abondant dans les éléments métadiabasiques, il s'observe plus fréquemment dans les éléments chloritiques et dans la matrice de la brèche. L'actinote peut coexister avec le glaucophane.

Structures

Les structures volcaniques primaires sont généralement très bien conservées, les recristallisations métamorphiques n'étant que peu avancées dans la plupart des éléments (voir fig. 14).

Les structures suivantes ont été observées : intersertale, intersertale divergente et étoilée, arborescente, sphérolitique et variolitique. Les éléments à structures fines sont beaucoup plus nombreux que ceux à structure intersertale grossière. Cela nous permet de supposer que les coussins desquels sont issus ces éléments n'étaient pas de très grande taille.

La majorité des éléments de cette brèche étaient formés, à l'origine, par une diabase du type albito-chloritique. Une diabase de type albito-chloritique à augite ne constitue que le 5% environ de ces éléments dans lesquels la hornblende verte n'apparaît que d'une manière très accidentelle.

A relever qu'un très grand nombre d'éléments renferme de petites amygdales remplies de chlorite, de quartz, d'albite, de mica blanc, de calcite ou, plus rarement, de pumpellyite.

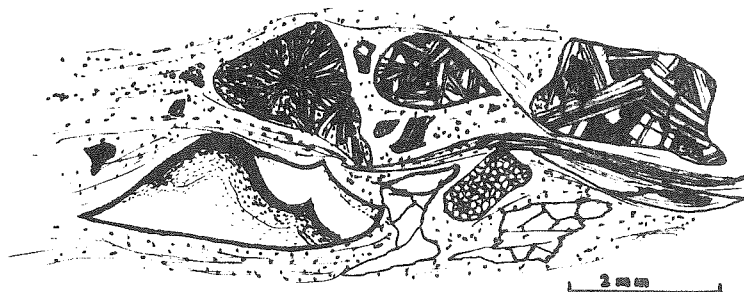


Fig.14: Lit à fragments de granulométrie fine dans la brèche de la masse occidentale.

b) Elements de nature non diabasique.

Les composants suivants ont été observés :

- Gros galets de métagabbro pegmatitique, à chimisme calco-alcalin. Une description détaillée de ce type de roche a été donnée dans le chapitre traitant des métagabbros (voir p. 91).
- Eléments verts à noirs, constitués uniquement par une "Mg-Fe-Chlorite" (pléochroïsme faible, signe optique positif, dispersion brunâtre) dans laquelle des granules de sphène-leucoxène dessinent des structures fluidales. Ces éléments dérivent très vraisemblablement de matrices intercoussins remaniées.
- Eléments à structure hyaloclastitique typique (avec "shards"), actuellement composés de : "Mg-Fe-Chlorite", albite et quartz granulaires, sphène-leucoxène, en fines granules, groupés en traînées d'allure fluidales, un peu de calcite diffuse. Ces éléments proviennent d'anciennes hyaloclastites et de matrices intercoussins hyaloclastitiques remaniées.
- Eléments constitués de chlorite essentiellement, dépourvus de sphène. L'origine de tels éléments est incertaine.
- Eléments verts sombres, de taille considérable (0,1-1 m), composés d'une "Fe-Mg-Chlorite" et de cristaux squelettiques d'ilménite leucoxénisée. De rares plages formées de quartz granulaire s'observent également. De par l'habitus et l'arrangement des cristaux d'ilménite leucoxénisée, il est possible d'attribuer une origine doléritique à ces éléments. Le processus de chloritisation de ces dolérites demeure énigmatique.

- Rares éléments constitués surtout de cristaux de quartz de formes polygonales. Ces polygones sont séparés les uns des autres par de minces cloisons chloritiques. Des amas d'albite finement granulaire accompagnent ces configurations étranges (voir fig.15).

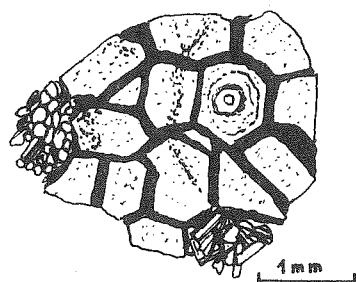


Fig. 15 : Élément constitué de quartz à formes polygonales.

- Éléments constitués d'albite granulaire, de chlorite en fines lamelles et de sphène. Il s'agit probablement de petits éléments, à l'origine diabasiques, entièrement recristallisés.
- Rares éléments avec quartz finement granulaire, chlorite et sphène très peu abondant. Ces éléments sont vraisemblablement d'origine sédimentaire.
- Galets d'allure ophicalcitique ou ophisilicique (sans minéraux serpentineux).

Leur composition minéralogique est la suivante :

C a l c i t e

Très abondante, en grandes plages recristallisées, la calcite envahit les autres minéraux. Dans certains échantillons, elle est chargée de poussières hématitiques.

Q u a r t z

Ce minéral apparaît avant tout en grandes plages contenant des inclusions de stilpnomélane, d'amphibole bleue et de pyroxène sodique aegyrinique.

Plus rarement, le quartz constitue des amas finement granulaires, alors que dans certains spécimens il fait totalement défaut.

H o r n b l e n d e c o m m u n e

Cette amphibole, peu abondante, en cristaux brisés partiellement remplacés par de l'actinote, s'altère parfois en chlorite ou est envahie par du quartz.

C h l o r i t e

Représentée généralement par des variétés assez ferrifères, plus rarement magnésiennes, la chlorite forme des plages de très grande dimension, fréquemment étirées par des déformations mécaniques. Localement, elle remplace la hornblende commune.

A c t i n o t e

En aiguilles très fines dans les plages chloritiques ou envahissant partiellement la hornblende, l'actinote est moyennement abondante.

A m p h i b o l e b l e u e

Dans la plupart de ces éléments ophticalcitiques, l'amphibole bleue est de composition ferrifère. Ses propriétés optiques sont les suivantes : pléochroïsme intense (X: bleu intense; Y: jaunâtre; Z: gris-violet intense), allongement négatif, angle $2V$ grand, négatif, biréfringence de 0,008, dispersion très forte ($r < v$), angle $X \wedge c$ de 6° , plan des axes optiques perpendiculaire à (010).

Ces caractères montrent que cette amphibole bleue possède une orientation optique caractéristique de l'osannite (BORG, 1967). Plus rarement, l'amphibole bleue est représentée par un glaucophane à pléochroïsme moins intense et à plan des axes optiques parallèles à (010).

L'amphibole sodique apparaît soit en fines inclusions dans le quartz et dans la calcite, soit en auréoles autour des cristaux de hornblende.

P y r o x è n e s o d i q u e

Cette variété de pyroxène se caractérise par : un pléochroïsme peu marqué (X: verdâtre; Y: verdâtre brunâtre; Z: brunâtre), un allongement négatif, un signe optique positif, une biréfringence égale à 0,050, une dispersion très forte ($r < v$), un angle $X \wedge c$ de 1° .

Il s'agit d'un membre de la série aegyrine-augite aegyrinique riche en fer.

Ce pyroxène apparaît en inclusions dans le quartz, qui est rare. Sa cristallisation est antérieure à celle de l'amphibole bleue osannitique, à laquelle il est associé.

S t i l p n o m é l a n e

Minéral localement très abondant, le stilpnomélane est généralement représenté par la variété ferristilpnomélane (le ferrostilpnomélane est plus rare). On l'observe soit associé à la chlorite, soit en inclusions dans le quartz et dans la calcite. Son développement est postérieur à celui du glaucophane.

P u m p e l l y i t e

Rares baguettes d'une variété pauvre en fer, sur les plages chloritiques.

M i c a b l a n c

Minéral très accessoire, le mica se présente en fines lamelles.

P i c o t i t e

Ce spinelle, en grains allotriomorphes, corrodés, s'observe à l'intérieur des plages chloritiques.

P y r i t e

Ce minéral opaque apparaît assez fréquemment en cristaux idiomorphes plus ou moins oxydés.

S p h è n e

En granules peu abondants, le sphène est avant tout associé à certaines plages chloritiques.

Avant le métamorphisme alpin, la composition minéralogique de ces ophicalcites et ophisilices, roches peu communes, était probablement la suivante : calcite, quartz, chlorite (+ sphène, + picotite), $\pm$ hornblende. Quant à leur mode de formation, il demeure énigmatique car les recristallisations métamorphiques ont passablement effacé les structures primaires.

Deux hypothèses nous semblent toutefois plausibles.

- Il pourrait s'agir : soit de galets d'une roche "arénacée" sous-marine à matériaux gabbroïques, sédimentaires, et peut-être même ultrabasiques (du fait de la présence de picotite);
- soit de galets d'une roche d'origine tectonique, telle une brèche de friction à matériaux gabbroïques et ultrabasiques envahis par du quartz et de la calcite.

Lors du métamorphisme alpin (postérieur à la formation de ces galets), divers minéraux du faciès schiste bleu se sont développés de manière plutôt irrégulière. Par ordre de cristallisation, nous avons : pyroxène sodique aegyrinique, amphibole bleue (osannite et glaucophane), actinote, pumpellyite et stilpnomélane.

c) Ciment de la brèche

Ce ciment est de nature mixte. Très localement, il présente encore un caractère "éruptif" avec ses structures fluidales et hyaloclastitiques. Mais, le plus souvent, il est nettement détritique. On observe, en effet, de fins débris de même nature que les éléments de la brèche, dispersés dans une matrice, localement schisteuse, montrant les paragenèses variées suivantes :

- chlorite et mica blanc déterminant des lits phylliteux;
- quartz et albite en fins débris ou en agrégats granulaires;
- calcite en lits discontinus et en traînées;
- pumpellyite ferrifère, en développements assez fréquents, surtout associés à la chlorite;
- cristallisations locales de stilpnomélane, d'épidote et d'actinote;
- sphène en fins granules dispersés.

d) Caractères particuliers à ce type de brèche

α) Présence de nombreuses veines à albite, quartz, calcite et chlorite.

β) Fréquentes minéralisations en pyrite. Il s'agit de cristaux isolés, soit dans le ciment et dans les éléments de la brèche, soit dans des veines quartziques avec chlorite et séricite.

γ) Associés à ces brèches, surtout au sommet du niveau le plus épais, affleurent de petits bancs et des intercalations lenticulaires d'une roche volcano-détritique à granulométrie millimétrique ou plus fine (sans granoclassement). La composition de ce grès volcano-détritique est la suivante :

- albite et quartz finement granulaires; les proportions de ces deux minéraux varient d'une manière considérable d'un spécimen à l'autre;
- chlorite en fines lamelles et en plus grandes plages d'origine détritique;
- mica blanc, surtout associé à la chlorite;

- calcite, en traînées, plus ou moins abondante puisque représentant de 0 à 35% du volume de cette roche;
- sphène en granules éparpillés ou groupés dans de petits lits;
- apatite en cristaux brisés;
- zircon en petits prismes à angles bien émoussés;
- tourmaline pléochroïque (Z: vert-olive; X: jaunâtre, incolore) en cristaux brisés, très rares;
- pyrite et hématite en développements isolés.

Relevons encore la présence de petits éléments diabasiques albite-chloritiques. Cette roche montre très souvent une structure litée avec lits riches en albite ou en quartz ou encore en chlorite.

La présence de tels composants indique un apport détritique complexe :

- d'une part diabasique (albite, chlorite et sphène);
- d'autre part d'origines diverses (quartz, zircon et tourmaline).

Les éléments d'origine diabasique sont néanmoins prédominants.

Chimisme

Provenance et mode

Analyse globale d'une brèche remaniée, partie S.-E. de la masse occidentale, altitude 2700 m ; albite, chlorite, quartz, sphène-leucoxène, calcite (peu).

Pourcentages pondéraux.

Analyse No 24 :		Paramètres de Niggli	
SiO ₂	50,50	si	142,8
Al ₂ O ₃	16,42	al	28,8
TiO ₂	1,75	fm	54,3
FeO	5,68	c	6,58
Fe ₂ O ₃	5,68	alk	10,24
CaO	2,17	ti	3,74
MgO	6,69	p	0,29
Na ₂ O	3,74	h	54,2
K ₂ O	(<0,1)	mg	0,52
MnO	0,22	k	-
P ₂ O ₅	0,24	w	0,47
H ₂ O	5,75	qz	+1,90
CO ₂	0,70	Si ^o	1,01
		Az ^o	0,59
	99,54		

Analyste : Melle P. VOLDET

Méthode : fluorescence X

Remarques

Ces résultats indiquent un magma semifémique, basique, avec alk pauvre et c pauvre, qui ne correspond à aucun des types définis par Niggli. Sa tendance est toutefois Na-lam-prosyénitique.

Sont caractéristiques de cette analyse : un paramètre qz faiblement positif et des teneurs en alcalis et en chaux relativement faibles par rapport aux autres roches diabasiques

de la région. Cela permet de conclure qu'il y a eu un certain apport de silice détritique lors du remaniement, fait que les observations microscopiques confirment d'ailleurs.

4.4. CONCLUSIONS ET RESUME CONCERNANT LES TROIS TYPES DE BRECHES DIABASIQUES.

Le tableau No II récapitule les caractères principaux des trois types de brèches diabasiques décrits, très différents, puisque le premier dérivant d'un phénomène volcanique unique, le second résultant de plusieurs phénomènes volcaniques et hypabyssaux, le troisième étant d'origine volcano-sédimentaire.

Tableau No II : Résumé des propriétés essentielles des trois types de brèches diabasiques de la Haute-Ubaye.

	Brèches d'éclatement	Brèches diabasiques du "faciès de passage"	Brèches diabasiques remaniées
éléments	diabasiques et hyaloclastitiques; provenant de l'éclatement de coussins.	diabasiques et hyaloclastitiques.	diabasiques, hyaloclastitiques, doléritiques, gabbroïques, chloritiques et quartziques.
matrice ou ciment	chloritique, + hématitique, + hyaloclastitique.	diabasique, chloritique, hyaloclastitique.	détritique, chloritique.
analyse chimique globale	tendance spilitique extrême; magma + mélasodique syénitique.	tendance spilitique assez prononcée; magma Na-lamprosyénitique.	tendance spilitique assez prononcée; qz positif; ne correspond à aucun type de magma, mais proche d'un magma Na-lamprosyénitique.
pétrogenèse	formation, à la partie supérieure de la coulée, d'une couche peu épaisse de brèches par éclatement de coussins; passage graduel à des coussins entiers.	formation de brèches par éclatement de pillows; puis injection, sous cette carapace de brèches, d'une lave de composition semblable à celle ayant donné les pillows; remaniement et cimentation des brèches par cette lave.	formation de brèches par remaniement de roches préexistantes, principalement de coussins et de brèches d'éclatement. Le remaniement pourrait résulter de l'écroulement d'un escarpement sous-marin qui permettait à des roches de nature diverses d'affleurer. L'écroulement a très bien pu être suivi d'un glissement sur une pente (processus à rapprocher de celui engendrant des "olistostromes").
métamorphisme alpin	faciès "schiste bleu" à pyroxène sodique et lawsonite; recristallisations métamorphiques très poussées.	faciès "schiste bleu" à glaucophane, actinote, pumpellyite, lawsonite; recristallisations métamorphiques très poussées; les structures volcaniques sont en grande partie effacées.	faciès "schiste bleu" à glaucophane, actinote, pumpellyite, lawsonite peu prononcé; recristallisations métamorphiques peu intenses; les structures primaires sont très bien conservées.

5. LES SERPENTINITES.

Situation

Les affleurements de serpentinite sont nombreux dans la région étudiée dans le présent travail. Nous rencontrons, en effet, des serpentinites aux endroits suivants (voir dépliant 1) :

- massif serpentineux de la Crête de Gavia (description de l'affleurement : p.45-50);
- plusieurs affleurements de taille réduite se situant dans le vallon de Chabrière (voir description p.51-53);
- affleurement de serpentinite au N.-E. du Pic du Pelvat (voir descriptions p. 41);
- intercalation de serpentinite entre les brèches d'éclatement et les dolérites du Pelvat de Chabrière (voir description p. 38).

Descriptions microscopiques

M i n é r a u x s e r p e n t i n e u x

Les trois espèces de ce groupe sont représentées (voir fig. 16).

a) Chrysotile : Le chrysotile se présente sous deux types optiquement distincts :

- chrysotile α : allongement négatif, signe optique négatif.

Très abondant, ce type se rencontre dans les serpentinites à structure maillée (Fensterstruktur) où il forme les rubans constituant les mailles. Les cristaux, très fibreux, sont disposés de manière transverse par rapport à l'allongement de la veine (cross-fiber).

- chrysotile γ : allongement positif, signe optique positif.

Ce type remplit, dans certains cas, les espaces intérieurs des mailles de la "Fensterstruktur". Dans d'autres cas, ces espaces sont remplis d'une variété de serpentinite presque isotrope, microscopiquement indéterminable. Étudiée par diffraction des rayons X, cette variété révèle une forte proportion de lizardite.

Le chrysotile γ remplit également certaines veines :

- Veines assez larges à chrysotile γ grossièrement fibreux, en partie recristallisé en antigorite.
- Veinules plus minces, souvent très fortement plissotées, remplies de fibres (cross-fiber) d'une variété de chrysotile γ à biréfringence plus élevée (environ 0,013). Ces veinules, souvent associées aux plages de bastite (voir la définition de ce terme ci-dessous), sont habituellement antérieures aux veines remplies d'antigorite. Toutefois, certaines veines sont nettement postérieures à la cristallisation de cette dernière.

L'analyse roentgenographique révèle que le chrysotile α est principalement constitué d'orthochrysotile (environ 80% d'orthochrysotile et 20% de clinochrysotile), tandis que le chrysotile γ est surtout formé de clinochrysotile (environ 60% de clinochrysotile et 40% d'orthochrysotile).

- b) Lizardite : Les propriétés optiques de cette variété sont les suivantes :

allongement positif, signe optique négatif, 2V environ -40° , biréfringence 0,009 - 0,011.

La lizardite constitue les plages de bastite, c'est-à-dire les cristaux de pyroxènes entièrement serpentinisés. Il est très probable qu'elle existe également dans les espaces intérieurs de certaines mailles.

- c) Antigorite : Ce minéral des serpentinites se caractérise par un allongement positif, un angle 2V négatif, petit (estimation approximative : -35°), une biréfringence d'environ 0,006 à 0,007.

L'antigorite cristallise en feuillets, plus rarement en fibres assez épaisses. Les cristaux menus, orientés très souvent dans deux directions (soit presque perpendiculaires entre elles, soit s'entrecroisant à 60°), s'arrangent selon la structure dite "réticulée" ("Gitterstruktur").

L'antigorite n'est généralement que très peu abondante. Elle apparaît tout d'abord dans des veines étroites, rectilignes, puis elle se développe dans les cristaux de lizardite; ce n'est que dans quelques rares spécimens qu'elle commence à envahir les parties à structure maillée.

Ses caractères optiques pouvant prêter à confusion avec ceux de la lizardite, son identification a été confirmée par des analyses roentgenographiques.

Remarque concernant le terme de bastite :

Dans le présent travail, le terme de bastite a été utilisé pour désigner des pseudomorphoses de serpentinite d'après un individu d'orthopyroxène ou de clinopyroxène, plus rarement d'après une hornblende. Dans la plupart des cas, la serpentinite, formant la pseudomorphose, appartient à la variété lizardite. Dans de rares spécimens, cette dernière a été ultérieurement remplacée par de l'antigorite.

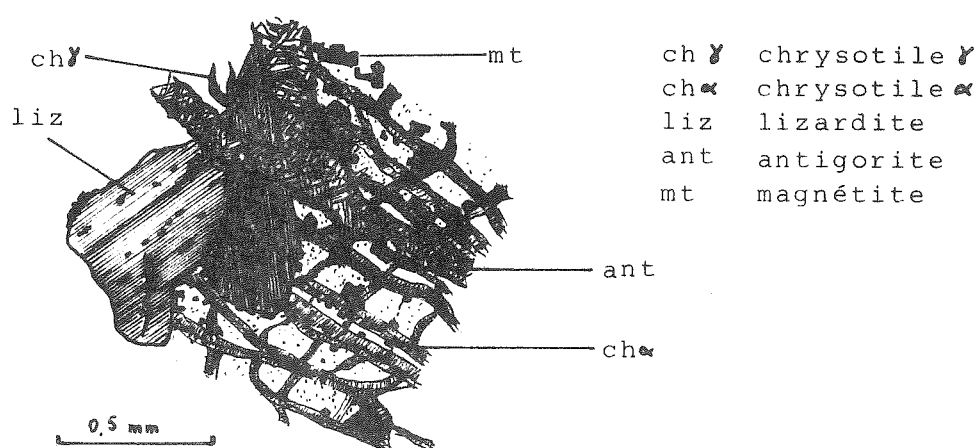


Fig. 16 : Serpentinite de la Gavia.

O l i v i n e

Aucune relique de ce minéral n'a pu être observée.

O r t h o p y r o x è n e

Bien que paraissant, dans certains spécimens, très frais à l'examen macroscopiques, tous les cristaux d'orthopyroxène se révèlent entièrement serpentinisés .

A u g i t e - d i a l l a g e

Dans la serpentinite qui affleure dans le haut vallon de Chabrière à 2640 m d'altitude, l'augite apparaît en grands cristaux allotriomorphes contenant plusieurs plages arrondies d'olivine entièrement serpentinisée. A côté de l'augite, cette ultrabasite renferme également de la lizardite (orthopyroxène serpentinisé), de la hornblende brunâtre et de la phlogopite.

Dans la serpentinite de l'arête S.-W. du Pic du Pelvat (à 150 m au N.-W. du point 2537), l'augite forme des reliques à l'intérieur de certains cristaux de lizardite ou de trémolite. Dans toutes les autres variétés de serpentinite étudiées, l'augite fait défaut ou est entièrement transformée en lizardite.

H o r n b l e n d e

Cette amphibole se présente en cristaux allotriomorphes associés à l'augite décrite ci-dessus. Ses propriétés optiques correspondent à celles d'une hornblende commune brunâtre.

P h l o g o p i t e

Ce mica n'apparaît que dans la serpentinite à augite et hornblende brunâtre.

Son degré d'altération déjà bien avancé, ainsi que la présence de nombreuses inclusions brunâtres très fines, empêchent une détermination précise.

La phlogopite s'altère en une variété de chlorite assez pléochroïque (X: jaune; Y et Z: bleuté).

C h l o r i t e s

Trois types différents de chlorites ont été observés dans les serpentinites:

- a) Une chlorite à coloration et pléochroïsme très faibles, allongement négatif, signe optique positif, teintes de dispersion brunâtres.

Selon ALBEE (1962), il s'agit d'une "Mg-Chlorite".

Les analyses roentgenographiques indiquent une chlorite très pauvre en fer et riche en alumine (environ 80% moléculaires d' Al^{4+}), c'est-à-dire une shéridanite.

Ce type se présente en nids et petits rubans, entourant des plages de serpentinite cryptocristalline; très rarement, il forme des lamelles orientées parallèlement au clivage (001) des cristaux de lizardite.

Dans certaines variétés de serpentinites (affleurant dans la masse occidentale), cette chlorite peut apparaître en proportions considérables (jusqu'à 40%); elle cristallise alors soit en veines, soit en plages assez grandes (probablement pseudomorphoses de cristaux de pyroxène).

- b) Une chlorite à coloration et pléochroïsme assez forts (X: jaunâtre; Y et Z: vert), allongement positif, signe optique négatif, teintes de dispersion bleutées, violacées.

Selon ALBEE (1962), il s'agit d'une "Fe-Mg-Chlorite".

L'analyse roentgenographique indique une ripidiolite riche en fer.

Cette variété de chlorite se rencontre dans les inclusions chloritiques (probablement d'origine diabasique), où elle forme un enchevêtrement presque monominéral de cristaux.

- c) Une chlorite à coloration et pléochroïsme assez forts (X: jaune; Y et Z: bleuté), allongement positif, signe optique négatif, teintes de dispersion bleues.

Selon ALBEE (1962), il s'agit d'une "Fe-Mg-Chlorite" se présentant en cristaux lamellaires assez grands; elle résulte de la transformation de la phlogopite.

T r é m o l i t e - a c t i n o t e

Cette variété d'amphibole montre les propriétés optiques suivantes : presque incolore, allongement positif, angle $2V$ environ -80° , angle $Z \wedge c$ égal à 16° , biréfringence 0,018.

Elle apparaît dans certaines serpentinites du vallon de Chabrière qui affleurent près des contacts avec les métadolérites. La trémolite-actinote forme soit des cristaux aciculaires dans la serpentinite à structure maillée, soit des bordures d'accroissement autour de l'augite ou autour de la hornblende, soit, plus rarement, des pseudomorphoses de cristaux de pyroxène (dans ce cas très fibreuse).

Dans l'affleurement situé à 150 m au N.-W. du point 2537 (Pic du Pelvat), la trémolite-actinote est accompagnée par du diopside finement cristallisé. La cristallisation de ce dernier est antérieure à celle de l'amphibole qui le remplace partiellement. Par contre, il semble que la trémolite-actinote et le diopside soient postérieurs aux minéraux serpentineux et même à l'antigorite.

D i o p s i d e

Ce pyroxène, incolore, à allongement positif, à angle $2V$ d'environ $+60^{\circ}$, à angle $Z \wedge c$ de 39° et biréfringence d'environ 0,030, se développe en petits cristaux idiomorphes dispersés dans la serpentinite.

Comme déjà mentionné précédemment, il est postérieur aux minéraux serpentineux et antérieur à la trémolite-actinote qui le remplace. Il n'a été observé que dans l'affleurement de serpentinite de l'arête S.-W. du Pic du Pelvat (à 150 m au N.-W. du point 2537).

G r e n a t

L'étude à l'aide de la diffraction des Rayons X nous a permis de déterminer que le paramètre a de la maille élémentaire a comme valeur 12,02 Å. Une telle valeur peut correspondre aux deux variétés suivantes : andradite ou hydrogrenat (hibbschite).

Toutefois, l'indice de réfraction observé étant supérieur à 1,80, la seconde variété est à exclure.

De teinte verdâtre-brunâtre, l'andradite apparaît en rares amas granulaires parcourus par un réseau de veinules remplies de chrysotile α). Elle est fortement remplacée par la trémolite-actinote finement aciculaires.

La présence du grenat se limite à quelques rares spécimens récoltés au contact entre la serpentinite et la métadolérite sur l'arête S.-W. du Pic du Pelvat (à 150 m au N.-W. du point 2537 m).

T a l c

Ce minéral n'est pas très répandu dans les serpentinites de la région considérée. Il n'apparaît que dans des zones fortement

tectonisées (par exemple, dans les serpentinites injectées de la masse occidentale et du Pelvat de Chabrière).

Le talc cristallise avant tout dans des fissures ou des veines. Il arrive toutefois que, localement, il envahisse la serpentinite à structure maillée; l'aboutissement de ce phénomène peut conduire à la formation de véritables talcschistes à éléments menus de serpentinite ou de chlorite.

P i c o t i t e

Le spinelle se présente en cristaux allotriomorphes à contours lobés de teinte brune à brun foncé. Les grains sont toujours entourés d'une bordure irrégulière de magnétite qui envahit la picotite; cet envahissement se fait aussi à partir des fissures.

Ainsi, le plus souvent, seul un petit noyau de picotite s'observe à l'intérieur des plages de magnétite, et même, dans certains cas, le spinelle a été entièrement remplacé par la magnétite.

Par ailleurs, dans de nombreux échantillons, le spinelle chromifère a été fortement altéré et remplacé, partiellement ou entièrement, par un produit brunâtre, presque isotrope, d'indice assez élevé (1,68). Ce produit qu'il ne nous a pas été possible de déterminer est, à son tour, en partie envahi par un minéral serpentineux.

M a g n é t i t e

En petits cristaux idiomorphes, dispersés ou jalonnant des fissures, la magnétite s'observe plutôt dans les parties à structure maillée que dans les cristaux de lizardite. Localement, elle remplit entièrement les espaces intérieurs des mailles. En outre, comme dit ci-dessus, elle remplace, partiellement ou entièrement, la picotite. Son abondance est très variable d'un spécimen à l'autre.

A u t r e s m i n é r a u x o p a q u e s

Ces minéraux, peu abondants dans les serpentinites de la région considérée, n'ont pas fait l'objet d'une étude systématique.

L'analyse diffractométrique nous a cependant permis d'identifier la pyrite et la pyrrhotine.

H é m a t i t e

Rare, l'hématite n'apparaît en quantité appréciable que dans la serpentinite intercalée entre les métadolérites et les brèches d'éclatement du Pelvat de Chabrière. Dans cette roche, l'hématite provient de l'oxydation presque complète de la magnétite finement dispersée dans les parties à structure maillée. La répartition irrégulière de cet oxyde de fer confère à cette

serpentinite, assez écrasée, un aspect bariolé. On relève, en outre, dans cette ultrabasite, la présence d'actinote-trémolite et de talc.

S p h è n e

Rare, le sphène s'observe en granules dispersés dans les serpentinites proches des contacts avec des roches diabasiques. De plus, il apparaît quelquefois entre les clivages des pyroxènes lizarditisés.

C a l c i t e

Ce carbonate apparaît dans des veines avant tout associées aux zones tectonisées.

L'étude des serpentinites nous a amené à distinguer quatre variétés principales :

A. Serpentinite à grands cristaux de bastite (lizardite).

Cette variété est la plus commune dans la région que nous avons étudiée; les autres types ne se rencontrent, en effet, qu'accidentellement.

Cette serpentinite est avant tout constituée par des plaques à structure maillée ("Fensterstruktur"). La proportion volumétrique des cristaux de pyroxène entièrement lizarditisés varie entre 25 et 45%. La nature primaire du pyroxène ne peut pas être définie avec certitude vu l'absence de relique. Trois arguments plaident toutefois en faveur d'une très forte proportion originelle d'orthopyroxène :

- La structure homogène de la plupart des cristaux de lizardite qui présentent un clivage (001) fin et très régulier. Il existe néanmoins quelques pseudomorphoses à structure lamellaire, dans lesquelles chaque système de lamelles montre de la lizardite orientée dans deux directions distinctes.
Une telle structure pourrait résulter de la serpentinitisation de cristaux formés d'une alternance de lamelles d'exsolution d'orthopyroxène et de clinopyroxène.
- Le clinopyroxène (augite) ayant résisté à la serpentinitisation dans des affleurements peu éloignés de ceux dans lesquels il n'apparaît pas, on devrait certainement retrouver des reliques de ce minéral si il s'agissait d'un constituant principal de la péridotite.
- La composition chimique de ces serpentinites est caractérisée par une teneur extrêmement faible en CaO (0,58%). Il ne faut néanmoins pas écarter la possibilité que la chaux ait été éliminée lors de la serpentinitisation du pyroxène calcique.

Les constituants accessoires suivants ont été observés dans cette variété de serpentinite : chlorite, antigorite (en proportion toujours inférieure à 10%), talc, calcite, picotite, magnétite, autres minéraux opaques, sphène. Cette serpentinite résulte vraisemblablement de la transformation d'une péridotite de composition harzburgitique renfermant, en moyenne, 35% d'orthopyroxène. La présence du clinopyroxène, très accessoire reste hypothétique. La serpentinitisation complète subie par cette roche s'est accompagnée d'une exsolution massive de magnétite; cette dernière remplace la picotite et forme des cristaux idiomorphes dispersés. La cristallisation de l'antigorite, plus tardive, se rattache à une phase du métamorphisme alpin. Les témoins d'une autre phase métamorphique et tectonique, postérieure à celle-ci, sont, d'une part la cristallisation de talc et de calcite, et d'autre part un écrasement localement intense.

B. Serpentinite dépourvue de cristaux de bastite.

Cette variété s'observe en passées rares dans la serpentinite décrite sous A. La tectonique alpine a eu pour effet de brouiller totalement les relations primaires entre ces deux variétés.

La roche est presque entièrement constituée de serpentine à structure maillée ("Fensterstruktur"). Les minéraux accessoires sont : chlorite, antigorite, magnétite, autres minéraux opaques (pyrite, etc.). Cette serpentinite semble résulter de la serpentinitisation complète d'une dunite.

C. Serpentinite à augite.

Cette variété affleure sur l'arête S.-W. du Pic du Pelvat, au contact avec les métadolérites accompagnées ici d'un mince horizon de brèches diabasiques.

A côté des zones à structure maillée, on observe des cristaux de bastite (ici formés d'un mélange de lizardite et d'antigorite) et de cristaux d'augite-diallage montrant une bordure serpentinisée plus ou moins large.

Les minéraux accessoires sont : antigorite, picotite partiellement envahie par la magnétite, magnétite et sphène.

Exceptés ces minéraux, communs dans les ultrabasites, nous avons relevé les cristallisations suivantes :

- plages d'andradite dans les parties à structure maillée;
- petits cristaux de diopside soit dispersés, soit entourant des plages de bastite;
- trémolite-actinote, soit en auréoles autour des cristaux de bastite ou envahissant ces derniers, soit en cristaux enchevêtrés dans les plages à structure maillée. Cette variété d'

amphibole est postérieure au diopside. Son abondance peut être considérable; elle forme alors de véritables schistes "trémolitiques".

La péridotite originelle de laquelle résulte cette variété était probablement de nature lherzolitique, avec olivine, orthopyroxène et augite-diallage. L'olivine et l'orthopyroxène furent tous deux entièrement serpentinisés. Par contre, l'augite-diallage n'a subi qu'une lizarditisation partielle. L'andradite est soit primaire, soit secondaire et formée lors de la serpentinisation du clinopyroxène calcique (par libération de Ca); la structure "pseudomaillée" du grenat, due à la présence d'un rubanage de chrysotile α (voir fig. 17), nous indique que la cristallisation de l'andradite ne peut être simultanée aux développements de diopside et de trémolite car nous avons vu (p.153) que ces derniers sont nettement postérieurs à la formation du chrysotile α et de l'antigorite; la cristallisation de cette dernière, ultérieure à celle du chrysotile α , a eu lieu lors d'une phase du métamorphisme alpin.



Fig. 17 : Plage de grenat (andradite) parcourue par un réseau de veinules à chrysotile α .

Le développement de diopside, puis de trémolite-actinote, est encore plus récent. La très grande abondance locale de trémolite exclut une recristallisation métamorphique topochemique. Une migration intense de Ca a dû conditionner le développement de ce minéral. Une telle migration est vraisemblablement en relation avec le contact tectonique entre la roche ultrabasique et les roches diabasiques.

Les roches à trémolite et à diopside représenteraient donc un produit de réaction élaboré sous l'influence de la tectonique et du métamorphisme alpins.

D. Serpentinite à augite, hornblende et phlogopite.

Cette variété ne se rencontre que dans les trois pointements serpentiniteux situés dans le haut vallon de Chabrière, à 2640 m d'altitude.

La roche se compose de grains arrondis à structure maillée (olivine serpentinisée ?) englobés dans un fond constitué de lizardite, de cristaux allotriomorphes d'augite-diallage et de hornblende brune ainsi que de plages de phlogopite presque entièrement chloritisée. Les développements de trémolite-actinote, assez abondants, forment soit des auréoles entourant l'augite ou la hornblende brune, soit remplacent partiellement cette dernière. Ils peuvent encore constituer des enchevêtrement de cristaux dans les grains à structure maillée. La formation de trémolite-actinote, postérieure à celle des minéraux serpentiniteux, est probablement liée au métamorphisme alpin.

Les minéraux accessoires sont : chlorite, magnétite, autres minéraux opaques.

Chimisme

Analyse No 25 : Serpentinite de la Gavia (type A)

Mode

Chrysotile, lizardite, antigorite (peu), chlorite (shéridanite), magnétite, calcite (peu).

Pourcentages pondéraux		Paramètres de Niggli	
SiO ₂	38,40	si	61,9
Al ₂ O ₃	3,95	al	3,73
TiO ₂	0,09	fm	95,4
FeO	2,20	c	0,90
Fe ₂ O ₃	6,45	alk	0
CaO	0,52	ti	0,11
MgO	34,95 (par absorption atomique; analyste: Melle P. Voldet)	p	0
Na ₂ O	(<0,1)	h	70,0
K ₂ O	(<0,1)	mg	0,89
MnO	0,10	k	0
P ₂ O ₅	0	w	0,73
H ₂ O	13,03	qz	-38,1
CO ₂	0,37	Si ^o	0,62
	100,06	Az ^o	0,38
		Q	9,6
		L	0,2
		M	90,2

Analyste : Mme N. Monnier

Méthode d'analyse : Voie humide.

Remarques

Les paramètres de Niggli nous indiquent un magma de type périclitique (féminique, basique, avec alk pauvre et c pauvre). Cette serpentinite ne contient que très peu de chaux. On peut admettre soit que l'ultramafite originelle était déjà très pauvre en chaux, donc sans pyroxène calcique, soit recourir à l'hypothèse d'un départ du Ca, sous forme carbonatée ou autre, lors de la serpentinisation.

6. LES ROCHES CONNEXES AUX SERPENTINITES.

Dans ce chapitre, nous aborderons la description de roches de nature très variées, étroitement associées, sur le terrain, aux serpentinites. Nous examinerons ainsi des roches ophicalciques, des roches résultant de phénomènes de contact entre ultrabasite et différentes autres roches et enfin, certaines inclusions dans les serpentinites de la Gavia.

6.1. LES OPHICALCITES.

Pour la description macroscopique, on se référera aux pages : 38, 41, 46-47.

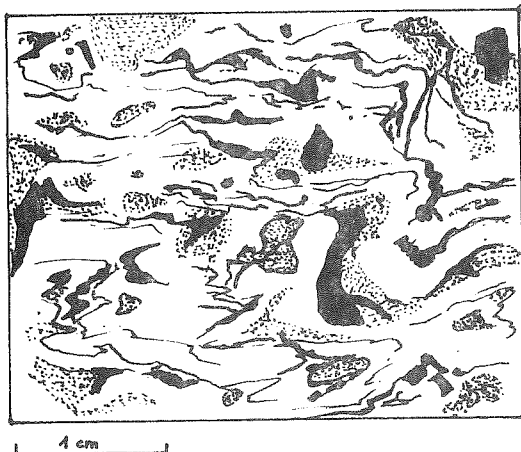
Descriptions microscopiques

Deux principaux types d'ophicalcites ont pu être distingués:

A. Ophicalcites à chlorite et trémolite-actinote.

Ce type se caractérise par un mélange très intime du matériel ophiolitique et de la calcite. Cette dernière apparaît fréquemment en plages chargées d'une multitude de poussières hématitiques.

Les constituants d'origine ophiolitique se présentent soit en grains arrondis, soit en lentilles ou en schlieren (voir fig. 18).



en noir : constituants d'origine
ophiolitique
en pointillé : calcite rougeâtre
pigmentée d'hématite
en blanc : calcite blanchâtre

Fig.18 : Ophicalcite de type A).

A côté de la calcite, les minéraux suivants ont été observés :

C h l o r i t e

Coloration et pléochroïsme faibles, signe optique positif, dispersion dans les teintes brunâtres, indiquent qu'il s'agit d'une chlorite magnésienne (shéridanite). Ce minéral, en plaques irrégulières, souvent très étirées, semble résulter, dans certains cas, de la chloritisation complète de cristaux pyroxéniques ou bastitiques.

M i n é r a u x s e r p e n t i n e u x

Ces minéraux sont beaucoup moins abondants que la chlorite et font même défaut dans un grand nombre de spécimens étudiés.

T r é m o l i t e - a c t i n o t e

Presque incolore, avec un allongement positif, un angle $2V$ d'environ -85° , une biréfringence de 0,024 et un angle $Z \wedge c$ de 17° , cette amphibole est probablement très proche de la trémolite. Elle cristallise en aiguilles dans la chlorite et la serpentine, minéraux dans lesquels elle forme, localement, des nids presque monominéraux. Dans certains échantillons, elle remplace un minéral antérieur, soit un pyroxène, soit une hornblende. Ces cristaux de trémolite-actinote présentent quelquefois des accroissements secondaires : il s'agit d'une actinote verdâtre bleuté (avec un angle $Z \wedge c$ égal à $15-16^{\circ}$) ou encore d'une amphibole bleue osannitique.

A m p h i b o l e b l e u e

Les propriétés optiques de cette amphibole sont les suivantes : pléochroïsme intense (Z: gris-violet; Y: verdâtre-jaunâtre; X: bleu); allongement négatif, angle $2V$ d'environ -80° , biréfringence égale à 0,008, angle $X \wedge c$ de 6° et plan des axes optiques $\perp$ à (010). Ces caractères correspondent indubitablement à ceux d'une osannite.

Cette dernière n'apparaît que très sporadiquement, en fibres ténues (habitus crocidolitique), soit remplaçant un pyroxène sodique aegyrinique, soit dispersées dans la matrice calcitique. Quelquefois, les cristaux d'amphibole bleue contiennent un noyau de trémolite-actinote.

P y r o x è n e s o d i q u e

Un pléochroïsme faible (Z: verdâtre-brunâtre; Y: verdâtre-brunâtre; X: verdâtre), un allongement négatif, un angle $2V$ d'environ -85° , une biréfringence de 0,040, un $X \wedge c$ de 6° , ainsi qu'une dispersion très forte ($r < v$), permettent de défi-

nir une augite aegyrinique. En cristaux très rares dans la matrice calcitique, ce pyroxène a cristallisé avant l'osannite qui le remplace partiellement.

G r e n a t

Une coloration légèrement verdâtre, un paramètre a_0 de 12,03 Å, indiquent une andradite (car n supérieur à 1,80). Ce grenat n'a été observé que dans l'ophicalcite provenant du Pelvat de Chabrière. Il y forme des agrégats granulaires associés à la magnétite et à l'hématite. Dans certains cas, il semble remplacer un autre minéral, très probablement un pyroxène.

T a l c

Ne se développant que très localement, le talc remplace la chlorite ou les minéraux des serpentinites. Sa formation est postérieure à celle de la trémolite - actinote.

S t i l p n o m é l a n e

Il s'agit de ferristilpnomélane formant des développements locaux.

S p h è n e

Rare, le sphène apparaît en grains dispersés, associés à la chlorite.

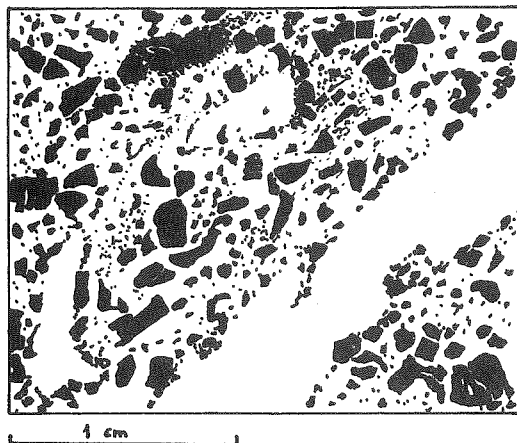
A u t r e s m i n é r a u x a c c e s s o i r e s

Magnétite, picotite et pyrite.

B. Ophicalcites à minéraux serpentineux.

Ces ophicalcites présentent une structure bien différente de celles décrites sous A. Elles sont formées de deux composants bien distincts, l'un serpentineux, l'autre calcitique, dont la liaison n'est pas aussi intime que dans le premier type d'ophicalcites décrit (voir fig. 19).

La calcite apparaît en plages limpides, exemptes de pigmentation hématitique. Lorsqu'elle est abondante, elle forme une matrice largement cristallisée dans laquelle sont isolés des éléments assez anguleux de serpentinite. Dans d'autres spécimens, la calcite forme plutôt un réseau plus ou moins dense de veines irrégulières, parcourant la serpentinite.



en noir : éléments serpentineux

en blanc : calcite

Fig. 19 : Ophicalcite de type B).

Les éléments d'origine ophiolitique sont donc constitués essentiellement de serpentinite. Les éléments chloritiques, prédominants dans le premier type, font ici défaut.

Ces éléments serpentineux renferment les trois variétés de minéraux serpentineux :

- les chrysotile α et γ , dans les parties à structure maillée;
- la lizardite, remplaçant d'anciens pyroxènes;
- l'antigorite, assez abondante dans certains spécimens.

La chlorite (clinochlore) s'observe toutefois sous forme de petits nids et de lamelles dans les cristaux de lizardite.

La magnétite, localement abondante, apparaît en petits cristaux idiomorphes ou en plages allotriomorphes de plus grande taille (il s'agit alors probablement d'anciens grains de picotite envahis par la magnétite).

La picotite, rare, se rencontre encore, formant le noyau de certaines plages de magnétite. Relevons encore la présence de développements de trémolite et de talc, mais nettement moins fréquents que dans le premier type d'ophicalcite décrit.

C. Conclusions concernant les ophicalcites.

Les deux types d'ophicalcites que nous avons distingués présentent de très grandes différences pétrographiques. Celles-ci sont résumées dans le tableau No III.

Propriétés essentielles des deux types d'ophicalcites:

Tableau No III

	Ophicalcite de type A)	Ophicalcite de type B)
composants carbonatés	calcite fréquemment pigmentée d'hématite	calcite limpide
composants d'origine ophiolitique	de nature chloritique surtout, ils se présentent en plages de forme très irrégulière et en traînées.	de nature serpentineuse, ils forment des éléments anguleux.
minéraux de métamorphisme	très abondants et très variés: trémolite-actinote, osannite, pyroxène sodique aegyrinique, talc, stilpnomélane (andradite?)	rare développements d'actinote-trémolite et de talc.
structure de l'ophicalcite	mélange très intime des matériaux d'origine ophiolitique avec la calcite; structure chorismatique.	structure bréchoïde (élément de serpentine dans ciment calcitique.

Les conditions de formation de ces deux types d'ophicalcites ont sans doute été bien distinctes pour engendrer de telles dissemblances pétrographiques.

Ophicalcite de type A) :

La structure chorismatique et la composition minéralogique très variée impliquent un mélange intime du matériel ultrabasique et du carbonate, d'origine sédimentaire puisqu'on observe un passage continu de l'ophicalcite aux sédiments carbonatés (marbres en dalles, formation de la Replatte). Les échanges chimiques entre ultrabasite et sédiment ont dû être importants, vu la transformation des minéraux serpentineux en chlorite et le grand développement de silicates calciques (trémolite-actinote).

Quand et comment la roche ultrabasique est-elle entrée en contact avec les sédiments? Les deux hypothèses suivantes semblent les plus probables :

a) Le contact a eu lieu avant le métamorphisme alpin, plus ou moins simultanément à l'activité volcanique diabasique et au dépôt des marbres en dalles et de la formation de la Replatte (Malm-Bérriasien). Cette hypothèse est tentante pour deux raisons :

- Les roches sédimentaires, dans ce cas encore plus ou moins meubles, ont facilité le mélange très intime avec l'ultrabasite.
- Certains éléments de la brèche remaniée (masse occidentale, voir p. 141) présentent des analogies certaines avec les ophicalcites du type A). Or, cette brèche succède à l'épanchement de la coulée diabasique.

Quant à l'état physico-chimique de la masse ultrabasique lors de sa mise en place, la question reste ouverte. L'hypothèse avancée par Peters (1963) (voir aussi GEES, 1956) est assez en accord avec un certain nombre d'observations pétrographiques. Cet auteur envisage, en effet, que lors de sa mise en place, la masse ultrabasique était presque entièrement rigide. Des contraintes mécaniques importantes à la périphérie d'une masse ultrabasique, mise en place selon un tel processus, ont pu favoriser le développement d'une zone de contact à structure pseudobréchique (les contraintes étant provoquées d'une part par une éventuelle augmentation de volume de l'ultramafite lors de sa serpentinisation et, d'autre-part, par des mouvements tectoniques).

b) La mise en place de l'ultrabasite a eu lieu au cours des premiers mouvements orogéniques. Les ophicalcites étudiées résultent, dans ce cas, d'un mélange intime d'origine tectonique dans des conditions métamorphiques correspondant au faciès schiste bleu. Dans la zone de contact, des échanges chimiques entre l'ultrabasite et les roches sédimentaires se manifestent et aboutissent à une chloritisation poussée des minéraux de la roche ultrabasique (probablement déjà serpentinisée) et au développement de silicates calciques (trémolite - actinote).

Ophicalcite de type B) :

Ce deuxième type est caractérisé par sa structure bréchique très nette. Il n'y a pas eu, dans ce cas, un mélange intime de matériel ultrabasique avec des sédiments. Il est vraisemblable que ces ophicalcites correspondent à des brèches tectoniques cimentées par les produits de solutions carbonatées. La formation de telles ophicalcites est probablement liée à des mouvements orogéniques plus tardifs que ceux invoqués dans le paragraphe précédent.

6.2. CONTACTS ENTRE SERPENTINITES ET ROCHES CONTIGÜES.

A. Contact serpentinite - dolérite et brèche diabasique du Pic du Pelvat.

Ce contact, que l'on observe dans le vallon de Chabrière à 100m au N.-W. du Point 2537, est caractérisé par la présence d'une épaisse zone (environ 10 m) de réaction, affectant aussi bien la serpentinite que les roches diabasiques.

La serpentinite a été le siège d'une forte cristallisation de diopside et de trémolite-actinote. Dans certaines zones très écrasées, un développement important de trémolite-actinote peut aboutir à de véritables schistes "trémolitiques".

Les transformations de la dolérite ont également été intenses.

Dans une première zone, à proximité immédiate du contact, le plagioclase, ainsi qu'une bonne partie des minéraux fémiques (augite, hornblende, chlorite) ont été remplacés par des agrégats très fins de pumpellyite et de diopside. Il semble que la pumpellyite se soit développée de préférence dans les plages originellement feldspathiques tandis que le diopside s'est formé au détriment des minéraux fémiques. L'augite a résisté partiellement à ces transformations. L'ilménite est entièrement leucoxénisée et même souvent recristallisée en sphène limpide.

Dans quelques zones écrasées, la trémolite-actinote apparaît en masses considérables. La roche se compose alors uniquement de trémolite-actinote, de diopside et d'une "Mg-Fe-Chlorite" (identifiée à l'aide de la diffraction des Rayons X, comme une pycnochlorite).

La structure intersertale grossière de la dolérite a été entièrement détruite.

Dans une zone plus éloignée du contact (à une distance de 7 m environ de la serpentinite), le diopside ne s'est plus développé dans la dolérite. Par contre, on observe toujours un développement très intense de pumpellyite presque incolore dans les lattes feldspathiques; toutefois, l'abondance de la pumpellyite décroît rapidement lorsqu'on s'éloigne encore du contact. En effet, à environ 10 m de ce dernier, on retrouve la métadolérite commune, décrite dans un chapitre antérieur (voir p. 66-74).

Associée à la métadolérite, affleure une petite masse de brèche diabasique. Celle-ci a également subi des transformations analogues à celles décrites ci-dessus. Cette brèche se compose, en effet, uniquement de diopside finement cristallisé, d'une "Mg-Fe-Chlorite" (identifiée à l'aide de la diffraction des Rayons X comme une pycnochlorite) et de granules de sphène-leucoxène. Les structures primaires (bréchique, hyaloclastitique, variolitique, etc.) se reconnaissent toujours très bien.

On observe, par endroits, des veinules à minéraux serpentiniens (lizardite d'après analyse diffractométrique). Ces veines sont nettement postérieures au développement du diopside dans la roche.

En résumé, les paragenèses suivantes (de nature rodingitique) se sont développées dans la métadolérite et la brèche:

- diopside, "Mg-Fe-Chlorite";
- diopside, pumpellyite, ± "Mg-Fe-Chlorite";
- trémolite - actinote, diopside, "Mg-Fe-Chlorite";
- pumpellyite.

B. Contact serpentinite - coulée diabasique de la masse occidentale.

La partie médiane de la masse occidentale est affectée par un décrochement transversal accompagné d'une injection de serpentinite. Des deux côtés de la masse serpentineuse, une importante zone de réaction s'est développée.

A proximité immédiate de la serpentinite, la roche, très écrasée, est constituée uniquement d'une "Mg-Fe-Chlorite" (pycnchlorite d'après l'analyse diffractométrique) et de sphène-leucoxène. Le mode de distribution des granules de sphène permet de dire que la roche originelle était une brèche d'éclatement passant à des coussins bréchiques. La calcite, formant des veines diffuses, envahit très localement la roche.

En s'éloignant de la serpentinite, la composition minéralogique de la roche encaissante change considérablement. La pumpellyite se développe en grande quantité, formant un enchevêtrement de fines baguettes; elle peut constituer jusqu'à 80% de la roche. La "Mg-Fe-Chlorite" subsiste toujours. Par endroits, on rencontre des phénoblastes millimétriques de lawsonite fortement corrodée et transformée en un mélange de mica blanc, pumpellyite, calcite et chlorite. La pumpellyite est nettement postérieure à la lawsonite.

La pumpellyite disparaît graduellement lorsqu'on s'éloigne encore de la serpentinite; ainsi, environ à 7 m de cette dernière, on passe à des métadiabases normales en coussins et bréchiques (voir p.116-123 et 127-131).

Les roches sédimentaires associées aux brèches diabasiques ont également subi des transformations considérables. Les schistes, gris-vert, albito-quartziques à calcite, chlorite, séricite et sphène, deviennent très sombres, presque noirs au contact avec la serpentinite. Leur composition minéralogique se révèle très aberrante :

- Certains spécimens sont composés uniquement d'une chlorite ferrifère (d'après analyse diffractométrique : Fe-ripidolite à aphrosidérite), de nombreux phénoblastes millimétriques à centimétriques de lawsonite et de fins granules de sphène. La calcite, la séricite et la pyrite n'apparaissent qu'accessoirement.

- D'autres échantillons présentent un très grand développement de séricite. La lawsonite apparaît, dans ce cas, fortement altérée en un mélange de séricite, de "Fe-Chlorite" et de calcite.

En résumé, nous avons observé les paragenèses de transformations suivantes :

a) affectant les formations diabasiques :

- "Mg-Fe-Chlorite", sphène-leucoxène, $\pm$ calcite;
- pumpellyite, "Mg-Fe-Chlorite", sphène-leucoxène, $\pm$ lawsonite (elle-même $\pm$ altérée en séricite, pumpellyite, calcite et chlorite);
- pumpellyite;

b) affectant le sédimentaire :

- "Fe-(Mg)-Chlorite", lawsonite, sphène-leucoxène, $\pm$ séricite;
- séricite, lawsonite (altérée en séricite, "Fe-Chlorite" et calcite), chlorite (de composition variable), sphène-leucoxène, $\pm$ quartz, $\pm$ albite, $\pm$ calcite.

C. Contact serpentinite - métadolérite du Pelvat de Chabrière.

Une mince lame de serpentinite et d'ophicalcite est intercalée entre les brèches diabasiques et les métadolérites du Pelvat de Chabrière.

Au contact avec la serpentinite, la métadolérite, méconnaissable, passe à un schiste vert sombre, épais d'environ deux mètres. Ce dernier est composé principalement d'une "Fe-Mg-Chlorite" (d'après analyse diffractométrique : (Fe-) ripidolite), à laquelle s'associent, en tant que minéraux accessoires, de l'ilménite leucoxénisée, des prismes d'apatite, du sphène et de l'épidote.

Certains spécimens montrent encore de nombreuses reliques d'albite dont les lattes, brisées et largement remplacées par la chlorite, sont localement criblées d'inclusions d'une pumpellyite pauvre en fer et de lawsonite. Par places, on remarque de grandes plages amphiboliques, presque entièrement chloritisées, renfermant de fines cristallisations secondaires d'actinote.

Le développement de la chlorite, postérieur à la cristallisation de la lawsonite et de la pumpellyite, est plus tardif que la phase "schiste bleu" du métamorphisme alpin.

La paragenèse observée (chlorite, actinote, épidote, sphène) est donc caractéristique du faciès "schiste vert".

Nous attribuons la formation de ces roches à des processus métasomatiques contemporains d'une phase de forte déformation mécanique avec cristallisation subséquente de minéraux appartenant au faciès "schiste vert".

D. Résumé et conclusions.

Les serpentinites ont engendré des transformations considérables et variées dans les roches en contact avec elles.

Le tableau No IV nous renseigne sur les caractéristiques principales de ces interactions.

De l'étude de ces paragenèses de transformation, il ressort qu'il y a eu au moins deux phases d'activité métasomatique :

a) La première se caractérise par un apport métasomatique considérable de CaO (et, dans une moindre mesure, de (Mg, Fe)O) en bordure des formations diabasiques.

A quel moment une telle métasomatose s'est-elle produite? Deux hypothèses peuvent être envisagées :

- Cette métasomatose a eu lieu avant le métamorphisme alpin. Une première paragenèse rodingitique aurait alors été remplacée ultérieurement par une nouvelle association minéralogique caractéristique du faciès "schiste bleu". Une telle métasomatose calcique aurait pu être la conséquence de la serpentinitisation de la roche ultrabasique contigüe et aurait suivi la mise en place de l'ultramafite. Cette hypothèse nous semble toutefois peu vraisemblable car aucune relique, tant minérale que structurale, de cette première paragenèse hypothétique n'a été observée. Pourquoi les minéraux de cette paragenèse rodingitique auraient-ils entièrement disparu, tandis qu'il existe encore de nombreuses reliques des diabases et des dolérites primaires?
- Cette métasomatose, contemporaine de l'orogénèse alpine, se serait produite dans des conditions de métamorphisme du type faciès "schiste bleu". L'ultramafite devait alors être déjà en grande partie serpentinisée car la paragenèse de transformation avec diopside et pumpellyite est postérieure à la formation des minéraux serpentineux (voir p.153).

Se pose alors la question de l'origine de la chaux introduite. Les minéraux calciques semblent par trop abondants pour que leur présence puisse s'expliquer par une simple migration et redistribution de la chaux à l'intérieur de la roche diabasique. D'autre part, la serpentinitisation de l'ultramafite étant accomplie, il n'est plus possible d'invoquer la transformation des pyroxènes pour justifier une libération de chaux. Il nous semble possible que cet élément puisse provenir d'une roche carbonatée, une opicalcite peut-être, formée antérieurement lors des processus de serpentinitisation, ou encore d'une lame de sédiment

Tableau No IV : Caractéristiques principales des interactions entre les serpentinites et les roches en contact avec celles-ci.

Affleurement	roche en contact avec la serpentinite	paragenèse de transformation	métasomatose		époque de la transformation
			apport	départ	
A. Vallon de Chabrière (à 100 m au N.-W. du point 2537)	dolérite	diopside, pumpellyite, + "Mg-Fe-Chlorite"	$\frac{\text{CaO}}{(\text{Mg,Fe})\text{O}}$	$\text{Na}_2\text{O}, \text{SiO}_2$	pendant la phase "schiste bleu" du métamorphisme alpin.
		trémolite-actinote, diopside, "Mg-Fe-Chlorite"	$\frac{(\text{Mg,Fe})\text{O}}{\text{CaO}}$	Na_2O	pendant le métamorphisme alpin, mais postérieurement à la phase ayant donné la paragenèse ci-dessus.
		pumpellyite	$\frac{\text{CaO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\text{Na}_2\text{O}, \text{SiO}_2$	pendant la phase "schiste bleu".
	brèche diabasique	diopside, "Mg-Fe-Chlorite"	$\frac{\text{CaO}}{(\text{Mg,Fe})\text{O}}$	$\text{Na}_2\text{O}, \text{SiO}_2$	pendant la phase "schiste bleu".
B. Masse occidentale	brèche diabasique et coussins bréchiques	pumpellyite + "Mg-Fe-Chlorite"	$\frac{\text{CaO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\text{Na}_2\text{O}, \text{SiO}_2$	pendant la phase "schiste bleu".
		"Mg-Fe-Chlorite"	$(\text{Mg,Fe})\text{O}$	$\text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{SiO}_2$	pendant le métamorphisme alpin, mais postérieurement à la phase ayant donné la paragenèse ci-dessus.
	schiste sédimentaire	"Fe-Mg-Chlorite", lawsonite, +séricite	$(\text{Fe,Mg})\text{O}$	$\text{SiO}_2, \text{Na}_2\text{O}?$	pendant la phase "schiste bleu"
C. Pelvat de Chabrière	dolérite	"Fe-Mg-Chlorite", +épidote, -actinote	$(\text{Fe,Mg})\text{O}$	$\text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{SiO}_2$	pendant la phase "schiste vert" du métamorphisme alpin, à la suite de déformations mécaniques importantes.

carbonaté, prise entre la serpentinite et la formation diabasique. Dans les deux cas, la roche carbonatée, très fortement écrasée pendant l'orogénèse alpine, serait entrée en réaction avec la serpentinite et la formation diabasique avec, pour résultat, la formation des silicates calciques dans cette dernière.

b) La deuxième phase d'activité métasomatique se caractérise par une chloritisation intense des formations diabasiques qui s'est très vraisemblablement produite à un moment où la roche ultramafique se trouvait déjà dans un état de serpentinitisation avancé, et sans doute, simultanément à une phase d'activité tectonique importante. En effet, les roches ayant subi cette métasomatose magnésienne, présentent généralement les indices de déformations mécaniques importantes.

Dans la majorité des cas étudiés, il semble que la métasomatose magnésienne a suivi le développement du faciès "schiste bleu".

Il est néanmoins vraisemblable que certaines chloritites (résultant probablement de la transformation de dolérites par actions métasomatiques) se soient formées bien avant l'orogénèse alpine s. str. Des roches de ce type s'observent en rares galets dans la brèche remaniée de la masse occidentale (voir p. 140)

En ce qui concerne la trémolite-actinote, il semble que son développement soit postérieur à la paragenèse diopside-pumpellyite, mais antérieure à la deuxième phase métasomatique (chloritisation dont nous venons de parler sous b)).

6.3. LES INCLUSIONS DANS LES SERPENTINITES.

Dans la serpentinite de la Baisse de la Gavia, il est possible d'observer une multitude d'inclusions de nature et de taille variables.

Ces enclaves sont constituées par les variétés pétrographiques suivantes :

- a) dolérites grossières et diabases;
- b) albitites-jadeitites;
- c) fragments d'origine sédimentaire.

Pour la description macroscopique de ces inclusions, nous renvoyons le lecteur aux pages 47-50 de la première partie de ce travail.

Description microscopique

A. Inclusions doléritiques et diabasiques.

La composition minéralogique des dolérites et des diabases est très variée. Ceci résulte de leur pétrogenèse très complexe.

Dans la plupart des échantillons récoltés, le schéma intersertal grossier à gabbroïde (dolérites) ou intersertal fin (diabases) est encore assez bien visible. Ces roches sont généralement comparables à celles affleurant dans le massif des deux Pelvats, quand bien même leurs transformations métamorphiques se révèlent plus intenses et sans doute aussi plus complexes.

La composition minéralogique de ces inclusions est la suivante :

L'albite, en lattes maclées, persiste, bien que très fortement brisée et remplacée par de la chlorite. Dans certains échantillons, elle apparaît entièrement recristallisée, très peu maclée, et forme des agrégats granulaires. Dans ce cas, elle est associée à une "Mg-Fe-Chlorite" qui forme la masse de fond entre les reliques d'albite. Très souvent, la chlorite semble aussi remplacer de grands cristaux de pyroxène et de hornblende; il s'agit, dans ce cas, d'une "Fe-Mg-Chlorite" vraisemblablement antérieure au glaucophane.

Dans d'autres spécimens, à structure intersertale nettement plus effacée, une "Mg-Fe-Chlorite" envahit largement la roche.

De petits cristaux de lawsonite, souvent remplacés par une "Fe-Mg-Chlorite" et de la séricite, apparaissent localement dans les cristaux d'albite.

Dans de très rares échantillons, on remarque, dans les plages feldspathiques, de petites reliques squelettiques de jadeite.

Le glaucophane, associé à la chlorite remplaçant d'anciens cristaux de pyroxène ou de hornblende, apparaît en cristaux fibreux. Il est nettement postérieur à la lawsonite et au pyroxène sodique. Son abondance est très variable d'un spécimen à l'autre.

Du ferristilpnomélane, dont le développement est postérieur à celui du glaucophane, jalonne quelques rares fissures.

La séricite se présente soit en agrégats de cristaux dispersés dans l'albite, soit remplace la lawsonite.

La calcite a envahi tardivement certaines plages feldspathiques.

L'ilménite a été presque entièrement leucoxénisée. Le bord des cristaux est même recristallisé en sphène limpide, minéral que l'on rencontre aussi en fins granules dispersés ou associés aux pseudomorphoses chloritiques.

Les échantillons riches en glaucophane sont fortement minéralisés en pyrite qui se présente en cristaux idiomorphes.

Dans certains échantillons récoltés en bordure d'inclusions, nous avons relevé une chloritisation très avancée. La chlorite, observée dans ce cas, apparaît sous deux variétés distinctes, bien que, l'une et l'autre, de composition assez variable, à savoir :

- Une "Fe-Mg-Chlorite", en nids et remplaçant des cristaux pyroxéniques ou amphiboliques.
- Une "Mg-Fe-Chlorite" qui envahit largement la roche et remplace partiellement la première variété de chlorite.

Dans ces bordures chloritisées, au côté de la chlorite, on observe de l'ilménite leucoxénisée, des granules de sphène, de l'apatite, de la calcite et un peu de stilpnomélane.

L'évolution métamorphique de ces dolérites et diabases en inclusion dans la serpentinite semble avoir été assez complexe.

La première manifestation métamorphique, de type faciès "schiste bleu" avec lawsonite et jadéite, est équivalente à la phase "schiste bleu" a) définie précédemment (voir p.89). Le développement de l'amphibole bleue se rattache à un deuxième stade au cours duquel la jadéite et la lawsonite subissent une altération intense; nous avons là l'équivalent de la phase "schiste bleu" b) définie précédemment.

Les effets de deux épisodes tectoniques se superposent à cette évolution métamorphique décrite ci-dessus.

Le premier, contemporain ou légèrement postérieur à la phase "schiste bleu" a), confère à la roche d'importantes déformations tectoniques, déformations qui ont été accompagnées d'un envahissement partiel de la roche par une "Fe-Mg-Chlorite".

Le deuxième épisode tectonique, postérieur à la phase "schiste bleu" b), se traduit par une tectonisation intense, par la recristallisation complète de l'albite et par l'envahissement considérable de la roche par une chlorite de composition plus magnésienne ("Mg-Fe-Chlorite"). Cette chloritisation a été très marquée au bord des inclusions.

B. Inclusions albititiques - jadéititiques (méta-albitites).

Les inclusions de ce type sont assez abondantes dans les serpentinites de la Gavia. Elles se présentent en blocs allongés de taille considérable (longueur comprise entre 2 et 20 m).

Minéralogie de ces enclaves

A l b i t e

Cette variété de feldspath se présente en plages allotriomorphes peu maclées, assez limpides.

Q u a r t z

En grains allotriomorphes, le quartz est abondant dans certains spécimens très riches en jadéite, mais peut aussi faire défaut dans d'autres.

A n a l c i m e

L'analcite n'a été observée que dans un petit nombre de spécimens très riches en jadéite, avec ou sans albite, et dépourvus de quartz. Elle apparaît en plages allotriomorphes, limpides, de très faible biréfringence. Les macles polysynthétiques selon (001) sont abondantes, mais difficilement visibles. La formation de ce minéral semble antérieure à celle de la jadéite.

J a d é i t e

Les caractères optiques de ce pyroxène sont les suivants : Coloration légèrement brunâtre, allongement positif, angle $2V$ voisin de $+70^\circ$, biréfringence égale à 0,014, dispersion forte ($r < v$), angle $Z \wedge c$ de 36° en moyenne.

Les cristaux impurs, souvent zonés, se présentent soit isolés sous un habitus prismatique fibreux, soit en agrégats radiés. Du fait de la zonation, biréfringence et angle d'extinction varient du centre au bord des cristaux (biréfringence: 0,013 (bord) - 0,017 (centre); angle d'extinction $Z \wedge c$: 33° (bord) - 39° (centre)). Au vu de ces variations, il semble donc que l'on trouve une jadéite pure au bord des cristaux, qui, dans la partie centrale des plages, passe à une jadéite diopsidique. Dans la majorité des échantillons, ce pyroxène est très abondant et peut aller jusqu'à constituer le 90% de la roche. Dans les spécimens riches en albite, la jadéite ne subsiste qu'en reliques squelettiques.

P y r o x è n e a e g y r i n i q u e

Cette variété de pyroxène se caractérise par les propriétés optiques suivantes : Pléochroïsme peu intense (X: vert; Y: verdâtre; Z: verdâtre-brunâtre), allongement négatif, angle $2V$ d'environ -80° , biréfringence de 0,036 à 0,044, dispersion très forte ($r < v$), angle $X \wedge c$ égal à $4-9^\circ$.

Ces caractères correspondent assez bien à ceux d'une augite aegyrinique. L'analyse diffractométrique que nous avons effec-

tuée indique une importante composante jadéitique (environ 25 % moléculaires de Na Al) pour ce pyroxène qui pourrait ainsi présenter la composition approximative suivante : $\text{Di}_{30}, \text{Ac}_{45}, \text{Jd}_{25}$.

Les développements irréguliers et fibreux que forme le pyroxène sodique sont associés à la jadéite, avec laquelle il constitue des cristaux composites (voir fig. 20).

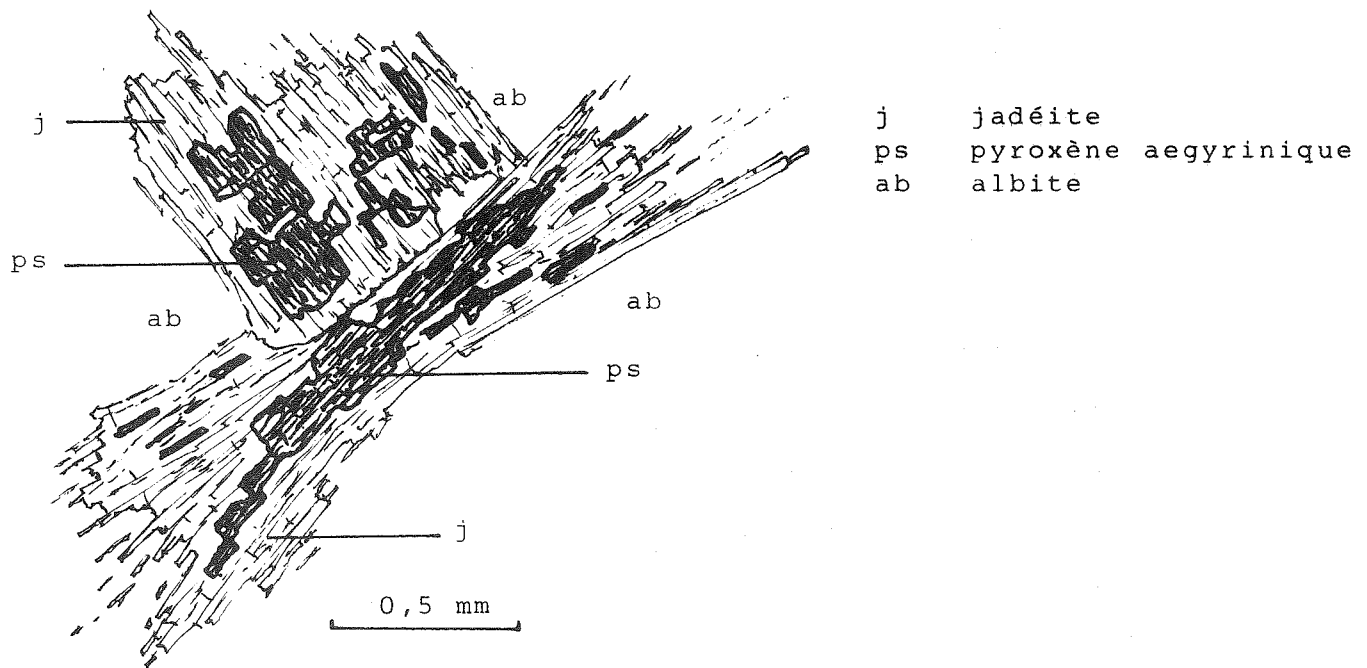


Fig. 20 : Cristaux composites jadéite - pyroxène aegyrinique.

A m p h i b o l e b l e u e

L'amphibole bleue apparaît fréquemment zonée. Le centre des cristaux est de composition glaucophanitique, alors que le bord, plus ferrifère, est de nature crossitique. Les paramètres optiques de cette amphibole bleue sont présentés ci-après :

paramètres optiques	centre	bord
pléochroïsme :	intense	très intense
X	jaunâtre	jaunâtre
Y	violacé	bleu intense
Z	bleu	violet intense
allongement	positif	positif
signe optique	négatif	négatif
angle 2V (valeur approxim.)	25°	20°
biréfringence	0,019	0,015
orientation optique	plan axes optiques // à (010); angle Z $\wedge$ c: 6°	plan axes optiques $\perp$ à (010); angle Y $\wedge$ c: très petit

Cette amphibole bleue se présente en cristaux menus dans l'albite et les pyroxènes sodiques ou, plus rarement, en grands phénoblastes ayant probablement remplacé un minéral d'habitus prismatique de nature inconnue. Très abondante dans certains spécimens, l'amphibole bleue est, au contraire, pratiquement inexistante dans d'autres. Son développement est postérieur à celui des pyroxènes sodiques.

A c t i n o t e

Cette variété d'amphibole est rare dans ces méta-albitites. Elle ne s'observe que dans les méta-albitites rétro-morphosées (dans le faciès "schiste vert") où elle forme des développements aciculaires.

L a w s o n i t e

Ce minéral apparaît sporadiquement dans les roches riches en jadéite. Dans quelques spécimens, la lawsonite peut être même abondante. Sa cristallisation est antérieure à celle des pyroxènes sodiques.

P u m p e l l y i t e

La pumpellyite n'a été observée que dans un échantillon à jadéite et analcime. Il s'agit d'une variété très pauvre en fer (incolore, angle $2V: + 15^{\circ}$, biréfringence: 0,016, angle $Z \wedge c: 5^{\circ}$) qui s'est développée dans des fissures, mais dont la cristallisation semble plus ou moins contemporaine de celle de la jadéite.

C h l o r i t e

Dans les méta-albitites riches en jadéite, on observe, en faible quantité, des variétés de chlorite ferrifère (Fe-ripi-diolite). Les échantillons ayant subi une rétro-morphose dans le faciès "schiste vert", renferment une "Mg-Fe-Chlorite" envahissant largement la roche et tout particulièrement la bordure des inclusions.

S t i l p n o m é l a n e

Il s'agit de ferristilpnomélane apparaissant en houppes, avant tout dans les méta-albitites à albite et glaucophane.

S é r i c i t e

Très peu répandu, ce mica s'observe uniquement associé à des pseudomorphoses chloritiques d'anciens cristaux de lawsonite.

M i n é r a u x a c c e s s o i r e s

Nous avons observé de la calcite, une épidote-allanite, de l'apatite, du zircon et du sphène.

Sur la base des paragenèses métamorphiques observées, nous avons pu distinguer quatre variétés de méta-albitites:

- a) Méta-albitites riches en pyroxène sodique.
Paragenèse: jadéite, albite, $\pm$ augite aegyrinique, $\pm$ lawsonite, $\pm$ quartz, $\pm$ analcime, $\pm$ amphibole bleue, $\pm$ "Fe-Mg-Chlorite" (de toute manière peu abondante), minéraux accessoires.
- b) Méta-albitites à albite et amphibole bleue.
Paragenèse: albite, amphibole bleue, ferristilpnomélane, $\pm$ quartz (de toute manière peu abondant), $\pm$ "Fe-Mg-Chlorite" (de toute manière peu abondante), $\pm$ lawsonite, reliques de pyroxènes sodiques, minéraux accessoires.
- c) Méta-albitites albito-chloritiques.
Paragenèse: albite, "Mg-Fe-Chlorite", actinote (peu abondante), $\pm$ ferristilpnomélane, $\pm$ séricite et $\pm$ quartz (l'un

et l'autre de toute manière peu abondants), minéraux accessoires.

- d) Méta-albitites riches en silicates calco-alumineux. Ces roches présentent généralement la même paragenèse que celle décrite sous a). Néanmoins, on constate une forte augmentation de la proportion des silicates calco-alumineux qui se développent sous les deux formes suivantes:

- Lawsonite, très abondante, distribuée assez régulièrement à l'échelle de l'échantillon; sa formation est antérieure au développement des pyroxènes sodiques.
- Pumpellyite pauvre en fer, en remplissage de veines diffuses; sa cristallisation est plus ou moins contemporaine de celle des pyroxènes sodiques.

De telles méta-albitites ont certainement subi une métasomatose calcique (et probablement aussi alumineuse) que nous placerons au début du métamorphisme alpin. On se trouve ainsi en présence de roches rodingitiques présentant une paragenèse caractéristique du faciès "schiste bleu".

Les spécimens de cette variété de méta-albitite, assez rares, ont été récoltés près du bord des inclusions (à proximité de la marge chloritique).

Les inclusions méta-albititiques sont toujours enveloppées d'une marge chloritique relativement épaisse (0,3 - 0,7 m).

La paragenèse de cette dernière est la suivante : "Mg-Fe-Chlorite", "Fe-Mg-Chlorite", + séricite, + albite, + calcite, minéraux accessoires (épidote-allanite, apatite, zircon et sphène).

Le fait que cette marge chloritique se soit formée aux dépens d'une méta-albitite est confirmé par la présence de minéraux accessoires tels que l'épidote-allanite ou le zircon.

Ces inclusions méta-albititiques ont donc subi (sur leur pourtour) une intense métasomatose magnésienne et alumineuse qui s'est produite en deux temps :

- remplacement par une "Fe-Mg-Chlorite";
- remplacement ultérieur par une "Mg-Fe-Chlorite".

La nature originelle des inclusions de grande taille (> 1,5 m) est facilement reconnaissable, car il subsiste généralement, au centre de l'enclave, un témoin de roche non chloritisée. Dans le cas des inclusions de petite taille, souvent entièrement chloritisées, la présence de certains minéraux accessoires (ilménite leucoxénisée, sphène, apatite, zircon surtout, épidote-allanite) constitue l'unique critère permettant de préciser l'origine de ces chloritites (la présence d'ilménite leucoxénisée indiquant une origine doléritique alors que celle du zircon et d'épidote-allanite est le signe d'une provenance albititique).

Chimisme des méta-albitites

Deux méta-albitites ont été analysées. Nous donnons ci-dessous les modes et provenances respectifs de ces roches, les résultats pondéraux des analyses, les paramètres de Niggli correspondants ainsi que les conclusions qui en découlent.

Modes

Analyse No 26 : Méta-albitite de type a), récoltée à la Gavia, à proximité du point 2848 : jadéite, augite aegyrinique, albite, quartz (peu), épidote-allanite, apatite, sphène, zircon.

Analyse No 27 : Méta-albitite de type b), affleurant dans le Cirque de la Gavia à 2680 m d'altitude : albite, amphibole bleue (glaucophane + crossite), ferristilpnomélane, jadéite (rares reliques), apatite, sphène, zircon.

Pourcentages pondéraux

Analyse No :	26	27
SiO ₂	65,04	64,7
Al ₂ O ₃	17,40	18,75
TiO ₂	0,28	0,51
FeO	0,28	0,77
Fe ₂ O ₃	1,91	2,13
CaO	1,90	0,74
MgO	0,99	1,09
Na ₂ O	11,35	9,47
K ₂ O	0,10	($\leq 0,10$)
MnO	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,07	0,08
H ₂ O+	0,24	} 1,17
H ₂ O-	0,07	
CO ₂	0,35	0,15
Totaux :	99,93	99,57

Analyste :	Mme N. Monnier	Mlle P. Voldet
Méthode d'analyse :	Voie humide	Fluorescence X

Paramètres de Niggli

si	245,6	260,2
al	38,6	44,3
fm	12,0	15,6
c	7,69	3,19
alk	41,7	36,9
ti	0,79	1,54
p	0,11	0,14
h	3,02	15,7
mg	0,47	0,42
k	0,005	-
w	0,86	0,71
qz	-12,1	+12,8
Si ^o	0,95	1,05
Az ^o	0,71	0,72

Remarques

Analyse No 26 : Les paramètres de Niggli, obtenus sur cette méta-albitite, sont caractéristiques d'un type de magma albitique (salique, acide, peralcalin, avec c pauvre). La composition chimique de cette roche à jadéite se rapproche beaucoup de celle d'une albite. On relèvera que la syénite de la Replatte du Gondran (col du Montgenèvre) présente un chimisme très semblable (PUSZTASZERI, 1969).

Analyse No 27 : Les paramètres de Niggli de cette méta-albitite indiquent un type de magma nordmarkitique (salique, acide, avec alk riche et c pauvre). La tendance alcaline est ici légèrement moins prononcée et le degré de silicification est légèrement plus grand que ceux obtenus sur l'échantillon de l'analyse No 26.

Genèse des méta-albitites

La composition minéralogique originelle des méta-albitites semble avoir été, avant tout, albitique; les minéraux fémiques ne jouent qu'un rôle accessoire. Il est possible que l'alcime apparaissait déjà en tant que constituant primaire de ces roches. Dans ce cas, elle aurait cristallisé soit (tardi-) magmatiquement à côté de l'albite dans des albitites présentant un déficit de silice, soit dans des conditions deutériques ou hydrothermales. Les minéraux accessoires (sphène, zircon et apatite) sont certainement primaires; la formation de l'allanite est antérieure au métamorphisme alpin.

Les transformations métamorphiques subies par ces méta-albitites ont été complexes. Le tableau No V résume les principales caractéristiques de cette évolution métamorphique :

Tableau No V: Evolution métamorphique des méta-albitites.

Type de méta-albitites faciès de métamorphisme	Méta-albitite de type a) faciès "schiste bleu" a)	Méta-albitite de type b) faciès "schiste bleu" b)	Méta-albitite de type c) faciès "schiste vert"
albite	variable		
alcime			
chlorite	"Fe-Mg-Chlorite"		"Mg-Fe-Chlorite"
lawsonite	variable		
pumpellyite	variable		
jadéite		reliques.....	
pyroxène sodique aegyrinique		reliques.....	
amphibole bleue			
actinote			
stilpnomélane			
minéraux accessoires (sphène, zircon, apatite, épidote- allanite			
	T e m p s →		

————— abondant
 ————— moyennement abondant
 peu abondant

C. Inclusions d'origine sédimentaire.

Roches à chlorite et lawsonite.

Ces roches, de teinte vert sombre à noir, sont principalement constituées par une "Fe-Mg-Chlorite" et par des lattes millimétriques de lawsonite. Cette dernière, souvent maclée polysynthétiquement, est localement criblée de très fines inclusions. Le sphène, assez abondant, apparaît soit en très fins granules disséminés, soit en cristaux millimétriques limpides. Accessoirement, on rencontre de la pyrite, assez oxydée, et du ferristilpnomélane associé à la chlorite.

Quelques spécimens ont subi des transformations ultérieures. Ainsi, d'une part les lattes de lawsonite sont remplacées par une séricite phengitique* et, d'autre part, une "Mg-Fe-Chlorite" s'est substituée à la "Fe-Mg-Chlorite". De telles modifications indiquent un passage du faciès "schiste bleu" au faciès "schiste vert".

Quelle est l'origine de ces chloritites à lawsonite? Certains échantillons, dont la chloritisation est incomplète, semble nous indiquer une roche originelle gréseuse. En effet, nous observons, dans le voisinage immédiat de ces chloritites, des schistes gréseux albitiques à mica phengitique, chlorite, lawsonite, stilpnomélane et sphène. Il est donc fort probable que les roches décrites ici résultent de réactions métasomatiques entre l'ultramafite et ces schistes gréseux. Trois stades semblent pouvoir être reconnus :

- a) Cristallisation de lawsonite dans le schiste gréseux; un apport de CaO n'est pas exclu.
- b) Chloritisation ("Fe-Mg-Chlorite") de la totalité de la roche; un apport de MgO est certain.
- c) Remplacement de la lawsonite par de la séricite phengitique; cristallisation d'une "Mg-Fe-Chlorite".

Des roches de composition semblable ont également été observées au col du Gandin (voir p. 41) et dans la masse occidentale (voir p. 28 et 167).

Dans le Cirque de la Gavia, à 2540 m d'altitude, on découvre, emballé dans de la terre serpentineuse, un bloc massif (diamètre de 3 m) composé d'une roche assez semblable à celles décrites ci-dessus. La partie interne de ce bloc est constituée par une roche à phénoblastes millimétriques à centimétriques de jadéite et de lawsonite noyés dans une masse de fond formée d'albite

* L'analyse diffractométrique indique un mica blanc à $d_{001}=19,84$ et à $d_{010}=9,042$. Ces valeurs, nettement différentes de celles observées dans une muscovite de composition normale, sont caractéristiques d'une phengite (ERNST, 1963c).

granulaire, d'une "Fe-Mg-Chlorite" et de sphène. La jadéite est souvent remplacée par un mélange de chlorite, albite, épidote, $\pm$ séricite.

Le bord de cette inclusion se compose d'une chloritite ("Mg-Fe-Chlorite") à lawsonite séricitisée et sphène.

L'origine et l'évolution métasomatique-métamorphique de ce bloc semblent avoir été analogues à ce qui a été décrit plus haut. La cristallisation de jadéite (exceptionnelle dans cette roche) se rattache au stade a). Au cours du stade b), la majeure partie de ce pyroxène est transformée.

D'autre part, si les parties externes du bloc ont subi les transformations caractéristiques du stade c), le centre en a été préservé.

Signalons enfin l'existence d'un schiste à carpholite qui apparaît, associé aux sédiments de la "formation de la Replatte", à quelques mètres de la serpentinite du col du Gandin. Cette roche schisteuse est composée de quartz largement cristallisé, de carpholite en cristaux allotriomorphes, de séricite phengitique, d'une "Fe-Mg-Chlorite", de stilpnomélane (lié à des fissures) et de calcite (peu).

Les propriétés optiques de la carpholite $[(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}) \text{Al}_2 (\text{OH})_4 / \text{Si}_2\text{O}_6]$ sont les suivantes : pléochroïsme très faible (X et Y: jaunâtre, Z: incolore), allongement positif, angle $2V: -60^\circ$, extinction presque droite. Son identification fut confirmée par l'analyse diffractométrique. Le développement de ce minéral est antérieur à celui de la séricite qui le remplace en grande partie.

Il semble probable que ces roches correspondent à d'anciens niveaux sédimentaires enrichis en Mn et ayant subi un métamorphisme épizonal topochimique. L'hypothèse d'un apport métasomatique de manganèse ne peut néanmoins pas être exclue, étant donné la proximité de la serpentinite à laquelle s'associent, comme nous l'avons vu, des roches métasomatiques particulières (chloritites à lawsonite), d'origine sédimentaires.

D. Conclusions à propos des inclusions dans les serpentinites.

Celles-ci peuvent s'exprimer en trois points :

1) Les trois types d'inclusions observés (métadolérites et méta-diabases, méta-albitites et roches d'origine sédimentaire) ont subi un métamorphisme régional conforme à l'évolution d'ensemble de la région, c'est-à-dire :

- faciès "schiste bleu" a) (paragenèse: pyroxène sodique (jadéite et augite aegyrinique), lawsonite et "Fe-Mg-Chlorite");

- faciès "schiste bleu" b) (paragenèse: amphibole bleue (glaucophane et crossite), + lawsonite et "Fe-Mg-Chlorite");
- faciès "schiste vert", rétro-morphique (paragenèse: albite, actinote et "Mg-Fe-Chlorite").

2) Il est possible de déceler les indices de plusieurs phases de réaction entre l'ultramafite et ces inclusions, à savoir :

- Redistribution du Ca, ou métasomatose calcique, à peu près contemporaine de la phase "schiste bleu" a). Conséquences : développements considérables, dans les méta-albitites et dans les inclusions d'origine sédimentaire, de lawsonite, rarement d'une pumpellyite pauvre en fer. Les témoins de cette phase s'observent près de la bordure des inclusions, mais en position plus interne que l'enveloppe chloritique.
- Métasomatose magnésienne (avec développement subséquent d'une "Fe-Mg-Chlorite"). Cette métasomatose s'est produite avant le développement du faciès "schiste bleu" b) à amphibole bleue. Il semble, d'autre part, qu'elle soit postérieure à la phase calcique (la lawsonite étant antérieure à la jadéite qui est elle-même remplacée ultérieurement par une "Fe-Mg-Chlorite"). On pourrait aussi admettre que les deux phases "métasomatose calcique" et "métasomatose magnésienne" sont plus ou moins contemporaines. Il faut alors envisager un "front calcique", se déplaçant du bord vers le centre de l'inclusion, immédiatement suivi par un "front magnésien", laissant derrière lui une enveloppe épaisse de roche entièrement chloritisée.
- Une troisième phase est caractérisée par la cristallisation d'une chlorite plus magnésienne et par l'altération complète de la lawsonite. Cet épisode est lié à une phase de déformations mécaniques importantes (albite brisée et recristallisée en albite granulaire, peu maclée). Il en résulte une chloritisation encore plus prononcée, envahissant des zones plus internes de certaines inclusions en oblitérant les témoins des deux phases précédentes. Nous avons situé cette phase tectonique et métasomatique (développement d'une "Mg-Fe-Chlorite") soit entre la période "faciès schiste bleu" b) et la période "faciès schiste vert", soit au moment de l'apparition de cette dernière.

3) Comment et quand ces inclusions se sont-elles mises en place à l'intérieur de la roche ultramafique?

En ce qui concerne les inclusions d'origine sédimentaire, leur localisation à la périphérie de la masse ultrabasique, près des contacts avec les roches sédimentaires, démontre une mise en place tectonique qui aurait eu lieu soit lors de la "montée" de l'ultramafite, soit pendant les premières manifestations orogéniques alpines (au début de la phase "schiste bleu" a).

La rareté des inclusions doléritiques et diabasiques, leur taille relativement petite (longueur maximum inférieure à 5 m), leur forme arrondie et leur distribution irrégulière dans la masse ultramafique ne nous permettent pas de nous prononcer pour une origine intrusive. En effet, il pourrait tout aussi bien s'agir d'inclusions tectoniques.

Toutefois, dans le cas de certaines inclusions méta-albitiques, leur forme très allongée évoque nettement l'image d'anciens filons boudinés dans la roche ultrabasique. Il semble donc que la liaison ultramafite-albitite soit magmatique, ces dernières s'étant mises en place sous forme de dykes peu épais (moins de 10 m), boudinés et disloqués ultérieurement.

7. LES JASPES RECRISTALLISES.

Situation

Ces roches affleurent dans la partie septentrionale du massif des deux Pelvats où elles apparaissent en contact sédimentaire avec les brèches d'éclatement de coussins. Leur épaisseur varie entre 5 et 15 m.

Pour la description macroscopique, nous renvoyons le lecteur à la première partie de ce travail (p. 33 et 37)

Description microscopique

La paragenèse suivante a été observée :

quartz, chlorite, séricite phengitique (identification confirmée par l'analyse diffractométrique), pyroxène sodique aegyrinique, stilpnomélane, épidote, $\pm$ lawsonite, hématite, sphène, apatite, calcite.

De manière générale, le quartz microgranulaire est le constituant essentiel de ces roches. Si aucun test de radiolaire n'a pu être identifié, en de très rares endroits, les grains de quartz renferment une très fine pigmentation hématitique dont la disposition circulaire résulte peut-être d'une superposition sur d'anciens organismes entièrement recristallisés.

La chlorite, assez ferrifère (ripidolite ferrifère) et la séricite occupent les interstices entre les grains de quartz ou forment des niveaux phylliteux millimétriques à centimétriques.

Le pyroxène sodique aegyrinique montre des propriétés optiques correspondant à celles d'une augite aegyrinique; l'étude diffractométrique indique toutefois une certaine proportion de Na Al (de 20 à 30% moléculaires). Ce pyroxène apparaît généralement en prismes extrêmement fins, orientés au hasard. Très souvent, il est rendu semi-opaque par une multitude d'inclusions. Dans certains échantillons (provenant avant tout du Pelvat de Chabrière), on remarque de petits éléments constitués, en majeure partie, de pyroxène sodique aegyrinique et d'hématite; il s'agit sans doute de fragments entièrement recristallisés des brèches d'éclatement de coussins.

L'épidote se développe en grains épars; dans quelques échantillons, elle peut toutefois être assez abondante.

Le stilpnomélane s'est développé à partir de la chlorite. Il est abondant dans les spécimens riches en épidote.

La lawsonite n'apparaît, de manière accessoire, que dans quelques rares échantillons.

L'oxyde de fer a généralement cristallisé sous forme de petites tablettes d'hématite. Localement, celle-ci apparaît en fines poussières dispersées ou concentrées dans certains minéraux de métamorphisme (lawsonite, pyroxène sodique aegyrien et épidote).

Le sphène, peu abondant, en fins granules, est associé aux niveaux riches en chlorite et séricite.

La calcite, rare, s'observe en veines et en imprégnations diffuses d'origine secondaire.

La présence d'albite n'a pu être détectée ni sous le microscope ni à l'aide de la diffraction des Rayons-X.

Certains échantillons de jaspes montrent une structure litée. Les divers lits, millimétriques à centimétriques, sont généralement fortement replissés. Souvent, on observe une alternance assez régulière d'horizons plus clairs, principalement quartziques, et d'horizons plus sombres, verts ou lie-de-vin, composés essentiellement de chlorite, séricite, pyroxène sodique et hématite.

Dans les jaspes recristallisés du Pelvat de Chabrière, nous avons remarqué quelques éléments centimétriques constitués par une "Mg-Fe-Chlorite" et par des cristaux d'ilménite leucoxénisée. Il s'agit là d'inclusions de la dolérite voisine, entièrement chloritisées et incluses, sans doute tectoniquement, dans les jaspes lors de l'orogénèse alpine.

Près de certaines failles, ces roches, remobilisées, ont été en partie injectées tectoniquement dans les formations voisines (brèches d'éclatement et laves en coussins) où elles ont recristallisé sous forme de quartzites blanchâtres.

La très grande abondance de chlorite, de séricite et de pyroxène sodique aegyrien dans les lits de teinte plus foncée, nous semble impliquer un certain apport de matériaux volcaniques dans ces jaspes.

Cet apport pourrait s'être fait suivant différents processus:

- Introduction, sous la forme de solutions, de certains éléments (Na, Mg, Fe et Al) dans les boues à radiolaires encore meubles, soit lors de l'épanchement de la lave, soit au cours de son refroidissement.

- Lors de l'éclatement des coussins formant la surface de coulée, certains fragments ont été inclus dans la boue à radiolaires.

- Remaniement superficiel de la brèche d'éclatement contemporain au dépôt des boues à radiolaires.

Etant donné que ces jaspes ont entièrement recristallisé dans les conditions du faciès "schiste bleu" à pyroxène sodique et lawsonite, il ne nous est pas possible de nous prononcer pour l'une ou pour l'autre de ces hypothèses.

Troisième partie

C O N C L U S I O N S G E N E R A L E S

Parvenus au terme de la description pétrographique des ophiolites de la région étudiée, nous allons essayer de résumer les principaux résultats acquis au cours de ce travail et d'en tirer certains enseignements.

Nos conclusions sur le problème de la stratigraphie ayant été présentées dans la première partie de ce travail (p.57-59), nous discuterons ici plus particulièrement des trois points suivants :

- Le chimisme des ophiolites de la Haute-Ubaye et le problème des spilites.
- Les grands traits paléogéographiques de la région au moment de la mise en place des ophiolites et les relations primitives entre ces dernières.
- Les transformations engendrées par le métamorphisme alpin.

1. LE CHIMISME DES OPHIOLITES DE LA HAUTE-UBAYE.

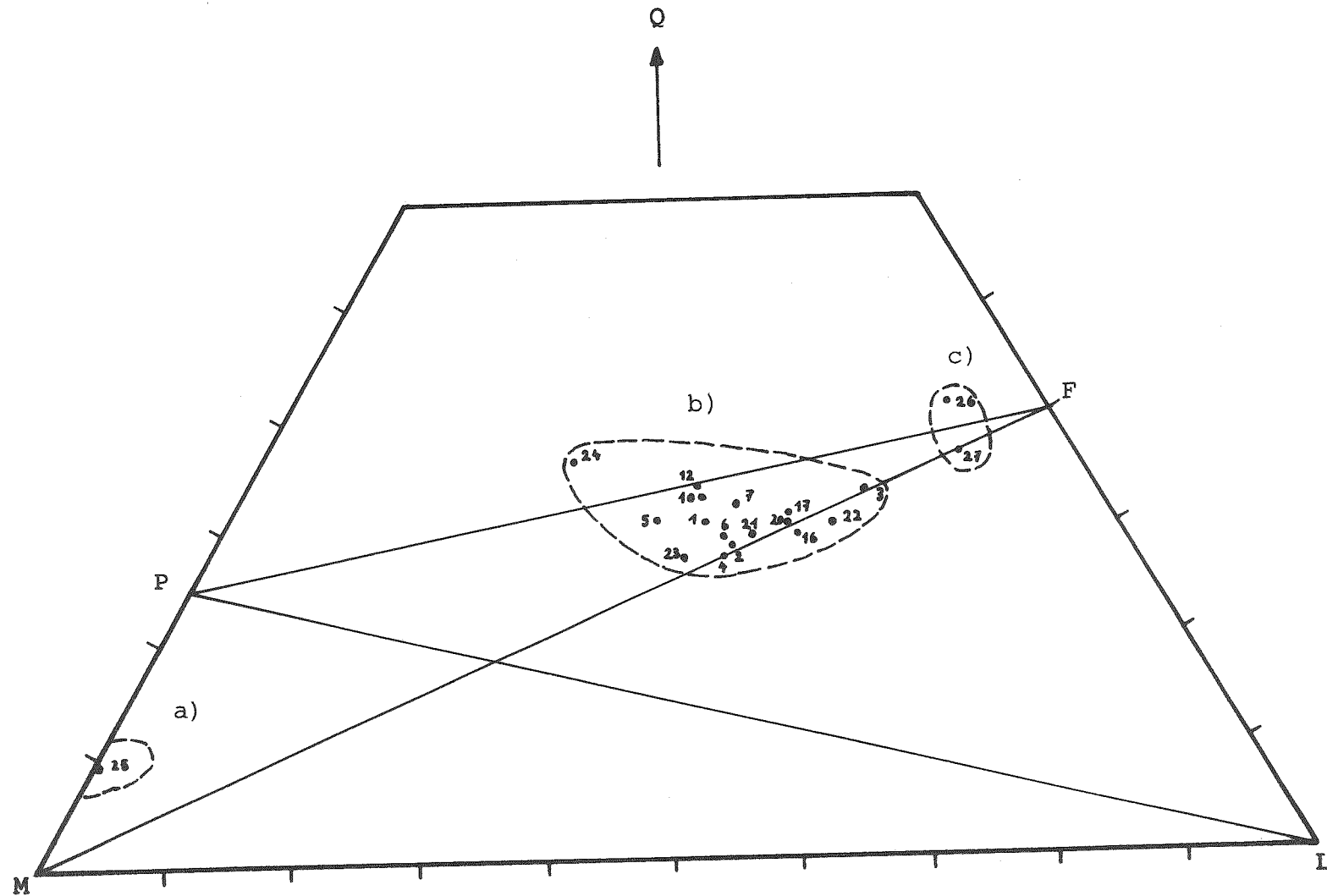
Les 27 analyses, présentées dans le cadre des chapitres précédents, nous permettent d'attribuer les roches vertes étudiées à trois groupes bien distincts (voir diagramme Q-L-M, fig. 21) :

- a) ophiolites à chimisme ultrabasique (analyse No 25);
- b) ophiolites à chimisme basaltique-spilitique (analyses Nos 1 à 24);
- c) ophiolites à chimisme syénitique-albititique (analyses Nos 26 et 27).

a) Ophiolites à chimisme ultrabasique.

La serpentinite analysée (analyse No 25) présente un chimisme analogue à celui de nombreuses autres serpentinites des zones penniques et préalpines. Relevons encore le fait que la roche ultrabasique originelle ne présentait pas nécessairement une teneur en chaux aussi basse (0,52%), cet oxyde ayant été expulsé lors de la serpentinitisation.

Fig. 21 : Diagramme Q - L - M des ophiolites de la Haute-Ubaye.



b) Ophiolites à chimisme basaltique-spilitique.

Ce groupe est d'une très grande hétérogénéité étant donné la dispersion considérable des teneurs en éléments majeurs. Cette particularité est illustrée par les figures suivantes :

Fig. 22 : diagramme de variation si-c.

Fig. 23 : diagramme de variation si-alk.

Fig. 24 : diagramme de variation c-alk.

Trois types de roches mettent en évidence l'existence de trois domaines à chimisme assez distinct, dans lesquels se répartissent les roches analysées.

- 1) Domaine à tendance spilitique nulle ou très peu prononcée, caractérisé par des types de magmas calco-alcalins (selon la classification de Niggli) mi-haraitiques à gabbrodioritiques. Le rapport c/alk est généralement supérieur à 1,5.
- 2) Domaine à tendance spilitique nette. Le type de magma, toujours en suivant la classification de Niggli, est mugéaritique à Na-lamprosyénitique. Le rapport c/alk est compris entre 1,3 et 0,8.
- 3) Domaine à tendance spilitique-kératophyrique comprenant des types de magmas mélasodiques syénitiques à Na-lamprosyénitiques. Ce domaine est caractérisé par des valeurs de si un peu plus élevées (>150) que celles des deux autres domaines et par un rapport c/alk inférieur à 0,7.

Distribution de ces domaines sur le terrain.

Le premier a été défini par les analyses des roches récoltées dans la partie supérieure de la coulée du Pic du Pelvat et dans les galets de gabbro pegmatitique de la brèche remaniée.

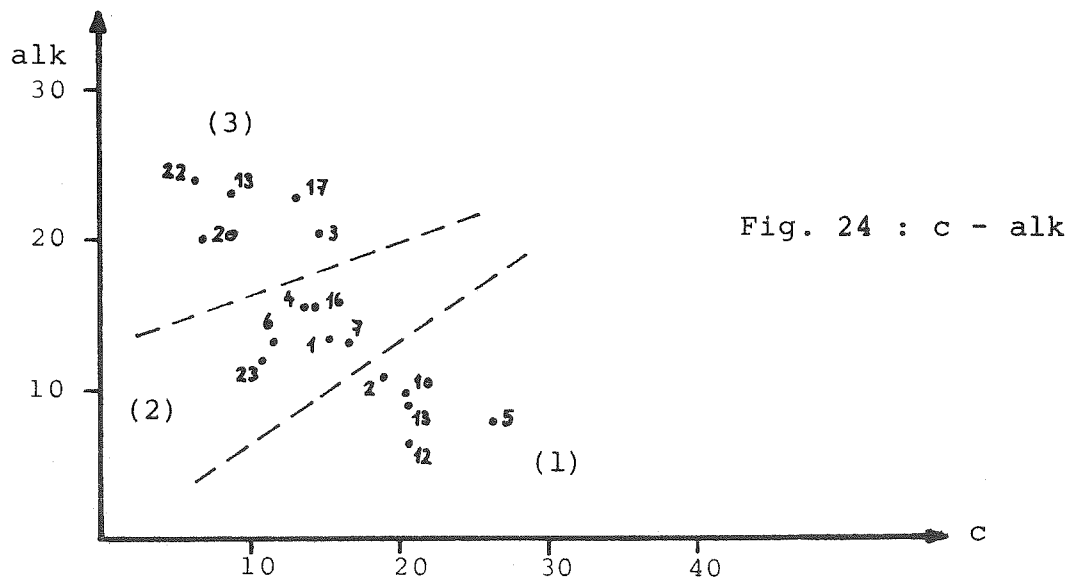
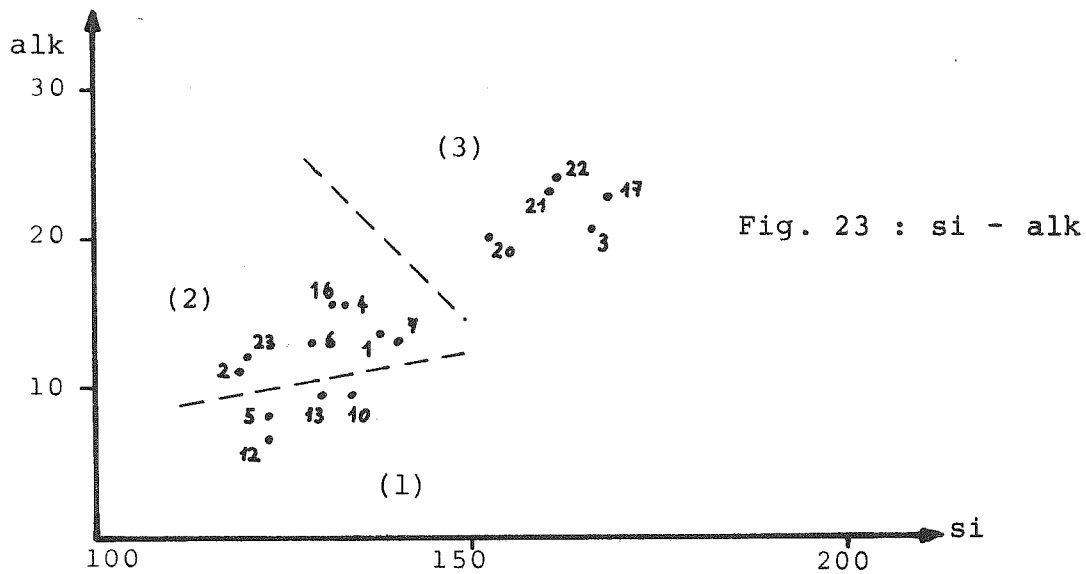
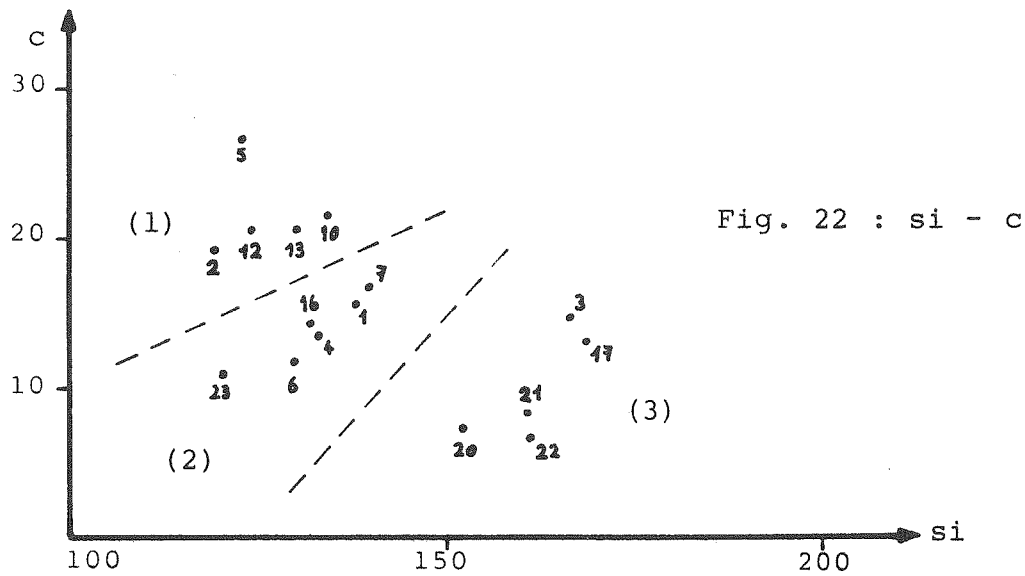
Le deuxième a été défini par les analyses des dolérites, des diabases du faciès de passage, de la partie inférieure des laves en coussins du massif des deux Pelvats ainsi que d'une partie des laves en coussins de la masse occidentale.

Enfin, le troisième a été défini par les analyses de certains pillows de la masse occidentale et surtout par toutes les brèches d'éclatement.

Se pose alors la question de l'origine du chimisme spilitique observé dans certaines ophiolites de la Haute-Ubaye.

Un aperçu très complet de toutes les théories concernant la spilitisation a été présenté par Amstutz (1968). Cet auteur exclut une origine secondaire des spilites. Il arrive à la conclusion que l'enrichissement en Na des spilites n'est généralement pas réel, mais dû à des erreurs d'échantillonnages liées à la différenciation des spilites et des kératophyres (les spécimens analysés n'étant pas représentatifs de l'ensemble du complexe spilitique considéré).

Diagrammes illustrant la variation des paramètres de Niggli des métadolérites et métadiabases analysées.



De nombreux auteurs écartent l'hypothèse d'une origine primaire pour les spilites (magma spilitique) en se basant sur les résultats d'investigations en pétrologie expérimentale (YODER et TILLEY, 1962), sur des analogies chimiques entre basaltes et spilites (HERRMANN et WEDEPOHL, 1970).

D'après d'autres recherches récentes (MELSON et VAN ANDEL, 1966; HEKINIAN, 1968; MELSON et al., 1968; CANN, 1969), des spilites océaniques ont été draguées plus fréquemment près des failles transversales et bordières des dorsales médio-océaniques, c'est-à-dire en des points où l'on pourrait envisager un transport tectonique du matériel vers son lieu d'échantillonnage. Relevons cependant que, lors de ces draguages, les basaltes non transformés sont apparus dix fois plus souvent que les roches spilitiques. Ces dernières ont été interprétées par les auteurs précités comme des dérivés métamorphiques de roches basaltiques.

Korzhinski (1962) arrive à des conclusions semblables. Cet auteur admet que la spilitisation s'est effectuée sous les océans, à des profondeurs assez grandes, dans les conditions d'un métamorphisme faible et d'une durée de quelques millions d'années.

Vallance (1965) envisage que les spilites puissent s'être formées à la suite de la dévitrification de basaltes sous-marins, dévitrification qui aurait engendré une migration et une redistribution ionique des éléments suivants : Si, Na, Mg, Fe^{2+} , Ca, Fe^{3+} et H_2O . Cet auteur voit ces processus se produire dans des conditions métamorphiques de faible intensité, voire même être de nature diagénétique.

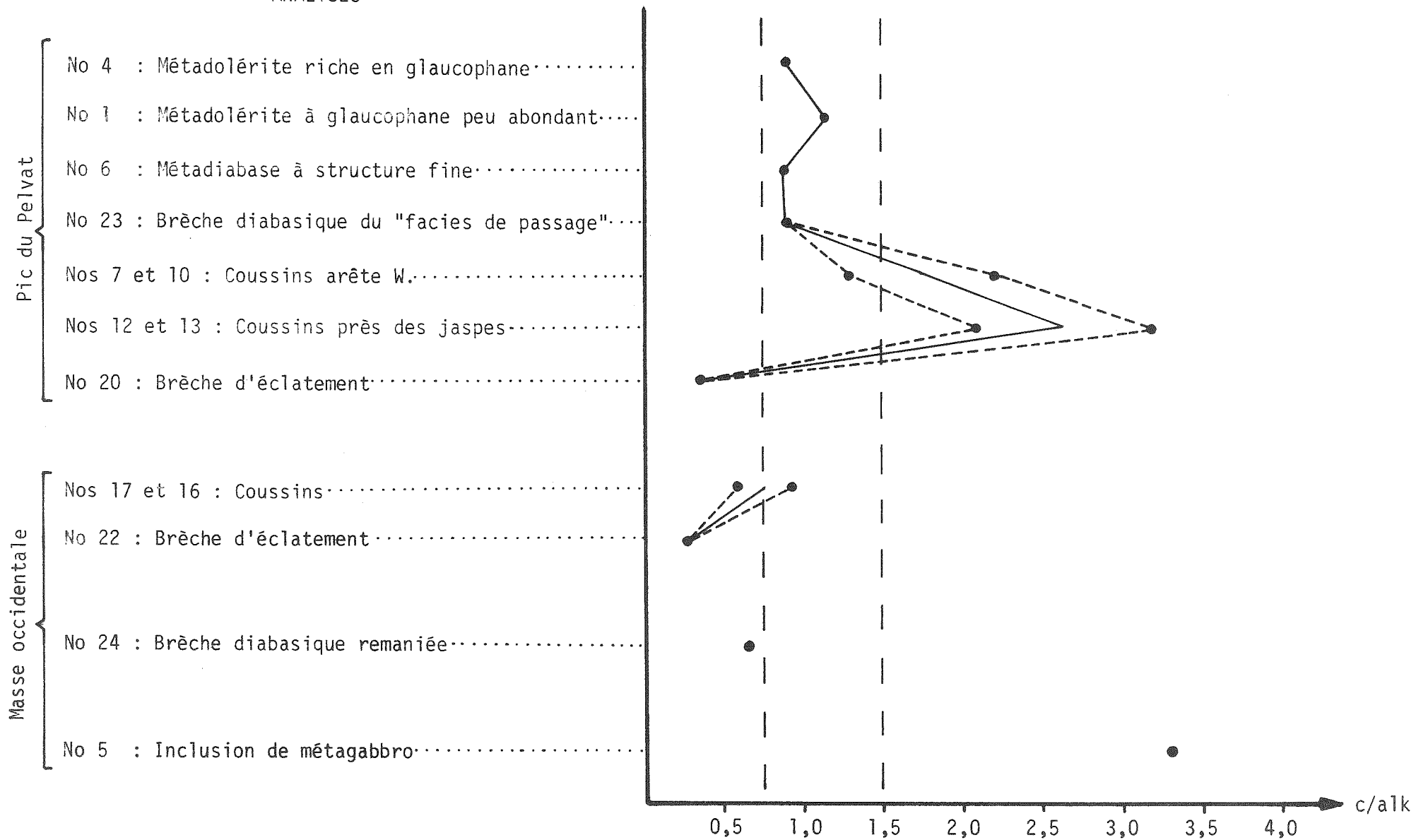
Dans notre travail, nous avons tenté d'associer les considérations purement chimiques avec les arguments découlant de l'observation des structures, microscopiques et macroscopiques, et du contexte stratigraphique et paléogéographique. La figure 25 rend compte des variations de la tendance spilitique, exprimée par le rapport c/alk, dans les différentes formations diabasiques et gabbroïques rencontrées. Les termes extrêmes de variation de ce rapport, dans la séquence volcanique du Pic du Pelvat, nous semblent apporter certaines indications quant à l'origine du phénomène de spilitisation ayant affecté les ophiolites de la Haute-Ubaye.

Une première constatation importante est que la composition spilitique de certaines diabases du massif des deux Pelvats n'est pas nécessairement liée aux laves en coussins. En effet, si les coussins analysés ne montrent pas tous une composition spilitique, tous les spécimens doléritiques, par contre, présentent une tendance spilitique plus ou moins prononcée (fig. 25).

Par ailleurs, il nous faut admettre, pour certaines ophiolites (dolérites du massif des deux Pelvats, coussins de la masse occidentale), un enrichissement considérable (réel ou

Fig. 25 : Le rapport c/alk dans les différentes roches diabasiques et gabbroïques de la Haute - Ubaye.

ANALYSES



relatif) en Na par rapport à la teneur en cet élément dans les basaltes océaniques (voir analyses moyennes dans ENGEL, ENGEL et HAVENS, 1965). Dans le cas des coussins, cet enrichissement ne peut provenir d'une erreur d'échantillonnage, les coussins, avec leur matrice, ayant été homogénéisés avant d'être amenés à une fraction réduite.

Quelles ont pu être les causes de cet enrichissement en Na?

La théorie de l'origine essentiellement primaire (magma spilitique) ne semble pas pouvoir s'appliquer aux spilites de la Haute-Ubaye. En effet, les observations suivantes vont à l'encontre de cette hypothèse :

- Répartition très capricieuse des termes spilitiques et non spilitiques dans la séquence volcano-hypabyssale du massif des deux Pelvats (fig. 25).

- Absence, pour les coussins non spilitiques, d'équivalents hypabyssaux, toutes les dolérites possédant une tendance spilitique plus ou moins prononcée.

- Les coussins non spilitiques, à teneurs plus élevées en chaux (pourcentage compris entre 7,15 et 7,54) et plus basses en alcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (pourcentage compris entre 2,70 et 3,82), montrent, par places, une moucheture formée de minéraux calciques (calcite ou lawsonite) dont le développement est postérieur à la consolidation de la lave (la structure diabasique intersertale, soulignée par les granules de sphène-leucoxène se poursuit, inchangée, à travers la moucheture; voir p. 113).

Il semble donc que d'importants échanges chimiques portant sur les teneurs en soude et en chaux, et probablement aussi sur d'autres éléments (Si, Al et Fe), aient eu lieu après la cristallisation de ces diabases.

Dans le tableau No VI, nous présentons une comparaison entre nos diabases et dolérites et des basaltes et une spilite océanique. Les roches spilitiques du type 2) (domaine à tendance spilitique nette) présentent de grandes analogies chimiques avec les spilites de la "Carlsberg Ridge". On pourrait donc envisager, pour l'une et l'autre de ces spilites, des conditions de formation semblables, c'est-à-dire l'action d'un métamorphisme de faible intensité affectant des roches entièrement refroidies. Cann (1969) pense à des températures voisines de 200° à 250° C pour une profondeur de 1,5 à 2 km, conditions qui se trouvent réalisées près des crêtes médio-océaniques où le flux thermique peut atteindre des valeurs six fois plus grandes que la normale.

Il semble qu'un tel métamorphisme doit se distinguer nettement d'un métamorphisme régional typique. L'énergie de nucléation pour des transformations statiques est de 4 à 30 fois plus grande que lors de réactions accompagnées de "shear stress" (DACHILLE and ROY, 1964). Lors de ce métamorphisme "spilitique", le "shear stress" était beaucoup plus faible que lors d'un métamor-

Tableau No VI : Comparaison entre quelques basaltes et spilites récentes et les ophiolites de la Haute-Ubaye.

	G	1	2	3	Sp	Bt	Ba
	Gabbro (masse occi- dentale)	Dolérites & diabases non ou fai- blement spilitiques	Dolérites & diabases spilitiques	Diabases spilitiques- kératophy- riques	Spilite ré- cente ("Carlsberg Ridge")	Basaltes tholéitiques océaniques	Basaltes alcalins océaniques
SiO ₂	51,20	48,80	50,30	52,60	50,52	49,34	47,41
Al ₂ O ₃	14,41	15,85	15,26	15,96	14,59	17,04	18,02
Fe ₂ O ₃	2,03	4,03	2,80	9,13	1,61	1,99	4,17
FeO	2,79	4,39	6,71	1,71	7,74	6,82	5,80
MnO	0,12	0,23	0,15	0,30	0,26	0,17	0,16
MgO	9,86	7,15	7,48	3,75	7,90	7,19	4,79
CaO	10,24	7,34	5,26	3,20	6,89	11,72	8,65
Na ₂ O	2,61	3,28	5,08	6,56	5,20	2,73	3,99
K ₂ O	1,23	0,17	0,21	1,20	0,04	0,16	1,66
TiO ₂	0,33	1,96	1,78	1,49	1,86	1,49	2,87
P ₂ O ₅	0,05	0,25	0,31	0,18	0,05	0,16	0,92
H ₂ O ⁺	} 4,26	5,59	3,85	3,22	3,26	0,69	0,79
H ₂ O ⁻		(0,14)	(0,09)	(0,18)	0,23	0,58	0,61
CO ₂	0,91	0,89	0,64	0,39	----	----	----
Totaux :	100,02	99,93	99,83	99,69	100,15	100,08	99,84

phisme régional typique. La préservation des structures et des textures originelles, l'absence de foliation dans maintes roches spilîtiques qui n'ont pas été affectées par un métamorphisme régional ultérieur en font preuve. Il s'ensuit que, dans le métamorphisme dit "spilîtique", les phénomènes de diffusion sont prépondérants alors que dans le métamorphisme régional accompagné de "shear stress", les transformations s'opèrent d'une manière relativement plus isochimique.

En prenant en considération l'hypothèse d'une roche originelle à composition basaltique pour les spilites du type 2 (domaine à tendance spilîtique nette), les échanges chimiques qui se seraient produits auraient eu pour effets les variations relatives suivantes de teneurs en différents éléments :

- appauvrissement en CaO (de 3,5 à 7%) et en Al_2O_3 (de 1,5 à 3%);
- gain en H_2O (de 3 à 4%) et enrichissement en Na_2O (de 1 à 2,5%).
- enrichissements mineurs et hypothétiques en SiO_2 et Fe total.

A noter que les valeurs données ci-dessus représentent des enrichissements et des appauvrissements relatifs et non réels. En effet, un élément donné pourrait se trouver enrichi ou appauvri à la suite de pertes ou de gains d'autres éléments, et sans qu'il y ait eu transport (apport ou départ) de l'élément considéré.

La colonne 1 du tableau No VI définit soit un ensemble de roches n'ayant pas subi d'évolution spilîtique, ce qui semble peu vraisemblable, soit se trouvant dans un stade intermédiaire de spilîtisation entre le basalte originel et les spilites dont la moyenne des analyses figure dans la colonne 2 du tableau No VI.

Des spilites océaniques récentes, correspondant à celles de la colonne 3 du tableau No VI, n'ont jamais été signalées. Il est fort possible que ces roches ont subi une même évolution spilîtique-métamorphique que celles rassemblées dans la colonne 2. Il nous paraît toutefois vraisemblable que la roche originelle ne possédait pas forcément une composition basaltique, mais présentait peut-être un chimisme plus acide.

Une comparaison entre les analyses des roches diabasiques et doléritiques et du gabbro provenant de la brèche remaniée de la masse occidentale (colonne G du tableau No VI) laisse apparaître de très grandes différences entre ces deux types de roches, à savoir, pour le gabbro : teneurs plus élevées en MgO et CaO ; teneurs beaucoup plus faibles en TiO_2 , Fe total, P_2O_5 , Na_2O . Ceci nous incite à penser que ce gabbro ne constitue probablement pas l'équivalent plutonique direct des roches volcaniques. En effet, il est difficilement imaginable qu'une teneur en TiO_2 cinq fois plus élevée dans les dolérites et diabases soit due uniquement au mode différent de consolidation.

Par contre, le chimisme de ce gabbro est assez semblable à celui de certains gabbros métamorphiques affleurant au Piz Platta (Oberhalbstein, Grisons; DIETRICH, 1969) et dans les massifs d'Ala et de Chiavrie (Alpes piémontaises; NICOLAS, 1966).

Nicolas décrit des contacts normaux entre gabbros et serpentinites avec un passage rapide, mais progressif, entre les deux types de roches par l'intermédiaire d'un niveau pyroxénitique.

Dans notre région, les gabbros, très rares, ne sont jamais associés aux serpentinites. Nous avons donc renoncé à voir entre nos gabbros, à structure hypidiomorphe grenue à pegmatoïde, un lien de parenté avec nos dolérites, hypothèse que semblent confirmer les très grandes différences chimiques et minéralogiques constatées entre ces deux types de roches.

c) Ophiolites à chimisme syénitique - albititique.

Le chimisme des roches rassemblées dans ce groupe est proche de celui d'une albite. Le calcul normatif nous indique que les teneurs en albite varient entre 79 et 85 %. Certaines variations de composition chimique ont, d'autre part, été constatées : certains échantillons se sont révélés légèrement sous-saturés (présence d'analcime et d'acmite normatifs), alors que d'autres contiennent, au contraire, un léger excès de silice (quartz normatif).

A titre indicatif, nous avons calculé les catanormes standards selon la méthode de Niggli (BURRI, 1964) pour les deux échantillons analysés.

Catanormes.

Analyse No 26 :

Orthose	0,5	} ou {	Albite 84,5 Néphéline 3,3
Albite	79,0		
Analcime	8,8		
Acmite	5,3		
Hedenbergite	4,6		
Forstérite	0,6		
Sphène	0,6		
Apatite	0,1		
(Calcite)	0,4)		

Analyse No 27 :

Quartz	4,7
Albite	83,0
Anorthite	2,3
Cordiérite	6,8
Hypersthène	0,4
Rutile	0,3
Magnétite	1,8
Hématite	0,3
Apatite	0,1
(Calcite)	0,2)

Le chimisme de ces roches est comparable à celui de la "syénite" de la Replatte du Gondran (PUSZTASZERI, 1969). Cette dernière n'ayant subi qu'un métamorphisme de très faible intensité, on pourrait donc en déduire que le métamorphisme régional dans le faciès "schiste bleu" n'a pas été accompagné, dans ce cas, de migrations importantes d'éléments (voir p.195).

2. GRANDS TRAITS PALEOGEOGRAPHIQUES.

L'étude du volcanisme ophiolitique de la Haute-Ubaye nous a permis de mettre en évidence une séquence volcano-sédimentaire caractéristique (voir les conclusions de la première partie, p.57-59). D'une manière plus générale, celle-ci se retrouve en de nombreux affleurements ophiolitiques de la zone piémontaise, en particulier dans la région comprise entre le col du Mont-genèvre et la Haute-Ubaye (par exemple Tête de Pelvas, Pic de la Lauze, Montagne de Ruine, crête de l'Eychassier, Lac Blanchet - Tête des Toillies, Pic Marcel et col sud de Cristillan - Roche Noire).

Quelles furent la morphologie et le mode de formation d'un appareil volcanique du type "massif des deux Pelvats"?

Le profil reconstitué de la figure 26 implique l'existence de différents stades dans l'élaboration d'un tel volcan :

1) Ouverture d'une fissure, probablement linéaire, dans un soubassement dont la nature sera discutée ultérieurement.

2) Epanchement de lave avec, au contact de l'eau de mer, formation d'une carapace de brèches d'éclatement de coussins.

3) Elargissement de la fissure originelle. Une partie du pyromagma se refroidit plus lentement, protégée par la carapace de brèches d'éclatement. Lorsque la pression exercée par le pyromagma est suffisamment élevée, ce dernier est injecté dans la couverture de brèches d'éclatement où il forme de petits dykes et sills avant de s'épancher à sa surface en une épaisse série de laves en coussins. La partie sommitale de cette coulée est formée de coussins bréchiques et de brèches d'éclatement.

4) La pression du pyromagma étant devenue insuffisante pour percer l'ensemble ainsi élaboré, il se fige alors, dans la fissure élargie, en une masse épaisse de dolérites.

5) Fin de l'activité volcanique.

Le dépôt des boues à radiolaires est postérieur ou plus ou moins contemporain de l'activité volcanique.

Le soubassement originel de cet appareil volcanique n'a jamais pu être observé sur le terrain. Deux hypothèses surtout nous paraissent pouvoir être envisagées :

- soubassement formé par les calcschistes de la fosse piémontaise;
- soubassement constitué par des roches ophiolitiques.

La première hypothèse impliquerait une liaison stratigraphique entre le complexe volcanique et les calcschistes. Ces derniers seraient alors, au moins en partie, antérieurs au Jurassique supérieur (des arguments indirects conduisant, en effet,

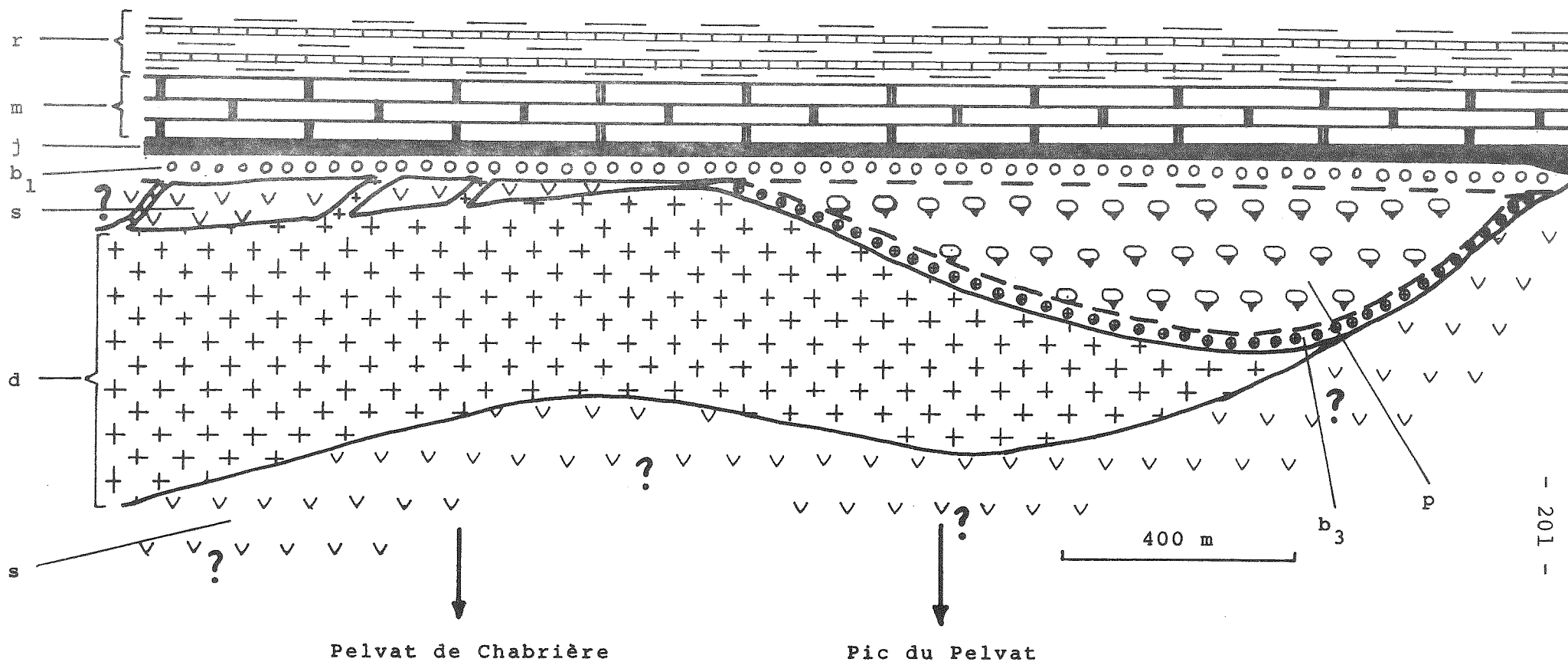


Fig. 26 : Reconstitution du profil à travers l'appareil volcanique du "Massif des deux Pelvats" avant que l'ensemble ne soit renversé.

r "formation de la Replatte"
 m calcaires marmoréens
 j jaspes
 b₁ brèche d'éclatement de coussins

b₃ brèche du "faciès de passage"
 p laves en coussins
 d dolérites
 s serpentinites

à envisager un âge Jurassique supérieur - Crétacé inférieur pour la séquence volcano-sédimentaire ophiolitique; voir p. 58).

Toutefois, la position en "faux synclinal" (série renversée) d'une grande partie des ophiolites et de leurs sédiments associés (jaspes, calcaires marmoréens et "formation de la Replatte") semble permettre d'écarter cette hypothèse puisqu'il faudrait alors que la majeure partie des calcschistes piémontais soient plus jeunes que le Crétacé inférieur, ce qui semble difficilement imaginable. Une séparation tectonique majeure entre ophiolites - sédiments associés et calcschistes piémontais, nous semble donc plus plausible.

Dans ce cas, la deuxième hypothèse (soubassement de nature ophiolitique) est très probable. Les ophiolites, avec leurs sédiments associés, formeraient alors une "nappe ophiolitique" dont les rapports exacts avec les calcschistes piémontais restent encore à définir.

Quelles étaient alors les relations entre formations diabasiques et masses ultrabasiques?

Plusieurs arguments indiquent que ces deux membres de la trilogie de Steinmann (1927) présentaient des liens primitifs établis avant la phase principale de tectogenèse alpine.

Ces arguments sont les suivants :

- Présence de matériaux d'origine ultrabasique indubitable (galets ophicalcitiques contenant des grains de picotite) dans la brèche remaniée dont la formation a suivi l'épanchement des diabases en coussins de la masse occidentale (voir p. 141).

- Association des serpentinites à certains niveaux sédimentaires (marbres en dalles et "formation de la Replatte") avec formation d'ophicalcites; cela implique un mélange intime de matériaux ultrabasiques et de carbonate d'origine, au moins en partie, sédimentaire (voir p. 164 et 165).

- Intercalation d'une bande de serpentinite et d'ophicalcite entre les brèches d'éclatement et la dolérite du Pelvat de Chabrière (voir p. 162 et 38). Il est fort possible que la position actuelle de cet horizon résulte de migrations d'origine tectonique. L'examen de la figure 26 nous permet aussi d'envisager que l'on est en présence d'un témoin d'une roche ultrabasique (serpentinisée?) formant le fond océanique.

Un fait apparaît comme certain : les serpentinites proviennent du même domaine paléogéographique que les roches volcaniques diabasiques.

En raison des conditions dans lesquelles les serpentinites de la Haute-Ubaye affleurent, il serait téméraire de vouloir préciser leur mode de mise en place. Les constatations suivantes nous semblent toutefois importantes :

- Un passage des formations diabasiques aux roches ultrabasiques n'existe pas en Haute-Ubaye. Par contre, il est possible que les dolérites aient recoupé la masse ultrabasique formant (pro parte?) le soubassement de l'appareil volcanique.

- Faisant suite (et probablement aussi simultanément) à l'activité volcanique, certains mouvements tectoniques engendrent des écroulements d'escarpements sous-marins avec formation de brèches polygéniques. Lors de cette phase de tectonique "océanique", le jeu des failles a pu faire apparaître, non seulement des formations diabasiques, mais aussi des roches d'origine profonde, tels les gabbros et les ultrabasites. En effet, il n'est pas exclu que, lors de cette phase "océanique", les ultrabasites aient poursuivi leur ascension en suivant certains plans de fractures. On arrive ainsi à la notion de mise en place sous forme d'"intrusions" tectoniques à l'état solide (HIES-SLEITNER, 1952). La genèse de certaines formations ophiolitiques pourrait être liée à une telle phase de mise en place, les roches ultrabasiques étant alors, très probablement, déjà en grande partie serpentinisée.

- Deux des trois membres de la trilogie de Steinmann sont très largement représentés en Haute-Ubaye. Il s'agit des diabases et des serpentinites. Les gabbros n'apparaissent, en effet, que très rarement. Il est possible que ces derniers aient été originellement associés aux roches ultrabasiques en profondeur; mais, tandis que ces dernières ont migré vers le haut, vu leurs propriétés mécaniques différentes, les gabbros seraient restés à leur place pendant les mouvements tectoniques "océaniques".

- C'est probablement lors de tels mouvements qu'une partie des inclusions variées que nous avons décrites (voir p. 171 - 185) ont été associées tectoniquement à la serpentinite (VUAGNAT, 1963). Les enclaves d'albitites semblent, par contre, représenter les témoins de filons peu épais injectés dans la roche ultrabasique.

- Bien entendu, la tectonique alpine, postérieure à ces mouvements embryonnaires, a eu pour effet d'effacer, dans une grande mesure, les relations originelles entre les trois membres de la trilogie ophiolitique. Il est donc vraisemblable que la position actuelle des serpentinites ait été déterminée avant tout par les migrations tectoniques qui se sont produites au cours de l'orogénèse alpine (LEMOINE, 1962).

3. LES EFFETS DU METAMORPHISME ALPIN SUR LES OPHIOLITES DE LA HAUTE-UBAYE.

L'étude pétrographique nous a révélé que les ophiolites de la Haute-Ubaye ont été affectées par un métamorphisme complexe, caractérisé par les paragenèses variées suivantes :

A. Paragenèses "schiste bleu" à pyroxène sodique.

1. Roches de composition basique (y compris les spilites) :
pyroxène sodique aegyrinique, lawsonite, albite, chlorite, sphène-leucoxène, $\pm$ pumpellyite, $\pm$ crossite, $\pm$ séricite phengitique, $\pm$ épidote, $\pm$ aragonite (? ultérieurement transformée en calcite), $\pm$ hématite.
2. Serpentinites :
développement modéré d'antigorite.
3. Ophicalcites :
aragonite (? ultérieurement transformée en calcite), chlorite, trémolite, pyroxène sodique aegyrinique.
4. Roches métagénétiques (rodingitiques) :
lawsonite, pumpellyite, diopside, chlorite.
5. Méta-albitites :
jadéite, pyroxène sodique aegyrinique, albite, $\pm$ lawsonite, $\pm$ pumpellyite, $\pm$ quartz, $\pm$ chlorite, $\pm$ analcime.
6. Jaspes :
quartz, pyroxène sodique aegyrinique, chlorite, séricite phengitique, hématite, sphène-leucoxène, $\pm$ épidote, $\pm$ stilpnomélane, $\pm$ lawsonite, (carpholite dans schiste quartzique, voir p.183).

B. Paragenèses "schiste bleu" à amphibole sodique.

1. Roches de composition basique (y compris les spilites) :
glaucophane II (voir p. 76), lawsonite, pumpellyite, albite, chlorite, sphène-leucoxène, $\pm$ actinote, $\pm$ épidote, $\pm$ stilpnomélane, $\pm$ séricite phengitique, $\pm$ aragonite (? ultérieurement transformée en calcite).
2. Serpentinites :
développement modéré d'antigorite.
3. Ophicalcites :
aragonite (? ultérieurement transformée en calcite), chlorite, osannite, stilpnomélane, $\pm$ actinote.

4. Roches métasomatiques (rodingitiques) :
trémolite-actinote, chlorite.
5. Méta-albitites :
glaucophane II, albite, stilpnomélane, $\pm$ crossite, $\pm$ lawsonite, $\pm$ chlorite.
6. Jaspes :
quartz, chlorite, séricite phengitique, hématite, sphène-leucoxène, épidote, stilpnomélane (carpholite entièrement séricitisée dans schiste quartzique, voir p. 183).

C. Paragénèses rétro-morphiques "schiste vert".

1. Roches de composition basique (y compris les spilites) :
albite, chlorite, actinote, sphène-leucoxène, $\pm$ épidote, $\pm$ séricite, $\pm$ calcite.
2. Serpentinites :
quelques veines de chrysotile γ , développement de talc-schistes.
3. Ophicalcites :
calcite, chlorite, $\pm$ actinote, $\pm$ talc.
4. Roches métasomatiques (rodingitiques) :
chloritisation intense.
5. Méta-albitites :
albite, chlorite, $\pm$ actinote, $\pm$ stilpnomélane.
6. Jaspes :
quartz, chlorite, séricite, hématite, sphène-leucoxène, $\pm$ épidote, $\pm$ stilpnomélane.

Quelles ont été les conditions physico-chimiques ayant engendré les paragénèses mentionnées ci-dessus?

Dans la figure 27, nous avons réuni certaines données, expérimentales et théoriques, concernant la stabilité des principaux minéraux de métamorphisme que nous avons reconnus dans les ophiolites de la Haute-Ubaye.

Le lecteur trouvera de plus amples informations traitant les conditions de formation des minéraux rencontrés dans les articles suivants :

1. Amphibole bleue : Borg (1967), Coleman and Papike (1968), Ernst (1960, 1961, 1962, 1963 et 1968), Miyashiro (1957), Schürmann (1956).
2. Pyroxènes sodiques : Adams (1953), Birch and LeComte (1960), Boetcher and Wyllie (1968 et 1969), Coleman and Clark (1968), Essene and Fyfe (1967), Hlabse and Kleppa (1968), Kerrick and Cotton (1970 et 1971), Newton and Kennedy (1963), Newton and Smith (1967), Robertson et al. (1957), Wikström (1970).

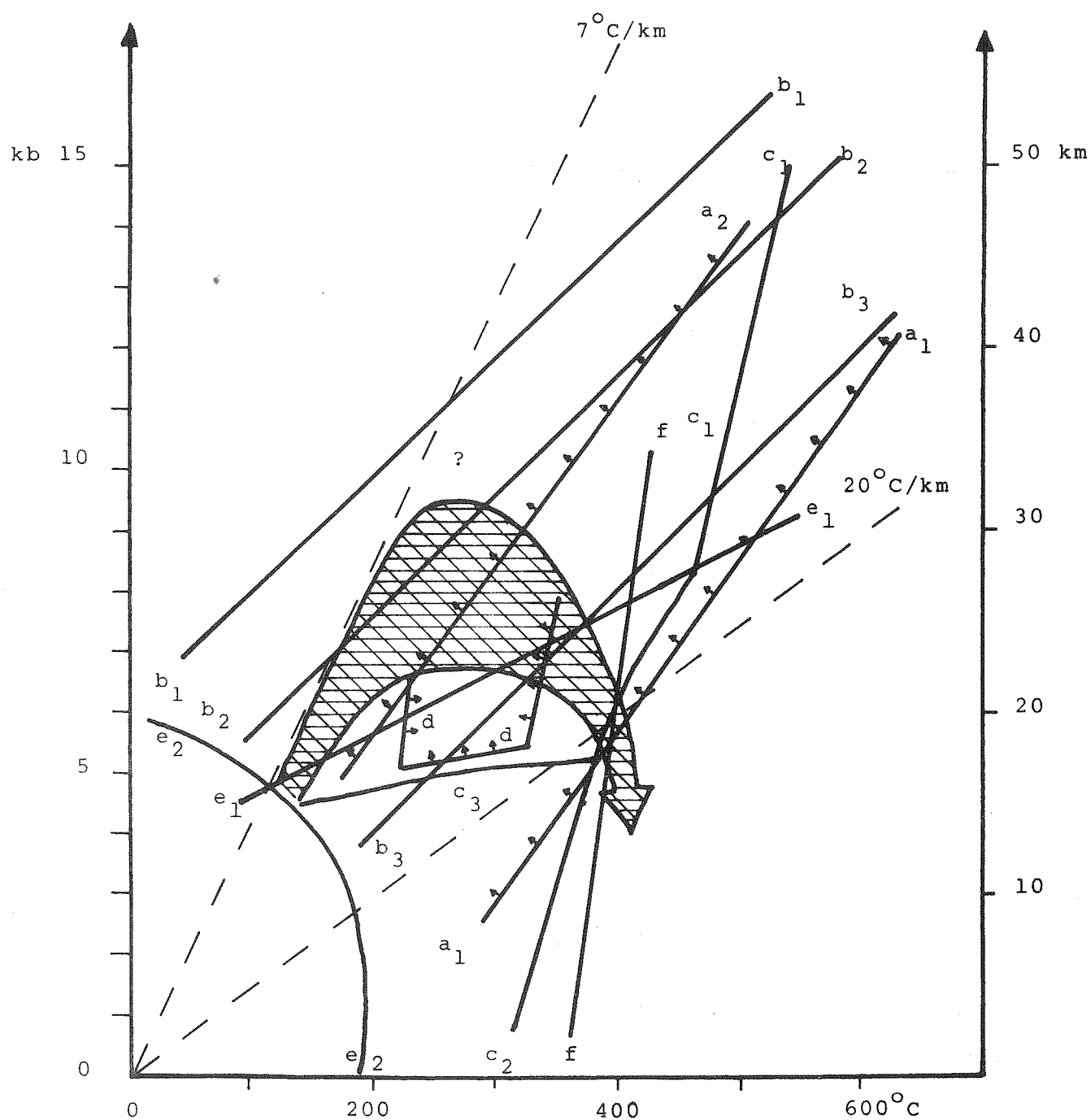


Fig.27 : Lignes de stabilité concernant quelques minéraux importants des paragenèses observées et indication d'un champ P-T (hypothétique) du métamorphisme alpin en Haute-Ubaye (zone hachurée).

3. Lawsonite : Chatterjee (1970), Coombs (1960), Crawford (1965), Liou (1969), Newton and Kennedy (1963), Nitsch (1968, 1971 et 1972), Pistorius et al. (1962).
4. Pumpellyite : Coombs (1953), Hawkins (1967), Hinrichsen and Schürmann (1968), Velde et Kornprobst (1969).
5. Minéraux du groupe de l'épidote : Christie (1962), Ehlers (1953), Merrin (1962), Myer (1966), Newton (1965 et 1966), Strens (1965 et 1966).
6. Mica blanc : Caillère et Michard (1962), Ernst (1963), Eugster and Yoder (1955), Heinrich and Levinson (1955), Miyashiro (1962), Velde (1965 et 1967), Winkler (1965).
7. Stilpnomélane : Cogulu (1967), Van der Kaaden (1966), Hutton (1938 et 1956), Niggli et al. (1965), Vuagnat (1956).
8. Aragonite : Bischoff and Fyfe (1968), Boetcher and Wyllie (1967), Brown et al. (1962), Clark (1957), Coleman and Lee (1962), Crawford and Fyfe (1964), Jamieson (1953).
9. Analcime : Boetcher and Wyllie (1969), Campell and Fyfe (1965), Greenwood (1961), Liou (1971), Manghnani (1970), Newton and Kennedy (1968), Saha (1961), Wilkinson (1968).

Conditions de pressions et de températures.

Les paragenèses réalisées (qui apparaissent, dans certaines roches, dans trois stades successifs de métamorphisme) occupent un domaine assez large du champ P-T, comme l'indique la zone hachurée sur la figure 27.

Les paragenèses à pyroxène sodique et lawsonite se manifestent à des pressions très élevées (7-9,5 kb) et à des températures faibles à modérées (200° - 300° C).

Ces conditions correspondent assez bien à celles postulées par Ernst et Seki (1967) pour le métamorphisme franciscain.

Les paragenèses à amphibole bleue (surtout glaucophane) et lawsonite ou pumpellyite se caractérisent par des conditions de pression assez semblables aux précédentes, bien que probablement un peu inférieures (5,5 - 9 kb) et des températures légèrement supérieures (250° - 390° C).

La rétrogenèse, nettement postérieure, s'exprime par la disparition du glaucophane et de la lawsonite, ce qui nous indique un passage dans le faciès schiste vert. Comme les paragenèses observées appartiennent au sous-faciès à quartz-albite-muscovite-chlorite de Winkler (1967), cette phase a dû se produire à la suite d'une nette baisse de la pression (≤ 5 kb), la température ne se modifiant que très peu (360° - 440° C).

En suivant Winkler (1967), les trois faciès suivants ont donc été observés :

- Faciès à lawsonite - glaucophane - jadéite défini plus ou moins par les paragenèses à pyroxène sodique - lawsonite décrites précédemment.
- Faciès à lawsonite - albite comprenant une partie des paragenèses à amphibole bleue - lawsonite - pumpellyite.

La correspondance entre ces deux faciès de Winkler et certaines paragenèses réalisées dans les ophiolites de la Haute-Ubaye n'est que très approximative. Pour Winkler (1967), un passage du premier faciès, mentionné ci-dessus, au second exige une nette baisse de pression. En Haute-Ubaye, il nous semble toutefois que le passage des roches à pyroxène sodique - lawsonite à celles caractérisées par la présence de glaucophane - lawsonite - pumpellyite se fait avant tout à la suite d'une augmentation de température accompagnée d'une diminution peu marquée de pression. D'un gradient géothermique très faible ($7^{\circ} - 13^{\circ} \text{ C/km}$), on passerait à des gradients progressivement plus élevés ($13^{\circ} - 20^{\circ} \text{ C/km}$) avec disparition du pyroxène sodique.

- Faciès schiste vert. Relevons qu'il s'agit bien du faciès schiste vert typique et non pas du faciès schiste vert glaucophanitique qui est lui caractérisé par des pressions plus élevées ($> 6 \text{ kb}$).

Notons que Winkler dans sa nouvelle classification (1970) des roches métamorphiques propose d'abandonner le concept des faciès et sous-faciès métamorphiques.

En suivant cette classification, basée sur l'utilisation judicieuse de certains isogrades, nos roches métamorphiques à glaucophane ou pyroxène sodique et à lawsonite et/ou pumpellyite se placent dans la division "very-low-stage metamorphism". Les roches ayant subi une diaphorèse se traduisant par la disparition du pyroxène sodique, du glaucophane et de la lawsonite se classent dans la division "low-stage metamorphism".

Autres facteurs de metamorphisme.

- a) $P_{\text{H}_2\text{O}}$, P_{CO_2} , P_{O_2}

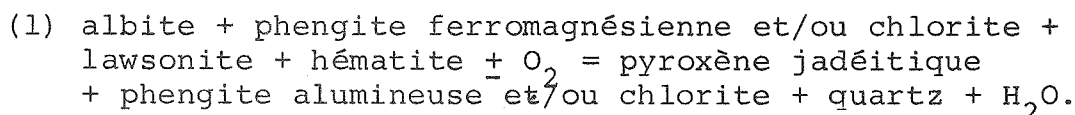
La présence de nombreux minéraux hydratés nous indique que les fluides (H_2O et CO_2) ont joué un grand rôle dans l'élaboration de ces paragenèses.

La présence de mica phengitique, associé à la chlorite, sous-entend l'existence de pression de fluides ($P_f \approx P_{H_2O}$) très élevées et des températures modérées pendant la recristallisation de la roche (ERNST, 1963).

Des températures peu élevées et une pression H_2O assez forte favorisent la cristallisation de la lawsonite (NEWTON and KENNEDY, 1963). Cette dernière ne peut cependant plus demeurer stable avec une phase fluide contenant plus de 3 % moléculaires de CO_2 (NITSCH, 1972). Une augmentation du rapport P_{CO_2}/P_{H_2O} pourrait donc expliquer, dans certains cas, la disparition ou l'absence complète de lawsonite dans plusieurs de nos spécimens.

D'après des recherches récentes (KERRICK et COTTON, 1971), il semble qu'un développement sporadique de pyroxène sodique pourrait résulter de variations du même rapport P_{CO_2}/P_{H_2O} de la phase fluide, sans qu'il y ait, pour autant, ni changement de composition chimique globale, ni variation des conditions P-T.

Une augmentation du rapport précité, à pression et température constantes, peut avantager la cristallisation d'un pyroxène sodique selon l'équation suivante :



Remarque concernant quelques abréviations :

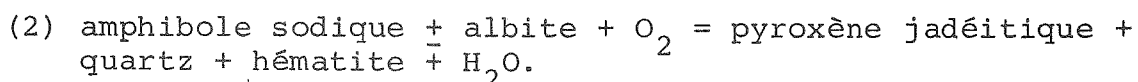
P_l = pression lithostatique; elle est due au poids de la colonne de roche allant d'une profondeur considérée à la surface.

P_s = pression solide; elle correspond à la pression exercée sur la phase solide d'une roche. Dans de nombreux cas, elle est supposée égale à la pression lithostatique; quelquefois, elle semble atteindre des valeurs plus élevées, celles-ci étant dues à l'influence de surpression de la phase fluide ou gazeuse ("internally created gas overpressure"; WINKLER, 1967).

P_f = pression des fluides; elle correspond à la pression exercée sur la phase fluide. Elle peut se composer de plusieurs pressions partielles. $P_f = P_{H_2O} + P_{CO_2} + P_{O_2}$

Toujours selon Kerrick et Cotton (1971), le rapport P_{O_2}/P_{H_2O} de la phase fluide serait déterminant pour la stabilité réciproque pyroxène sodique - amphibole sodique. La présence de glaucophane serait donc restreinte à des valeurs relativement basses du rapport P_{O_2}/P_{H_2O} , tandis que le pyroxène sodique jadéitique apparaîtrait dans un milieu riche en oxygène.

L'importance de la composition de la phase fluide apparaît clairement dans l'équation suivante :



Des équations (1) et (2), il ressort également qu'une diminution du rapport P_f/P_s favorise le développement d'un pyroxène jadéitique. Aux pressions totales très élevées du faciès "schiste bleu", la recristallisation semble, cependant, s'être effectuée à des conditions $P_f = P_s$. La valeur de ce rapport ne semble donc généralement pas devoir être prise en considération pour expliquer la cristallisation sporadique du pyroxène sodique jadéitique.

Les exemples donnés ci-dessus illustrent clairement que, non seulement l'abondance de la phase fluide, mais davantage encore sa composition, peuvent jouer un rôle de tout premier ordre dans la réalisation d'une paragenèse ou d'une autre. Les applications directes de cet état de fait au métamorphisme de la Haute-Ubaye seront exposées plus loin (voir p. 211).

Influence de la granulométrie et effets de nucléation.

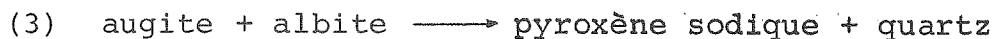
L'étude pétrographique des roches métadiabasiques de la Haute-Ubaye montre nettement que la taille des cristaux de la roche originelle détermine partiellement la microstructure métamorphique, le taux de recristallisation et même, dans certains cas, la nature de la paragenèse observée.

Les microstructures originelles des dolérites grossières sont généralement encore assez bien visibles; les roches à structures volcaniques très fines ont, par contre, entièrement recristallisé et présentent actuellement des structures métamorphiques lépido-à nématoblastiques.

Dans les dolérites grossières, le glaucophane apparaît en grands cristaux assez homogènes, sauf au contact avec l'augite où ils deviennent souvent plus ferrifères. Dans les diabases fines, par contre, ce minéral forme un enchevêtrement de cristaux menus, fréquemment de composition hétérogène (glaucophanique et actinotique).

Les roches à structures assez grossières renferment encore, dans la plupart des cas, une grande proportion de minéraux primaires sous forme de reliques; les roches à grain fin, quant à elles, se composent uniquement de minéraux métamorphiques.

Les phases existant avant une recristallisation peuvent constituer des germes de cristallisation pour les minéraux en voie de formation (BEARTH, 1967). Ce fait est très nettement démontré par la présence des auréoles de glaucophane qui entourent les cristaux de hornblende primaire, ou, plus rarement, d'augite. Il s'observe également par les relations entre l'augite et le pyroxène sodique jadéitique qui se forme, dans certains cas, par réaction entre l'augite et le plagioclase selon l'équation très simplifiée :



Donc si, dans la roche originelle, l'augite est présente sous forme de cristaux très fins, les centres de germination seront d'une part très abondants et, d'autre part, la surface de contact entre le feldspath et l'augite sera beaucoup plus grande, ce qui tend à favoriser un grand développement de pyroxène sodique.

C'est la raison pour laquelle les roches originelles à granulométrie fine présentent une recristallisation plus complète, avec minéraux de métamorphisme très abondants et de petite taille, tandis que les roches à grain primitivement plus grossier possèdent un taux de recristallisation nettement inférieur.

Il est bien entendu, qu'à basse température et pression élevée, les déformations mécaniques accroissent dans une large mesure le taux de réaction et de recristallisation (DACHILLE et ROY, 1964).

Ainsi, les effets conjugués de la granulométrie, de la nucléation et du stress peuvent donc avoir une influence considérable sur le mode et la structure d'une roche métamorphique. Une paragenèse pourrait, de ce fait, apparaître assez bien développée dans certains spécimens, alors que dans d'autres, de structures différentes à l'origine, on ne l'observera que sporadiquement.

Ayant passé en revue les principaux facteurs du métamorphisme de haute pression, qui a affecté les ophiolites de la Haute-Ubaye, se pose la question de l'importance relative de chacun d'eux.

Est-ce que les paragenèses à pyroxène sodique jadéitique - lawsonite d'une part et amphibole bleue - lawsonite et/ou pumellyite d'autre part représentent bien des faciès (ou sous-faciès) distincts, c'est-à-dire possédant chacun leur propre champ de stabilité dans le diagramme P-T? Théoriquement (voir fig. 27), une telle séparation semble très plausible.

L'étude microscopique des ophiolites de la Haute-Ubaye confirme d'ailleurs que certaines roches ont subi deux épisodes "schiste bleu" bien distincts :

- le premier caractérisé par la cristallisation d'un pyroxène jadéitique et de lawsonite;

- le second ayant vu le développement de l'amphibole bleue (surtout glaucophane II) et de la lawsonite.

La succession de ces deux épisodes s'observe nettement dans les inclusions méta-albititiques (voir p. 177-181) et, dans une moindre mesure, dans certaines métadolérites du Pic du Pelvat (voir p. 90).

Pour la genèse de ces roches, une évolution des conditions de pression et de température du métamorphisme, liée à une augmentation du gradient géothermique (7°C/km - 20°C/km), serait une explication possible.

Mais d'autre part, la présence de très grandes masses métadiabasiques à pyroxène sodique - lawsonite dépourvues d'amphibole bleue et qui n'auraient, par conséquent, jamais subi les effets de ce second stade de métamorphisme, met en cause l'importance d'une telle évolution des conditions de pressions et de température.

Il semble donc que d'autres facteurs ont joué un grand rôle dans la réalisation et la stabilité ultérieure de l'une ou de l'autre de ces deux paragenèses.

Les métadiabases à pyroxène sodique jadéitique, renferment généralement de l'hématite et sont, en outre, fréquemment associées aux jaspes riches en fer. La P_{O_2} de la phase fluide devait donc être assez élevée dans ce cas, ce qui favorise (voir équation (2), p. 210) le développement de pyroxène sodique.

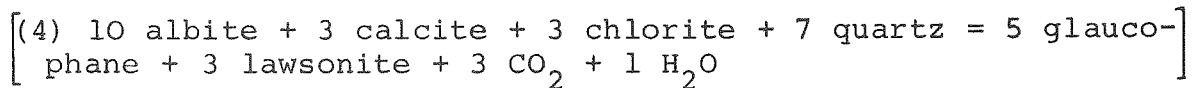
Lorsque les métadiabases et les métadolérites à glaucophane, par contre, ont recristallisé, les valeurs de P_{O_2} étaient nettement inférieures, comme le confirme la présence de pyrite et d'ilménite (EUGSTER & WONES, 1962). Il n'est donc pas étonnant que, dans ces roches, le pyroxène sodique soit d'une part rare et, d'autre part, très rapidement remplacé par une amphibole bleue, ou même qu'il ne se soit jamais développé dans de nombreux cas.

Ceci nous amène à la conclusion que, pour les roches de composition basaltique ou spilitique, la présence des paragenèses à pyroxène sodique - lawsonite ou à amphibole bleue - lawsonite (et/ou pumpellyite) est avant tout déterminée par la composition de la phase fluide (P_{O_2} surtout), et non pas liée à des conditions de pression totale et de température différentes.

Il nous reste à expliquer pourquoi les métadiabases de la brèche remaniée (voir p. 135) n'ont été affectées que très sporadiquement par une recristallisation dans le faciès "schiste bleu". En effet, certains échantillons, de composition albitochloritique, montrent encore des microstructures volcaniques parfaitement bien conservées. Là encore, il nous semble que la phase fluide a joué un rôle particulièrement important. La P_{CO_2} devait être trop élevée pour permettre à la lawsonite de se développer en tous points (en effet, nous ne l'avons observée qu'au centre du plus gros banc de brèche remaniée).

D'autre part, les teneurs en CaO de cette brèche (voir analyse chimique No 24) sont trop basses (2,17 %) pour permettre un développement considérable de minéraux calciques.

Comme la pression des fluides était très importante ($P_f > P_s$) dans cette formation d'origine sédimentaire, la cristallisation de pyroxène sodique n'était pas possible (voir équation (1), p. 209). De l'équation (4) il ressort également



que la paragenèse albito-chloritique est nettement favorisée par des P_{CO_2} et $P_{\text{H}_2\text{O}}$ très élevées.

En conclusion, l'étude microscopique des diverses paragenèses observées nous montre que :

1) Les ophiolites de la Haute-Ubaye ont été affectées par une phase de métamorphisme appartenant au faciès "schiste bleu" à pyroxène jadéitique, amphibole bleue, lawsonite et/ou pumpellyite, phase caractérisée par des pressions élevées (5,5 - 9,5 kb ?) et des températures modérées (200° C - 390° C).

2) Lors de cette phase, une certaine évolution des conditions de pression et de température s'est produite, exprimée par la croissance du gradient géothermique (7° C/km - 13° C/km - 20° C/km).

3) Dans certaines roches (méta-albitites, ophicalcites et métadolérites pro parte), une telle évolution a donné naissance à deux épisodes métamorphiques; le premier caractérisé par l'association pyroxène sodique jadéitique - lawsonite, le deuxième défini par l'assemblage amphibole bleue - lawsonite et/ou pumpellyite.

Cependant, dans la majorité des roches (métadiabases et métadolérites), la succession de ces deux paragenèses ne s'est pas réalisée, l'influence d'autres facteurs (tels surtout l'abondance et la composition de la phase fluide) ayant prévalu.

L'hypothèse de la présence de deux faciès (ou sous-faciès) bien distincts ne nous semble donc pas entièrement justifiée.

4) La phase "schiste bleu" a été suivie par une phase de rétro-morphose dans le faciès schiste vert (sous-faciès à quartz-albite-muscovite-chlorite de WINKLER, 1965). Cette rétro-morphose n'est pas généralisée; elle affecte, avant tout, les roches présentant des indices de déformations tectoniques importantes.

Remarques touchant au problème du métamorphisme de haute pression :

Les données expérimentales (voir fig. 27) indiquent, pour un tel métamorphisme, des pressions comprises entre 5,5 et 9,5

kb, ce qui correspond à un enfouissement de l'ordre de 18 à 32 km.

Dans la région qui nous intéresse, il nous semble difficilement concevable qu'un tel enfouissement ait pu se réaliser, même en invoquant le concept d'un "géosynclinal de nappe". Dans ce domaine de l'arc alpin, la surcharge a, en effet, été créée par l'empilement des "nappes" suivantes : Nappe du flysch à Helminthoïdes, Nappe des schistes lustrés pro parte, Nappe(s) hypothétique(s) du socle, ce qui n'est pas suffisant pour produire un tel enfouissement.

Si l'on admet que les valeurs expérimentales sont bien applicables aux phénomènes géologiques, d'autres facteurs doivent être invoqués pour expliquer les paragenèses de haute pression observées. Ainsi, l'importance qu'il faut donner aux surpressions tectoniques varie considérablement selon les auteurs (de 1 à 5 kb).

Par ailleurs, en adoptant les valeurs de surpressions tectoniques proposées par De Rover (3 kb; 1967), Coleman & Lee (4 kb; 1962) et Rutland (5 kb; 1965), nos pressions lithostatiques, fortement réduites, oscilleront entre 2,5 et 4,5 kb.

L'hypothèse d'un métamorphisme de type faciès "schiste bleu" à pression lithostatiques (P_1) et surpressions tectoniques ("tectonic overpressure") élevées pourrait donc être faite pour rendre compte des paragenèses observées en Haute-Ubaye.

D'autre part, il n'est pas exclu que la pression de fluide (P_f) ait pu atteindre des valeurs plus élevées que la pression lithostatique ($P_f > P_1$) créant ainsi une certaine surpression de la phase fluide ("internally created gas overpressure"; WINKLER, 1967).

Mentionnons encore que Rutland (1965) propose une autre alternative à l'explication du développement de ces paragenèses de haute pression, en introduisant l'hypothèse d'une croissance métastable pour ces derniers.

Age des ophiolites de la Haute-Ubaye et relations chronologiques entre les diverses phases tectoniques et métamorphiques observées.

Des arguments indirects (comparaisons avec les ensembles ophiolitiques des Grisons et de l'Apennin ligure) nous ont conduits à présumer un âge jurassique supérieur à crétacé inférieur pour les formations ophiolitiques de la Haute-Ubaye (voir p. 58).

Pendant et après cette phase d'activité volcanique, certains mouvements tectoniques se sont manifestés; ils sont responsables de la formation de brèches sous-marines. Il est possible que le métamorphisme dit spilitique se soit produit à la même époque (voir p. 195), transformant les dolérites et les basaltes

en spilites. Les conditions physico-chimiques ayant engendré ce métamorphisme de caractère métasomatique auraient été semblables à celles actuellement réalisées près des crêtes médio-océaniques (CANN, 1969 et 1970).

Dans ce secteur des Alpes, l'orogénèse alpine a débuté au Crétacé supérieur par certaines phases préliminaires. En sont les témoins, par exemple :

- la formation des brèches chaotiques visibles à la base d'un Crétacé supérieur discordant en Vanoise (ELLENBERGER, 1958) et dans la zone d'Acceglio (LEMOINE, 1961; LE GUERNIC, 1966);

- les plissements de type Dévoluy qui se sont produits, entre la région du Parpaillon et le Pelvoux, au cours du Séno-nien (KERKHOVE, 1969).

L'orogénèse alpine, qui s'est achevée au début du Pliocène (chevauchement de Digne), se traduit probablement encore aujourd'hui par certains réajustements tardifs (par exemple : mouvements épirogéniques en bordure du bloc provençal).

Dans les zones internes de ce secteur des Alpes franco-italiennes, la tectogénèse majeure a eu lieu dans un intervalle de temps court qui demeure encore assez mal défini.

Trois phases principales caractérisent cette période orogénique :

1) Formation de nappes avec charriage de ces dernières vers l'ouest.

Aucun vestige structurologique de cette phase importante n'a pu être décelé dans notre région. Ellenberger (1958) la situe à l'Oligocène tout à fait inférieur, alors que Michard (1967) lui donne un âge priabonien.

La grande majorité des auteurs admet que le métamorphisme est généralement postérieur ou, en partie, contemporain de la tectonique d'écoulement des nappes vers l'ouest (BEARTH, 1967; CHATTERJEE, 1962; ELLENBERGER, 1958; MICARD, 1967; NICOLAS, 1966; NIGGLI, 1960).

Dans les ophiolites métamorphiques de la Haute-Ubaye, on remarque les indices d'une activité tectonique ayant précédé le développement du faciès "schiste bleu". Relevons que les minéraux appartenant à ce faciès ne montrent généralement aucune orientation privilégiée, à l'exception du glaucophane et de l'actinote qui peuvent toutefois présenter une certaine orientation très mal définie.

Il semble donc que notre phase "schiste bleu" ait accompagné et surtout immédiatement suivi la mise en place des nappes.

2) Serrage transversal de l'édifice de nappes.

Les plis, d'axe orientés N. 35° - 40° E., observés dans le massif des deux Pelvats, témoignent de l'existence de cette phase caractérisée par des directions d'axes habituellement

orientés E.-W. mais qui, dans notre région, apparaissent incurvées vers le S.-W.. Michard (1967) attribue un âge mésopriabonien à ces mouvements.

Le métamorphisme rétrograde de type faciès "schiste vert" est contemporain de ce serrage transversal. Recoupant et épigénisant les minéraux de la phase "schiste bleu", les paragenèses "schiste vert" se sont développées d'une manière syncinématique et, en partie, postcinématique. Cette phase de diaphtorèse, peu évidente dans les parties externes de la zone piémontaise, apparaît, par contre, d'une façon très nette dans les parties internes de cette zone (MICHARD, 1967).

3) Rétrocharriage.

Cette phase se marque très nettement dans la région considérée. Elle a eu pour effet de "paralléliser" les calcschistes en un ensemble apparemment isoclinal, de direction N. 20° - 60° W. et plongeant de 35° - 45° vers le S.-W.

A titre indicatif, mentionnons qu'en Ligurie la fin des mouvements de rétrocharriage est datée par des dépôts post-tectoniques du Sannoisien supérieur (LANTEAUME et al., 1960-1963).

Les recristallisations liées à cette phase de rétrocharriage ne sont que modestes (albite, chlorite et calcite).

Ultérieurement à ces trois phases principales, certains mouvements orogéniques tardifs s'expriment, dans les ophiolites de la masse occidentale, par des failles de direction N. 20° - 65° E.

B I B L I O G R A P H I E

BSMP = Bulletin suisse de minéralogie et de pétrographie.

C.R. SPHN Genève = Compte rendu des séances de la société de physique et d'histoire naturelle de Genève.

- ADAMS, L.H. (1953): A note on the stability of jadeite. Amer. J. Sc. 251, 299-308.
- ALBEE, A.L. (1962): Relationship between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. Amer. Mineral. 47, 851-870.
- AMSTUTZ, G.C. (1968): Les laves spilithiques et leur gîtes minéraux. Geol. Rundschau 57, 936-954.
- AUBOUIN, J. (1960): Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'Arc alpin. Bull. Soc. géol. France (7) 2, 487-526.
- AUMENTO, F. (1967): Magmatic evolution on the mid-atlantic ridge. Earth and Planetary Sc. Letters 2, 225-230.
- BAILEY, E.B. and McCALLIEN, W.J. (1960): Some aspects of the Steinmann trinity mainly chemical. Quarterly J. Geol. Soc. London 116, 365-395.
- BEARTH, P. (1959): Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. BSMP 39, 267-286.
- (1962): Versuch einer Gliederung alpinometamorpher Serien der Westalpen. BSMP 42, 127-137.
 - (1965): Zur Entstehung alpinotyper Eklogite. BSMP 45, 179-188.
 - (1966): Zur mineralfaziellen Stellung der Glaukophan-Gesteine der Westalpen. BSMP 46, 13-23.
 - (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 132, 130 p.
 - (1970): Zur Eklogitbildung in den Westalpen. Fortschr. Mineral. 47, 27-33.
- BEARTH, P. und STERN, W. (1971): Zum Chemismus der Eklogite und Glaukophanite von Zermatt. BSMP 51, 349-360.

- BERTRAND, J. (1968a): Microanalyses par sonde électronique sur quelques ophiophérites de la région des Gets (Haute-Savoie). C.R. SPHN Genève, N.S. 3, 101-111.
- (1968b): Sur la présence de hyaloclastites dans la région des Gets (Haute-Savoie). C.R. SPHN Genève, N.S. 3, 112-121.
- (1970): Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flysch des Gets (Haute-Savoie). Arch. Sc. Genève 23, 279-542.
- BERTRAND, J., CHESSEX, R., DELALOYE, M., LAURENT, R. et VUAGNAT, M. (1965): Détermination d'âges "plomb total" sur des zircons de la chaîne alpine (3e série). BSMP 45, 317-326.
- BERTRAND, J. et DELALOYE, M. (1970): Dosages géochimiques sur quelques laves en coussins du domaine alpin. C.R. SPHN Genève, N.S. 5, 122-128.
- BIRCH, F. and LECOMTE, P. (1960): Temperature - pressure plane for albite composition. Amer. J. Sc. 266, 80-90.
- BISCHOFF, J.L. and FYFE, W.S. (1968): Catalysis, inhibition, and the calcite-aragonite problem I. Amer. J. Sc. 266, 65-79.
- BLAKE, M.C.Jr., IRWIN, W.O. and COLEMAN, R.C. (1969): Blueschist-facies metamorphism related to regional thrust-faulting. Tectonophysics 8, 237-246.
- BLOXAM, T.W. (1956): Jadeite-bearing metagraywackes in California. Amer. Mineral 41, 488-496.
- BOCQUET, J. (1971): Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. Eclogae geol. Helv. 64, 71-103.
- BOCQUET, J. et MOH, G.H. (1972): Note préliminaire sur la transformation, réalisée par voie expérimentale, de glaucophane en montmorillonite. C.R. Acad. Sc. 274, 977-978.
- BOETCHER, A.L. and WYLLIE, P.J. (1967): Revision of the calcite-aragonite transition with the location of the triple point between calcite I, calcite II, and aragonite. Nature 213, 792-793.
- BOETCHER, A.L. and WYLLIE, P.J. (1968): Jadeite stability measured in the presence of silicate liquids in the system $\text{Na Al SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geochim. Cosmochim. Acta 32, 999-1012.
- BOETCHER, A.L. and WYLLIE, P.J. (1969): Phase relationship in the system $\text{Na Al SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ to 35 kilobars pressure. Amer. J. Sc. 267, 875-909.

- BORG, I.J. (1967): Optical properties and cell parameters in the glaucophane - riebeckite series. Contr. Mineral. Petrol. 15, 67-92.
- BROTHERS, R.N. (1970): Lawsonite - albite schists from northernmost New Caledonia. Contr. Mineral. Petrol. 25, 185-202.
- BROWN, W.H., FYFE, W.S. and TURNER, F.J. (1962): Aragonite in California glaucophane schists, and kinetics of the aragonite-calcite transformation. J. Petrol. 3, 566-582.
- BRUNN, J.H. (1960): Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. Rev. Géogr. physique et Géol. dynamique 3, 115-132.
- BUCHS, A., CHESSEX, R., KRUMMENACHER, D. et VUAGNAT, M. (1962): Ages "plomb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. BSMP 42, 295-305.
- BURRI, C. (1964): Petrochemical calculations. Israel Prog. for Sc. Translations, Jerusalem.
- BURRI, C. et NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Schweizer Spiegel Verlag, Zürich.
- CABY, R., MICHARD, A. et TRICART, P. (1971): Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (schistes lustrés du Queyras, Alpes françaises). C.R. Acad. Sc. 273, 999-1002.
- CAILLERE, S. et MICHARD, A. (1967): Etude de quelques muscovites phengitiques provenant des Alpes cottiennes sud-orientales. Congr. Soc. sav. Paris et Départements, Poitiers, 567-571.
- CAMPELL, A.S. and FYFE, W.S. (1965): Analcime - albite equilibria. Amer. J. Sc. 263, 807-816.
- CANN, J.R. (1969): Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. J. Petrol. 10, 1-19.
- (1970): New model for the structure of the ocean crust. Science 226, 928-930.
- CARON, J.-M. (1971): Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière (Alpes cottiennes, Italie). Trav. Lab. Géol. Grenoble 47, 45-68.
- CARON, J.-M. et SALIOT, P. (1969): Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes franco-italiennes. C.R. Acad. Sc. 268, 3153-3156.
- CAYEUX, L. (1929): Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. de la France.

- CHATTERJEE, N.D. (1962): Time and place of progressive regional metamorphism: a discussion. Geol. Rundschau 52, 819-824.
- (1970): Phase equilibria in the alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora-Maira Massif, Western Italian Alps. Part I and II. N. Jb. Mineral. Abh. 114, 181-210 and 211-245.
- CHESSEX, R. (1962): Détermination d'âge de quelques roches des Alpes du Sud et des Apennins par la méthode des "dommages dûs à la radioactivité". BSMP 42, 653-655.
- CHESSEX, R., DELALOYE, M., KRUMMENACHER, D. et VUAGNAT, M. (1964a): Nouvelles déterminations d'âge "plomb-total" sur les zircons alpins (2e série). BSMP 44, 43-60.
- (1964b): Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). Arch. Sc. Genève 17, 342-346.
- CHESSEX, R., DELALOYE, M., LAURENT, R., BERTRAND, J. et VUAGNAT, M. (1966): Données géochimiques et déterminations d'âges plomb total sur des zircons alpins, 4e série. BSMP 46, 691-694.
- CHESSEX, R., DELALOYE, M. et VUAGNAT, M. (1968): Sur l'âge de quelques zircons des Alpes du sud et de l'Apennin. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 24.
- CHRISTIE, O.J.H. (1962): Discussion. - Feldspar structure and the equilibrium between plagioclase and epidote. Amer. J. Sc. 260, 149-157.
- CLARK, S.P. (1957): A note on calcite - aragonite equilibrium. Amer. Mineral. 42, 564-566.
- COGULU, E. (1967): Etude pétrographique de la région de Mihaliç-çik (Turquie). Thèse Fac. Sc. Univ. Genève, No 1408. BSMP 47, 683-824.
- COLEMAN, R.G. and CLARK, J.R. (1968): Pyroxenes in the blueschist facies of California. Amer. J. Sc. 266, 43-59.
- COLEMAN, R.G. and KEITH, T.E. (1971): A chemical study of serpentinisation - Burro Mountain, California. J. Petrol. 12, 311-328.
- COLEMAN, R.G. and LEE, D.E. (1962): Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California. Amer. J. Sc. 260, 577-593.
- (1963): Glaucophane - bearing metamorphic rock types of the Cazadero area, California. J. Petrol. 4, 260-301.
- COLEMAN, R.G. and PAPIKE, J.J. (1968): Alkali amphiboles from the blueschists of Cazadero, California. J. Petrol. 9, 105-122.

- COOMBS, D.S. (1952): The pumpellyite mineral series. Mineral. Mag. 30, 113-135.
- (1960): Lawsonite metagraywackes in New Zealand. Amer. Mineral. 45, 454-455.
- COOMBS, D.S., HORODYSKI, R.J. and NAYLOR, R.S. (1970): Occurrence of prehnite-pumpellyite facies metamorphism in Northern Maine. Amer. J. Sc. 268, 142-156.
- CORNELIUS, H.P. (1930): Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und Tektonik in den französischen Alpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 23, 142-151.
- CRAWFORD, W.A. (1965): Lawsonite equilibria. Amer. J. Sc. 263, 262-270.
- CRAWFORD, W.A. and FYFE, W.S. (1964): Calcite - aragonite equilibrium. Amer. Mineral. 42, 564-566.
- (1965): Lawsonite equilibria. Amer. J. Sc. 263, 262-270.
- CUCUZZA-SILVESTRI, S. (1963): Proposal for a genetic classification of hyaloclastites. Bull. volc. 25, 315-322.
- DACHILLE, F. and ROY, R. (1964): Effectiveness of shearing stress in acceleration solid phase reactions at low temperatures and high pressures. J. Geol. 72, 243-247.
- DEBELMAS, J. (1963a): Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes. Geol. Rundschau 53, 133-153.
- (1963b): Plissement paroxymal et surrection des Alpes franco-italiennes. Trav. Lab. Geol. Grenoble 39, 125-171.
- DEBELMAS, J. et LEMOINE, M. (1957): Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). C.R. somm. Soc. géol. France, 38-40.
- (1964): La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. Information scientifique 1, 33.
- DEBELMAS, J., LEMOINE, M. et MATTAUER, M. (1966): Quelques remarques sur le concept de géosynclinal à propos d'un récent ouvrage de J. Aubouin. Rev. Géogr. physique Géol. dynamique (2) 8, 133-150.
- DEBENEDETTI, A. (1965): Il complesso radiolariti-giacimenti di manganese - giacimenti pitroso cupriferi rocce a fuchsite, come rappresentante del Malm nella Formazione dei Calcescisti. Osservazioni nelle Alpi piemontese e nella Val d'Aosta. Boll. Soc. Geol. Ital. 84, 1-35.

- DEER, W.A., HOWIE, R.A. and ZUSSMANN, J. (1962-1963): Rock forming minerals. Vol. 1, 2, 3, 4, 5. Longmans, Green and Co. Ltd, London.
- DELALOYE, M. et LOUBAT, H. (1967): Premier résultats de dosages géochimiques sur des laves en coussins métamorphiques. C.R. SPHN Genève, N.S. 2, 223-227.
- DELALOYE, M. et VUAGNAT, M. (1968): Fichier géochronométrique. Arch. Sc. Genève 21, 187-212.
- (1970): Fichier de géochronométrie. Suite No 1. Arch. Sc. Genève 22, 257-392.
- DEN TEX, E. (1971a): The facies groups and facies series of metamorphism, and their relation to physical conditions in the earth's crust. Lithos 4, 23-41.
- (1971b): Age, origin and emplacement of some alpidic peridotites in the light of recent petrofabric researches. Fortschr. Mineral. 48, 69-74.
- DIETRICH, V. (1967): Geosynklinaler Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz). Geol. Rundschau 57, 246-264.
- (1969): Die Ophiolite des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolitmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen. Ein petrographischer Vergleich. Europäische Hochschulschriften, XVII, 1, 180 p., Verlag H. Lang, Bern.
- (1970): Die Stratigraphie der Platta Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. Eclogae geol. Helv. 63, 631-672.
- DIETRICH, V. und PETERS, Tj. (1971): Regionale Verteilung der Mg-Phyllosilikate in den Serpentiniten des Oberhalbstein. BSMP 51, 329-348.
- DUBERTERET, L. (1953): Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Mus. hist. nat., Notes et mém. Paris 6, 1-159.
- EHLERS, E.G. (1953): An investigation of the stability relations of the Al-Fe members of the epidote group. J. Geol. 61, 231-251.
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du Pays de Vanoise. Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. de France, 560 p.
- (1960): Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute Maurienne. Bull. Soc. géol. France (7) 2, 190-194.
- ELLENBERGER, F. et LEMOINE, M. (1955): Le faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. C.R. somm. Soc. géol. France, 146-148.

- ELLENBERGER, F., MICHARD, A. et STURANI, C. (1964): Découverte d'Ammonites et observations stratigraphiques dans les "Schistes lustrés" du Val Grana (Alpes cottiennes). C.R. Acad. Sc. 159, 3047-3050.
- ELTER, G., ELTER, P., STURANI, G. et WEIDMANN, M. (1966): Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. Arch. Sc. Genève 19, 279-377.
- ENGEL, A.E.J., ENGEL, C.G. and HAVENS, R.G. (1965): Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. Bull. Geol. Soc. Amer. 76, 719-734.
- ERNST, W.G. (1960): Stability relations of magnesioriebeckite. Geochim. et Cosmochim. Acta 19, 10-40.
- (1961): Stability relations of glaucophane. Amer. J. Sc. 259, 735-765.
 - (1962): Synthesis, stability relations, and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. J. Geol. 70, 689-736.
 - (1963a): Petrogenesis of glaucophane schists. J. Petrol. 4, 1-30.
 - (1963b): Polymorphism in alkali amphiboles. Amer. Mineral. 48, 241-260.
 - (1963c): Significance of phengitic micas from low-grade schists. Amer. Mineral. 48, 1357-1373.
 - (1965): Mineral paragenesis in Franciscan metamorphic rocks, Panoche Pass, California. Geol. Soc. Amer. 76, 879-914.
 - (1968): Amphiboles, crystal chemistry, phase relations and occurrence. - Monograph series of theoretical and experimental studies. Minerals, Rocks and Inorganic Material. Vol. I. Subseries : Experimental mineralogy. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
 - (1971a): Do mineral paragenesis reflect unusually high - pressure conditions of Franciscan Metamorphism? Amer. J. Sc. 270, 81-108.
 - (1971b): Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. Contr. Mineral. Petrol. 34, 43-59.
- ERNST, W.G. and SEKI, Y. (1967): Petrologic comparison of the Franciscan and Sanbagawa metamorphic terranes. Tectonophysics 4, 463-478.

- ERNST, W.G., SEKI, Y., ONUKI, H. and GILBERT, M.C. (1970): Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and the Outer Metamorphic Belt of Japan. Geol. Soc. Amer. Mem. 124, 276 p.
- ESSENE, E.J., FYFE, W.S. and TURNER, F.J. (1965): Petrogenesis of Franciscan Glaucophane Schists and associated Metamorphic rocks. Beitr. Mineral. Petrogr. 11, 695-704.
- ESSENE, E.J. and FYFE, W.S. (1967): Omphacite in Californian rocks. Contr. Mineral. Petrol. 15, 1-24.
- EUGSTER, H.P. (1959): Reduction and oxydation in metamorphism, p. 397-426, in: Researches in geochemistry, P.H. Abelson, ed. New York: John Wiley & Sons.
- EUGSTER, H.P. and WONES, D.R. (1962): Stability relations of ferruginous biotite, annite. J. Petrol. 3, 82-125.
- EUGSTER, H.P. and YODER, H.S. (1955): Micas. Carnegie Inst. Washington Yearbook 54, 124-129.
- FAUST, G.T. and FAHEY, J.J. (1962): The Serpentine-group Minerals. Geol. Survey Prof. Paper 384-A.
- FONTEILLES, M. (1968): Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Bull. Bureau Recherches Géol. Minières 3, 1-53.
- FRANCHI, S. (1898): Sull'età mesozoica della zona delle Pietri Verdi nelle Alpi occidentali. Boll. R. Comitato Geol. Ital. 29, 236 p.
- FYFE, W.S., TURNER, F.J. and VERHOOGEN, J. (1958): Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Amer. Mem. 73.
- GABERT, P. (1962): Les plaines occidentales du Pô et leurs piémont (Piémont, Lombardie centrale et occidentale). Etude morphologique. Thèse Fac. Lettres Univ. Paris, 528 p. Editions Louis-Jean, Gap.
- GAY, M. (1966): Etude d'un stilpnomélane des Alpes franco-italiennes. Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 89, 344-347.
- GEES, R.A. (1956): Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem. BSMP 36, 454-488.
- GIDON, M. (1955): Les rapports entre Schistes lustrés et terrains briançonnais en Haute Ubaye. C.R. Acad. Sc. 242, 154-156.
- (1956): Schéma structural de la zone briançonnaise en haute Ubaye et en haute Maïra. Trav. Lab. Geol. Grenoble 33, 75-78.

- GIDON, M. (1957): Notes sur le Quaternaire de la Haute Ubaye et la Haute Maïra. Bull. Carte géol. France LV, 252 B, 31-34.
- (1962): La zone briançonnaise en Haute Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au Sud-Est. Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. de France, 272 p.
- GOGUEL, J. (1963): L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France (7) 5, 20-33.
- GÖRLER, K. und IBBEKEN, H. (1963): Die Bedeutung der Zone Sestri-Voltaggio als Grenze zwischen Alpen und Apennin. Geol. Rundschau 53, 73-84.
- GREENWOOD, H.J. (1961): The system $\text{Na Al Si}_2 \text{O}_6 - \text{H}_2\text{O}$ -argon : total pressure and water pressure in metamorphism. J. Geophysic. Research 66, 3923-3946.
- GRESENS, R.L. (1969): Blueschist alteration during serpentinization. Contr. Mineral. Petrol. 24, 93-113.
- GRIGGS, D.T., TURNER, F.J. and HEARD, H.C. (1960): Deformation of rocks at 500° to 800°. Rock deformation. Geol. Soc. Amer. Mem. 79, 39.
- GRÜNAU, H. (1965): Radiolarian Cherts and associated rocks in space and time. Eclogae geol. Helv. 58, 157-208.
- HACCARD, D. (1965): Nouvelles données sur les spilites de la série de Moglie; nappe du Flysch à Helminthoïde des Alpes maritimes franco-italiennes. Bull. Soc. géol. France 7, 147-151.
- HAWKINS, J.W. Jr. (1967): Prehnite - pumpellyite facies of a graywackeshale series, Mount Olympus, Washington. Amer. J. Sc. 265, 798-818.
- HEINRICH, E.W. and LEVINSON, A.A. (1955): Studies in the mica group; polymorphism among the high-silica sericites. Amer. Mineral. 40, 983-708.
- HEKINIAN, R. (1968): Rocks from the Mid-Oceanic Ridge in the Indian Ocean. Deep-Sea Research 15, 195-213.
- HERRMANN, A.G. und WEDEPOHL, K.H. (1970): Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosynklinale in Nordwest Deutschland. Contr. Mineral. Petrol. 29, 255-264.
- HEY, M.-H. (1954): A new review of chlorites. Mineral. Mag. 30, 277-292.
- HIESSLEITNER, G. (1952): Serpentin und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jb. Geol. Bundesanst. (Österreich), Sonderband 1, 683 p.
- HINRICHSSEN, Th. und SCHÜRMANN, K. (1968): Synthese und Bildungsbedingungen des Pumpellyits. Naturwissenschaften 55, 131-132.

- HLABSE, T. and KLEPPA, O.J. (1968): The thermochemistry of jadeite. *Amer. Mineral.* 53, 1281-1292.
- HOFFMANN, C. (1972): Natural and synthetic ferroglauco-phane. *Contr. Mineral. Petrol.* 34, 135-149.
- HONNOREZ, J. (1963): Sur l'origine des hyaloclastites. *Bull. volc.* 25, 252-258.
- HUTTON, C.O. (1938): The stilpnomelane group of minerals. *Mineral. Mag.* 25, 172-206.
- (1956): Further data on the stilpnomelane mineral group. *Amer. Mineral.* 41, 608-615.
- JAFFE, F. (1955): Les ophiolites et les roches connexes de la région du col des Gets. *BSMP* 35, 1-150.
- JAMIESON, J.C. (1953): Phase equilibria in the system calcite - aragonite. *J. Chem. Physics* 21, 1385-1390.
- KAADEN, G.V.d. (1966): The significance and distribution of glaucophane rocks in Turkey. *Bull. of the Mineral Research and Exploration. Institute of Turkey* 67, 36-67.
- (1969): Zur Entstehung der Glaukophan-Lawsonite und glaukophanitischen Grünschiefer - Fazies, Geländebeobachtungen und Mineralsynthesen. *Fortschr. Mineral.* 46, 87-131.
- KERCKHOVE, C. (1961): Découverte d'ophiolites des schistes lustrés à la base de la Nappe du Flysch à helminthoïdes en Haute-Ubaye (Basses-Alpes). *C.R. Acad. Sc. Paris* 253, 2389-2391.
- (1969): La "Zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Trav. Lab. Géol. Grenoble* 45, 5-204.
- KERRICK, D.M. and COTTON, W.R. (1971): Stability relations of jadeite pyroxene in franciscan metagraywackes near San Jose, California. *Amer. J. Sc.* 271, 350-369.
- KOEHN, P. et VUAGNAT, M. (1970): Sur la présence du faciès "Schistes à glaucophane" dans les roches du Mont-Cruzeau (Prov. de Turin, Italie). *C.R. SPHN Genève, N.S.* 5, 59-64.
- KORZHINSKI, D.S. (1962): Probleme der Spilite und Hypothesen von Transvaporisation nach neuen ozeanographischen und vulkanologischen Daten. *Izvestija akademii nauk SSR, Serija geologieskaja* 9, 12-17.
- (1963): Das Spilitproblem und die Transvaporisationshypothese im Lichte neuer ozeanologischer und vulcanologischer Ergebnisse. *Ber. Geol. Ges. DDR- Sdh.* 1, 89-96.

- LANTEAUME, M. (1962): Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée des nappes de Flysch à Helmintoïdes des Alpes et des Apennins. Bull. Soc. géol. France (7) 4, 627-643.
- LANTEAUME, M., HACCARD, D., LABESSE, B. et LORENZ, C. (1961-1963): L'origine de la nappe du Flysch à Helmintoïdes et la liaison Alpes-Apennins. Livre Fallot, t. II, 257-272.
- LAUBSCHER, H.P. (1971): Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspatik der südlichen Thetys. Geol. Rundschau 60, 813-833.
- LEBLANC, D. (1962): Etude géologique de la région du col du Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). Dipl. Etudes supérieures, Paris, 82 p. (inédit).
- LEFEVRE, R. (1968): La structure et le style tectonique de la bande d'Acceglio en Val Maïra (Alpes cottiennes italiennes). Trav. Lab. Géol. Grenoble 44, 139-152.
- LEFEVRE, R. et MICHARD, A. (1965): La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau de la Bande d'Acceglio-Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 88, 664-677.
- LE GUERNIC, J. (1966): Etude géologique des limites du Briançonnais et du Piémontais entre le Cristillan et la Maïra (Zone du Roure"). Thèse 3e Cycle Grenoble, 87 p.
- (1967): La zone du Roure : Contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en Haute Ubaye. Trav. Lab. Géol. Grenoble 43, 95-127.
- LEMOINE, M. (1955): Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes). C.R. somm. Soc. géol. France, 94-96.
- (1957): Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye. C.R. somm. Soc. géol. France, 41-55.
- (1959): Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes briançonnaises et cottiennes. Bull. Soc. géol. France (7) 1, 90-92.
- (1960a): Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone briançonnaise. C.R. somm. Soc. géol. France, 97.
- (1960b): Découverte d'une microfaune du Crétacé supérieur au Col du Longet (sources de l'Ubaye, Basses-Alpes); conséquences tectoniques et paléogéographiques. C.R. somm. Soc. géol. France, 234-236.

- LEMOINE, M. (1961a): La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev. Géogr. Phys. 4, 163-180.
- (1961b): Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes Alpes et Basses Alpes) (schéma structural). Trav. Lab. Géol. Grenoble 37, 97-119.
 - (1962): Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) et des régions voisines. C.R. somm. Soc. géol. France, 186.
 - (1963): Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cot-tiennes. Geol. Rundschau 53, 113-131.
 - (1964): In Debemas et alt. Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans le Briançonnais. C.R. somm. Soc. géol. France, 448-450.
 - (1967): Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes oc-cidentales. Geol. Rundschau 56, 320-335.
- LEMOINE, M. et MICHARD, A. (1963): Sur le problème stratigraphi-que et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cot-tiennes. C.R. Acad. Sc. 256, 4050-4053.
- LEMOINE, M., STEEN, D. et VUAGNAT, M. (1970): Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées: Observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). C.R. SPHN 5, 44-59.
- LIOU, J.G. (1969): P-T stabilities of laumontite, wairakite, law-sonite (abs). Amer. Geophysic. Union Trans., 50, 352.
- LOUBAT, H. (1967): Un type particulier de volcanisme et de méta-morphisme : le Versoyen (Alpes franco-italiennes). C.R. SPHN Genève, N.S. 2, 217-223.
- (1968): Etude pétrographique des ophiolites de la "zone du Versoyen", Savoie (France), Province d'Aoste (Italie). Arch. Sc. Genève 21, 265-457.
- MANGHNANI, M.H. (1970): Analcite-jadeite phase boundary. Physics Earth Planetary Interiors 3, 456-461.
- MARTINI, J. (1968): Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). BSMP 48, 539-654.
- MARTINI, J. et VUAGNAT, M. (1967): Considérations sur le volcanis-me postophiolitique dans les Alpes occidentales. Geol. Rund-schau 57, 264-276.

- MARTINI, J. et VUAGNAT, M. (1970): Metamorphose niedrigsten Grades in den Westalpen. Fortschr. Mineral. 47, 52-64.
- McKEE, B. (1962): Widespread occurrence of jadeite, lawsonite, and glaucophane in central California. Amer. J. Sc. 260, 596-610.
- MELSON, W.G. and ANDEL, T.H. van (1966): Metamorphism in the Mid-Atlantic-Ridge 22° N Latitude. Marine Geol. 4, 165-186.
- MELSON, W.G., THOMPSON, G. and ANDEL, T.H. van (1968): Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic-Ridge, 22° N latitude. J. Geophysic. Research 73, 5925-5941.
- MENARD, H.W. (1964): Marine Geology of the Pacific. McGraw-Hill, New York.
- MERRIN, S. (1962): Experimental investigations of epidote paragenesis. Ph. D. thesis, Div. of Min. Industries, Pennsylv. St. Univ.
- MICHARD, A. (1958): Géologie générale de la zone d'Acceglio-Longet dans la région de Bellino (Alpes cottiennes, Italie). D.E.S. Paris, inédit, 1: 122 p., 2: 19 pl., carte 1/10.000.
- (1959): Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet, dans la Haute-Varaita (Alpes cottiennes, Italie). Bull. Soc. géol. France (7) 1, 52-61.
 - (1967): Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Editions du Centre National de la Recherche scientifique Paris VII, 450 p.
- MICHEL, R. (1957): Le faciès à glaucophane dans le Massif d'Ambin. C.R. somm. Soc. géol. France, 150.
- MIYASHIRO, A. (1957): The chemistry, optics, and genesis of the alkalis-amphiboles. J. Fac. Sc. Univ. Tokyo, Sect. II, 11, 57-83.
- (1962): Notes on rock-forming minerals (22). Common occurrence of muscovite rich in iron and magnesium in glaucophanitic metamorphic terrains. J. Geol. Soc. Japan 68, 234-235.
 - (1966): Some aspects of peridotite and serpentinite in orogenic belts. Japan J. Geol. Geogr. 37, 45-61.
- MORET, L. (1964): Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises. Trav. Lab. Géol. Grenoble 31, 1-38.
- MYER, G.H. (1966): New data on zoisite and epidote. Amer. J. Sc. 264, 364-385.

- NEWTON, R.C. (1965): The thermal stability of zoisite. J. Geol. 73, 431-441.
- (1966): Some Calc-Silicate Equilibrium relations. Amer. J. Sc. 264, 204-222.
- NEWTON, R.C. and KENNEDY, G.C. (1963): Some equilibrium reactions in the join $\text{Ca Al}_2 \text{ Si}_2 \text{ O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. J. Geophysic. Research 68, 2967-2938.
- (1968): Jadeite, analcime, nepheline and albite at high temperatures and pressures. Amer. J. Sc. 266, 728-735.
- NEWTON, R.C. and SMITH, J.V. (1967): Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth. J. Geol. 75, 268-286.
- NICOLAS, A. (1966): Etude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises), suivi de: Le complexe Ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis; tectonique et métamorphisme. Thèse Fac. Sc. Univ. Nantes, 2 tomes, 299 p.
- NICOLAS, A. et GAGNY, Cl. (1964): Données minéralogiques sur l'omphacite et la glaucophane d'un schiste à glaucophane des Alpes piémontaises. Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 87, 105-108.
- NIGGLI, E. (1956): Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen. BSMP 36, 511-514.
- (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Report Int. Geol. Congress, 21. Session, Part 13, 132-138, Copenhagen.
 - (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Mineral. 47, 16-26.
- NIGGLI, E., BRUCKNER, W. und JAGER, E. (1956): Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz). Eclogae geol. Helv. 49, 469-480.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C.R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Disthen, Sillimanit). Eclogae geol. Helv. 58, 335-368.
- NITSCH, K.-H. (1968): Die Stabilität von Lawsonite. Naturwissenschaften 55, 388.
- (1971): Die Niedrig- Temperaturgrenze des Anorthit - Stabilitätsfeldes. Fortschr. Mineral. 49, Beih. 1, 34-36.
 - (1972): Das P-T-X_{CO₂}-Stabilitätsfeld von Lawsonite. Contr. Mineral. Petrol. 34, 116-134.

- O'HARA, M.J. (1968): The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origine and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth-Sc. Rev.* 4, 69-133.
- PARODA, H. (1966): Tektonik und Metamorphose der penninischen Zone zwischen Dora-Maira -und Mercantour-Massiv. *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.* 124, 118-150.
- PARONA, C. (1892): Sugli scisti a radiolarie di Cesana presso il Monginevro. *Atti R. Accad. Sc. Torino* 5, XXVII.
- PARONA, C. et ROVERETO, G. (1896): Diaspiri permiani a radiolarie di Montenotte (Liguria occidentale). *Atti R. Accad. Sc. Torino* 2, XXXI.
- PEARCE, J.A. and CANN, J.R. (1971): Ophiolite origine investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and Planetary Sc. Letters* 12, 339-349.
- PETERS, Tj. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalpserpentins bei Davos. *BSMP* 43, 529-685.
- (1968): Distribution of Mg, Fe, Al, Cu and Na in coexisting olivine, orthopyroxene and clinopyroxene in the Totalpserpentinite (Davos, Switzerland) and the alpine metamorphosed Malenco serpentinite (N. Italy). *Contr. Mineral. Petrol.* 18, 65-67.
- PISTORIUS, C.W.F.T., KENNEDY, G.C. and SOURIRAJAN, S. (1962): Some relations between the phases anorthite, zoisite and lawsonite at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sc.* 260, 44-56.
- PUSSENOT, C. (1930): La nappe du briançonnais et le bord de la zone des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. *Imprimerie Allier, Grenoble*, 160 p.
- PUSZTASZERI, L. (1969): Etude pétrographique du massif du Chennaillet (Hautes-Alpes, France). *BSMP* 49, 425-466.
- RITTMANN, A. (1958): Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosiddetti tufi palagonitici. *Boll. Sc. nat. Catania* 4, 311-318.
- (1963): Les volcans et leur activité. *Masson, Paris*.
- ROBERTSON, E.C., BIRCH, F. and McDONALD, G.J.F. (1957): Experimental determination of jadeite stability relation to 25'000 bars. *Amer. J. Sc.* 225, 115-137.
- ROEVER, W.P. DE (1955): Genesis of jadeite by low-grade metamorphism. *Amer. J. Sc.* 253, 283-298.
- (1965): On the causes of the preferential distribution of certain metamorphic minerals in orogenic belts of different age. *Geol. Rundschau* 54, 933-943.

- ROEVER, W.P. DE and NIJHUIS, H.J. (1963): Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane. *Geol. Rundschau* 53, 233-258.
- ROUTHIER, P. (1944): Essai sur la chronologie des "roches vertes" mésozoïques des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France* (5) 14, 117-143.
- (1946): L'association radiolarites - roches vertes dans les chaînes géosynclinales. *C.R. somm. Soc. géol. France* 1, 26-28; 3, 66-67; 5, 89-91.
- RUTLAND, R.W.R. (1965): Tectonic overpressures: in Controls of Metamorphism (PITCHER & FLINN), 119-139. *Geol. J. Special Issue No 1*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- SAHA, P. (1961): The system Na Al SiO_4 (nepheline)- $\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8$ (albite) - H_2O . *Amer. Mineral.* 46, 859-884.
- SALIMI, F. (1965): Etude pétrographique des roches ophiolitiques des Préalpes romandes. *BSMP* 45, 189-279.
- SAWATZKI, G. et VUAGNAT, M. (1971): Sur la présence du faciès à zéolites dans les grès de Taveyanne du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *C.R. SPHN Genève, N.S.* 6, 69-79.
- SCHÜRMANN, H.M.E. (1956): Beiträge zur Glaucophanfrage (3). *Neues Jb. Mineral. Abh.* 85, 303-394.
- SEKI, Y. (1958): Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, Central Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.* 29, 233-258.
- (1961): Pumpellyite in low-grade metamorphism. *J. Petrol.* 2, 407-423.
- SMITH, J.R. and YODER, H.S. (1956): Variations in X-Ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars. *Amer. Mineral.* 41, 632-647.
- SMITH, R.E. (1968): Redistribution of major elements in alteration of some basic lavas during burial metamorphism. *J. Petrol.* 9, 191-219.
- STEINMANN, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. *Ber. natf. Ges. Freiburg i. B.* 16, 1-16.
- (1926): Die Ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *C.R. Congrès géol. int., Madrid* 14, 637-668.
- STRECKEISEN, A.L. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks (Final Report of an Inquiry). *Neues Jb. Mineral. Abh.* 107, 2 und 3, 144-240.

- STRENS, R.G.J. (1965): Stability and relations of the Al-Fe epidotes. Mineral. Mag. 35, 464-475.
- STURANI, C. (1961): Osservazioni preliminari sulle calcescisti fossiliferi dell'Alta Valgrana (Alpi cozie meridionali). Boll. Soc. Geol. Ital. 80, 125.
- SUNDIUS, N. (1930): On the spilitic rocks. Geol. Mag. 67, 1-77.
- TANE, J.H. (1961): Contribution à l'étude des laves d'âge triasique de la zone alpine externe (région de Villard-Notre-Dame, massif du Pelvoux). Trav. Lab. Géol. Grenoble 37, 157-166.
- (1967): Contribution à l'étude du phénomène de spilitisation. Trav. Lab. Géol. Grenoble 43, 187-192.
- THAYER, T.P. (1966): Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process. Amer. Mineral. 51, 685-710.
- THOMPSON, A.B. (1971): Analcite - Albite equilibria at low temperatures. Amer. J. Sc. 271, 79-92.
- TOKSÖZ, M.N., MINAR, J.W. and JULIAN, B.R. (1971): Temperature field and geophysical effects of a down slab. J. Geophysic. Research 76, 113-1138.
- TROGER, W.E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TRUMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Geol. Soc. Amer. Bull. 71, 843-908.
- (1971): Stratigraphy in mountains belts. Quarterly J. Geol. Soc. London 126, 293-318.
- TURNER, F.J. (1968): Metamorphic petrology. MacGraw-Hill, New York.
- TURNER, F.J. and VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic petrology. MacGraw-Hill, New York.
- TUZCU, N. (1972): Etude minéralogique et pétrographique de la région de Baskisla dans le Taurus occidental. (Karaman, Vilâyet de Konya, Turquie). Thèse No 1591 Fac.Sc. Univ. Genève.
- VALLANCE, T.G. (1965): On the chemistry of pillow lavas and the origin of spilites. Mineral. Mag. 34, 471-481.
- VELDE, B. (1965): Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrences. Amer. J. Sc. 263, 886-913.

- VELDE, B. (1967a): Note sur un micaschiste à chloritoïde et glaucophane de l'île de Groix, Morhiban. Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 90, 265-266.
- (1967b): Si⁺⁴ content of natural phengites. Contr. Mineral. Petrol. 14, 250-258.
- VELDE, B. et KORNPROBST, J. (1969): Stabilité des silicates d'alumine hydratés. Contr. Mineral. Petrol. 21, 63-74.
- VIALON, P. (1966): Etude géologique du massif cristallin Dora Maira, Alpes cottiennes internes, Italie. Trav. Lab. Géol. Grenoble, Mém. 4, 1-293.
- VUAGNAT, M. (1943): Les grès de Taveyannaz du val d' Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gets. BSMP 23, 353-436.
- (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. BSMP 26, 116-228.
- (1948): Remarques sur trois diabases en coussins de l' Oberhalbstein. BSMP 28, 263-273.
- (1951): Le rôle des roches basiques dans les Alpes. BSMP 31, 309-322.
- (1952): Sur une structure nouvelle observée dans les roches vertes du Mont-Genèvre (Hautes-Alpes). Arch. Sc. Genève 5, 191-193.
- (1954): Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les chaînes de montagnes. C.R. Congrès géol. int. Alger 17, 53-62.
- (1956): Sur les roches à stilpnomélane du Versoyen (Savoie). Arch. Sc. Genève 9, 321-325.
- (1963): Remarques sur la trilogie serpentinites - gabbros - diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale. Geol. Rundschau 53, 336-358.
- (1965): Remarque sur une inclusion rodingitique de l'Alpe Champatsch (Basse-Engadine). Eclogae geol. Helv. 58, 443-448.
- (1966): Les coussins éclatés du Lago Nero (massif du Mont-genèvre, Prov. de Turin) et le problème des brèches ophiolitiques (note préliminaire). C.R. SPHN Genève, N.S. 1, 163-167.
- (1967): Quelques réflexions sur les ophisphérites et les rodingites. Rend. Soc. Mineral. Ital. 23, 471-482.
- (1968): Quelques réflexions sur le complexe basique-ultra-basique de la zone d'Ivrée et les ultramafites alpinotypes. BSMP 48, 157-164.

- VUAGNAT, M. et COGULU, E. (1968): Quelques réflexions sur le massif basique-ultrabasique du Kizil Dag, Hatay, Turquie. C.R. SPHN Genève, N.S. 2, 210-216.
- VUAGNAT, M. et PUSZTASZERI, L. (1964): Ophisphérites et rodingites dans diverses serpentinites des Alpes. BSMP 44, 12-15.
- (1965a): Sur la présence de hyaloclastites dans le massif du Montgenèvre (Hautes-Alpes). Arch. Sc. Genève 18, 120-123.
 - (1965b): Réflexions sur la structure et le mode de formation des coulées en coussins du Montgenèvre (Hautes-Alpes). Arch. Sc. Genève 18, 686-689.
- WARSHAW, C.M. and RUSTUM, R. (1961): Classification and a scheme for the identification of layer silicates. Geol. Soc. Amer. Bull. 72, 1455-1492.
- WENNER, D.B. and TAYLOR, H.P. Jr. (1971): Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on O^{18}/O^{16} fractionation between coexisting serpentine and magnetite. Contr. Mineral. Petrol. 32, 165-185.
- WHITTAKER, E.J. and ZUSSMAN, J. (1956): The characterization of serpentine minerals by X-Ray diffraction. Mineral. Mag. 31, 107-126.
- WIKSTRÖM, A. (1970): Hydrothermal experiments in the system jadeite-diopside. Norsk Geologisk Tidsskr. 50, 1-14.
- WILKINSON, J.F.G. (1968): Analcimes from potassic igneous rocks and aspects of analcime-rich igneous assemblages. Contr. Mineral. Petrol. 18, 252-269.
- WINKLER, H.G.F. (1965 et 1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. 1. und 2. Auflage. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- (1970): Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and a classification based on isograds in common rocks. Neues Jb. Mineral. Monatshefte 5, 189-248.
- YODER, H.S. (1950): The jadeite problem. Amer. J. Sc. 248, 225-248 and 312-334.
- YODER, H.S. and TILLEY, C.E. (1962): Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol. 3, 342-532.
- ZACCAGNA, D. (1887): Sulla geologia delle Alpi occidentali. Boll. R. Comitato Geol. Ital. 18.
- ZWART, H.J. (1962): On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). Geol. Rundschau 52, 38-65.