

Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 21 (1968)
Heft: 3

Artikel: Étude pétrographique des ophiolites de la «zone du Versoyen» : Savoie (France), Province d'Aoste (Italie)
Autor: Loubat, Henri
Kapitel: 1: Les niveaux ophiolitiques du Versoyen pris dans son ensemble
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-739408>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 20.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

PREMIÈRE PARTIE

LES NIVEAUX OPHIOLITIQUES DU VERSOYEN PRIS DANS SON ENSEMBLE

Nous examinerons dans cette première partie les types de roche qui forment la surface la plus grande du domaine ophiolitique du Versoyen. Vers les confins S.-E. et E. de cette zone, cependant, des masses éruptives métamorphiques manifestent des caractères un peu particuliers. Nous les évoquerons déjà, évidemment, dans cette première partie. Cependant ces caractères spéciaux prennent une importance primordiale en un lieu précis, la Pointe-du-Clapey, et ce dernier site revêt, par ailleurs, un intérêt très spécial à cause de certains faciès exceptionnels. Son étude détaillée fait l'objet de la deuxième partie de ce travail.

Ici, nous décrivons successivement :

Les laves en coussins presque intactes.

Les laves en coussins simplement laminées.

Les laves en coussins métamorphiques.

Les roches vertes massives.

C'est à la faveur du dernier de ces chapitres, que le lecteur pourra le mieux prendre contact avec ce qui constitue les variétés pétrographiques les plus fréquemment répandues au Versoyen, mais il ne s'agit peut-être pas des variétés les plus significatives. Néanmoins nous conseillons au lecteur désireux d'avoir une idée générale sur la structure de l'appareil volcanique de lire, donc, les premiers paragraphes du chapitre IV (p. 315) consacré aux « Roches vertes massives ».

CHAPITRE PREMIER

LES LAVES EN COUSSINS PRESQUE INTACTES

Dans l'ensemble assez vaste des ophiolites du Versoyen que nous avons examiné, il n'est qu'un seul affleurement, de quelques mètres carrés, pour nous restituer l'aspect initial des laves à débit « en coussins ».

Quels sont les critères qui nous autorisent à affirmer la présence de laves en coussins sur un affleurement aussi modeste ? Pour répondre à cette question, nous ne pouvons mieux faire qu'évoquer d'une part les nombreuses et importantes publications que M. Vuagnat a consacrées à la morphologie, la pétrographie et la géochimie des laves en coussins, en particulier dans le domaine alpin et, d'autre part, l'article exhaustif de J. VOLNEY LEWIS, *Origin of pillow lavas* (1914). Résumons une définition des laves en coussins inspirée de ces deux auteurs, en éliminant toute interprétation génétique, et nous tenant à l'échelle de l'affleurement. Cette définition sera fréquemment invoquée lorsque nous décrirons les types de laves en coussins apparemment plus métamorphiques que celles que nous traitons dans ce paragraphe; il s'agit donc de formes massives constituées par une roche de composition moyenne proche de celle d'un basalte, présentant dans toutes les directions une section arrondie ou ovale; néanmoins leur contour se complique souvent car ces masses se moulent les unes sur les autres ou s'aplatissent à la façon de sacs à moitié vides. Ces volumes arrondis peuvent aussi s'allonger à l'extrême en espèces de grands tuyaux qui évoquent alors de façon troublante des laves cordées géantes. La taille de ces sortes de coussins est très variable et peut aller de dix centimètres à plus de deux mètres de diamètre. Dans le cas idéal les interstices entre ces masses ont une forme vaguement tétraédrique à faces concaves, mais certains coussins peuvent être isolés: les espaces entre eux sont vides ou remplis d'une matière identique à celle de l'enveloppe (matrice) extérieure de chaque coussin, matière souvent vitreuse en l'absence de tout métamorphisme, ou encore de tufs volcaniques, ou de différents types de roches sédimentaires. De nombreux caractères accidentels peuvent compléter la définition: petites formes sphériques (varioles) réparties à la périphérie des coussins, variation concentrique de la composition chimique et de la structure pétrographique, fissures radiales et concentriques (quoique ces dernières soient propres aussi aux altérations « en boules » des basaltes), centre évidé du coussin, tendance à la subdivision en fragments bréchi-ques, etc.

Ces caractères morphologiques nous importent fort dans une région où le métamorphisme a détruit les structures microscopiques délicates, ainsi que nous le verrons plus bas. Nous insistons personnellement aussi sur la composition chimique proche

de celle d'un basalte car, fréquemment, les brèches serpentineuses par exemple, nous présentent une morphologie proche de celle que nous venons de décrire; le Versoyen peut d'ailleurs illustrer ce mimétisme dans le massif serpentineux situé au S.-W. de la Pointe-Rousse.

Le pointement considéré ici émerge de la prairie à 200 m au S.-W. des chalets de Prainan, exactement au N. et au-dessus de la petite ville de Bourg-Saint-Maurice. Une croix de bois est érigée sur l'affleurement lui-même, à l'altitude de 1974 m, et on la voit se profiler sur le ciel lorsqu'on s'élève, par d'excellents chemins, à partir des Echines-dessus. Sous le rognon rocheux qui nous intéresse, un bel éboulis permet d'examiner des coussins « déchaussés » et brisés. Un peu plus bas, il existe d'ailleurs un autre éboulis du même genre, dans une clairière du petit bois situé à 300 m environ à l'E. du lieudit « Plan-André-dessous » (H. LOUBAT, 1965).

Il est permis de supposer « en place » l'affleurement des chalets de Prainan; on y compte une dizaine de gros coussins, de formes rebondies, se moulant les uns sur les autres, comme le feraient de gros édredons: leur diamètre oscille autour d'un mètre. La roche est de couleur gris-vert clair, parfois vert foncé lorsque des écailles chloriteuses sont à la surface. Les pillows ne manifestent guère de tendance à une subdivision, en brèche d'éclatement par exemple; ce point les distingue de beaucoup d'autres pillows identifiés dans le Versoyen. La forme générale des coussins, surtout de ceux qui sont situés à quelques mètres sous la croix, ne suggère aucun écrasement tectonique. Si l'on se rapproche cependant pour examiner les détails des structures macroscopiques, on remarque que les varioles, qui ont la taille de petits pois, ont en réalité une forme ellipsoïdale. Cette forme est bien visible dans les zones matricielles chloriteuses, dont la chlorite se dispose en un agrégat déjà très orienté, où ces varioles sont quelquefois bien individualisées; il en est de même pour les varioles des coussins situés plus bas, dans l'éboulis du petit bois de Plan-André. Malgré une première apparence très favorable ici, nous voyons donc qu'au Versoyen nous devons renoncer à examiner des laves indemnes de tout dynamométamorphisme.

De plus, à cause de l'exiguïté d'un tel affleurement, il est illusoire ici de chercher une polarité aux coulées pour en retirer des indications stratigraphiques et tectoniques: l'étude fructueuse de la polarité de laves en coussins, dès qu'elles ont subi une légère déformation, demande un grand nombre d'observations sur une surface assez étendue.

Nous avons choisi des spécimens situés à différents niveaux des zones concentriques de ces pillows: centre, zone intermédiaire, zone à varioles plus ou moins contiguës, zone matricielle avec ou sans varioles isolées. Trois analyses chimiques seront discutées plus bas. Faisons tout d'abord un examen pétrographique, microscopique surtout, de quelques uns de ces échantillons.

Mais auparavant il nous faut formuler ici une loi qui devient vite évidente et banale à celui qui étudie les terrains à métamorphisme léger et moyen: les observations à l'échelle de l'affleurement ne nous donnent pas du tout les mêmes renseignements

que l'examen des échantillons « de tiroir » ou que l'étude microscopique. Les premières nous lèguent des indications au sujet de la nature primaire de la roche, de son aspect initial; les seconds ne nous communiquent pas ces informations, mais, en revanche, ils nous parlent de la vie ultérieure de la roche, de son métamorphisme. Cette règle confirme, s'il en était besoin, la nécessité d'observations à toutes les échelles. En effet, sous le microscope, nous allons ici chercher en vain les structures si caractéristiques des pillows; même là où les varioles sont très visibles, le microscope échoue presque à reconnaître une forme évocatrice; ceci est surprenant pour quiconque a vu l'état de fraîcheur apparent des coussins aux chalets de Prainan.

Examen microscopique

L'examen microscopique du centre d'un « pillow » (éch. 0V) donne une première impression de grande complexité; on peut clarifier les relations structurales et paragenétiques en considérant deux « niveaux »: tout d'abord un « fond » dont la granulométrie moyenne va de 0,2 à 1 mm, constitué de phénoblastes partiellement idiomorphes d'albite, souvent corrodés et brisés, entourés d'une matière chloriteuse vert clair, et accompagnés de grandes plages xénomorphes et déchiquetées de carbonate. Ensuite, obscurcissant ce « fond », d'innombrables inclusions dont la taille dépasse rarement 0,1 mm, parmi lesquelles on reconnaît de fines aiguilles d'amphibole vert très clair, que nous attribuons au groupe de l'actinote-tremolite, des granules de sphène plus ou moins leucoxénisé et des grains d'un minéral du groupe de l'épidote, souvent maclés, et dont la taille dépasse fréquemment celle des autres minéraux. Toutes ces inclusions esquissent très localement une vague allure fluidale, onduleuse, qu'elles perpétuent au travers des plages des différents minéraux constituant le « fond ». Nous n'avons décelé aucune structure fantôme.

La zone à varioles contiguës, située à la périphérie du coussin, juste au contact avec l'enveloppe de chlorite à varioles isolées, révèle au microscope une structure fortement orientée: dans un fond constitué exclusivement de plages légèrement allongées d'albite et de chlorite, d'innombrables aiguilles amphiboliques esquissent une structure nettement nématoblastique, soulignée par les amas étirés de leucoxène. Le minéral de la famille de l'épidote est beaucoup moins abondant qu'au centre du coussin.

L'échantillon 1V nous a permis de schématiser une variole, déjà isolée dans la zone un peu plus extérieure au coussin, plus chloritique: la figure 1 est très idéalisée car en réalité l'orientation imprimée par le leucoxène oblitère fortement toute figure primaire; nous voyons:

- a) une zone centrale ovale, où les grains d'épidote abondants se répartissent concentriquement, où le leucoxène en traînées reste important mais où une diminution des fibres amphiboliques libère quelque peu des plages albitiques.
- b) une zone concentrique sans épidote, comportant beaucoup d'amphiboles et très obscurcie par le leucoxène étiré.

- c) une zone extérieure, également très riche en fibres amphiboliques particulièrement fines et orientées, sans épidote, beaucoup moins obscurcie par le leucoxène.

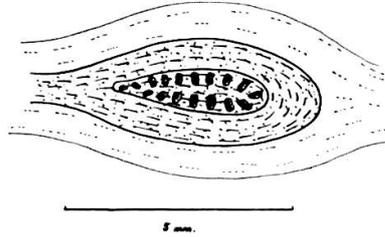


FIG. 1 (plaque mince 1 V). Lumière naturelle. — Structure microscopique idéalisée de variolite de « coussin » très faiblement métamorphique, légèrement laminée (Prainan).

Considérons enfin la très intéressante enveloppe chloriteuse de nos coussins: l'échantillon vert foncé, très orienté, est criblé de grains blancs, de la taille de têtes d'épingles, qui font relief et montrent souvent des clivages brillants (éch. 2V, fig. 2). Sous le microscope, nous distinguons immédiatement de grands archipels d'albite très limpide, se détachant avec éclat sur un fond phylliteux vert brunâtre. Ces phénoblastes d'albite, d'un diamètre variant de 1 à 2 mm sont idiomorphes en certains points de leur contour, mais sont corrodés et brisés en d'autres. Ils contiennent en inclusions des représentants de la famille de l'épidote, en prismes allongés incolores d'une dimension de l'ordre de 0,1 mm, ainsi que quelques belles aiguilles amphibolique vert pâle. De plus, dans l'ensemble de la roche, d'importants amas opaques et semi-opaques, constitués probablement en partie de leucoxène, dessinent des circonvolutions qui parcourent indifféremment la pâte phylliteuse et les phénoblastes. Si nous revenons à ces derniers et à leurs inclusions principalement épidotiques, nous devons signaler qu'il ne s'agit en rien d'une « saussurite »: la taille et la limpidité de ces inclusions, et surtout leur disposition, sont explicites: tantôt elles sont dispersées dans la région centrale des phénoblastes il est vrai, mais le plus souvent (fig. 2) elles semblent avoir germé et rayonné à partir des amas opaques répartis en traînées onduleuses qui traversent le phénoblaste: souvent aussi (fig. 3), les prismes allongés à section plus ou moins rectangulaires, semblent être issus d'une petite poche de chlorite corrodant le cristal d'albite vers l'intérieur duquel ils rayonnent. En général les enclaves épidotiques prolongent vaguement une structure litée antérieure, structure litée dont les reliques les plus évidentes sont les arabesques esquissées par les lits et les amas opaques.

Dans la pâte phylliteuse verdâtre, les grains d'épidote ne sont pas absents: mais ils sont alors plus gros que les inclusions décrites ci-dessus, parfois maclés, et souvent zonés d'une façon spéciale: un petit prisme central possède une orientation optique différente de celle du gros grain enveloppant. Signalons également la présence dans la « pâte » de prismes amphiboliques.

La substance opaque ou semi-opaque disposée en lits très ondulés et en amas allongés se regroupe parfois en forme de perles un peu translucides, brunâtres, plus ou moins fibroradiées autour d'un point central.

En ce qui concerne la matrice phylliteuse elle-même, elle nous semble constituée d'au moins deux phases minérales: une chlorite vert clair très dispersive, disposée en houppes qui se réunissent en plages plus grandes, et un minéral phylliteux (ou prismatique) en cristaux extrêmement fins à biréfringence élevée et extinction droite, que l'on pourrait peut-être assimiler à une variété de mica blanc, ou au talc. Les amas de ces deux types d'aspect phylliteux sont étroitement associés selon de vagues dessins en grandes palmes ou en fer de lance.



FIG. 2 (pl. m. 2 V). Lum. nat. — Phénoblaste d'albite dans « fond » finement phylliteux, avec traînées de minéraux semi-opaques (leucocoxène) et prismes épidotiques (Matrice de coussin presque « intact », Prainan).

FIG. 3 (pl. m. 2 V) — Idem que fig. 2.

La structure ainsi décrite de l'enveloppe des coussins ne répond à aucune description de matrice chloriteuse, de hyaloclastites ou substance amorphe, spécifiques des laves en coussins indemnes de métamorphisme. Les phénomènes décrits sont donc principalement attribués à la réorganisation métamorphique d'un milieu particulièrement instable. Les relations de structure décrites ci-dessus nous suggèrent, pour l'enveloppe des coussins, les processus chimiques successifs suivants:

- a) Cristallisation de belles et grandes aiguilles d'amphibole et individualisation des lits opaques et semi-opaques, vraisemblablement titanifères, sous l'effet d'une pression dirigée (fig. 2 et 4).

- b) Condensation locale par migration et accumulation en certains points privilégiés *d'éléments chimiques constitutifs* d'un plagioclase « intermédiaire ». Cette ségrégation au sein d'un milieu plus basique n'est pas encore accompagnée d'une cristallisation de feldspath et semble se faire *sans* phase liquide, comme en témoigne la continuité dans le dessin des arabesques opaques.
- c) Dans ces zones d'accumulation du Ca et du Na, particulièrement réactives, germination de petits prismes épidotiques, « s'appuyant » sur les amas de granules opaques qui constituent le support mécanique et chimique le plus stable qu'ils puissent trouver.



FIG. 4 (pl. m. 2 V). — Idem que fig. 2 et 3. Un prisme amphibolique, parallèle à une traînée semi-opaque, est brisé et inclus dans un phénoblaste d'albite.

- d) En ces points d'accumulation de matériel feldspathique, maintenant exclusivement sodique, développement des phénoblastes d'albite qui enclavent les petits prismes du groupe de l'épidote; certains de ces derniers, peu nombreux, étaient nés en dehors de ces domaines d'accumulation: ceux-ci seuls s'accroissent encore ultérieurement pour donner les plus gros grains d'épidote de la masse chloriteuse. Notons aussi que l'albite se forme en se moulant quelquefois sur les tracés opaques (fig. 2) qui demeurent le support ferme et stable dans un domaine aussi actif et mobile.
- e) Enfin, la chlorite et la phase phylliteuse à allure micacée se figent, non sans avoir corrodé un peu les phénoblastes d'albite.

Il serait évidemment possible d'imaginer les prismes épidotiques se développant aux dépens du cristal de plagioclase déjà formé, dans une sorte de « saussuritisation ». Nous pensons néanmoins que, dans ce cas, on ne remarquerait pas pour ces inclusions un alignement manifestement antérieur et tout à fait indépendant de la forme finale

du phénoblaste. Quant aux floraisons de cristaux d'épidote à partir de poches chloriteuses ou bien sans support, il est possible de les attribuer à un arrachage du support, opaque, dans le mouvement hélicitique des phénoblastes en formation.

Enoncée de la façon qui précède, une séquence de cristallisation paraît trop rigide face à la multiplicité des faits d'observations microscopiques; il faut donc probablement tempérer cette rigueur en ajoutant que chacune des périodes mentionnées recouvre en partie les périodes voisines, et ceci est vrai entre autres pour l'évolution de la matière semi-opaque qui a probablement été remobilisée successivement, mais sans grand déplacement.

L'examen des échantillons du centre et de la masse même des pillows ne fait que confirmer la séquence proposée ci-dessus; leur structure microscopique, assez brouillée, met cependant en évidence:

- a) La fixation *finale* du « fond » constitué d'albite, de chlorite et de calcite, fixation apparemment plus tardive pour les deux derniers minéraux.
- b) La fixation *antérieure*, et influencée par la pression dirigée, du sphène et de l'amphibole, ainsi que l'indifférence de ces deux minéraux à l'égard du « fond » qui les englobe.
- c) La période *intermédiaire* de formation de grains épidotiques, période empiétant sur les périodes voisines a et b.

Le microscope nous montre aussi la différence de degré de lamination entre les structures du cœur et des bords des pillows, différence qui ne pourrait être soupçonnée à l'œil nu.

Voici la séquence de cristallisation dans le temps, suggérée par la pétrographie des coussins les moins métamorphiques découverts dans le Versoyen: Amphibole (actinote-tremolite) et minéraux titanifères-groupe de l'épidote - albite - chlorite - calcite - minéralisation ultérieure (hématite,...). Il faut considérer ces différents épisodes comme se superposant en partie.

Le danger le plus grand que l'on court en établissant une séquence de cette façon provient, nous semble-t-il, des différences d'énergie de formation des minéraux (« form energy » ou « shape energy », P. ESKOLA, 1939, H. RAMBERG, 1952) qui pourrait faire illusion sur l'ordre de cristallisation; aussi avons-nous surtout été influencé par la fidélité des cristaux à s'orienter selon des directions générales qui leur sont extérieures, directions qu'ils retransmettent par leurs groupements et leurs alignements, comme « à l'emporte-pièce », au travers des plages plus vastes et plus tardives.

ANALYSES CHIMIQUES

Le laboratoire de chimie de l'Institut de minéralogie de Genève a effectué l'analyse chimique d'échantillon du centre, de la zone externe à varioles contiguës et

de l'enveloppe chloriteuse d'un gros coussin de l'affleurement que nous venons de décrire, proche des chalets de Prainan.

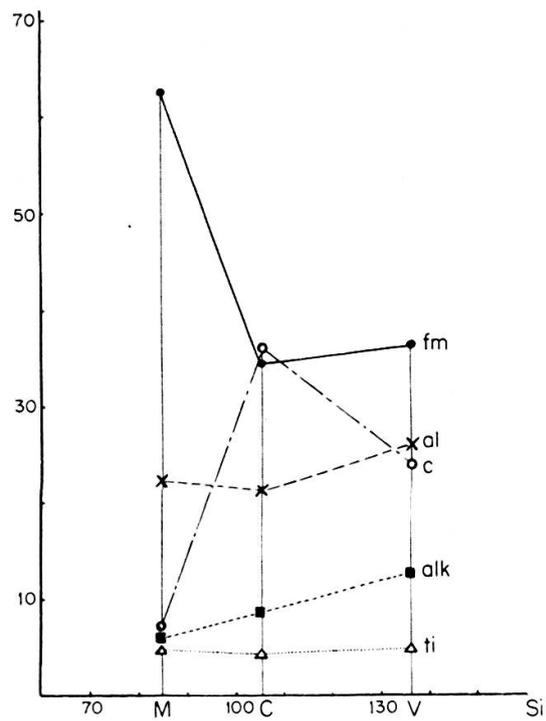
Analyse 1 : centre du coussin (éch. 0V, pl. m. 0V)

SiO ₂	43,84		
Al ₂ O ₃	15,14		Paramètres de Niggli
TiO ₂	2,24	si	105,6
FeO	5,18	al	21,4
Fe ₂ O ₃	2,61	fm	34,3
CaO	14,05	c	36,2
MgO	5,24	alk	8,1
Na ₂ O	3,51	mg	0,55
K ₂ O	(<0,1%)	ti	4
MnO	0,21	p	0,43
P ₂ O ₅	0,38	qz	— 26,8
H ₂ O ⁺	2,66	ω ¹	0,50
H ₂ O ⁻	0,04		
CO ₂	5,05		
	<hr/>		
Total	100,15		

Analyse 2 : zone marginale à varioles contiguës (éch. 1V, pl. m. 1V)

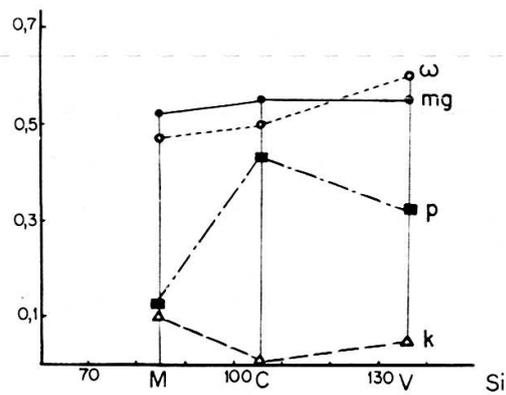
SiO ₂	51,24		
Al ₂ O ₃	16,57		Paramètres de Niggli
TiO ₂	2,31	si	136,5
FeO	4,37	al	26,1
Fe ₂ O ₃	3,34	fm	36,7
CaO	8,55	c	24,3
MgO	5,14	alk	12,8
Na ₂ O	4,67	k	0,05
K ₂ O	0,42	mg	0,55
MnO	0,15	ti	4,6
P ₂ O ₅	0,35	p	0,32
H ₂ O ⁺	2,54	qz	— 14,7
H ₂ O ⁻	0,06	ω	0,6
	<hr/>		
	99,71		

$$^1 \text{ (degré d'oxidation du Fe) } \omega = \frac{2Fe_2O_3}{2Fe_2O_3 + FeO}$$



Graphique 1 M = matrice, C = centre, V = zone variol.que

Graphique 1: Paramètres de Niggli des zones concentriques d'un coussin de Prainan.



Graphique 2

Graphique 2: Semblable à Graphique 1.

CHAPITRE II

LES LAVES EN COUSSINS SIMPLEMENT LAMINÉES

Malgré la tendance de leurs varioles à s'allonger en ellipsoïdes, nous avons vu que les quelques « pillows » du chalet de Prainan offraient une forme générale exempte d'étirement; cette intégrité est une exception remarquable dans le Versoyen. Dans la même zone, sur les pentes sud de l'Aiguille-de-Prainan, les types de coussins sensiblement laminés se multiplient. Les plus beaux exemples se situent au niveau des hameaux de Plan-André, et plus particulièrement dans le petit bois se trouvant à quelques centaines de mètres à l'E. de ce lieudit. Signalons surtout la petite falaise située à la lisière du bois, vers 1650 m, au-dessus du « Pertuis » (H. LOUBAT, 1965), ainsi que la corniche rocheuse située plus haut vers 1750 m, toujours à la lisière des arbres et tout près de laquelle passe le large chemin qui monte au chalet de Prainan. Ce dernier affleurement est important à cause du niveau sédimentaire qui s'y trouve interstratifié entre deux coulées laminées.

Partout ailleurs dans le Versoyen où nous avons observé des « pillow lavas », les indices de métamorphisme, de remobilisation chimique, se sont révélés assez importants. Or, ici, à Prainan, seul le dynamométamorphisme est sensible, avec un degré de recristallisation minimum. En effet, quelle que soit l'intensité de la lamination non seulement la morphologie générale des coussins se discerne encore très bien, mais aussi leurs structures *macroscopiques* fines demeurent: parfois étirés en lentille longues de plusieurs mètres, larges de 1 m environ, épaisses de 2 ou 3 dm, ces coussins conservent une zone centrale homogène vert assez foncé, puis une zone concentrique plus claire, large de 1 ou 2 cm, correspondant au domaine des varioles contiguës, et enfin à l'extérieur l'enveloppe chloriteuse foncée dans laquelle se remarquent nettement des varioles isolées, allongées en ellipsoïdes aplatis; il ne faut pas confondre ces dernières avec les phénocristaux albitiques, blancs, en « têtes d'épingles ».

Si l'affleurement offre un profil favorable, il est permis de voir ces grands coussins laminés se mouler les uns sur les autres (photo 1). En revanche, un affleurement orienté parallèlement à la direction de lamination (dans cette région: axes de linéation plongeant de 40° vers le S. à S.-S.-E.) ne possède souvent qu'une allure de schistes verts anonymes. (M. DELALOYE et H. LOUBAT, 1967).

Malgré cet étirement, il est même possible de deviner en certains points ce qui est confirmé par de grands massifs non métamorphiques de laves de ce genre (Région du Mont-Genèvre, Alpes franco-italiennes), à savoir l'allongement des formes en « boyaux », évoquant parfois des laves « cordées » géantes.

Nous devons ajouter qu'à l'instar des coussins quasi intacts des chalets de Prainan étudiés plus haut, ceux-ci n'ont guère manifesté de tendance à se subdiviser ou à se « bréchifier » au cours de leur formation.

Examen microscopique

Cet examen nous confirme la structure et la paragenèse que nous avons découvertes dans les formes éruptives à peu près intactes, avec cependant une très forte accentuation de la structure nématoblastique, même au centre des coussins. Le « fond » xénomorphe grenu (Johannsen 1931, I, p. 39), légèrement orienté, est constitué uniquement d'albite et de chlorite vert clair dispersive; nous ne décelons plus de calcite. Ce « fond » est criblé de grains très ténus, d'une taille de l'ordre de 0,05 à 0,1 mm, constitués de sphène plus ou moins leucoxénisé, de très fines aiguilles d'amphibole vert très pâle et de grains d'épidote en général plus grands que les autres inclusions. Les aiguilles amphiboliques s'accumulent parfois en lits, mais il faut noter surtout qu'elles ont d'autant plus tendance à se chloritiser que le coussin est plus laminé, et la chlorite les a entièrement pseudomorphosées dans certains échantillons.



FIG. 5 (pl. m. 3 V). Lum. nat. — Dans un « fond » phylliteux, garni de quelques petits phénoblastes d'albite, les cristaux épidotiques sont soit dispersés, soit groupés en lits assez épais, replissés; lits interrompus, beaucoup plus minces, plissés, de grains semi-opaques (leucoxène).

Le milieu chimiquement et mécaniquement instable, hydraté, propice aux migrations chimiques, que constitue l'enveloppe chloriteuse des coussins, est ici encore très intéressant à observer. Il s'y trouve souligné, en effet, la tendance des phases minérales à s'accumuler selon certaines lois géométriques: en phénoblastes à genèse plutôt hélicitique pour l'albite, en lits assez minces et parallèles pour les minéraux titanifères semi-opaques, en niveaux plus épais, bien marqués, pour les petits grains du groupe

de l'épidote, et en amas assez quelconques pour les minéraux phylliteux. Ceci nous semble être le fait d'observation le plus important dans nos coussins laminés, en considération des phénomènes métamorphiques dans tout le Versoyen que nous détaillerons ci-dessous (fig. 5).

CHAPITRE III

LES LAVES EN COUSSINS MÉTAMORPHIQUES

Les coussins laminés du type que nous venons de décrire ne se trouvent que sur les pentes de l'Aiguille-de-Prainan, extrémité S.-W. du massif ophiolitique du Versoyen. Cependant, il nous a été donné de découvrir sans cesse, sur toute la surface de ce massif, d'innombrables exemples de laves en coussins évidentes, mais alors empreintes d'une recristallisation métamorphique plus complète. Presque partout où elles se trouvent, ces laves sont apparemment interstratifiées avec des schistes noirs qui servent souvent de ciment à une brèche grossière composée principalement, mais non uniquement, d'éléments ophiolitiques; quelquefois, surtout à la périphérie N.-W. et S.-W. de l'ensemble de roches vertes, les coussins métamorphiques s'interstratifient avec des niveaux de calcschistes gris à petits bancs microbréchiques. Enfin, il est un phénomène encore assez discret dans les affleurements qui concernent ce chapitre, mais dont le développement deviendra tel, ailleurs, que nous lui consacrons déjà un paragraphe: il s'agit de l'apparition occasionnelle dans les masses de laves métamorphiques d'un liséré de couleur blanche ou gris clair, d'épaisseur décimétrique et continu sur plusieurs mètres. S'insinuant parfois entre des coussins ou des éléments de leur brèche, ce liséré se localise plus volontiers à un contact entre schistes noirs et niveaux de roche effusive.

Nous allons donc considérer en détail les faciès suivants:

1. Les coussins métamorphiques.
2. Les schistes noirs, et la brèche dont ils constituent parfois le ciment.
3. Les schistes gris et petits bancs microconglomératiques.
4. Le « liséré blanc ».

Nous mentionnons le paragraphe 3 pour mémoire, car nous reprendrons la description et l'interprétation de ce sujet dans une publication séparée, consacrée au domaine sédimentaire; en revanche, l'étude des schistes noirs, au paragraphe 2, nous paraît nécessaire ici pour compléter celle des coussins auxquels ils sont si étroitement liés.

1. LES COUSSINS MÉTAMORPHIQUES

Nous choisirons quelques affleurements très démonstratifs et nous les décrirons; dès lors ces observations pourront s'appliquer à tous les points du Versoyen indiqués sur la carte comme « laves en coussins métamorphiques ».

Les affleurements les plus vastes et les plus intéressants de ce type sont situés en Italie, sur une ligne qui s'oriente du N.-N.-W. au S.-S.-E., parallèlement à la direction du vallon du Breuil.

Considérons d'abord le remarquable massif ophiolitique situé à l'extrémité méridionale de cette ligne structurale, à proximité de la « Pointe-Rousse », dont précisément les gneiss et conglomérats nous occuperont ailleurs.

Les coussins proches de la Pointe-Rousse

(carte topographique italienne 1/25 000

F. 27. « La Thuile »; coord. 63,300; 33,000)

Les roches intéressantes se trouvent à l'altitude de 2630 m environ, constituant le versant N. d'un mamelon, et descendant doucement vers deux petits étangs longtemps gelés et dont les rives sont teintées d'ocre par des pointements de cargneules. Nous sommes exactement à 450 m à l'W. de la Pointe-Rousse, séparés de celle-ci par un petit col. L'affleurement considéré ici s'atteint facilement en quittant ce col vers l'W. et en franchissant quelques pentes schisteuses.

L'accès de cette zone très intéressante est facile et rapide grâce au sentier qui, tout d'abord, descend du lac Verney (versant italien du col du Petit-Saint-Bernard) en direction de la ferme de la Balmette, puis remonte doucement vers le chalet en ruines de Tornera, situé lui-même en plein massif gneissique de la Pointe-Rousse. Quelque 250 m avant d'atteindre ce chalet, il est bon de s'élever en direction de l'W., au fond d'un petit vallon qui monte doucement, creusé continuellement dans les gneiss au pied des éboulis de la paroi S. du massif aplitique. Cet itinéraire, qui longe vers 2500 m d'altitude une cuvette marécageuse avant de s'élever assez brutalement, nous fait traverser des schistes, des cargneules, des roches vertes et des gneiss en contact probablement tectonique, nous permet de distinguer derrière nous, au pied du massif cristallin, la petite cascade du torrent du Breuil, au niveau de 1990 m, où affleure un gros rognon d'ophiolites métamorphiques. A partir du petit marécage signalé ci-dessus un sentier nous fait gagner finalement le petit col, situé à 2550 m environ, exactement à l'W. sous le sommet de la Pointe-Rousse.

D'un point de vue géométrique très général, la surface à considérer peut se subdiviser en deux bandes allongées du N. au S., de surface un peu inégales: la plus grande, à l'E., nous offre des coussins bien conservés; la zone W, plus étroite, est constituée probablement en partie aussi par des laves métamorphiques, mais les caractères morphologiques primaires y sont presque évanouis et on se surprend sou-

vent à douter d'une origine effusive pour cette roche. Au prix de quelques heures passées entre ces rognons rocheux polis par le glacier, l'observateur trouve çà et là — cette répartition capricieuse est une des énigmes posées par le massif — des coussins d'une forme idéale, d'un ovale parfait, avec un cœur souvent évidé et de belles fissures radiales et concentriques. Il sera toujours difficile d'évaluer le degré d'écrasement subi par ces roches, mais la lamination est certainement moins intense que celle qui s'est exercée sur les pillows laminés de Prainan, étudiés précédemment. Très souvent, on peut ici réaliser combien la plasticité des coussins les a autorisés à se mouler sur les niveaux sous-jacents par l'effet de leur propre poids. En bref, tous les caractères morphologiques des « pillow lavas » trouvent leur illustration dans cet affleurement; cependant, il n'est plus permis d'accéder aux caractères macroscopiques les plus fins, correspondant à un échantillon de laboratoire tels que zones concentriques ou varioles. En effet, le coussin est constitué d'une roche de couleur gris-vert clair, très finement grenue, homogène, d'orientation imperceptible. Cette masse est simplement entourée d'une enveloppe chloriteuse, verte ou rougeâtre, très foncée, large de quelques centimètres. Cette matrice est souvent criblée de petits phénoblastes d'albite, en « têtes d'épingles », disposés en lits parallèles, qui évoquent une sorte de galon; ces galons peuvent aussi garnir les zones bordières des coussins d'une façon telle que l'on pourrait les confondre avec de petites varioles classiques. Cette enveloppe essentiellement chloriteuse est vulnérable à l'altération et à l'érosion et elle souligne les formes des pillows par un tracé en creux, tel, parfois, que les coussins s'en trouvent entièrement dégagés. En dernière analyse donc, ce sont ces tracés creux et sombres qui nous restituent la morphologie des laves. Nous nous souvenons que les coussins étudiés sur les pentes de l'Aiguille-de-Prainan, dont les éléments étaient peu remobilisés par le métamorphisme, possédaient des varioles, ainsi qu'une « zonation » concentrique bien apparente. On serait donc tenté d'attribuer l'absence, ici, de ces caractères, à une recristallisation métamorphique plus active, qui aurait effacé certains traits macroscopiques fragiles; néanmoins, il se pourrait que les conditions d'éruption volcaniques aient changé dans le temps et dans l'espace, aient été différentes pour les laves de Prainan et pour celles que nous considérons ici, qui pour leur part, peuvent ne pas avoir été pourvues de varioles ni douées d'une zonation pétrographique. En ce cas donc, l'homogénéité apparente de nos pillows serait un caractère primaire.

Signalons aussi la présence de poches partiellement vides, d'une dimension de quelques décimètres, au sein de ces laves; ces poches sont garnies de ce qui semble être un remplissage tardif constitué d'amas de chlorite pulvérulente ornés de nombreux et gros phénoblastes d'albite (d'un diamètre proche du demi-centimètre.) Il convient donc de ne pas confondre ces phénoblastes blancs, un peu arrondis par l'érosion, avec des varioles de coussins.

L'essentiel des observations précédentes n'apporte rien de nouveau à la description d'une lave en coussins banale, empreinte d'un métamorphisme léger. Cependant, l'affleurement que nous étudions ici est prodigue en exemples d'un phénomène plus

spécial; fréquemment en effet, les coussins se subdivisent en un certain nombre de coussinets arrondis, ayant forme et taille de « miches de pain », qui miment à leur tour la morphologie de coussins classiques, mais à l'échelle plus petite du décimètre. Ces coussinets sont enrobés d'un film chloriteux plus mince que ne l'est l'enveloppe du gros coussin générateur (fig. 6). Dans ces cas de subdivision, il arrive vite que l'épaisseur de la matrice du coussin générateur ne soit plus très différente de celle qui enveloppe les coussinets: alors, la forme du grand coussin générateur nous échappe et nous sommes en présence d'un empilement de coussinets qui évoque une coulée de « pillows » nains. Il faut noter qu'en certains points, ces petits éléments possèdent une forme irrégulière, polygonale, semblable à celle de fragments de brèche, mais dont les angles sont émoussés et arrondis.

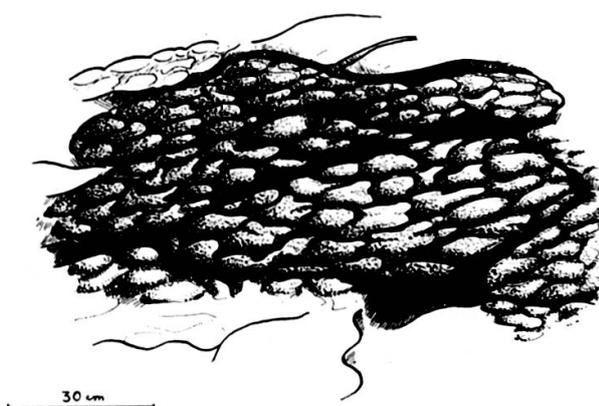


FIG. 6. — Coussins légèrement laminés, du massif proche de la Pointe-Rousse: type de subdivision en « coussinets ».

Les termes descriptifs que nous avons utilisés pourraient laisser entendre que nous envisageons comme genèse de ce type de roche une subdivision en petites unités des coussins encore très visqueux, au sein d'une lave en épanchement; le débit actuel de la roche suggère bien en effet ce mode de formation. Or, à notre connaissance, une subdivision de coussins à l'état visqueux en formes *molles* et *arrondies* plus petites, n'a jamais été observée dans des laves intactes. C'est donc en partie par prudence que nous nous rallions à l'hypothèse selon laquelle ces coussinets arrondis sont dus à l'action dynamométamorphique: deux possibilités se présentent dès lors: ou bien la roche initiale consistait en gros coussins éclatés et subdivisés en fragments plus ou moins bouleversés, séparés par du tuf vitreux, et l'effet ultérieur de pression et de température a été d'arrondir les angles des éléments, de les enrober d'une matrice chloriteuse très mobile à ce stade de métamorphisme; ou bien la pression dirigée a brisé une roche solide constituée de coussins entiers, tandis qu'une action physico-chimique contribuait à enrober les fragments d'une matrice chloriteuse. Dans ces deux cas, la chlorite proviendrait d'une substance analogue à la matière interstitielle et enveloppante des coussins, matière initialement vitreuse ou microcristalline, vacuo-

laire, très hydratée, constituant un milieu exceptionnellement instable aux points de vue chimique et mécanique.

Néanmoins, un fait d'observation entretient le doute au sujet de ces hypothèses, et le mentionner nous force à anticiper un peu sur le paragraphe consacré aux « schistes noirs ». En effet, des niveaux de schistes noirs d'une épaisseur variable sont étroitement interstratifiés avec les coulées dont nous parlons : ces schistes noirs enrobent des éléments d'ophiolite bréchiques de toutes tailles : or ces éléments sont demeurés pour leur part extrêmement anguleux et cela malgré un écrasement sensible. Ce contraste entre fragments arrondis dans les coulées en coussinets et fragments très anguleux dans les schistes noirs est au premier abord troublant si nous voulons expliquer les formes arrondies de coussinets par une des deux hypothèses précitées. Nous serions personnellement tenté de résoudre cette difficulté en invoquant une différence de compétence mécanique et de disponibilité chimique entre deux types de roches ; et pourtant l'aspect très orienté, subdivisé en feuillets, des schistes noirs, inspire subjectivement à l'observateur un milieu mécaniquement très mobile, à la différence de ce qu'évoquent les niveaux plus massifs de roches vertes. Nous pensons qu'il s'agit d'images trompeuses, et que l'aspect des roches induit à tort notre vision des phénomènes passés : un peu comme ces massifs de serpentinite parfois tellement compacts qu'ils démentent leurs propriétés mécaniques et tectoniques bien connues. Il est possible qu'ici les niveaux de laves aient été doués dans leur ensemble d'une mobilité chimique et mécanique bien plus grande que les niveaux schisteux, dans les conditions où tous deux étaient placés : comme nous l'avons dit, les substances instables qui enrobaient les coussins ont contribué dans les conditions du métamorphisme, à « polir » (rôle mécanique) et à « fondre » (rôle chimique) des éléments initialement anguleux en les aplatissant doucement en lentilles qui se moulent les unes sur les autres. Par ailleurs, l'examen microscopique nous le confirmera, les niveaux schisteux noirs ont pu demeurer moins disponibles, plus stables chimiquement et mécaniquement, et les éléments bréchiques qu'ils contenaient sont restés ainsi nettement anguleux.

Il serait possible cependant que l'observation dont nous venons de parler puisse constituer un argument de plus en faveur de l'idée d'actions deutériques, génératrices de structures attribuées à tort au seul métamorphisme régional. Nous défendrons ce point de vue dans les chapitres de conclusion portant sur le métamorphisme.

Déjà, à la faveur des paragraphes consacrés aux schistes noirs, puis au « liséré blanc », nous verrons que la discussion n'est pas close au sujet de la morphologie de ces coussinets et de sa signification. Nous devons aussi souligner que cette subdivision en coussinets, de même que l'existence de grands « pillows » très bien conservés, possédant un cœur évidé et de belles fissures radiales et concentriques, sont des caractères qui se cantonnent géographiquement à la bordure N.-E., italienne, du massif du Versoyen. Dans les régions de Prainan, de Beaupré et du Mont-Miravidi (France), nous n'en avons pas remarqué d'aussi nets ; seule la Pointe-du-Clapey offre quelques spécimens de coussinets, assez peu probants d'ailleurs.

Le phénomène le plus important et qui est par ailleurs le plus général dans tout le Versoyen reste le passage rapide et insensible entre des ensembles de coussins bien individualisés et une roche verte massive non identifiable quant à sa nature première. Soulignons que toujours, au Versoyen, aussi bien dans les coussins évidents que dans la roche massive, la paragenèse minéralogique se situe au « niveau » du faciès « schistes verts ».

En arpentant le massif ophiolitique proche de la Pointe-Rousse, l'observateur est surpris par la répartition assez capricieuse des coussins très bien conservés; ceux-ci sont souvent isolés parmi des masses aux formes déjà moins suggestives, comme évanouies. C'est tout particulièrement vers la bordure W. de ce massif que l'ensemble des coussins s'indure pour donner une roche homogène où les formes primaires sont presque indiscernables. Quelles sont, à l'échelle de ce qui est visible à l'œil nu, les modifications qui président à cet « évanouissement » morphologique ? Nous pouvons noter deux modifications majeures: a) Un accroissement très important de la taille des minéraux de métamorphisme. b) Une réduction de l'épaisseur de l'enveloppe chloriteuse.

Examiné à l'œil nu, le changement de taille des minéraux nous semble s'opérer de la façon suivante: la roche très finement grenue se garnit de tout petits phénoblastes blancs d'albite, aux clivages particulièrement brillants, qui constellent d'une façon de plus en plus apparente un fond essentiellement chloriteux vert foncé. Ces points blancs, tout en conservant la taille du millimètre, tendent à se rassembler en archipels de forme légèrement allongée et de la taille du centimètre, entre lesquels la substance chloriteuse vert foncé s'individualise à son tour en plages sombres à clivage luisant; ces dernières, sensiblement orientées dans une direction commune, évoquent quelquefois simplement de petits lambeaux lités. Le résultat final de l'individualisation des phases minérales est une roche grossièrement mouchetée en vert et blanc, et légèrement orientée.

Quant à la matrice chloriteuse, elle s'amincit pour atteindre une épaisseur de quelques millimètres; dans cet espace réduit, on décèle encore les petits phénoblastes d'albite, rassemblés en niveaux étroits, ainsi que quelques lits finement épidotiques. Ce liséré s'altère et se creuse par érosion et aboutit à de très étroites et profondes fissures qui soulignent ainsi, souvent d'une façon fugitive, le contour des coussins. La morphologie de ceux-ci devient d'autant plus difficile à distinguer que les fissures fines qui soulignent leur silhouette ont tendance à esquisser des contours géométriques très schématiques, semblables à ce que donnerait un empilement de lentilles régulières d'une longueur d'environ deux mètres. En plus, comme des diaclases d'origine mécanique recoupent la roche en tous sens, la signification des fissures exclusivement dues aux matrices chloriteuses se brouille. Ainsi, de ces différentes modifications, il résulte finalement une « roche verte » d'origine non identifiable.

Il est possible de retrouver tous les caractères décrits ci-dessus en cheminant le long de la ligne structurale N.-N.-W. - S.-S.-E., à partir de la zone de la Pointe-Rousse,

par Tormotta (photo 2), puis le long de la corniche qui surplombe la rive droite du profond vallon du Breuil.

Les coussins proches de la Punta-Fornet

(carte topographique italienne 1/25 000

F. 27. « La Thuile »; coord. : 32,550; 66,550; alt. : 2700 m)

Cet affleurement se situe à la terminaison nord de la ligne structurale que nous venons d'évoquer, et constitue l'extrémité septentrionale des régions étudiées. On accède le plus rapidement à ce site par le sentier qui, venant du lac Verney, remonte le torrent du Breuil sur sa rive gauche et se dirige vers les chalets en ruines des Grotti. Nous sommes en présence d'un pointement très important de pillows très bien conservés, et assez semblables aux pillows de Prainan en ce qui concerne leur degré de fraîcheur. Il est ainsi curieux de voir les deux extrémités de l'ensemble ophiolitique du Versoyen se rapprocher sur ce point, et cette similitude a probablement une signification paléogéographique et tectonique importante. Néanmoins, les caractères macroscopiques délicats sont ici à nouveau évanouis; seules, quelques varioles isolées, légèrement aplaties, en relief dans la matrice chloriteuse, sont encore parfois visibles.

Nous devons insister sur le fait que cet important affleurement semble dénué de roches vertes compactes et de coussins très indurés. Ces derniers types compacts peuvent néanmoins se reconnaître dans quelques rognons rocheux situés vers l'W. du bel affleurement évoqué ici.

Malgré sa grande surface et son intégrité relative à l'égard du remaniement métamorphique, c'est un autre phénomène, de détail, qui a retenu notre attention dans ce site. Assez souvent, en particulier vers le pied sud de ce très grand affleurement, les interstices entre pillows sont occupés par des sortes de croûtes blanches ou gris-bleuté, constituées apparemment d'un quartzite fin. Il en est de même quelquefois aussi pour les interstices entre « coussinets ». Il pourrait se présenter une explication immédiate à ce phénomène: un remplissage de quartz tardif se serait effectué d'autant plus facilement que la silice nécessaire peut être abondamment fournie par les pointements cristallins très acides du type de la Pointe-Rousse, dont nous sommes ici très proches. Mais précisément, il y a aussi des fissures avec remplissage de quartz manifestement tardif, recoupant toutes les structures de la roche verte comme à « l'emporte-pièce »; or ce dernier type de quartz, blanc et translucide, présente un aspect bien différent des lambeaux de quartzite plus ou moins pur, laiteux, bleuté et porcelané, qui moulent très fidèlement les coussins et coussinets. La structure générale évoque donc plutôt en premier examen une lave s'épanchant dans un milieu siliceux très meuble.

La plupart des critères de polarité, considérant la forme des coussins de cet affleurement et leurs relations réciproques, semblent indiquer une *position renversée*.

Examen microscopique

L'examen microscopique d'un spécimen de cette roche interstitielle claire, un peu assombrie par des mouches orientées de couleur verte, nous confirme la nature essentiellement siliceuse du « fond » de l'échantillon, constitué de quartz limpide en grains anguleux d'une taille de 0,05 à 0,1 mm, disposés en mosaïque; des paillettes isolées ou des traînées de chlorite vert clair confèrent à la structure une nette orientation; mentionnons quelques rares mouches de calcite, grains de sphène leucoxisés et très petits cristaux opaques. Or, ce « fond » est garni assez abondamment de plages de structure spéciale: il s'agit de phénoblastes de plagioclases, aux contours parfois subidiomorphes, et d'une taille de quelques dizaines de millimètres, qui se groupent quelquefois à deux ou trois pour former un îlot un peu plus grand: ces plages maclées selon des lois de macle simples et multiples, sont criblées de minuscules gouttelettes de quartz évoquant de façon peut-être trompeuse, une espèce d'exsudation; ces gouttelettes ne sont pas réparties régulièrement dans la plage feldspathique, et de plus, elles s'avèrent sensiblement orientées parallèlement à l'orientation des petits lits de chlorite (fig. 19).

Certains de ces faits d'observation nous évoquent la structure microscopique des rares lambeaux blancs et gris qui garnissent une zone du grand massif de pillow lavas proche de la Pointe-Rousse, et que nous décrirons sous le titre de « liséré blanc ». En ce point aussi, du reste, nous noterons la tendance de la substance leucocrate à s'infiltrer entre les éléments ophiolitiques.

Sans éliminer l'idée d'un sédiment siliceux associé aux coulées volcaniques, nous devons donc envisager la possibilité, pour les remplissages leucocrates proches de la Punta-Fornet, d'appartenir aux phénomènes qui sont apparentés au « liséré blanc » si caractéristique du Versoyen et à notre sens très semblable aux adinoles, de Cornouailles par exemple (S.O. AGRELL, 1939).

Les coussins de la zone de Beaupré-Mont-Miravidi

L'ascension la plus aisée du Mont-Miravidi (3066 m alt.), point culminant de la région, se fait en France à partir des chalets Rullier et du Teppier, bâtis sur les rives du torrent du Versoyen. Il faut alors emprunter un sentier de bergers qui parcourt la terrasse rocheuse débutant au pied de la Pointe-de-Beaupré, s'élevant immédiatement à l'W. et vers le N.-W. de celle-ci. La haute paroi rocheuse qui dominera constamment, à leur droite, les personnes qui entreprennent l'ascension, offrira à leur vue une section idéale à travers l'alternance des niveaux à roches vertes et à schistes noirs avec, accessoirement, le liséré blanc déjà mentionné (photos 3 et 4). De cette paroi verticale s'éboulent des blocs énormes qu'il est loisible d'examiner, surtout à partir de l'altitude de 2410 m (H. LOUBAT et P. ANTOINE, 1965). Ces blocs éboulés permettent souvent d'apprécier l'évanouissement progressif des formes en coussins sur une surface de quelques mètres carrés seulement; ils appellent quelques remarques particulières:

Dans les éboulis et les affleurements que l'on découvre au cours de la montée, autour de l'altitude de 2410 m, la roche de couleur gris-vert clair, très finement grenue, constitue les pillows aux formes évidentes aussi bien que la roche massive à laquelle ceux-ci passent progressivement. L'induration insensible est ici le seul résultat de l'amincissement de l'enveloppe des coussins avec une schématisation géométrique de leurs contours.

Nous sommes aussi très intéressés par le fait que les coussins, qui sont d'assez petite taille (50 cm de long) et légèrement laminés, sont toujours beaucoup mieux conservés lorsqu'ils sont à proximité du contact avec les niveaux schisteux noirs : l'« induration » générale de la roche semble augmenter lorsqu'on s'éloigne de ce contact (fig. 7).

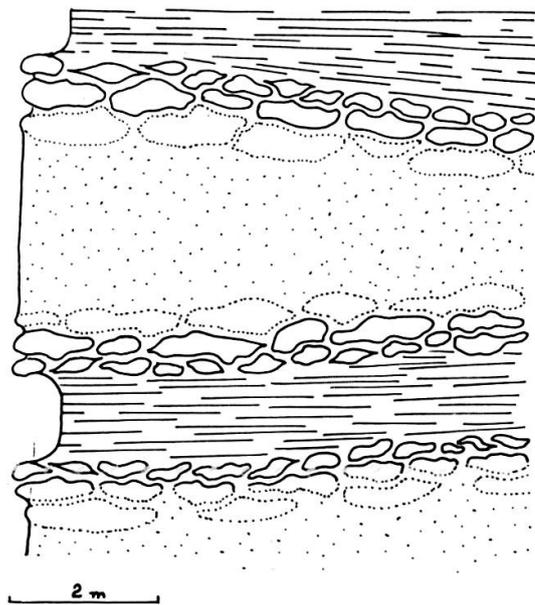


FIG. 7. — Niveaux de roches vertes et de schistes noirs : les coussins sont visibles aux bords de certains niveaux ophiolitiques (Zone de l'Aiguille-de-Beaupré — Mont-Miravidi).

Il s'agit là d'un phénomène surprenant. En effet, les zones de contact entre deux faciès différents (schistes et laves) sont en déséquilibre physico-chimique, si nous les considérons à l'échelle voulue. On peut s'attendre à ce qu'en ces points les remaniements dus à un métamorphisme naissant s'y effectuent plus volontiers. Or, ici, ces zones de contact sont précisément les mieux conservées, les plus suggestives quant au débit primaire des laves tandis que les parties situées à l'intérieur même des coulées sont massives et anonymes. Il se pourrait, par exemple, qu'une matière sédimentaire appartenant aux schistes noirs ait partiellement enrobé les coussins qui leur sont limitrophes au cours de l'éruption, les isolant ainsi plus sûrement les uns des autres, alors qu'au sein de la coulée, une matière volcanique vitreuse, très instable, constituait seule la matrice. La présence de lambeaux schisteux séparant quelques pillows est du reste indubitable en certains points, très proches des schistes. Il se pourrait de plus

que l'explication que nous avons proposée pour justifier le contraste entre blocs anguleux dans les schistes noirs et coussinets très arrondis dans la roche verte nous soit d'un certain secours ici également : à proximité des schistes noirs les manifestations du métamorphisme, et singulièrement la pression, n'auraient pu trouver de réponse aussi prompte et complète dans les schistes et à leur proximité que dans la masse d'ophiolite, se comportant pour sa part à l'image d'une substance « savonneuse » et perdant ainsi ses détails morphologiques initiaux. Notons aussi qu'aux endroits qui suscitent la discussion précédente, le liséré blanchâtre (adinole) est absent ou très peu abondant.

A vrai dire, les quelques idées énoncées ci-dessus présupposent la présence initiale de coussins dans toute l'épaisseur des niveaux de roche verte. Or, si l'induration progressive des « pillow-lavas » est indubitable en certains points, nous verrons qu'il est possible de proposer un schéma général pour ces niveaux d'ophiolites qui impliquerait une zone médiane initialement massive, encadrée de zones marginales à structure effusive.

A partir de l'altitude de 2740 m, les schistes noirs qui sont à présent en place sous les pas du promeneur, recèlent des enclaves bréchiques de plus en plus spectaculaires lorsqu'on s'élève vers le sommet du Mont-Miravidi, brèche dont nous parlerons ultérieurement. A l'altitude approximative de 2750 m, nous avons découvert un affleurement dont les caractères sont résumés par la fig. 8. Nous y voyons la séquence

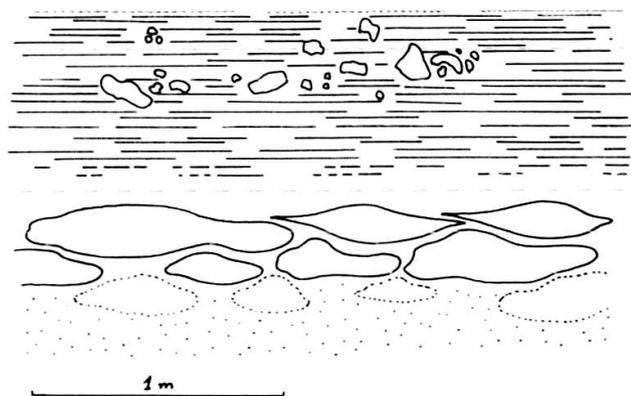


FIG. 8. — Sous le Mont-Miravidi, un contact entre schistes noirs enclavant des éléments bréchiques et un niveau ophiolitique à bordure en « coussins » laminés, est garni d'un liséré blanc, passant vers les schistes à un étroit niveau gris clair. La zone du contact est tachetée de blanc (ocelles non représentées sur le dessin).

normale pour la zone de Beaupré-Miravidi : schistes noirs à brèche — schistes gris foncé — liséré blanc plus ou moins large, parfois absent — coussins métamorphiques relativement bien identifiables — « roche verte » massive. Ce qui nous a arrêté ici est un développement assez important de « mouches » claires, de forme vaguement arrondie ou ovale, avec un diamètre proche du demi-centimètre, qui non seulement

criblent la zone sédimentaire qualifiée de « schistes gris foncé », mais aussi garnissent en grand nombre, et rapprochées les unes des autres, la roche à débit en coussins visibles; celle-ci, de couleur gris-vert, prend alors une apparence de « peau de léopard » à petites ocelles. Un peu plus éloignée des schistes noirs, la « roche verte massive » est dépourvue de ces ocelles.

La fin de l'ascension du Mont-Miravidi nous apporte surtout de magnifiques exemples de brèches *hétérogènes* dans les schistes noirs.

Les coussins de l'Aiguille-de-Prainan

Nous tenons à mentionner à nouveau un affleurement dont il a été brièvement question au chapitre traitant des « laves en coussins simplement laminées ». Il est situé à l'altitude de 1760 m au-dessus de Plan-André, au bord du chemin. Il se caractérise par un grand lambeau de schistes gris et de petits bancs microbréchiques, long de 15 m et inclus apparemment entre deux coulées. Ici aussi, à l'approche de la roche sédimentaire, les coussins sont bien restitués dans leur forme, et cependant, dans l'épaisseur de la coulée, nous sommes à la limite d'une appréciation morphologique possible.

Description microscopique

L'examen a porté essentiellement sur les zones plus ou moins centrales de coussins portés à des degrés divers de recristallisation et provenant des différents sites évoqués ci-dessus.

Les grands traits de la structure microscopique sont régis par le regroupement de certaines phases minérales en plages assez grandes et plus ou moins homogènes: d'une part un ensemble chlorito-amphibolique groupé en amas d'une taille proche de 2 ou 3 mm et d'autre part, enveloppant les plages précédentes, l'agglomération de petits phénoblastes d'albite, chacun d'une taille de 0,1 à 0,3 mm, en relation réciproque de type panidiomorphe. Ces deux domaines, assez imparfaitement individualisés, sont criblés d'inclusions: fines aiguilles amphiboliques en voie de chloritisation, grains du groupe de l'épidote (0,1 à 0,2 mm de dimension), petits cristaux idiomorphes de sphène (0,02 mm de dimension), amas semi-opaques souvent allongés, d'une taille proche du millimètre, constitués de grains de sphène très petits et de granules submicroscopiques de nature titanifère probable.

Les relations structurales de cette paragenèse, malgré leur complexité, présentent quelques caractères constants:

- a) Si nous supposons connues les structures microscopiques classiques des coussins (M. VUAGNAT, 1946), nous pouvons affirmer l'absence de toute relique primaire, ou de toute structure fantôme.

- b) Les prismes amphiboliques ténus figurent toujours à l'intérieur de tous les autres minéraux de la roche; ils sont particulièrement saisissants en inclusions chloritisées, zonées par des granules de sphène, dans les amas semi-opaques de nature titanifère (fig. 9) ainsi qu'en inclusions dans des grains épidotiques (fig. 10).



FIG. 9 (pl. m. 4 V). Lum. nat. — Prismes et aiguilles amphiboliques chloritisés inclus dans amas semi-opaque de nature titanifère. Petits cristaux de sphène dans la plage chloriteuse.

FIG. 10 (pl. m. 5 V). Lum. nat. — Petits prismes amphiboliques, chloritisés pour la plupart, inclus dans des grains épidotiques eux-mêmes pris dans un « fond » chloriteux. Grains fuselés de sphène.

- c) Les cristaux idiomorphes de sphène, par ailleurs omniprésents, sont à l'occasion nettement enclavés dans les gros grains d'épidote. Mais en outre, il convient de les distinguer des amas de granules de sphène presque submicroscopiques, amas devenant opaques en leur centre et qui paraissent en affinité génétique avec les grains épidotiques; assez souvent la croissance de ces deux phases minérales s'est faite en étroite imbrication: le moment nous semble donc venu de rappeler le rôle de « support » relativement fixe pour la croissance de phénoblastes d'épidote, dans un milieu chimiquement très actif et mécaniquement instable, que nous avons fait jouer aux traînées titanifères dans la matrice chloriteuse des coussins presque intacts des chalets de Prainan. Ces grands amas de sphène (leucoxène ?) exhibent des contours déchiquetés qui pourraient les faire prendre pour des reliques d'ilménite, avec un habitus « squelettique », et dégénérées en leucoxène; cette impression ne résiste pas à l'examen attentif de la morphologie et des inclusions amphiboliques de ces amas: leurs contours rectilignes assez déchiquetés sont imposés soit par la disposition des prismes très allongés d'amphibole de genèse antérieure, soit par certains contours de plages chloritisées, soit encore, nous semble-t-il, par des zones allongées de moindre pression, ou fissures ténues, qui se sont développées dans la roche sous tension mécanique.

- d) On peut remarquer que ces amas titanifères, certains gros grains de la famille de l'épidote et, *a fortiori*, certains prismes amphiboliques, sont affectés de déformations; albite et chlorite semblent être de genèse ultérieure à cette déformation. Quelquefois des grains épidotiques évoquent une formation hélicitique, mais il ne faut pas exclure la possibilité de légères flexures à l'état solide (fig. 11).



FIG. 11 (pl. m. 5 V). Lum. nat. — Amas semi-opaque de nature titanifère (sphène-leucoxène) accompagnant un grain épidotique paraissant témoigner de flexure mécanique ou de croissance légèrement sygmoïde. Le tout dans un fond chloriteux garni d'aiguilles amphiboliques.

- e) Le minéral du groupe de l'épidote se concentre plus volontiers dans les zones d'accumulation des phénoblastes d'albite.
- f) Lorsque l'albite est présente au sein de grandes plages chloritiques, elle y figure en général sous forme de petits phénoblastes idiomorphes.

En définitive, la structure microscopique des coussins métamorphiques nous suggère la séquence temporelle suivante: amphiboles, sphène en petits cristaux (genèse influencée par une pression dirigée) — sphène submicroscopique en amas plus grands et flous — famille de l'épidote — phase tectonique sensible — albite — chlorite. Mentionnons de plus la présence tardive d'hématite en gros grains assez rares.

Cette séquence est identique à celle que nous avait inspiré l'examen des coussins très peu métamorphiques: par rapport à ces derniers, la différence majeure semble être ici un développement de minéraux en grains un peu plus grands, et surtout une forte tendance au *regroupement* pour les minéraux colorés et les minéraux blancs; cette tendance était déjà sensible dans la matrice des coussins quasi intacts de Prainan.

Les coussinets de la Pointe-du-Clapey

Au sud-est du sommet du Clapey, immédiatement à l'aplomb de celui-ci nous avons découvert quelques échantillons de « coussinets » assez semblables à ceux que nous avons détaillés ci-dessus, au paragraphe consacré aux ophiolites proches de la Pointe-Rousse. Ces témoins sont très loin d'être aussi nombreux et probants qu'il

serait souhaitable. Néanmoins, nous pensons que leur seule présence dans une zone très spéciale, de même que leurs caractères pétrographiques un peu particuliers, les rendent dignes du plus grand intérêt. Nous reportons leur description à la deuxième partie, consacrée au massif complexe de la Pointe du Clapey, où leur interprétation pourra se faire plus logiquement. (voir « Roche grise et verte à structure macroscopiques évoquant des roches effusives... »)

2. LES SCHISTES NOIRS ET LA BRÈCHE DONT ILS CONSTITUENT PARFOIS LE CIMENT

La description de deux beaux affleurements suffit à résumer les caractères de ces schistes et des brèches. Nous évoquerons d'abord le massif ophiolitique proche de la Pointe-Rousse, dont il a été question au paragraphe précédent. Ensuite, nous décrirons en détail les schistes et brèches situés sous le sommet, et au sommet même, du Mont-Miravidi et se poursuivant pendant quelques centaines de mètres sur le versant français. Dans ce dernier cas, la nature primaire effusive des niveaux de roches vertes immédiatement associées n'est pas évidente, mais les laves en coussins indubitables ne sont pas éloignées; on les rencontre un peu plus bas sur les flancs de la montagne.

Les lambeaux de schistes noirs du massif de coussins proche de la Pointe-Rousse

Ici, les schistes noirs figurent en grandes lentilles interstratifiées avec les coulées. La puissance de ces niveaux peut varier de quelques décimètres à un ou deux mètres; ils se terminent latéralement en s'amincissant ou se laminant, ou parfois en se ramifiant entre des masses de roches effusives; la longueur de ces intercalations est de quelques dizaines de mètres.

Le schiste est noir, à reflet bleu sombre et plutôt cohérent. Son plan de schistosité est parfois grumeleux. Malgré son aspect graphitique, il macule peu les doigts. L'examen microscopique se révèle extrêmement intéressant: la structure générale est celle d'un schiste légèrement micacé très chargé de particules opaques qui soulignent par leur alignement et leur ondulation l'orientation de la roche. Seules, de nombreuses aiguilles de rutile se reconnaissent parmi ces inclusions fines; la tourmaline, en petits prismes, est à signaler. Le quartz se détache immédiatement en amas allongés limpides. Mais la structure générale est surtout caractérisée par de multiples pseudomorphoses qui sont très fidèlement réalisées par la disposition des inclusions en poussières dans les plages de quartz et surtout de chlorite. Nous identifions immédiatement de grandes gerbes de prismes d'amphiboles longs de plusieurs millimètres, dont la forme est conservée par la chlorite et les poussières noires, ainsi que quelques amas de quartz finement grenu et limpide, qui du reste avoisinent la plupart des minéraux pseudomorphosés.

Nous remarquons assez vite également des formes trapues dont la longueur n'atteint pas le millimètre, et qui sont transformées essentiellement en chlorite accompagnée de quelques petites plages d'aspect micacé mais à biréfringence plutôt basse; la chlorite est très peu colorée, à biréfringence faible et légèrement dispersive, donnant des teintes de polarisation vert olive (fig. 12) (photos 5 et 6). L'attribution à la famille du chloritoïde de ces formes pseudomorphosées nous serait suggérée par la disposition en sablier des inclusions opaques, alors que celles-ci se disposent plutôt en croix de saint André, par exemple, pour l'andalousite. Néanmoins, l'attribution par S. O. Agrell (1939) à des minéraux de métamorphisme de contact (andalousite pro parte) de formes pseudomorphosées assez proches garnissant schistes et adinoles de Dinas Head, nous invite à envisager ici également, la possibilité d'une présence antérieure d'andalousite. Signalons cependant la présence de « mouches » de chloritoïde conservé, dans les sédiments de type flysch encaissant la Pointe-du-Clapey vers l'W.



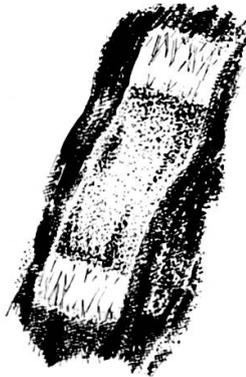
FIG. 12 (pl. m. 6 V). Lum. nat. — Structure « en sablier », formée exclusivement de grains opaques dans un fond de chlorite, ce minéral pseudomorphosant peut-être un cristal de chloritoïde (ou andalousite ?) Schistes noirs proches de la Pointe-Rousse.

FIG. 13 (pl. m. 7 V). Lum. nat. — Dans un « fond » finement phylliteux et très chargé de poussières opaques parmi lesquelles se détachent de petites aiguilles de rutile, se détachent des pseudomorphoses, par la chlorite et un minéral d'aspect micacé, de minéraux parmi lesquels on croit reconnaître le chloritoïde (andalousite ?). Schistes noirs proches de la Pointe-Rousse. (voir photo 6)

De plus, certaines zones du schiste sont criblées de formes polygonales trapues, d'une taille proche de 0,1 mm, soulignées par les poussières noires, dont le « fond » actuel, assez difficile à résoudre, paraît être constitué d'albite. Ces formes pourraient peut-être suggérer la présence antérieure de grenats; en effet, elles écartent assez fortement les petits lits micacés et opaques qui les environnent, et nous n'attribuerions qu'avec réticence cet effet à la seule cristallisation de petites plages d'albite (fig. 13 et photo 6).

Par ailleurs, ces différentes formes pseudomorphosées et singulièrement celle que l'on pourrait attribuer au chloritoïde, sont étroitement associées à de petits

amas de quartz limpide qui semblent avoir joué un rôle dans un phénomène mécanique qui pourrait s'être exercé sur les phénoblastes, par exemple en remplissage et cicatrisation de zones déformées par un léger mouvement de rotation des cristaux, ou plus souvent (fig. 14) à cause d'une lamination de la substance qui les environnait (« pressure shadow »). (J. Ramsey, 1966; P. Niggli, 1912.)



0.5 mm

FIG. 14 (pl. m. 7 V). Lum. nat. — Des pseudomorphoses (de chloritoïde ?) sont bordées, sur les deux côtés les moins longs, de zones assez limpides constituées de quartz et d'un minéral d'aspect fibreux, évoquant des phénomènes d'étirement (types de « pressure shadow »).

Revenons à l'affleurement considéré dans son ensemble; assez souvent les schistes sombres servent de ciment à des accumulations d'éléments bréchiques de tailles très variées, oscillant néanmoins autour de 30 cm de diamètre environ. Ces éléments sont exclusivement constitués de fragments de roches vertes très semblables à celles qui encadrent les schistes. Il est difficile de déceler parmi eux des fragments possédant des contours partiels de coussins; en effet, comme nous l'avons vu, les critères de zonation tels que marges à varioles, qui pourraient servir de repère, se sont évanouis partout dans notre affleurement. Il nous faut noter la forme relativement anguleuse quoique partiellement laminée selon le plan de schistosité, de ces éléments bréchiques.

Dans les sites classiques pour leurs laves en coussins, il est banal de trouver des fragments de lave ou de pillows isolés, noyés dans les sédiments adjacents aux coulées. L'interprétation généralement admise pour ce phénomène est l'engloutissement dans les boues sédimentaires, humides et meubles, d'éléments de la lave, encore visqueux ou déjà solides, au cours de l'éruption qui se fait évidemment avec un assez grand bouleversement local. Ce point de vue est suffisant pour expliquer l'affleurement qui nous concerne ici; nous verrons ci-dessous qu'il peut se présenter des cas où cette interprétation s'avère probablement trop simple.

Les schistes noirs et brèches proches du Mont-Miravidi

Lorsqu'on fait l'ascension du Mont-Miravidi par le versant français, on rencontre, à quelques centaines de mètres sous le sommet, des éléments bréchiques, souvent de teinte claire, inclus dans les niveaux de schistes noirs interstratifiés avec les longues masses de roches vertes. Les schistes sont, pour leur part, macroscopiquement identiques à ceux que nous avons décrit ci-dessus.

Ces éléments s'accroissent en nombre et en taille lorsqu'on gravit les dernières « terrasses » avant le point culminant, qui est lui-même constitué par cette formation, avec des blocs énormes dépassant plusieurs mètres de diamètre. La plupart des blocs de la brèche sont constitués d'ophiolites métamorphiques d'aspect très proche de celui des masses de roches vertes voisines, qui sont ici de nature primaire inconnue, coussins ou diabases plus grossières. Néanmoins, cette brèche se révèle hétérogène, et demande une étude plus minutieuse de ses éléments.

Faisant abstraction du critère dimensionnel, nous subdivisons simplement les éléments bréchiques en deux familles distinctes à l'œil nu : les éléments blancs et les éléments verdâtres à patine d'oxydation rousse.

a) Les éléments blancs

Ceux-ci possèdent un aspect porcelané, très légèrement scintillant et parfois, en leur centre, lorsqu'ils sont de petite taille, ils sont colorés en vert très clair par des minéraux phylliteux fins. Leur taille varie de quelques millimètres à quelques décimètres. Très souvent, ils sont anguleux, mais parfois les petits grains millimétriques ou centimétriques semblent laminés en sortes de petites sphérules de forme ovoïde. L'examen de quelques échantillons sciés nous montre que dans les zones de grande accumulation de ces petites sphérules blanches assez mal formées, il arrive à des lambeaux de schistes noirs, identiques à ceux qui constituent généralement le ciment, de figurer nettement *eux-mêmes*, en éléments détritiques anguleux. Cette observation nous invite à voir, très localement au moins, une sorte de remaniement mécanique de la brèche avec sa matrice (fig. 15).

Mais ces éléments blancs, finement grenus, peuvent atteindre de plus grandes tailles ; ils sont alors soit laminés en lentilles un peu déchiquetées selon le plan de schistosité, soit en forme de parallépipède, long de 30 ou 40 cm. Dans ces cas, leur aspect de fragment de banc sédimentaire est extrêmement troublant car, parallèlement à leur allongement, ils sont garnis de lignes assez vagues, correspondant souvent à des zones oxydées, et qui simulent un fin litage évoquant un sédiment ; l'aspect d'arkose impur accroît cette impression. Nous avons noté dans ces fragments, au long de quelques fines fissures, de discrètes dendrites d'oxyde de Mn. Enfin, signalons que les éléments blancs, ainsi que les schistes noirs environnants, sont souvent criblés de trous très fins qui paraissent correspondre à la dissolution de minéraux altérés ou oxydés.

Examen microscopique

Sous le microscope, les schistes noirs du type examiné ici sont structurellement assez différents de ceux que nous avons découverts près de la Pointe-Rousse. Le fond de la roche est presque exclusivement constitué d'une mosaïque de plages d'albite et d'amas chloriteux peu colorés et peu biréfringents. Ces plages et amas sont légèrement aplatis et d'une taille de quelques dixièmes de millimètre. Dans ce « fond », une phase opaque très importante en quantité, mais en poussières fines, souligne l'orientation du schiste; ces lits opaques sont très souvent fortement contournés en arabesques, surtout à proximité des éléments bréchiques.

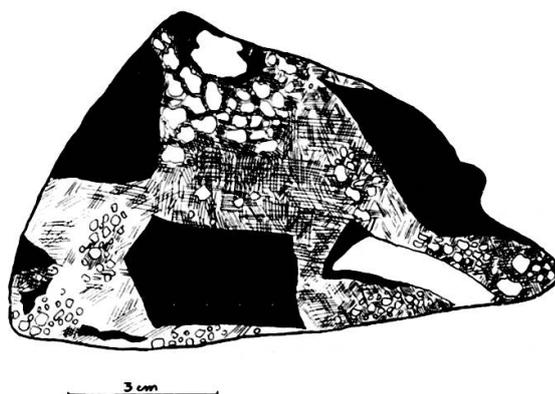


FIG. 15 (éch. 8 V). Spécimen de la brèche constituée d'éléments blancs petits et moyens, très rapprochés les uns des autres, inclus quelquefois dans les niveaux de schistes noirs (sous le Mont-Miravidi). Des éléments anguleux, constitués de lames de schistes eux-mêmes très noirs, semblent appartenir à cette « purée », dont les éléments blancs les plus petits tendent vers une forme arrondie ou ovale.

Seuls, quelques échantillons ont conservé vaguement des minéraux pseudomorphosés tels qu'amphibole et chloritoïde (?), dont l'identification reste très douteuse, car les plages d'albite ont souvent réorganisé géométriquement les poussières sombres selon leur propre morphologie.

L'examen microscopique des fragments blancs déçoit celui qui y cherche des structures très significatives. Nous croyons cependant pouvoir subdiviser ces éléments leucocrates en deux variétés, discernables *au microscope seulement*: les fragments à fantômes de structures plus ou moins ophitiques assez grossières, et les éléments à granulométrie régulière et plutôt fine, dénués de toute structure relique.

La première de ces deux catégories se recrute surtout, semble-t-il, parmi les éléments de taille petite ou moyenne, ne dépassant pas quelques centimètres de long.

Nous avons pu identifier une structure ophitique restituée par les relations entre de grandes plages leucocrates rectangulaires (longueur: 1 à 3 mm) et des interstices que celles-ci respectent, garnis d'une chlorite vert pâle, peu biréfringente, et dont la dispersion lui communique une teinte de polarisation olivâtre foncé. (fig. 16). Il faut considérer comme une confirmation de cette structure gabbroïque très fine les reliques

corrodées selon un habitus « squelettique » de grands cristaux d'ilménite; à propos de ceux-ci nous noterons l'absence d'auréole leucoxénisée qui est cependant un caractère constant et marqué de ce minéral dans tous les affleurements massifs de la région. Le sphène, dispersé en petits amas, abondant au sein des plages chloriteuses, de longs prismes ténus d'apatite plus ou moins brisés et quelques lamelles micacées blanches, complètent cet ensemble. Les grands cristaux plagioclasiques sont pseudomorphosés par un agrégat de plages albitiques criblées de petites « larmes » de quartz. Quelquefois, ces plages leucocrates possèdent une structure particulièrement complexe: en plus de petites « larmes » de quartz, le plagioclase se présente alors comme subdivisé en très petits domaines d'aspect nuageux, orientés différemment les uns des autres, produisant, lorsqu'on tourne la platine en lumière polarisée, un effet soyeux. Notons aussi que la calcite est souvent présente, en plages xénomorphes.

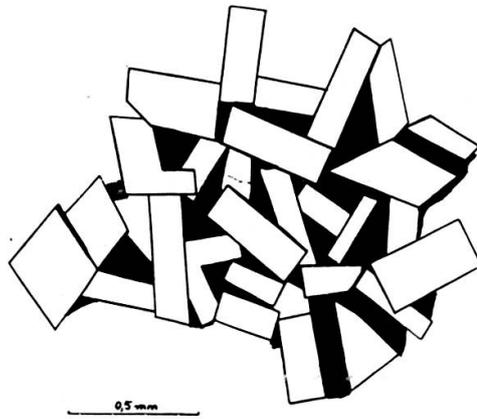


FIG. 16 (pl. m. 9 V). — Parmi les éléments bréchiques blancs, de petite taille, qui garnissent les niveaux de schistes noirs en certains points, certains présentent des structures subophitiques très vagues; nous avons ici tenté d'en reconstituer une; en noir: la chlorite, en blanc: les domaines quartzo-feldspathiques confus (sans épidote), à extinction « moirée » en lumière polarisée.

Nous pouvons ajouter que les éléments bréchiques se reconnaissent immédiatement sous le microscope en lumière naturelle, grâce à l'absence d'inclusions opaques diffuses, qui, par contre, assombrissent fortement la matrice schisteuse plissotée.

De plus, il faut signaler l'extrême rareté des représentants du groupe de l'épidote dans les éléments clairs, ces minéraux se rencontrent, mais jamais abondamment, dans la matrice schisteuse, chlorito-albitique de la brèche.

La deuxième catégorie des éléments blancs de la brèche, qui ne se distingue de la première que sous le microscope, paraît se singulariser par l'absence de structure actuelle ou relique, et par une certaine homogénéité dans la taille des minéraux essentiels. Les éléments ayant l'apparence de fragments brisés de bancs sédimentaires appartiennent à cette variété, ce qui constitue un fait digne de grande attention.

Le microscope nous révèle ici un fond très régulier constitué d'une mosaïque de plages d'albite à contours indentés, d'une taille proche de 0,1 mm, groupées en grands archipels alternant avec des zones moins importantes, constituées de grains de quartz assez limpide; l'albite est, pour sa part, garnie de fines inclusions qui l'obscurcissent sensiblement, inclusions parmi lesquelles on reconnaît d'innombrables aiguilles de rutile et, un peu plus gros, de nombreux grains incolores du groupe de l'épidote, figurant parfois en petits prismes très corrodés en apparence. Les inclusions respectent une vague orientation qui est mieux soulignée encore par de rares et légers lits micacés.

Nous notons aussi des lits assez minces, formés par l'accumulation de minéraux titanifères, sphène et rutile. La calcite est présente en petites mouches, mais nous devons souligner surtout l'absence de chlorite. (éch. 10V, 11V, 12V, 13V).

b) *Les éléments verdâtres à patine d'oxydation rousse*

Ces éléments bréchiques blancs que nous avons détaillés quelque peu ne sont qu'une minorité, en comparaison de l'ensemble de gros blocs tantôt anguleux, tantôt arrondis au point d'évoquer des « coussins », et constitués apparemment d'une roche verte identique aux niveaux massifs interstratifiés avec les schistes. Ici, près du Mont-Miravidi (de même que près de la Pointe-Rousse) une patine d'oxydation jaune, bien marquée, permet de distinguer cette roche détritique des ensembles ophiolitiques massifs.

L'examen microscopique de ces blocs montre le partage de la paragenèse entre l'albite en petits phénoblastes subidiomorphes, la chlorite souvent pigmentée en roux, et la calcite; ces deux derniers minéraux étant nettement xénomorphes. Seul indice intéressant: des débris de grands cristaux corrodés d'ilménite, dénués de leucoxène ! Quelques grains du groupe de l'épidote complètent la description de ces fragments qui témoignent d'intenses déformations mécaniques, remobilisations chimiques et altérations tardives (éch. 14V, 15V).

Cette brèche hétérogène ne peut s'interpréter qu'en invoquant des mécanismes et des phénomènes plus complexes que la simple intrusion de laves dans des sédiments meubles, avec dispersion de fragments effusifs au sein de la boue.

Nous devons toujours envisager la possibilité d'un démantèlement de niveaux éruptifs complexes, consolidés, sous l'action des différents facteurs d'une érosion normale. Par ailleurs, nous avons cru reconnaître des indices de remaniement « mécanique » de certaines zones bréchiques, et cette dernière hypothèse pourrait peut-être être étayée par la proximité du massif de serpentinite du Miravidi, au rôle tectonique important probable.

Néanmoins, les conclusions générales auxquelles nous conduit l'étude de la région tout entière, nous inspire, pour la brèche proche du Miravidi, une hypothèse encore différente. Il est possible que nous soyons en présence d'un faciès « hybride », assez

proche, par sa genèse, de celui que nous décrirons à propos de la périphérie est de la Pointe-du-Clapey; ce faciès hybride résulterait de l'intime association de roches d'origine sédimentaire (meubles au moment de l'intrusion) et de la lave elle-même: nous imaginons une genèse dominée en certains points par des explosions, dispersant des fragments déjà consolidés plus ou moins grossièrement grenus, et, en d'autres points, par une association selon un mode plastique et mécaniquement moins violent.

Les éléments bréchiques assez peu nombreux, de plus grande taille, et dont la forme anguleuse suggérait des fragments de bancs sédimentaires, pourraient peut-être, pour leur part, provenir de la destruction par explosion ou par broyage, d'une sorte de « liséré blanc » qui aurait été déjà consolidé; ce « liséré blanc » que nous étudierons en détail nous semble correspondre à un genre d'adinole, manifestation tardive de contact entre roche argileuse et intrusion basique. Or, comme nous le verrons, il nous est difficile, dans le Versoyen, d'évaluer l'action respective des phénomènes primaires et du métamorphisme régional, surtout en ce qui concerne ce liséré; donc s'il se trouvait confirmé (ce qui n'est pas le cas actuellement, étant donné la relative parcimonie des spécimens de ce type d'éléments bréchiques) que ces fragments résultent du bris par explosion d'une marge du type « adinole », nous aurions la certitude que le liséré blanc qui nous intéressera longuement ci-dessous, est, dans sa majeure partie, le résultat d'une action assez prompte, après une première phase d'intrusion. Mais si nous considérons en outre la possibilité d'une présence de quelques blocs de brèche à structure finement gabbroïque, chloritisés et albitisés (fig. 16) nous devons supposer une grande complexité dans la succession des intrusions, « adinolisations », consolidations, éclatements en brèches, altérations et remaniements de toutes espèces.

3. LES SCHISTES GRIS ET PETITS BANCS MICROCONGLOMÉRATIQUES

Ce faciès sédimentaire se trouve tout au long de la lisière nord-ouest et nord du massif ophiolitique du Versoyen; il s'y présente interstratifié avec les derniers niveaux de roches vertes vers le bord extérieur nord-ouest et forme un étroit niveau intermédiaire entre ces dernières et le faciès « flysch » (s. lato) tel que l'a défini H. Schöeller dans la région; en fait ce faciès n'est peut-être qu'une variété du « conglomérat de la base du Flysch », défini par cet auteur. Nous ne mentionnons ici ce paragraphe que pour mémoire.

4. LE « LISÉRÉ BLANC »

Le bel affleurement de laves en coussins proche de la Pointe-Rousse nous offre un phénomène assez discret mais auquel il nous faut consacrer un moment, car il prend de l'importance et de l'intérêt dans le domaine des roches vertes de nature primaire inconnue que nous aborderons au chapitre suivant. Il s'agit d'un éclaircissement très net des schistes noirs qui, comme nous venons de le voir, s'interstratifient

sous forme de grands lambeaux entre les coulées volcaniques; cette décoloration affecte les bords des niveaux de schistes à leur contact avec les roches effusives; elle conduit à la formation d'une bande de couleur blanche ou gris clair, ne possédant plus d'orientation particulière, très finement grenue, mais quelquefois criblée de minéraux sombres à habitus allongé, parmi lesquels on reconnaît parfois une amphibole bleue. L'apparence est celle d'une « décoloration » des schistes: en effet, ce phénomène se fait insensiblement à partir de ces derniers, la largeur du passage progressif, et celle du liséré franchement leucocrate lui-même, varient de 5 à 15 cm. De l'autre côté, entre la roche ophiolitique et le liséré clair, le contact s'avère net.

Ce phénomène s'observe assez bien vers le nord du grand affleurement de laves, dans sa partie la moins élevée; c'est aussi dans cette zone que l'on peut remarquer la façon dont la substance blanche paraît s'insinuer entre les éléments éruptifs, s'éloignant ainsi légèrement du contact entre schistes et masses effusives qui est, ailleurs, le lieu où elle se localise presque toujours de façon élective (fig. 17).

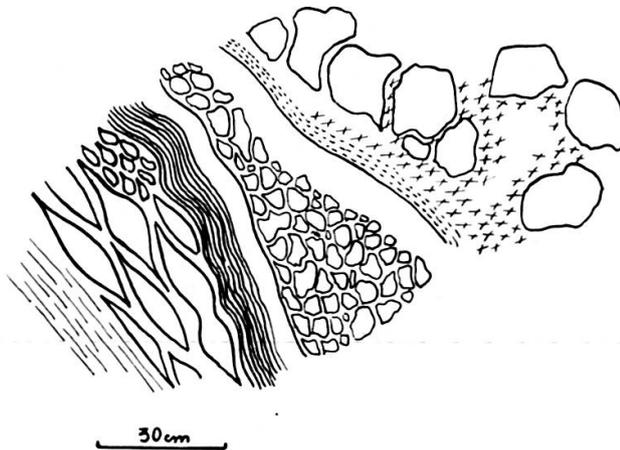


FIG. 17. — Le « liséré blanc », dans la partie nord de l'affleurement de laves en coussins proche de la Pointe Rousse. L'affleurement schématisé comporte, depuis le bas à gauche, vers le haut à droite.

- 1) Niveaux de schistes gris,
- 2) Coussins légèrement laminés avec « coussinets »,
- 3) Niveau de schistes noirs,
- 4) « Liséré blanc » associé aux schistes noirs précédents,
- 5) Niveau irrégulier de brèche ophiolitique,
- 6) « Liséré blanc » garni de plus en plus, vers le haut, d'amphibole bleue et de pyrite,
- 7) Couche presque exclusivement « glaucophanique », tapissant les creux et infractuosités de gros blocs ophiolitiques, parmi lesquels on reconnaît quelques coussins « indurés ».

En ce point également, les prismes d'amphibole bleu foncé s'accablent d'une façon spectaculaire et à vrai dire très rare dans toute la région, en gros amas qui jalonnent les bords du liséré blanc, ou dans des sortes de poches entre blocs de roches ophiolitiques tout proches. Ces amas, constitués presque entièrement par les aiguilles d'amphibole longues de 0,5 cm environ, sont, de plus, remarquables par l'abondance de petits grains pyriteux.

La roche constituant le liséré blanc ou gris proprement dit, évoque à l'œil nu un quartzite impur, mais l'ensemble du phénomène observé sur l'affleurement suggère irrésistiblement soit un important apport sous forme de solutions, soit une sorte d'exsudation ou de migration chimique, ces phénomènes se localisant de préférence au contact entre deux roches différentes. Il nous faut immédiatement faire deux remarques importantes: tout d'abord souligner que le liséré blanc n'est pas *toujours* présent entre schistes noirs et roches vertes, et ensuite noter que nous n'avons jamais observé d'auréole leucocrate autour des éléments bréchiques d'ophiolites inclus dans les schistes noirs. Cette dernière observation nous semble riche de signification, comme nous le soulignerons dans les conclusions.

Examen microscopique

Sous le microscope, la roche blanche ou gris clair paraît constituée surtout d'une très fine mosaïque de grains de quartz (d'une taille proche de 0,02 mm), très légèrement aplatis, ce qui confère à ce « fond » une faible orientation; ce domaine est à peine obscurci par des inclusions très diffuses, parmi lesquelles on croit reconnaître souvent de très petites aiguilles de rutile. En outre, une légère pigmentation rousse s'insinue, très localement, entre les grains de quartz.

Un très grand nombre de minéraux et de figures géométriques, dont la taille est de l'ordre de 1 ou 2 mm, se détachent dans ce fond:

On peut facilement identifier des prismes allongés d'amphibole, le plus souvent chloritisés; nous soulignons en passant que ceux-ci sont sensiblement orientés parallèlement au liséré blanc qu'ils garnissent, mais qu'ils ne se disposent pas en grandes gerbes, habitus qui sera fréquent ailleurs, par exemple dans les faciès « bordiers » fins de la Pointe-du-Clapey. Les reliques de ces amphiboles chloritisées sont rares et ténues et sont de couleur bleu-vert pâle, un peu pigmentées en roux. Si l'on observe ces pseudomorphoses avec un grossissement assez puissant, on peut remarquer que le réseau de lames chloriteuses vert pâle est associé à de très petits grains probablement quartzeux en interpénétration intime rappelant une mosaïque.

On note d'autres silhouettes chloritisées, de forme rectangulaires, qui pourraient être soit encore des fantômes de prismes amphiboliques un peu plus trapus que les précédents, soit des pseudomorphoses de chloritoïde ou d'andalousite.

Enfin s'observent de grandes plages d'albite, maclées selon des lois de macles simples, moins souvent polysynthétiques. Lorsqu'elles ont un contour vaguement ovale, d'un diamètre proche du millimètre, ces plages albitiques sont garnies de poussières opaques disposées plus ou moins radialement. Souvent l'albite a un contour anguleux, sans être réellement idiomorphe, et les fines inclusions noires s'orientent alors vaguement selon les diagonales du parallélogramme, esquissant en outre une petite forme losangique vers le centre de la figure: cet habitus fait évidemment penser à la pseudomorphose par l'albite de cristaux d'andalousite du type

chiastolite (fig. 18). Il en est de même d'ailleurs pour certaines formes décelées dans le ciment blanc des coussins et « coussinets » situés au pied de la Punta-Fornet, et déjà évoqués (fig. 19).

En fait, de nombreuses dispositions différentes pour les inclusions opaques nous rendent circonspect quant à cette identification, d'autant plus que nous avons cherché en vain la forme allongée, aux extrémités effilées, qui devrait accompagner les sections basales de l'andalousite. On sait que S. O. Agrell (1939) a pu identifier, avec quelques réserves, des cristaux de ce minéral, albitisés, dans des roches très semblables à celles qui nous retiennent ici: les adinoles de Cornouailles. Notons que ces phénoblastes d'albite englobent partiellement les formes chloritisées dont nous avons parlé plus haut, ces formes chloritisées restant accompagnées du quartz très fin déjà décrit,

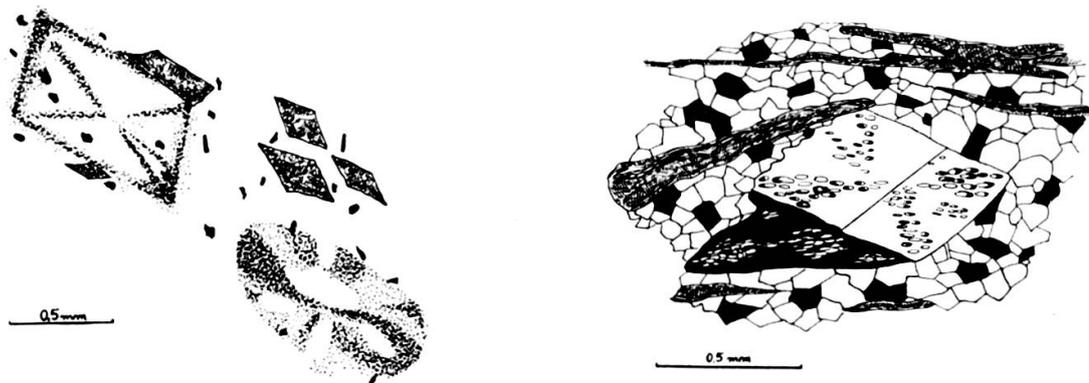


FIG. 18 (pl. m. 16 V). Lum. nat. — « Liséré blanc ». Dans un « fond » essentiellement quartzique, en petits grains légèrement orientés, de nombreuses pseudomorphoses par la chlorite de prismes d'amphibole, sont accompagnées de plages limpides, constituées d'un cristal de plagioclase maclé, et chargé d'inclusions noires diffuses réparties selon un certain ordre géométrique. Nous avons ici deux types de ces plages feldspathiques.

FIG. 19 (pl. m. 34 V). Lum. polarisée. — Roche quartzique de type « liséré blanc » enrobant les coussins de l'affleurement proche de la Punta-Fornet. Des plages maclées de plagioclase sont criblées de « gouttelettes » de quartz reproduisant les tracés proches de ceux de la fig. 18.

quartz qui encore, étant alors en plages plus grandes et limpides, cicatrise fréquemment les phénoblastes du plagioclase dont la formation a dû s'accompagner de certains mouvements mécaniques comme en témoignent des figures-reliques brisées. Nous restons en définitive très prudent quant à l'attribution à quelque minéral antérieur, pseudomorphosé, dans le cas présent (éch. 16 V).

Etudions au microscope les échantillons du liséré blanc où l'amphibole bleue, accompagnée de minéraux pyriteux, s'est développée à un degré exceptionnel (éch. 17 V et 18 V). Dans un fond, tantôt constitué de plages millimétriques de calcite et d'albite, minéraux tous deux criblés de grains de quartz eux-mêmes d'une taille de 0,5 mm, tantôt formé exclusivement d'une fine mosaïque de granules quartziques, se détachent de beaux prismes amphiboliques dont la longueur dépasse souvent le

millimètre, mais qui sont parfois un peu plus trapus et courts. L'orientation de ces prismes, très visible sur l'échantillon lui-même, échappe plutôt au microscope. Ajoutons l'omniprésence, dans ces types de roches, de beaux grains de sphène (fig. 20).

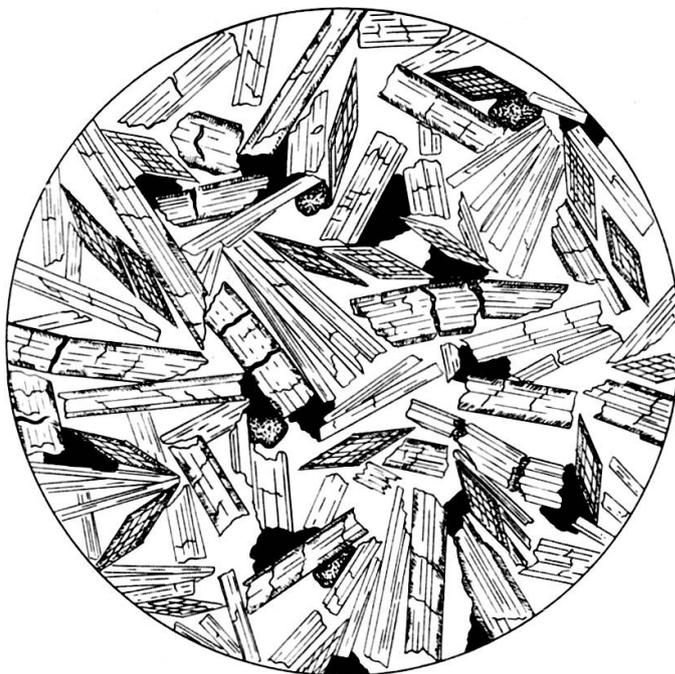


FIG. 20 (pl. m. 18 V). Lum. nat. $\times 8$. — Le liséré blanc passe insensiblement à un niveau assez étroit, constitué presque exclusivement d'amphibole bleue. Les interstices sont occupés par du quartz, de la pyrite et du sphène en gros grains. Les amphiboles sont fréquemment zonées, leur marge extérieure étant plus colorée. Un ferrostilpnomélane cicatrise les fractures des prismes de l'amphibole sodique. (rayon de la figure = 1 mm.)

L'amphibole bleue mérite d'être examinée avec soin; tout d'abord, remarquons qu'elle est un peu plus pâle lorsqu'elle se présente dans un fond exclusivement siliceux. Un autre caractère, beaucoup plus marqué, est sa zonation: la partie interne, la plus importante en volume, est plus pâle et plus biréfringente que la partie marginale. De très fines aiguilles de rutile (?) parsèment très abondamment cette amphibole alors qu'elles sont inexistantes dans le fond leucocrate de ces échantillons particuliers. On note aussi de très petites facules de quartz ou d'albite, suggérant une sorte d'exsudation, qui garnissent les prismes, se localisant plus volontiers dans la marge plus colorée, à son contact avec la zone intérieure plus pâle. Il existe finalement un dernier phénomène à retenir notre attention: il s'agit de la présence d'un minéral, très accessoire en quantité, vert foncé, pléochroïque, ayant tous les critères des micas mais avec une tendance à épouser un habitus plus fibreux, et passant parfois à une variété colorée en jaune d'or, pléochroïque; nous sommes portés à attribuer ces minéraux à la famille des stilpnomélanes¹; ils se présentent en corrosion très discrète

¹ Il ne faut pas exclure ici, plutôt, la possibilité d'une présence de biotite verte (Prof. Bearth, de Bâle; commun. orale).

des cristaux d'amphibole, ou en cicatrisation de ceux-ci, qui s'avèrent en effet assez souvent un peu fracturés. Ce minéral figure aussi en enclaves ténues dans les plages d'albite ou de calcite. Ces deux derniers minéraux sont réduits au rôle de remplissage d'interstices dans le cas du spécimen à fort développement d'amphiboles.

Les grains de pyrite et, à un degré moindre, le sphène en gros cristaux, sont nettement interstitiels par rapport aux prismes amphiboliques, quoique très intimement associés à ceux-ci, car nous n'avons décelé aucun indice structural de minéralisation beaucoup plus tardive.

Dans tous les échantillons dont il vient d'être question, l'absence de tourmaline, d'apatite, de minéraux du groupe de l'épidote, de grenats, mérite d'être prise en considération.

Ce phénomène de silicification apparente des schistes, d'apparition de plages albitiques, cette accumulation d'amphiboles bleues et de pyrite, posent tout d'abord la question délicate du moment de leur genèse: primaire et liée aux éruptions, ultérieure et associée au métamorphisme régional, combinaison de ces deux causes, ou toute autre origine se présentant moins directement à l'esprit? Nous ouvrirons la discussion au terme du paragraphe consacré au liséré blanc dans le chapitre suivant, disposant alors d'un plus grand nombre d'observations. A présent, nous ne pouvons que souligner les analogies très étroites existant entre le « liséré blanc » et le cortège de roches associées aux adinoles, spilosites, desmosites... (M. J. Clements, 1899; A. Cissarz, 1927; K. Chudoba et K. Obenauer, 1931; S. O. Agrell, 1939; A. Harker, 1960.)

L'examen optique classique des amphiboles bleues donne les résultats suivants:

Les parties principales et centrales des cristaux d'amphibole bleue ont comme propriétés:

Biréfringence: 0, 020.

2 V (—): variable entre 20° et 32°.

Allongement positif des sections parallèles.

Pléochroïsme: n_p = vert-jaune pâle.

n_m = violet pâle.

n_g = bleu pâle.

La table de W. E. Tröger (1959) semble nous fixer dans le champ du glaucophane (s. stricto). La classification et les données numériques mentionnées par Deer, Howie et Zussman nous paraissent pouvoir confirmer cette dénomination.

La périphérie des prismes est nettement plus colorée, à biréfringence plus basse, à angle 2 V variable entre 17° et 20°; il s'agit probablement de crossite.

CHAPITRE IV

LES ROCHES VERTES MASSIVES

Les observations qui retiennent notre attention dans la plupart des chapitres de ce travail se restreignent à des affleurements très significatifs, mais à surface limitée si l'on considère l'étendue totale des ophiolites métamorphiques situées à l'W. du Petit-Saint-Bernard. Nous allons au contraire consacrer ce chapitre aux faciès qui constituent le plus grand volume des roches dans le Versoyen; ces faciès respectent des caractères constants à travers toute la région.

Les grands traits de ces ensembles nous sont donnés avec le maximum de clarté par la paroi orientée vers l'W. qui relie la Pointe-de-Beaupré à la région sommitale du Mont-Miravidi (photo 4). Les falaises de l'Ermitte (soit du côté français, soit du côté italien), les pentes italiennes de la Pointe-des-Glacières offrent également des profils très suggestifs.

Une roche verte massive, de nature primaire non identifiable à l'œil nu, se présente en niveau dont l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres; ces niveaux, continus sur des kilomètres parfois, sont interstratifiés avec des niveaux schisteux assez compacts, noirs, dont l'épaisseur va de quelques décimètres à quelques mètres, pour atteindre rarement plusieurs dizaines de mètres. Cette alternance est remarquablement régulière; elle n'est dérangée que par la tendance des niveaux de roches vertes à s'élargir localement en une forme lenticulaire. En ces points d'élargissement, l'épaisseur de roche verte peut s'approcher de 150 m (par exemple dans le massif de la Pointe-des-Glacières).

Entre la zone de Beaupré et le Mont-Miravidi il est très banal d'observer, comme nous l'avons signalé plus haut, que la roche verte, au contact avec les niveaux de schistes noirs, présente une morphologie de laves en coussins: la roche s'indure et devient anonyme lorsqu'on s'éloigne de ce contact. Il serait donc assez naturel, au moins dans la région Beaupré-Miravidi, de voir en ces profils une alternance de coulées volcaniques et de schistes. Nous pensons que cela est effectivement le cas quelquefois, mais nous verrons, à l'examen microscopique des échantillons, que des faciès éruptifs nouveaux se dissimulent dans ces ensembles d'ophiolites métamorphiques; l'interprétation de l'ensemble du massif éruptif s'en trouvera modifiée et précisée de façon plus satisfaisante.

Sur le versant sud de l'Aiguille-de-Prainan, vers son sommet, ainsi que le long de la zone de contact nord-ouest entre ophiolites et calcschistes dits « du flysch » (N. des Brèches de Tarentaise), sous le Miravidi, et enfin près de la Pointe-Rousse, il advient que des variétés de calcschistes à petits bancs microconglomératiques se substituent aux « schistes noirs » habituels pour séparer les masses tabulaires de

roches vertes. Sur les confins est et sud-est de notre terrain, il arrive à des niveaux conglomératiques calcaires à éléments grossiers d'être inclus étroitement au sein des ophiolites (Pointe-du-Clapey, Aiguille-de-l'Ermite...).

L'association « roche verte - schiste noir » est extrêmement banale sur toute l'étendue du Versoyen (H. LOUBAT, 1965). Pour être complet, nous devons leur adjoindre une roche blanche, aphanitique, à cassure anguleuse, qui s'individualise presque constamment au contact entre schistes noirs et roche verte anonyme, et rarement s'insinue dans le niveau ophiolitique adjacent: ce liséré blanc, épais de quelques décimètres au maximum, complète une « trilogie » qui peut être considérée comme le *prototype* des faciès du Versoyen.

Nous allons distinguer les points suivants:

1. Les « roches vertes » massives s. stricto.
2. Les « schistes noirs ».
3. Le « liséré blanc ».
4. Les niveaux sédimentaires variés étroitement liés aux « roches vertes ».

Le quatrième point n'est cité que pour mémoire; il sera repris à la faveur d'une publication séparée. En revanche, les schistes noirs nous paraissent participer de si près à l'histoire des ophiolites et de leur métamorphisme, que nous trouvons tout naturel de les décrire ici, quitte à les reconsidérer ailleurs, quand nous parlerons du domaine sédimentaire.

1. LES « ROCHES VERTES » MASSIVES S. STRICTO

Nous avons vu la façon dont les laves en coussins indubitables passent, par « induration » à une roche anonyme. Très souvent, au cours de nos recherches, des jeux de fissures ou de diaclases subdivisant vaguement la roche verte en grandes lentilles, nous ont incité à y voir des « pillow lavas » évanouies dans la recristallisation métamorphique. Cependant, nous devons à l'objectivité de ne cartographier comme « laves en coussins » que les affleurements évoqués dans les différents chapitres précédents. Les roches dont nous parlons ici sont en général massives, et si leur débit évoque parfois celui des laves sous-marines, nous ferons désormais abstraction de ces présomptions, basées sur des constatations un peu subjectives.

Pour décrire un faciès métamorphique où à la variété structurale et paragenétique initiale se superpose la variété des modifications physico-chimiques ultérieures, la meilleure méthode est de définir un « champ » de propriétés macroscopiques, « champ » que nous délimitons par des « termes descriptifs extrêmes ». Ces « termes extrêmes » sont choisis de façon à inscrire les différents caractères de tous les échantillons récoltés.

Dans le cas présent, il est indiqué de fixer cinq termes extrêmes, qui sont d'ailleurs d'importance quantitative assez différente selon la zone considérée.

- a) Roches vertes à petits phénoblastes blancs en « têtes d'épingles ».
- b) Roches vertes à structures fantômes et reliques de pyroxènes primaires.
- c) Roches vertes à stilpnomélane.
- d) Roches vertes à amphibole « lie-de-vin ».
- e) Roches vertes rubanées, analogues à certaines variétés décrites à la Pointe-du-Clapey. (Voir aussi 2^{me} partie, chap. II).

a) *Roches vertes à petits phénoblastes blancs en « têtes d'épingles »*

Les « têtes d'épingles » d'albite, de taille proche du millimètre, à plans de clivage brillants, qui se détachent sur un fond vert foncé parfois un peu pulvérulent, constituent le seul caractère macroscopique de ce type de roche, caractère du reste assez variable en intensité. Quelquefois cependant, des lits irréguliers de couleur blanche ou rose et d'une épaisseur centimétrique, de même que d'étroits niveaux chloriteux, s'individualisent dans ces échantillons, par ailleurs massifs et macroscopiquement isotropes (éch. 19 V). Ces lits peuvent prendre de l'importance, mais alors ils miment une sorte de rubanage qui se développe dans les faciès de l'extrémité sud-est du massif; nous entrons là dans la catégorie e) étudiée ci-dessous.

Examen microscopique

La structure microscopique est dominée par la relation existant entre des amas de chlorite verte, parfois intensément colorée, dispersive, qui enrobe des phénoblastes idiomorphes d'albite dont la taille oscille entre 0,3 et 1 mm de diamètre. La calcite, en plages de toutes tailles, intervient à des degrés divers dans cette paragenèse fondamentale, en proportion inverse de la quantité des grains du groupe de l'épidote (éch. 20 V et 21 V).

Enclavées dans les plages des minéraux précités, de fines aiguilles d'amphibole souvent chloritisées et des cristaux de sphène esquissent par leur alignement une légère orientation structurale. Par ailleurs, le sphène s'agrège souvent en amas semi-opaques allongés.

Quelques échantillons qui nous paraissent appartenir à cette subdivision, présentent néanmoins des phénomènes particuliers: l'échantillon 22 V contient de nombreux prismes très ténus de tourmaline, l'échantillon 20 V exhibe quelques fragments corrodés de grenat, d'une taille proche de 0,2 mm; dans l'échantillon 23 V, la calcite semble pseudomorphoser un grenat idiomorphe, enfin l'échantillon 22 V ne possède pas d'amphibole, mais en revanche du mica blanc en étroite association avec la chlorite.

L'aspect microscopique de cette catégorie nous rappelle fort celui des coussins en voie d'extrême « induration » et d'évanouissement, tels que nous pouvons les observer du Plan-Beaupré jusqu'au Mont-Miravidi, ou encore près de la Pointe-Rousse. Ce type est le mieux représenté parmi les cinq termes extrêmes que nous

proposons pour fixer les caractères macroscopiques et microscopiques de nos roches vertes massives. Nous attribuons à cette variété la roche 20 V, dont nous donnerons l'analyse chimique à la fin du paragraphe.

b) *Roches vertes à structures fantômes et reliques de pyroxènes primaires*

Les échantillons examinés à l'œil nu sont massifs, de couleur gris-vert ou vert-bleu et, en général, dénués de structure macroscopique marquée; ils revêtent quelquefois un aspect plus spectaculaire avec de petites ocelles vertes garnissant alors un fond gris clair; cependant, seul le microscope permettra de déceler les reliques et les structures primaires certaines.

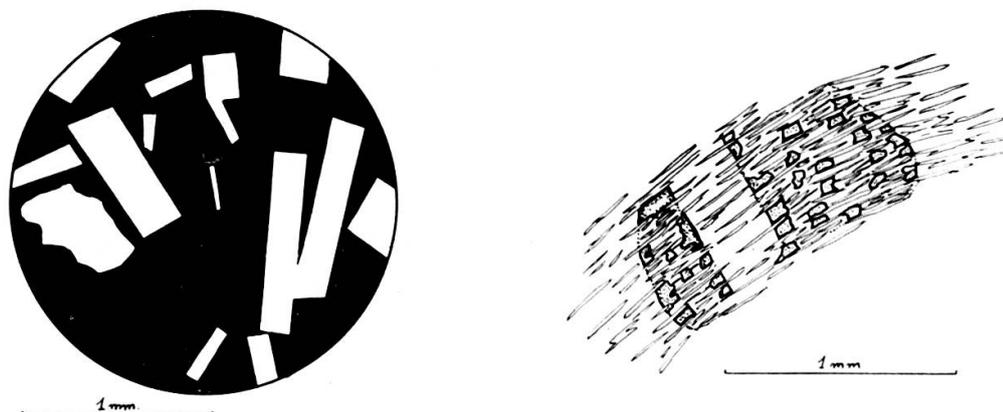


FIG. 21 (pl. m. 25 V). Lum. nat. — Tentative de reconstitution d'une structure diabasique grossière, dans une roche verte indifférenciée. Les zones blanches sont essentiellement plagioclasi-ques; le fond (noir) est constitué surtout de chlorite. Sphène et gros grains d'épidote sont dispersés partout. Dans d'autres variétés, plus leucocrates une structure ophitique est discernable également.

FIG. 22 (pl. m. 27 V). Lum. polarisée. — La morphologie du pyroxène nous est restituée par des reliques et par des accumulations de chlorite; par ailleurs, les prismes plagioclasi-ques nous sont évoqués par l'albite limpide et des grains d'épidote. L'amphibole secondaire, fibreuse, s'est développée à partir des pyroxènes, en zones de grandes surfaces, et qui débordent nettement les contours des minéraux mafiques primaires.

Examen microscopique

C'est en effet en « lumière polarisée » qu'apparaît le mieux la structure fugitive évoquant une variété de diabase à grain moyen: les minéraux initiaux possédaient une taille comprise entre 1 et 3 mm, mais le canevas primaire est brouillé par la paragenèse métamorphique à un point tel qu'il est difficile de le qualifier avec précision; il nous est même dans certains cas interdit d'exclure un type de roche effusive porphyrique, tandis que dans d'autres cas, il nous est permis de supposer un genre de structure ophitique (éch. 24 V, 25 V, 26 V, 27 V; fig. 21).

Si l'on excepte les cristaux d'ilménite à habitus « squelettique », leucoxénisés et très évidents, les premiers « fantômes » à pouvoir être identifiés sont en général des grands cristaux de pyroxène: ce minéral ne nous est lui-même restitué que par de

petits fragments intacts, identiquement orientés, répartis dans des plages constituées essentiellement de chlorite verte garnie de grains de sphène très ténus : ces plages sont criblées de prismes amphiboliques fins, très allongés, effilés à leurs extrémités, déterminant des domaines plus ou moins rectangulaires dont la dimension moyenne va de un à plus de deux millimètres et à l'intérieur desquels ils sont rigoureusement parallèles : ces ensembles d'aiguilles d'amphiboles, quoique manifestement issus de la transformation des cristaux de pyroxène, ne respectent pas très fidèlement les contours de ces derniers : ils les dépassent fréquemment, sortant ainsi des zones à « fond chloritique » et étant alors enclavés dans les domaines où l'albite et les grains de nature épidotique prédominent (fig. 22). Ces genres de « faisceaux » à éléments parallèles, qui constituent le trait le plus spectaculaire de nos plaques minces, en arrivent à se chevaucher et évoquent alors une espèce de treillis ; un examen plus attentif nous montrera (plaque mince 27 V) que les pyroxènes ont subi quelquefois des efforts mécaniques, sans qu'il soit possible de préciser si ce fut avant, pendant, ou après leur altération en amphibole et chlorite ; l'échantillon 28 V, recueilli justement à la proximité d'un contact avec des calcschistes et des schistes noirs, semble témoigner d'une façon outrancière des efforts et des mouvements qu'auraient subis les cristaux de pyroxènes : les faisceaux d'aiguilles amphiboliques parallèles se chevauchent en étant disposés selon une figure circulaire, que nous ne pourrions mieux décrire qu'en la comparant à un « fond de panier » : ce schéma évoque un mouvement de rotation des grains en voie de transformation (fig. 23) ;



FIG. 23 (pl. m. 28 V). — Dans un « fond » albito-chloritique assez limpide, dénué de reliques de pyroxène, des plages constituées de prismes et fibres amphiboliques (actinote) esquissent une sorte de treillis à structure circulaire. Les fibres amphiboliques s'entrecroisent très étroitement.

beaucoup plus rarement, les fibres amphiboliques esquissent une figure en S. Il faut noter que tantôt (le plus souvent) les aiguilles se croisent et se chevauchent sans manifester de bris ou de flexure mécanique, ayant cristallisé en relation réciproque étroite, à l'instar des fibres d'une paille tressée, tantôt elles manifestent au contraire

une déformation à l'état solide, exhibant alors une extinction onduleuse; nous pourrions déduire de ces remarques que les grains de pyroxène en voie de métamorphisme baignaient dans un milieu possédant certaines propriétés de viscosité, autorisant ces différents stades de déformation mécanique qui ont diminué d'intensité peu après la fixation définitive de la phase amphibolique.

Il est possible d'imaginer pour les roches présentant ces phénomènes, une nature initiale porphyrique, des phénocristaux appelés à être partiellement modifiés baignant dans une matrice vitreuse ou microlitique; cette matrice autoriserait, au cours des toutes premières périodes du métamorphisme, quelques modifications mécaniques à l'échelle microscopique. Or, le milieu enrobant les fantômes pyroxéniques ainsi altérés et déformés est constitué de plages d'albite et d'importants amas de grains épidotiques. L'albite, en petites plages aux relations panidiomorphes, contient en enclaves des aiguilles d'amphibole, plus ou moins chloritisées, particulièrement ténues. Dans d'autres cas, ces derniers groupements de minéraux en majorité leucocrates esquissent assez fréquemment des contours plus ou moins rectangulaires, souvent inclus pœcilitiquement dans les pyroxènes pseudomorphosés (fig. 22) ou même dans les cristaux squelettiques d'ilménite (plaque mince 29 V), contours qu'il est permis d'attribuer à ceux d'anciens plagioclases: les plaques restituant le mieux ces dernières silhouettes sont précisément les plus pauvres en phénomènes de déformation ou de mouvement mécanique affectant les reliques de pyroxènes.

Notons enfin la présence occasionnelle de gros cristaux brisés d'apatite, auxquels il arrive d'être partiellement inclus dans les reliques d'ilménites; nous en déduisons leur nature primaire dans la diabase (fig. 24).

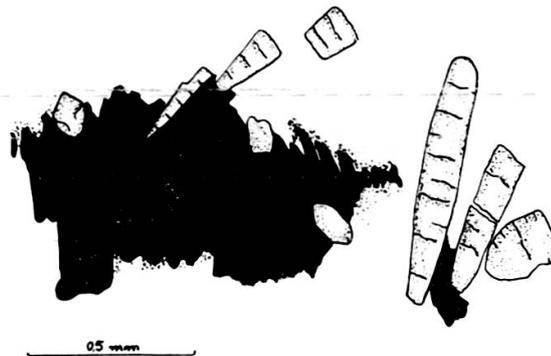


FIG. 24 (pl. m. 26 V). — Dans les spécimens de roches vertes indifférenciées et massives, on rencontre fréquemment des prismes brisés d'apatite et des cristaux altérés et brisés d'ilménite. Ici, ces deux minéraux sont intimement associés, l'ilménite étant entièrement leucoxisée, le tout étant pris dans un fond albite-chloritique très chargé d'épidote.

Signalons pour terminer la description de cette variété, que les amphiboles y sont tantôt vert très pâle, (28 V, 26 V, 27 V), tantôt vert-bleu à violet (24 V) et aussi que, à une densité plus grande d'aiguilles d'amphibole correspondent souvent les plages les plus largement chloritisées.

c) *Roches vertes à stilpnomélane*

Nous préférons définir ce troisième terme extrême par la simple présence d'un minéral nouveau, plutôt que par quelque propriété structurale. Nous verrons pourtant que, sur ce dernier point aussi, nous sommes probablement face à une roche initiale différente des précédentes.

Les échantillons de ce type sont massifs, de couleur vert-bleu foncé; ils ne possèdent pas de structure bien caractéristique visible à l'œil nu, si ce n'est une tendance à présenter une légère orientation et un certain aspect noueux; ces « nœuds » étant d'une taille voisine du demi-centimètre. Le stilpnomélane, groupé en petits amas, se distingue grâce à sa couleur rouille, foncée, et à son éclat plutôt métallique. Il est permis de distinguer les faisceaux massifs d'aiguilles amphiboliques vertes, alternant avec le stilpnomélane, ou se détachant sur un fond blanc, porcelané, très discret.

Décrivons deux variantes de ce type: l'échantillon représentatif de la première a été recueilli sur le versant sud de l'Aiguille-de-Prainan, au-dessus du hameau de Plan-André; celui de la seconde, à une soixantaine de mètres sous le sommet du Mont-Miravidi, vers le S.W. de celui-ci.

Examen microscopique

La première variante (plaques 30 V et 31 V), nous montre immédiatement, sous le microscope, de très grands cristaux d'ilménite à contours typiquement corrodés et leucoxénisés. Ensuite, à la différence de la catégorie à reliques pyroxéniques décrite plus haut, ce sont des contours vaguement rectangulaires, plutôt trapus, d'une taille de l'ordre de 2 mm et rappelant la forme de phénocristaux de plagioclases, qui attirent *les premiers* l'attention. Ces plages sont occupées par de très petits granules appartenant au groupe de l'épidote, à biréfringence remarquablement basse, qui s'amassent dans un « fond » albitique limpide; ce fond albitique est parfois plus libre de ces inclusions vers la périphérie de la forme pseudomorphosée, ce qui pourrait suggérer une zonation du plagioclase initial. Au minéral épidotique se joignent souvent quelques paillettes micacées blanches. En lumière polarisée, on peut noter que l'albite constituant ce « fond » subdivisée souvent en petites facules différemment orientées, d'une taille de 0,1 mm, imbriquées les unes dans les autres, laisse deviner d'une façon imprécise un système de macles simple (Karlsbad) du plagioclase primaire.

Ces contours assez significatifs se détachent sur une purée de nature complexe, caractérisée par des faisceaux et des gerbes allongées de fibres amphiboliques de couleur vert-jaune clair, parfois bleutées, ainsi que par l'accumulation de houppes de stilpnomélane brun ou, très rarement, verdâtre. L'albite, dans la mesure où l'extrême densité de l'écheveau de minéraux fibreux et phylliteux le lui permet, constitue ici aussi une sorte de « fond ». Il nous fait souligner la rareté de la chlorite dans ces zones à majorité de minéraux colorés; de plus nous n'avons découvert aucun indice de reliques ou de pseudomorphose, même très vague, de formes pyroxéniques;

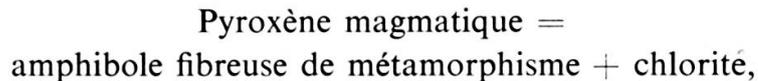
en revanche, il nous a semblé pouvoir identifier parmi les faisceaux plus ou moins désordonnés de fibres amphiboliques, des reliques de cristaux assez importants d'amphibole très légèrement pléochroïque, qui parfois restitue une macle simple et parfois se trouve en relation de type « graphique » avec des grains dendritiques d'ilménite: il s'agit donc peut-être de reliques amphiboliques primaires.

Le plus souvent, cependant, ces amas fibreux et les groupes de houppes de stilpnomélane ne restituent aucun habitus net; de plus, ils débordent même dans les zones de minéraux leucocrates.

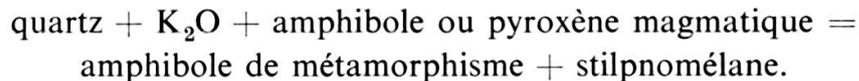
Il est un autre fait très intéressant dans cette variante de roche à stilpnomélane: il s'agit de la relative abondance du quartz, soit en petites facules associées au fond d'albite, soit surtout et beaucoup plus nettement, en grandes plages limpides, à peu près dépourvues d'inclusions, sauf sur leurs bords, où justement on remarque une *prédominance du stilpnomélane*.

Pour compléter cette paragenèse, signalons quelques prismes brisés d'apatite et quelques rares plages de calcite. Notons enfin que les gros grains d'ilménite témoignent parfois d'un certain écrasement qui a brisé et un peu dispersé leurs multiples ramifications.

Alors que dans le terme extrême à reliques pyroxéniques, nous pourrions proposer le schéma assez classique de dégradation du pyroxène:



ici, dans le terme extrême présent, nous suggérons la relation suivante:



Signalons le rôle joué par le quartz dans l'obtention de stilpnomélane à la place de chlorite. En outre, la structure assez floue de cette roche, jointe au caractère dispersé des aiguilles amphiboliques et des lamelles de stilpnomélane, nous invite à imaginer une mobilité des éléments chimiques supérieure à celle qui devait régner dans les roches pyroxéniques étudiées plus haut: nous voyons là peut-être une indication indirecte d'une nature hydratée des minéraux initiaux (amphiboles), ou d'une présence de phase vitreuse initiale abondante, les radicaux OH et H₂O jouant, immédiatement, dès la sollicitation du métamorphisme naissant, un rôle de mobilisateur et de véhicule sur des distances assez grandes des différents éléments chimiques, favorisant la formation des belles houppes de stilpnomélane et favorisant aussi la déformation des habitus et des structures des minéraux mafiques primaires (P. Bearth, 1966).

La deuxième variante de roche à stilpnomélane considérée diffère de la précédente par les points suivants (plaque 32 V):

1. Il n'y a pas de minéraux pseudomorphosés identifiables;
2. Les amas de minéraux colorés et blancs sont de moins grande surface;
3. Les phénoblastes de minéraux blancs (albite et groupe de l'épidote) sont eux-mêmes de plus grande dimension, les grains épidotiques étant assez peu abondants;
4. L'ilménite leucoxénisée est présente en grains plus petits, soit qu'ils aient été brisés et leurs fragments un peu dispersés, soit que les cristaux aient été initialement plus réduits;
5. Il n'y a plus de quartz, ni de mica, ni de calcite.
6. Le stilpnomélane est légèrement moins abondant tandis que la chlorite l'est davantage.

Nous voyons pourtant dans cette catégorie une roche assez proche de la catégorie précédente, mais qui pourrait avoir possédé initialement des grains plus réduits et ensuite avoir été plus écrasée. Le rapport d'exclusion réciproque constaté entre stilpnomélane et chlorite a peut-être été conditionné par la disponibilité de K_2O et de silice (quartz) dans le milieu initial, comme le suggère la relation:



(cf. Deer, Howie, Zussmann, 1963, vol. 3, p. 111).

d) *Roches vertes à amphibole « lie-de-vin »*

Cette roche diffère peu des deux variétés précédentes, mais est dénuée de stilpnomélane. La structure « fantôme » y est très peu visible; tout au plus peut-on supposer une structure vaguement ophitique, révélée par des sections rectangulaires rappelant l'habitus de plagioclase, longues d'environ 1 mm et prises dans des plages qui semblent avoir été essentiellement mafiques. En effet, les amas assez abondants de chlorite garnie de petites inclusions de sphène et accompagnée de gerbes de petites aiguilles d'amphibole vert pâle recèlent souvent vers leur centre des taches pléochroïques brun-rouge à vert-bleu, à contours localement anguleux, et à beau clivage amphibolique (plaque 33 V). Notons l'absence totale de reliques ou de pseudomorphoses de pyroxène, ainsi que de stilpnomélane et de quartz. Il est possible que les parties d'amphibole brunâtre soient des reliques d'un minéral primaire. Cependant, à la Pointe-du-Clapey, quelques plages d'une amphibole semblable semblent bien secondaires, pour leur part.

Nous serions portés à voir ici une variété métamorphique de diorite à amphibole, de granulométrie moyenne à fine, en admettant que les taches vivement colorées soient des reliques du minéral mafique initial, fortement déformé dans un milieu hydraté et remobilisé activement par le métamorphisme.

e) *Roches vertes rubanées, analogues à certaines variétés décrites à la Pointe-du-Clapey*

Le faciès que nous introduisons dans ce paragraphe affleure dans des conditions assez différentes de celles des variétés précédentes; tout d'abord, il se cantonne aux confins est et sud-est de l'ensemble du Versoyen, ligne le long de laquelle un faciès conglomératique calcaire spécial (la série du Colet-des-Rousses ¹) est interstratifié, sous forme de grandes lentilles, avec les ophiolites. Ces dernières apparaissent ici en masse très épaisses, en général dénuées de morphologie effusive, mais par contre pourvues d'un rubanage très marqué, parallèle aux directions principales des masses ophiolitiques tabulaires et des quelques lambeaux conglomératiques enclavés. Ce rubanage fait alterner, à l'échelle du millimètre comme à celle de plusieurs mètres, des niveaux leucocrates fins avec des niveaux de roches vertes de structures plus grossières, présentant elles-mêmes la variété de structure et de paragenèse que nous avons décrite pour les quatre types de roches précédents. La structure largement rubanée est donc le critère spécifique des roches vertes aux confins sud-est du massif; or, il est une montagne qui possède, poussés à un degré exceptionnel d'intensité et de complication, les caractères dont nous parlons: il s'agit de la Pointe-du-Clapey, que nous étudierons en détail, et à laquelle il faut se référer pour connaître les intéressants phénomènes auxquels cette variété donne lieu. (Voir aussi 2^{me} partie, chap. II).

De cette étude structurale d'échantillons récoltés parmi les roches vertes apparemment indifférenciées dans tout le Versoyen, nous pouvons déjà retirer quelques remarques générales:

- a) Si les roches effusives à structure fine (laves en coussins ou autres), masquées par l'homogénéisation métamorphique sont *probablement* présentes (catégorie a), les roches vertes recèlent des zones à grains primaires *grossiers*, ou à structure porphyrique.
- b) Ces roches plus grossières étaient variées tant en ce qui concerne leur structure et la taille de leurs cristaux que, surtout, leur paragenèse: des diabases (ou gabbros à grains fins) à pyroxène, des roches à amphibole (?), des roches pyroxéniques ou amphiboliques plus acides, avec quartz exprimé.
- c) Même si un travail de terrain plus approfondi, et méthodique sur ce point, mettait en évidence un certain ordre géométrique dans les catégories examinées, il est déjà permis de dire que ces catégories sont, en première approche, réparties à travers *toute* la région étudiée.
- d) Dans notre région, une critique *quantitative* de la paragenèse de métamorphisme peut, en partie, révéler la nature primaire de la roche: cette

¹ Cette dénomination, momentanément convenue entre P. Antoine et nous, désigne le conglomérat à gros blocs calcaires, laminé, affleurant fréquemment à l'E. et au S.-E. de l'ensemble ophiolitique du Versoyen, à son contact.

remarque nous est inspirée par la constatation très générale que chaque variation de paragenèse nous a semblé correspondre une variation de structure primaire; mais la structure secondaire tend rapidement à s'uniformiser. Nous faisons cette remarque pour déclarer, en d'autres termes, qu'il nous semble en première approche être en présence d'un métamorphisme isochimique pour l'essentiel de ces roches vertes, les migrations d'éléments ne dépassant pas l'ordre du millimètre ou du centimètre. En outre, il nous apparaît que les phases ultimes du métamorphisme semblent avoir eu, en tous cas, un rôle d'uniformisation paragénétique, exception faite pour le rôle complémentaire joué entre stilpnomélane et chlorite.

- e) La carte géologique nous indique une variation très générale, du N.-W. vers le S.-E.; dans ce sens, la qualité et la quantité des affleurements où l'on observe une morphologie bien conservée de laves en coussins diminuent nettement. En revanche, les faciès massifs rubanés deviennent de plus en plus prépondérants.

Cette variation, lourde de signification à notre avis, s'accompagne d'autres phénomènes, et la présence de deux faciès sédimentaires différents, l'un au N.-W. et l'autre au S.-E., aux deux extrémités de cette ligne de variation, est également une observation importante à noter et sur laquelle nous reviendrons.

- d) Les minéraux de métamorphisme appartiennent tous au faciès « schistes verts » tel qu'il a été établi par Fyfe, Turner et Verhoogen (1958). Seuls l'apatite, partiellement l'ilménite, et quelques pyroxènes ont été préservés, de même que quelques vagues structures de gabbro fin et peut-être de roches porphyriques.

Nous discuterons ces observations après avoir examiné les « schistes noirs » et le « liséré blanc » associés aux masses de roches vertes.

ANALYSE CHIMIQUE

(Laboratoire d'analyses chimiques de l'Institut de Minéralogie, Genève).

Echantillon 20 V décrit ci-dessus (variété a):

Analyse 4: Roche verte massive, recueillie dans le valon de Beaupré, au point 86, 480; 949, 820; alt. 2480 m; feuille Bourg-Saint-Maurice n° 4, 1/20 000.

SiO ₂	48,43		
Al ₂ O ₃	15,05		
TiO ₂	2,74		
FeO	9,64	Paramètres de Niggli	
Fe ₂ O ₃	3,10	si	121,5
CaO	7,87	al	22,1
MgO	5,03	fm	45,3
Na ₂ O	4,68	c	21
K ₂ O	0,10	alk	11,4
MnO	0,28	ti	5,1
P ₂ O ₅	0,45	mg	0,42
H ₂ O ⁺	2,69		
H ₂ O ⁻	(0,62)		
C ₂ O	0,23		
Total	100,29		

Analyse 4' : Analyse, donnée par W. Kilian et P. Termier (1895), d'une roche verte massive, de variété identique à la précédente, recueillie à l'affleurement se trouvant au bord de la route qui mène de Bourg-Saint-Maurice à Bonneval, le long du Versoyen. (Analyse Laboratoire de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne.)

Silice	48,77	Potasse	0,05
Alumine	17,61	Soude	4,20
Sesquioxyde de fer	11,70	Perte par calcination	2,70
Chaux	6,47		
Magnésie	7,99	Total	99,49

Analyse 4'' : Analyse d'une prasinite massive provenant d'un affleurement dominant le glacier « di Lavage », Petit-Saint-Bernard, donnée par S. Franchi (1902).

SiO ₂	55,68	Na ₂ O	7,06
TiO ₂	—	K ₂ O	0,27
Al ₂ O ₃	18,45	P ₂ O ₅	0,29
Fe ₂ O ₃ } FeO }	9,15	« Perdita al fuoco »	2,16
MgO	2,79	Total	100,24
CaO	4,39	Densité: 2,74	

Notons la nette tendance spilitique de cette dernière roche.

2. LES SCHISTES NOIRS

Dans le chapitre précédent nous avons consacré un paragraphe aux schistes noirs enrobant les éléments de brèche; en effet, ceux-ci sont fidèlement associés à des laves en coussins évidentes ou probables. Ici, notre propos étant de traiter la « trilogie » des faciès les plus *ordinaires* dans le Versoyen, nous décrivons des schistes noirs dénués d'enclaves: ils constituent la variété normalement associée aux niveaux de roche verte massive d'origine anonyme.

Ce type de schistes est assez semblable à celui que nous avons examiné précédemment; d'ailleurs, à peu de distance sous le sommet du Mont-Miravidi, on passe insensiblement de la variété à brèche à la variété uniforme que nous considérons maintenant.

Du point de vue macroscopique, on peut dire que la roche est finement schisteuse, de couleur gris très foncé ou noire, avec un reflet bleuté, de patine plutôt mate et parfois grisâtre évoquant un peu la cendre. Ce schiste ne se délite en feuillets ou en plaquettes que très occasionnellement: le plus souvent il reste cohérent. Les plans de schistosité sont soit parfaitement unis, soit finement grumeleux; la roche, malgré un aspect graphiteux certain, ne tache que faiblement les doigts. La phase micacée se décèle parfois à une patine un peu plus luisante, mais les autres minéraux ne se devinent que difficilement, sur quelques sections polies, sous forme de mouches ténues, verdâtre clair, non identifiables. Quelques spécimens laissent apparaître un fin litage.

L'examen microscopique s'avère extrêmement intéressant, à l'instar de celui des schistes noirs à éléments bréchiques. Nous renvoyons tout d'abord le lecteur au chapitre précédent, car les caractères structuraux et paragenétiques qui y furent décrits restent valables pour les variétés de schistes considérées ici. Cependant, l'examen des échantillons étudiés à présent apporte quelques faits d'observation nouveaux.

Nous avons pu répartir nos roches en deux variétés nous permettant de fixer deux « termes descriptifs extrêmes » entre lesquels tous les intermédiaires structuraux sont possibles.

- a) Schistes noirs à minéraux pseudomorphosés;
- b) Schistes noirs albito-chloritiques micacés, sans minéraux pseudomorphosés.

a) *Schistes noirs à minéraux pseudomorphosés*

La structure fondamentale est celle d'un séricito-schiste chloriteux fin, obscurci par des poussières opaques très ténues, disposées en lits rapprochés; les lits de mica et de poussières opaques sont finement plissotés; plus rarement, ils sont très violemment contournés (éch. 35 V). Les petits cristaux dispersés de sphène, le quartz et la calcite en amas millimétriques ou en mouches discrètes, sont omniprésents,

mais en quantité variable et groupés parfois en un vague litage. Ce litage pourrait parfois témoigner de la présence de très fine microbrèche, ou bien de dépôts sédimentaires de nature chimique variée et rythmée, ou encore ailleurs, il pourrait s'agir de niveaux écrasés où des cristaux antérieurement pseudomorphosés sont localement défigurés (éch. 36 V). La tourmaline et l'apatite semblent quelquefois présentes sous forme de prismes très fins.

Dans les échantillons groupés sous cette rubrique, nous n'avons jamais bénéficié des morphologies spécifiques ni surtout des belles répartitions géométriques d'inclusions qui nous avaient précédemment permis d'identifier avec une certitude satisfaisante l'habitus classique d'amphiboles en gerbes et, moins sûrement, du chloritoïde

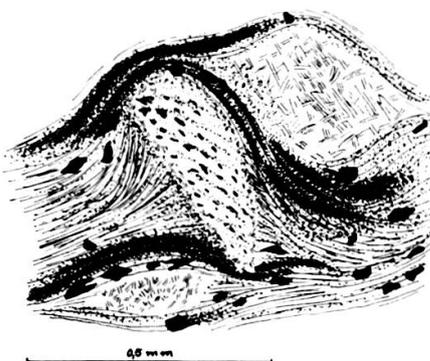


FIG. 25. Lum. nat. — Pseudomorphoses diverses, par la chlorite et un minéral d'aspect micacé, dans schistes noirs à fine structure ondulée et œillée.

ou de l'andalousite. Considérons par exemple l'échantillon 37 V: nous y distinguons, pseudomorphosés, des phénoblastes dont la taille est légèrement inférieure au millimètre et dont la forme est rectangulaire, allongée ou trapue, ou encore, mais moins souvent, à habitus vaguement hexagonal. L'allongement des phénoblastes est souvent oblique par rapport à l'orientation générale des schistes et leur croissance ou bien leur mise en place semble s'être faite avec écartement des lits opaques les plus denses, qui épousent ainsi une allure vaguement œillée (fig. 25 et 27). La pseudomorphose est réalisée elle-même par une chlorite vert-jaune très pâle, dispersive, accompagnée de quelques lamelles micacées à biréfringence relativement basse: cette paragenèse de remplacement est mieux visible dans une étroite marge extérieure, la partie centrale et principale des phénoblastes étant obscurcie par des inclusions noires et un pigment jaunâtre. Fréquemment, la chlorite et le mica semblent garnir des « poches d'étiement » (J. Jung, 1958, p. 148) ou sortes de « pressure shadows » sur les deux petits côtés des rectangles (fig. 26). En outre, il nous faut noter les amas de cristaux de quartz qui voisinent avec nos pseudomorphoses et qui sont disposés comme dans le « sillage » d'un violent mouvement circulaire du phénoblaste; cette structure n'est

pas éloignée des croquis inspirés à P. Niggli par les roches à chloritoïde de la région du Gothard (P. Niggli, 1912, pp. 26 sq.). Notons qu'en quelques points seulement il est permis de remarquer encore une très vague disposition des inclusions en forme de sablier.

Nous pourrions donc être ici, peut-être, en présence de pseudomorphoses de chloritoïde à habitus un peu plus trapu et de taille un peu plus grande que dans le cas examiné au chapitre précédent; cependant, la possibilité de pseudomorphoses d'andalousite reste très réelle (cf. S. O. Agrell, 1939).

Des observations de détail portant sur les « poches d'étirement » des zones d'accroissement chloriteuses limpides et les dispositions de grains opaques, nous conduisent à penser que la pseudomorphose du minéral initial semble s'être opérée avec une ou plusieurs modifications successives du volume des grains. Le rôle de l'eau dans cette modification peut avoir été important; d'ailleurs, la phase aqueuse figure comme terme explicite dans toutes les équations chimiques rendant compte de la

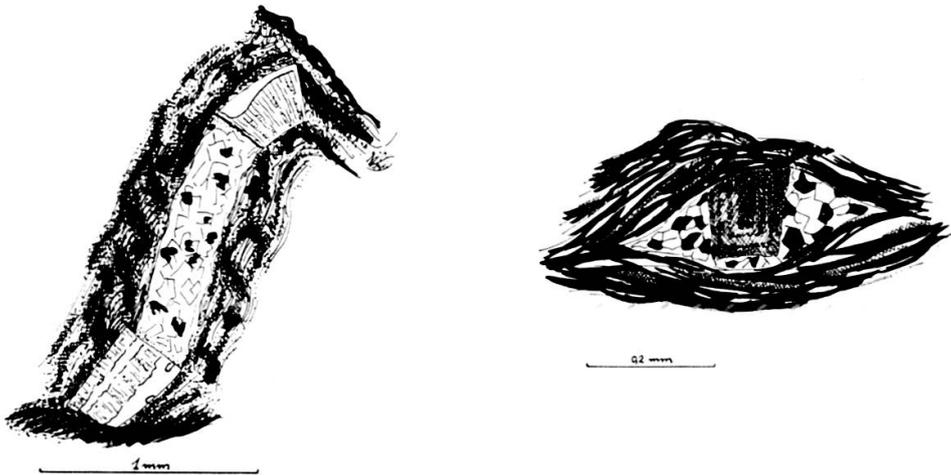


FIG. 26. Lum. nat. — « Poches d'étirement » ou type de « pressure shadow » aux extrémités d'une forme pseudomorphosée par des lamelles d'aspect micacé. Chaque poche elle-même est garnie de chlorite et de quartz.

FIG. 27. Lum. polarisée. — Amygdale microscopique constituée d'un noyau de chloritoïde (?) rétrotransformé, entouré de granules de quartz, dans schistes noirs.

formation ou de la dégradation du chloritoïde. (cf L.B. HALFERDAHL, 1961 ; P. BEARTH, 1963). L'action de solutions hydrothermales, facilitée par la schistosité, peut avoir été déterminante non seulement dans la genèse, mais surtout dans l'altération du minéral initial, qu'il soit dû à un métamorphisme régional, ou de contact, ou toute autre recristallisation de la roche argileuse dans des conditions plus compliquées, moins simples à imaginer.

Considérons à titre d'exemple l'échantillon 36 V, qui fait l'objet d'une analyse chimique que nous donnons ci-dessous. Le microscope nous révèle un fond très fine-

ment chlorito-sériciteux, à légers lits ondulés de poussières noires assez diffuses. La roche s'avère très riche en quartz, ce minéral apparaissant sous forme de fins granules. Les plages pseudomorphosées, dépassant la taille du millimètre, y sont remarquables : de formes très trapues, aux contours compliqués, quelquefois de plus petites dimensions et alors plutôt allongées, elles sont constituées par un minéral en grandes surfaces limpides d'aspect micacé, à biréfringence basse, ne montrant jamais d'habitus en lamelles. (Variété de minéral des argiles ?) Ici aussi, autour de ce domaine central et principal, nous remarquons toujours une étroite marge entièrement périphérique : cette marge est faite de chlorite incolore et quasi isotrope. De fins granules non identifiés, répondant assez bien aux caractères généraux du chloritoïde, parsèment ces plages pseudomorphosées, étant soit des reliques du minéral antérieur principal, soit des reliques de ses enclaves.

L'aspect de ces pseudomorphoses est spécial, surtout en lumière polarisée ; résumons-le :

- a) Habitus massif particulier en comparaison de l'habitus classique des cristaux de chloritoïde (cette observation nous orienterait peut-être vers un minéral de métamorphisme de contact, tel l'andalousite.)
- b) Pseudomorphose par une phase différente de la chlorite qui, dans nos roches, remplace toujours les phénoblastes les mieux visibles. (chlorite accompagnée toujours, il est vrai, de petites plages d'aspect micacé).

Sans mener plus loin cette digression, nous ne pouvons pas, devant des formes aussi incertaines, rejeter à priori la présence possible outre l'andalousite et le chloritoïde de staurotide par exemple ; staurotide et chloritoïde pouvant coexister (cf. D.-H. WILLIAMSON, 1953), le premier minéral étant précisément décrit par cet auteur comme s'altérant en « ... agrégats micacés de biréfringence très basse... » L.-B. HALFERDAHL (1961) nous résume également les différents gîtes où chloritoïde et staurotide voisinent, mais cela, il est vrai, dans des contextes paragénétiques de métamorphisme plus élevé que chez nous (avec biotite).

Nous sommes frappés, enfin, par le fait que la structure et la paragenèse du « fond » schisteux de la roche nous paraissent classiques à un niveau de métamorphisme faible et *dénués* de modifications multiples : celles-ci se sont exercées sur les grands phénoblastes qui semblent ainsi *seuls* à avoir été le siège de modifications chimiques ultérieures au métamorphisme sensu stricto, ou à ce qu'on pourrait considérer peut-être comme une première phase du métamorphisme ; cette première phase ne pourrait-elle pas être, dès lors, un type de métamorphisme de contact ? Nous nous rapprocherions dès lors des attributions faites par S.O. Agrell, en Cornouailles, de certaines formes microscopiques altérées à des fantômes de minéraux de « contact ».

Rappelons que tous les caractères structuraux des schistes noirs enrobant les éléments bréchiques que nous avons décrits plus haut sont valables pour les schistes noirs compacts, en de nombreux points.

b. *Schistes noirs albito-chloritiques, micacés, sans minéraux pseudomorphosés*

La présence plus ou moins marquée des éléments micacés ne suffit pas à conserver à cette roche une structure microscopique de micaschiste. Cette structure fine dément en effet l'aspect macroscopique des échantillons qui sont identiques, à l'œil nu, à ceux de la catégorie précédente, tout au plus légèrement moins sombres et moins fissiles. Le microscope, en effet, nous offre ici encore un exemple de l'opposition structurale entre les phénoblastes d'albite (d'une taille proche de 0,1 mm) et la chlorite, les premiers se détachant sur un fond principalement chloriteux, vert clair ou bien, s'ils sont majoritaires, enrobant des amas informes de cette chlorite. Les micas, abondants en lits plissotés, les grains ou les poussières opaques, les fins granules du groupe de l'épidote, le quartz et la calcite ne rompent qu'accessoirement cette dualité propre aux ovardites.

Notons la tendance qu'ont les petits phénoblastes d'albite de concentrer les poussières opaques en leur centre, conservant un liséré marginal limpide; les traînées d'inclusions opaques y sont quelquefois infléchies en forme de S, suggérant une cristallisation avec mouvement sygmoïde.

Les indices de pseudomorphoses de minéraux antérieurs ne sont pas absents, mais sont très peu décisifs. Tout au plus pouvons-nous supposer possible un passage insensible à partir des types à belles pseudomorphoses, fortement micacées et quartzifères, réalisé à la faveur de quelque régénération chimique ou métasomatose locale entraînant l'albitisation et la chloritisation presque totale.

L'origine sédimentaire des schistes noirs de la première catégorie sera confirmée par l'analyse chimique présentée ci-dessous. En revanche, la deuxième catégorie pourrait avoir été partiellement constituée de débris volcaniques basiques; il est possible dans ce cas que nous ayons recueilli sur le terrain des spécimens de schistes à fine brèche ophiolitique, cette dernière ne nous étant pas apparue à l'œil nu, les fragments étant peut-être très laminés et dispersés; il est possible que nous soyons aussi en présence de lits de tufs volcaniques, mais nous verrons aussi que la deuxième variété étudiée ici peut appartenir à l'étroite zone située entre les schistes noirs et le liséré blanc qui semble impliquer une action métasomatique spéciale.

Il nous semble que le fait surprenant à propos de ces schistes est leur interstratification régulière, sur de longues distances, avec des niveaux ophiolitiques de puissance assez variable, mais rigoureusement parallèles sur de longues distances. En ce qui concerne le métamorphisme, la présence de minéraux douteux (chloritoïde, andalousite?) et d'amphiboles rétro-morphosées en chlorite, nous paraît être l'observation importante.

Signalons finalement que nous avons eu l'occasion d'observer du chloritoïde *intact*, en lamelles très fines (plus ténues que ne le sont les pseudomorphoses décrites dans les schistes noirs *s. stricto*), dans les faciès marno-gréseux limitrophes de la Pointe-du-Clapey.

ANALYSE CHIMIQUE

Analyse 5 (Laboratoire d'analyses chimiques de l'Institut de Minéralogie de Genève) :

Schiste noir intercalé entre des niveaux ophiolitiques; le « liséré blanc » est présent au contact entre schistes et roche verte, dans la zone d'où provient cet échantillon, recueilli dans le vallon de Beaupré, au point 86 500; 950 100; alt. 2540 m, carte Bourg-Saint-Maurice 1/20 000, feuille 4).

Si ₂ O	55,44		
Al ₂ O ₃	19,60		Paramètres de Niggli
TiO ₂	1,15	si	200,4
FeO	6,17	al	41,7
Fe ₂ O ₃	1,18	fm	43,3
CaO	0,77	c	3,0
MgO	3,75	alk	12
Na ₂ O	0,23	ti	3,0
K ₂ O	4,95	p	0,2
MnO	0,38	k	0,9
P ₂ O ₅	0,08	mg	0,46
H ₂ O ⁺	4,98	qz	52,4
H ₂ O ⁻	0,11	ω	0,14
Insoluble (c ?)	1,30		
Total	100,09		

Discussion de l'analyse chimique

Tout d'abord, signalons que, au cours de l'analyse chimique, un résidu noir très fin s'est trouvé insoluble. Un « diagramme de poudre » n'a pu le déterminer; il pourrait s'agir de graphite mal cristallisé.

Notons la quantité de K_2O nettement supérieure à celle de Na_2O , premier indice d'une origine sédimentaire.

Référons nos résultats aux données de la publication exhaustive que L.-B. Halferdahl a consacrée au chloritoïde (1961).

Notre analyse se situe à peu près au milieu de champ de plus grande densité des 210 roches à chloritoïde considérées par l'auteur.

Si nous situons nos résultats dans les cinq histogrammes proposés par Halferdahl:

$$\begin{aligned} \% \text{SiO}_2 &= 55,44 \\ \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Mn} + \text{MgO}} &= 1,7 \\ \frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{MgO}} &= 1,7 \\ \frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3} &= 5,5 \\ \frac{\text{FeO} + \text{MnO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}} &= 2 \end{aligned}$$

Nous tombons chaque fois dans le domaine assez étroitement limité de plus grande densité des spécimens à chloritoïdes.

Il s'avère que notre analyse de schiste noir est très proche de l'analyse d'un schiste à chloritoïde provenant du site classique de la baie de Perthumie (entre Stonehaven et Aberdeen) donnée par P.H. Williamson (1953).

Il nous semble permis de conclure momentanément en établissant que nos schistes noirs sont d'origine sédimentaire et en éliminant pour eux, dans la plupart des cas, une origine volcanique. Néanmoins, nous avons vu que certains types, ou même certains niveaux étroits, étaient très riches en chlorite colorée et en albite: il est donc possible que certaines couches d'origine partiellement ou totalement effusive soient interstratifiées avec les sédiments. Il pourrait s'agir soit du résultat de l'érosion de coulées plus ou moins proches, soit bien plutôt de couches de cendres et de débris fins d'origine volcanique « directe » (tufs).

3. LE « LISÉRÉ BLANC »

Le contact entre roche verte massive et schiste noir est très rarement direct. Dans le cas le plus général, au Versoyen, tout au long des masses de roches vertes

d'origine mal définie et des niveaux de schistes noirs, le contact entre ces deux faciès est marqué par la présence d'une bande rocheuse de couleur blanc crème, large de quelques centimètres à quelques décimètres. Cette roche est très finement grenue, nullement orientée et son débit, typiquement anguleux, se fait assez souvent en « plaquettes ».

Le passage du « schiste noir » à cette roche claire n'est *jamais* net: il s'opère insensiblement par l'éclaircissement de la teinte et l'induration des schistes qui passent ainsi, par une zone gris clair et peu orientée, au liséré blanc proprement dit. Cette transition se fait sur une distance allant de quelques millimètres à 15 cm environ. On note parfois, dans cet espace intermédiaire, une tendance à un rubanage très fin, avec alternance de niveaux sombres et clairs (éch. 42 V).

Le contact entre le liséré leucocrate et la roche verte massive est net. A la faveur de fissures peu profondes, la substance blanche pénètre quelquefois la masse ophiolitique. Il faut cependant noter, en certains points, la modification que connaît la roche verte à proximité du liséré clair: elle s'éclaircit un peu et se garnit de mouches grises ou blanches aux contours flous, d'un diamètre proche du demi-centimètre, aboutissant à un aspect ocellé qui évoque, à tort, les varioles de « pillows ».

Nous avons déjà signalé rapidement la présence, au sein des masses de roches vertes compactes, vers l'E. du Versoyen, de filonnets, d'amas, et de niveaux rubanés, épais de plusieurs décimètres et constitués d'une roche blanche et similaire à celle qui nous arrête en ce moment. Ce cas est assez rare dans les grands niveaux allongés de type banal, que nous considérons ici. L'étude des massifs plus particuliers, à caractère éruptif complexe (Pointe-du-Clapey, Pointe-des-Glacières, Ermite, Aiguille-de-Beaupré) nous ramènera, nous l'avons dit, à l'examen de cette sorte de rubanage. Les relations *géométriques* entre ce dernier et le liséré blanc banal ne nous sont pas apparues clairement sur le terrain.

Décrivons ci-dessous ces trois ensembles:

- a) Le liséré blanc *sensu stricto*.
- b) La transition entre schistes noirs et liséré blanc.
- c) La roche verte à proximité du liséré blanc.

a) *Le liséré blanc sensu stricto*

Les spécimens de cette roche sont de teinte très claire, à légère nuance crème ou verdâtre, aussi bien à la patine qu'à la cassure fraîche. La roche n'est jamais orientée et son grain est extrêmement fin: l'aspect superficiel en est saccharoïde, avec association de plages légèrement translucides à « éclat gras » et de plans de clivage scintillants. Dans quelques cas très rares, certains minéraux colorés (amphibole bleue...) ou chloritisés, d'assez grande taille, garnissent cette roche quasi aphanitique.

Ce type possède un caractère exceptionnel dans le Versoyen où les roches sont presque toujours homogènes et massives : il s'agit de sa structure plus ou moins brisée et cicatrisée, un peu différenciée, sillonnée de réseaux denses de filonnets garnis de plages leucocrates plus vastes où se reconnaissent quartz et minéraux à reflet porcelané. Tout ce matériel étant blanc et identiquement patiné, cette structure sans homogénéité se remarque difficilement, mais elle sera pleinement confirmée par l'examen des plaques minces.

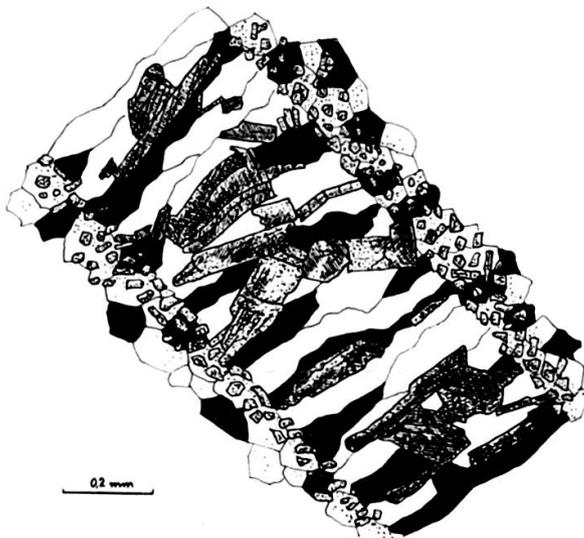


FIG. 28. Lum. polarisée. — Le « liséré blanc » est sillonné de filonnets garnis de quartz limpide et de cristaux de zoïsite, tous deux dans un habitus allongé perpendiculaire aux bords.

Examen microscopique

Le microscope ne révèle aucune orientation, actuelle ou relique, ni d'ailleurs aucune structure bien particulière. Le minéral caractéristique de ce type de roche appartient au groupe de l'épidote, est incolore à jaunâtre très pâle, à biréfringence très basse et à anomalie optique très prononcée. Ses grains sont de taille variable, mais souvent voisine de 0,1 mm, et possédant en général un habitus prismatique trapu; ils ont parfois tendance à se disposer en rosettes grossières et se groupent en sortes d'archipels. Accompagnant ce premier minéral, omniprésent et même majoritaire, nous notons le quartz, l'albite très limpide, et la calcite, ces minéraux figurant en proportion variable d'un point à l'autre du même échantillon. Cette variation des propriétés structurales et paragénétiques rend utile de détailler quelques échantillons :

L'échantillon 43 V a fait l'objet d'analyses chimiques données ci-dessous. Il possède les caractères macroscopiques et microscopiques moyens du type de roche

examiné, mais est garni de quelques vagues dendrites noires, ressemblant aux figures classiques de l'oxyde de manganèse. Les « archipels » rassemblant des grains du groupe de l'épidote constituent les deux tiers du volume de la roche (estimation rapide au microscope) et se détachent sur un fond très limpide constitué d'une mosaïque de plages d'albite. Cette albite est quelquefois garnie de facules de quartz en forme de petites larmes; en outre, de très fines paillettes micacées sont enclavées dans le plagioclase. Le sphène, en très petits amas, obscurcit très légèrement la plaque mince en quelques zones irrégulières, paraissant plutôt en affinité avec le minéral épidotique. Mentionnons quelques houppes très rares de chlorite, occupant de petits interstices entre les plages d'albite.

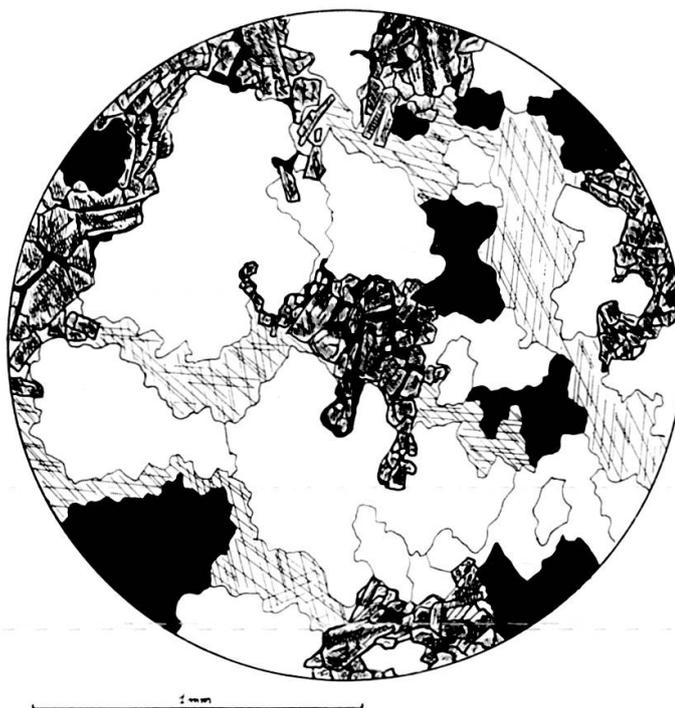


FIG. 29. Lum. polarisée. — Type de « liséré blanc ». Plages indentées de quartz limpide, zoïsite abondante, calcite; quelques grains de sphène sont présents.

La roche est sillonnée de filonnets garnis essentiellement de cristaux d'albite et de grains de zoïsite, de taille plus grande que dans la masse, et présentant tous un habitus en colonne, allongés transversalement à la direction du filon (fig. 28).

L'échantillon 44 V présente des grains un peu plus gros, un « fond » essentiellement quartzueux, à extinction un peu onduleuse, des interstices étant occupés par de l'albite ou, surtout, de la calcite, cette dernière s'insinuant entre les plages leucocrates en marges très minces mais assez continue (fig. 29); on note quelques très rares grains amphiboliques, xénomorphes, de même que la taille et la quantité élevée des cristaux de sphène.

De grands cristaux épidotiques, exceptionnellement dispersifs, semblent corrodés par la calcite, l'albite et surtout le quartz, mais il est plausible que quartz et zoïsite aient cristallisé étroitement liés, pour donner cette espèce de structure « graphique » (fig. 30). Le quartz est garni d'aiguilles extrêmement ténues dans lesquelles nous pensons pouvoir reconnaître l'habitus de la tourmaline.

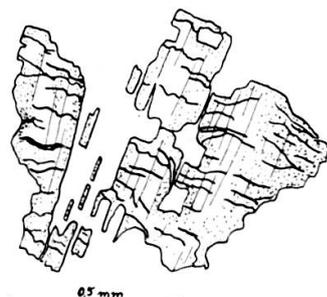


FIG. 30. Lum. nat. — Contour de grains de zoïsite dans un fond de quartz.

Le spécimen 45 V est très proche du précédent: ici cependant, répartis en taches irrégulières, pullulent de petits phénoblastes de grenats. La calcite en lisérés fins les environne le plus souvent, un peu comme si elle les corrodait, de même qu'elle semble corroder ou cicatrifier les grains épidotiques ainsi que quelques fragments de prismes amphiboliques. On observe quelques fibres à biréfringence basse, fibres qui localement se développent en grande abondance, constituant la matrice des grains épidotiques et la garniture de filonnets.

Nous notons toujours la très grande pauvreté en chlorite de ces échantillons.

b) *La transition entre schistes noirs et liséré blanc*

Nous l'avons dit, cette transition est progressive et se fait par la disparition de la schistosité et l'éclaircissement du schiste; quelques centimètres suffisent à ce passage qui se fait parfois avec des sortes de petites récurrences sombres, en un rubanage discret.

Examen microscopique

Le microscope nous révèle une roche essentiellement chlorito-albitique à grains épidotiques: la chlorite reste évidemment xénomorphe par rapport aux plages albitiques nettement majoritaires. Le groupe de l'épidote est plus ou moins bien représenté par des granules très ténus, ou de petits cristaux à contours apparemment corrodés (mais peut-être en relation « graphique » avec l'albite). Le sphène est

omniprésent en très petits amas répartis sans loi particulière. Assez souvent, des inclusions noires très diffuses obscurcissent légèrement les plages albitiques, qui possèdent par ailleurs des enclaves de quartz en forme de petites larmes étirées. La tourmaline, en prismes ténus, très allongés et légèrement brisés, abonde dans certains cas (éch. 46 V). La vague répétition en traînées parallèles et ondulées des poussières noires et des granules de sphène, de même que l'allongement sensible des plages minérales essentielles sont les premiers indices nous rappelant peut-être une orientation et une structure plus anciennes (celle d'un schiste).

Soulignons l'absence de la calcite, la très grande rareté du mica ou de la séricite et l'absence de pseudomorphoses. Notons enfin la fréquence relativement grande de fissures et de filonnets microscopiques, garnis de quartz, d'albite et de rares mouches chloritiques.

Il nous semble que la variété albit-chloritique à mica sans pseudomorphose, que nous avons décrite dans le paragraphe consacré aux « schistes noirs », pourrait constituer le type de passage à partir du schiste noir *s. stricto* jusqu'à la roche grise à grains épidotiques, qui nous retient ici (éch. 40 V, 47 V, 47 V).

c) *La roche verte à proximité du liséré blanc*

Bien que le contact entre roche leucocrate et ophiolite métamorphique soit net, il faut observer que, *dans certains cas*, cette dernière se modifie légèrement à proximité de cette limite. C'est en général par l'apparition d'ocelles claires, d'un diamètre d'un demi-centimètre à peu près, à contours un peu flous, et assez rapprochées les unes des autres, que s'opère cette modification bien visible à l'œil nu. Ce niveau ocellé ne dépasse pas une épaisseur de 4 ou 5 décimètres. Sur un échantillon isolé, il serait possible de confondre ces formes plus ou moins isométriques avec des varioles de coussins si on ne prenait garde au fait que leurs contours sont flous et leur arrondi rarement parfait; nous serions donc tentés de désigner ces petites ocelles par le terme de « fausses varioles ». Dans d'autres cas, le passage de la roche verte massive au liséré blanc se fait par un rubanage dont les lits alternativement blancs et verts mouchetés, sont chacun épais d'un centimètre environ (éch. 49 V).

Examen microscopique

Au cours de l'examen microscopique, nous rencontrons à nouveau une paragenèse partagée entre la mosaïque de plages d'albite (à inclusions ou exsudations de quartz), qui prédominent, et les amas de houppes de chlorite colorée, xénomorphes. Le sphène, les grains épidotiques très petits, parfois des « mouches » ramifiées de calcite, quelques grenats et prismes de tourmaline, complètent cet ensemble.

Nous devons considérer deux genres de « fausses varioles », qui coexistent étroitement. Le premier, qui est le plus visible à l'œil nu, correspond à des domaines où la paragenèse (albite + chlorite + sphène) est quantitativement *identique* à la paragenèse fondamentale de la roche, mais réduite à une granulométrie plus fine,

inférieure à 0,05 mm. Ces domaines de forme ovale passent assez brusquement à leur entourage en comparaison largement cristallisé. Les « fausses varioles » du second type sont de dimensions plus petites (1 mm de long), plus blanches à l'œil nu et caractérisées par une grande densité de fins granules épidotiques. A considérer les formes, très vagues, de ces deux types de domaines finement grenus, il ne nous paraît pas impossible qu'il s'agisse là de pseudomorphoses. Certains amas épidotiques du type que nous avons décrit pourraient, par exemple, évoquer les contours de plagioclases plus ou moins « basiques » saussuritisés (éch. 50 V). Si tel était le cas, il se poserait encore la question de savoir si le minéral ainsi pseudomorphosé était lui-même primaire, donc magmatique, ou bien de métamorphisme. Nous avons vu et nous retrouverons fréquemment dans les chapitres suivants les effets de plusieurs remaniements physico-chimiques superposés.

Considérons par exemple l'échantillon 51 V, pourvu également de ces taches mystérieuses à granulométrie interne très fine; il nous montre de remarquables figures de corrosion sur de nombreuses et grandes gerbes de prismes très allongés d'amphibole, dont survivent quelques reliques colorées en bleu-vert clair, sensiblement pléochroïques. Cette corrosion, opérée par le « fond » albitique, est accompagnée d'une pseudomorphose partielle des prismes par de la chlorite. Ces beaux faisceaux d'amphibole, aux rameaux divergents, ont tous les caractères morphologiques de gerbes de prismes amphiboliques de métamorphisme. Par ailleurs, cette plaque mince montre une concentration en filonnets de grains épidotiques.

En ce qui concerne ces « fausses varioles », il faudra toujours envisager, dans certains cas, une nature porphyrique primaire pour la roche verte, les phénocristaux étant partiellement « évanouis ». Dans d'autres cas, nous croyons y voir un produit d'exsudation et de cristallisation avortée, où albite et minéral épidotique jouent le rôle essentiel. Il est permis de se demander si le manque de *temps* n'a pas été décisif pour répondre de ces structures apparemment inhomogènes et en déséquilibre « morphologique ».

Examinons encore le très intéressant échantillon 49 V, représentatif d'un bord rubané de masse de roche verte compacte. Nous pouvons tout d'abord détailler le rubanage d'un bord à l'autre du spécimen.

1. Un niveau à fond albito-chloritique, quelques phénoblastes épidotiques et des granules de sphène dispersés et enclavés dans tous les autres minéraux.
2. Un niveau (épaisseur: 0,2 à 0,3 mm) de grains de sphène, accumulé en une traînée dense et semi-opaque.
3. Un lit (0,2 mm d'épaisseur) étroitement adjacent au précédent, exclusivement chloriteux.
4. Une zone albito-chloritique avec très nombreux et beaux grenats, environnés de carbonate abondant. Les grenats enclavent les granules de sphène (1 mm. d'épaisseur).

5. Une zone épaisse de plusieurs millimètres, avec albite prédominante, grenats, phénoblastes épidotiques corrodés, tourmaline assez abondante, sphène.
6. Un niveau (0,2 mm d'épaisseur) à grenats très abondants, dans un fond essentiellement albitique, calcite très rare.
7. Un lit, (0,3 mm) à très grande densité de grains épidotiques, répartis en colonnes allongées perpendiculairement à la direction du rubanage, quelques mouches de calcite et sphène.

De plus, nous découvrons ici non seulement des pseudomorphoses par la chlorite d'amphibole en petites gerbes mais encore nous pensons remarquer les stades intermédiaires de corrosion de grands phénoblastes épidotiques. Il est aussi possible, comme nous l'avons déjà suggéré, que ces phénoblastes ne se soient en réalité jamais développés complètement et que leur aspect corrodé soit dû, en partie peut-être, à une relation de croissance de type « graphique » avec le « fond » ici essentiellement albitique.

En résumé, nous dirons que le liséré blanc intercalé entre les schistes noirs et les niveaux de roche verte correspond à une extrême concentration de grains épidotiques incolores, d'albite et de quartz, ainsi qu'à la présence, en quantité moindre, de grenats, de sphène, de calcite et de tourmaline. L'absence de chlorite est à souligner. A partir des schistes noirs, cette concentration se fait insensiblement, par la disparition des phases micacées, puis celle des phases chloriteuses et opaques, accompagnant l'évanouissement de la schistosité et coïncidant avec l'accroissement de la phase épidotique. Du côté des roches vertes, le contact est plus net, quoique le développement occasionnel de rubanages et d'ocelles claires témoigne là aussi, quelquefois, d'un certain type de ségrégation chimique.

Il nous paraît à présent utile de considérer les différents épisodes de l'histoire des ophiolites du Versoyen auxquels il serait permis d'attribuer la formation du liséré blanc: ce que nous savons au sujet de ces phases de transformation, confronté avec les structures de ces roches curieuses, nous autorisera peut-être à avoir quelques présomptions sur leur genèse.

Imaginons tout d'abord une formation exactement contemporaine des phénomènes volcaniques.

On peut dans ce cas, à la suite de la plupart des auteurs ayant étudié les « cherts » qui accompagnent souvent les roches effusives sous-marines, postuler l'apparition systématique d'une substance « induite » par le volcanisme: précipitation due plus ou moins directement à l'action des gaz volcaniques dans l'eau de mer, ou sédimentation d'origine organique, elle-même influencée par les éruptions (radiolarites). Pour le dernier cas, d'ailleurs, il ne s'agirait pas d'une formation *exactement* contemporaine des éruptions. Dans ces hypothèses nous aurions quelque peine à expliquer la rareté du liséré blanc dans les affleurements de laves en coussins bien conservés et la proportion *inverse* qui existe même plutôt entre l'abondance de cette roche blanche et le degré d'évidence des coussins.

De plus, il faut ici se représenter la succession de niveaux ophiolitiques de grande surface, interstratifiés avec des schistes et séparés de ceux-ci par le liséré blanc; or ce dernier se présente *aussi bien* au « toit » qu'au « mur » des masses éruptives. Si le phénomène chimique ou biologique envisagé s'opérait dans l'eau de mer, on imagine mal une genèse identique se réalisant *sous* la coulée, entre celle-ci et son substratum, pour donner le liséré blanc inférieur. Par ailleurs, parmi d'autres observations, cette symétrie nous invitera à envisager plutôt, dans certains cas au moins, des sills *intrusifs* dans les sédiments: nous reviendrons à la question du liséré blanc considérée à la lueur de cette dernière hypothèse.

En outre la frange claire qui borde les lentilles schisteuses noires incluses au milieu des beaux « coussins » proches de la Pointe-Rousse, ne correspond pas du tout à l'idée qu'on peut se faire d'un sédiment chimique ou biologique produit dans l'eau par les éruptions: ces dernières observations évoquent plutôt un type de phénomène de contact.

Toujours dans l'hypothèse d'une formation primaire et exactement contemporaine du volcanisme, considérons précisément le « liséré blanc » comme résultant du contact entre magma et sédiments, sorte de cuisson avec ou sans apport. Il faut immédiatement souligner ici la rareté des phénomènes de contact que l'on a pu décrire aux épontes de filons diabasiques, ou d'éruptions basaltiques; si une forme de contact est quelquefois mentionnée, elle n'a jamais de caractère spectaculaire du liséré blanc au Versoyen. Que nous envisagions des filons-couches pénétrant dans des roches concolidées, ou des sills s'avancant dans des boues argileuses, nous avons d'abord la certitude d'un apport chimique très important: il suffit de comparer les analyses des schistes noirs et du liséré. Ensuite, il faut souligner que l'idée d'une simple cuisson des sédiments avec apport chimique ne répondrait pas des infiltrations de la roche blanche dans les roches éruptives elles-mêmes, telles qu'on peut les observer au S.-W. du Mont-Miravidi, à la Pointe-Rousse et peut-être à la Punta-Fornet. Enfin on expliquerait difficilement d'une part l'absence de structure relique témoignant d'une roche sédimentaire antérieure à la métasomatose et, d'autre part, la structure microscopique hétéromorphe et désordonnée du liséré; cette dernière évoque plutôt la fixation d'une substance mobile se figeant rapidement dans des interstices libres ou dans des zones de décompression.

Nous voyons que si certaines observations suggèrent un phénomène de contact, d'autres faits nous éloignent de l'image d'un contact avec apport de caractère classique

Quittons momentanément par la pensée la période initiale de formation des roches éruptives, et transportons-nous à l'autre extrémité de la vie des roches du Versoyen, pour tenter d'imaginer la formation du liséré blanc au cours de l'une ou de l'autre phase du métamorphisme régional.

Au contact entre deux unités de compétence et de nature chimique aussi différentes que les schistes et les ophiolites, on pourrait envisager, à la faveur d'intenses actions d'ordre physique, une sorte d'exsudation issue de l'une, de l'autre, ou des deux roches limitrophes. Cette exsudation aurait ainsi assez naturellement développé une paragenèse spécifique du faciès métamorphique auquel le Versoyen semble appartenir (quartz, albite, épidote, amphiboles, calcite). Cette hypothèse répondrait bien de l'accroissement du liséré en relation avec l'induration plus poussée des ophiolites: on pourrait ainsi parler de phénomènes tectoniques, ou bien d'apports thermiques et chimiques s'étant, au cours du métamorphisme, exercés plus fortement vers l'E. du Versoyen, ayant dans cette direction transformé et induré davantage les coussins, et en même temps ayant contribué à la formation de la roche aphanitique blanche en plus grande quantité. Mais en ce cas, comment expliquer la présence occasionnelle du liséré blanc au cœur de massifs de laves aux structures particulièrement intactes? Comment expliquer que la roche blanche, qui s'insinue quelquefois au sein des ophiolites, ne pénètre jamais dans les niveaux schisteux? Notons aussi, ce qui est peut-être décisif, que les blocs éruptifs volumineux qu'on trouve comme éléments de conglomérat dans les schistes noirs ne semblent jamais entourés d'un liséré, même lorsqu'ils avoisinent des niveaux d'ophiolite garnis d'une bordure blanche (cf l'affleurement de la Pointe-Rousse). En fait, comme cela apparaîtra à l'occasion des chapitres ultérieurs, l'idée d'une genèse due au métamorphisme régional n'explique pas un très grand nombre d'observations, et elle se heurte à des objections sérieuses.

Nous répugnons donc à attribuer la formation du « liséré blanc » à un phénomène immédiatement contemporain aux intrusions de même qu'à un phénomène de métamorphisme général. Pourrait-on envisager une genèse *postérieure* à la consolidation de la majeure partie des laves et du magma intrusif, mais *antérieure* aux phases principales du métamorphisme régional?

Nous y sommes en effet conduit, par exemple par l'observation des infiltrations de la roche blanche au milieu des masses éruptives, et par son aptitude à se *mouler* sur des formes et structures effusives telles que coussins et « coussinets » (Pointe-Rousse, Punta-Fornet). Il faut supposer, dans ce cas, que les formes étaient consolidées et offraient une résistance aux apports leucocrates. Cette observation suggère par conséquent un apport chimique très important *ultérieur* à la consolidation d'au moins une partie des masses de laves: or les parties d'un sill ou d'une coulée qui se refroidissent et se figent les premières sont évidemment les bords. Enfermé dans cette carapace solide, le magma se refroidit à un rythme plus lent; cette différence de vitesse

de consolidation entre les bords et le centre est sans doute bien plus marquée lorsqu'il s'agit d'un sill intrusif dans des sédiments, que nous supposons boueux. R.A. MC BIRNEY (1963) a souligné combien des sédiments meubles constituent probablement un mauvais conducteur thermique dans les cas d'intrusions de ce genre.

Nous serions donc porté à envisager à ce stade de notre étude, pour le liséré blanc, une formation contemporaine de la période finale du refroidissement des sills intrusifs dans les sédiments argileux meubles: ce refroidissement aurait été tardif dans des zones centrales de ces sills, d'où auraient pu être expulsés, vers les épontes, des fluides qui s'y seraient immobilisés.

Cette vue des phénomènes, très générale et provisoire, serait aussi étayée par la constatation rappelée ci-dessus selon laquelle le liséré blanc ne se développe pas autour de blocs ophiolitiques isolés dans les sédiments, mais seulement lorsqu'on a une très grande masse de lave, c'est-à-dire une coulée ou un sill « complets » et continu, susceptibles d'alimenter la formation du liséré.

En outre, cette hypothèse nous rapproche des idées classiques sur la formation des adinoles. Il est certain en effet que les descriptions qui précèdent appellent, à de multiples instants, la comparaison avec ce type de roche. Résumons, par exemple, les points communs entre les adinoles de Dinas Head (Cornouailles) décrites par S.-O. AGRELL (1939) et le liséré blanc du Versoyen :

1. Localisation du phénomène au contact entre des niveaux schisteux et éruptifs basiques, la composition chimique de ces types de roche étant identique dans les deux régions comparées.
2. L'« altération » des « dolérites » décrite par S.-O. Agrell semble avoir engendré une paragenèse spécifique du faciès « greenschist », avec destruction partielle des structures primaires (Destruction très probablement moins poussées qu'au Versoyen).
3. Présence, dans les schistes de Cornouailles, d'amas de chlorite et de quartz que l'auteur anglais attribue, avec beaucoup d'hésitation et de réserves, à des altérations de minéraux de métamorphisme de contact; selon nous ces caractères sont à rapprocher des pseudomorphoses par la chlorite des minéraux secondaires, que nous avons décrites.
4. L'aspect « bréchifié » des adinoles, pourvues de réseaux de veinules, à l'instar de la structure fine du « liséré blanc ».
5. Le rôle joué par la tourmaline (S.-O. AGRELL, 1941). En fait, ce minéral, peu important dans le « liséré blanc » normal, joue un rôle prépondérant dans le rubanage leucocrate des roches vertes massives de la bordure est du Versoyen, tel qu'à la Pointe-du-Clapey; or nous serons porté à lier plus ou moins directement ce rubanage au « liséré blanc ».
6. La tendance des roches limitrophes à se garnir de taches (ocelles) et à se rubaner finement.

En fait, quelques différences semblent exister à ce sujet entre la Cornouailles et le Versoyen: elles concernent spécialement les compositions chimiques et les paragenèses des deux roches blanches; la richesse en calcium, se matérialisant dans l'abondance des minéraux épidotiques blancs n'est pas une caractéristique des adinoles décrites par Agrell, remarquables surtout par l'albitisation. Nous devons cependant ici noter que les adinoles « classiques » du Harz sont pourvues d'épidote, d'actinote, de sphène (Kayser, 1870; Milch, 1928). De plus, au terme de son étude pétrographique, S.-O. Agrell conclut que des « fluides » riches en silice semblent avoir précédé les fluides riches en sodium; or, au Versoyen, l'épisode « siliceux » de cette métasomatose semble donc avoir été très marqué. Cette silicification, très accentuée aussi dans le Harz, pourrait nous amener à étendre la discussion à un autre domaine, celui des cherts et des roches fortement siliceuses qui accompagnent si fréquemment les roches éruptives sous-marines, et leurs dérivés métamorphiques. Nous reviendrons sous peu à ce problème en examinant la question du liséré blanc avec « glaucophane » proche de la Pointe-Rousse, mais disons déjà qu'à la lecture de très nombreuses descriptions pétrographiques portant sur des roches de Californie, du Japon et des Alpes, il ne nous paraît pas impossible que certains cherts soient une manifestation identique aux adinoles et à notre liséré blanc, question déjà posée d'ailleurs en 1901 par H.-S. Washington (voir aussi Coleman et Lee, 1963).

Si donc nous entrevoyons une analogie avec le problème encore très mal compris des adinoles (cf. Harker, 1960, p. 130), nous sommes aussi très disposés à reprendre à notre compte les termes descriptifs et très suggestifs de P. Routhier (1946) à propos des « filons » minéralisés de la mine de Saint-Véran, liés également aux roches vertes; l'auteur y parle de « filon... représentant presque intégralement un « jus » siliceux et silicaté introduit... », ou encore d'une « sorte d'extrait aplitique issu du magma ophiolitique et qui en a été expulsé par des effets dynamiques ». Il faut noter ici que les pétrographes ont en général communiqué leurs intuitions sous une forme imagée qui se heurte parfois à des obstacles précis, d'ordre physico-chimique: nous pourrions par exemple nous poser la question du mode de différenciation auquel correspondrait cette exsudation magmatique tardive, et de la légitimité d'une telle hypothèse dans le cas des pressions subies par le magma, précisément au Versoyen. Nous pensons qu'une discussion à ce sujet pourra mieux se développer en conclusion finale, après avoir analysé l'ensemble des problèmes et décrit les roches de la Pointe-du-Clapey.

Nous formulons donc l'hypothèse provisoire selon laquelle le liséré blanc résulte de fluides tardifs, expulsés par le magma se figeant lentement dans l'épaisseur des masses intrusives. Nous supposons une nature et un comportement particuliers pour ces apports chimiques, explicables dans le schéma de sills ayant envahi des sédiments plus ou moins meubles et humides; il est permis d'envisager le contact entre le sill (dont les bords ont quelquefois une structure en coussins) et les sédiments argileux, comme une zone d'immobilisation et de réaction des fluides expulsés; dans les régions (vers le N.-W.) où les laves étaient sous de faibles épaisseurs de boues, en contact

avec des sédiments plus gréseux, ces fluides ont pu, soit ne pas se dégager étant donné un refroidissement plus rapide, soit s'évader et se disperser; à l'opposé, vers l'E. et le S.-E., nous trouvons ce qui semble être des masses d'ophiolites plus volumineuses et mises en place plus profondément: le liséré blanc prend dès lors plus d'importance, et est même relayé, semble-t-il, aux confins sud-est de la région, par une sorte de rubanage leucocrate. En fait, les lambeaux de schistes à liséré clair, enclavés dans les laves proches de la Pointe-Rousse, nous montrent qu'il s'est probablement effectué une réaction avec les sédiments, ceux-ci paraissant avoir sollicité la formation du liséré à leur bordure, un peu, s'il nous est permis à notre tour une comparaison imagée, à la façon d'un buvard: nous pensons que, malgré cette réaction (ou à cause d'elle), le domaine argileux constituait un milieu physique (température, perméabilité, tension de vapeur...) différent de celui des masses ophiolitiques en cours de refroidissement, cette différence provoquant l'immobilisation des exsudations tardives au niveau de la zone du contact.

Dans ce schéma, nous voulons insister sur le fait que nous n'affirmons pas que la différenciation du magma s'est faite au sein même des sills; nous pensons qu'il est utile d'envisager la possibilité d'une alimentation en substances nouvelles provenant de zones de différenciation plus lointaines ou plus profondes. Cette « alimentation » se ferait alors à la faveur des zones centrales des intrusions, encore fluides ou simplement visqueuses, jouant le rôle de « cheminées ».

Le point le plus délicat à réfuter dans l'hypothèse d'une formation due à des fluides d'origine magmatique tardive, consiste en la présence occasionnelle d'amphiboles bleues (accompagnées de pyrite) dans le liséré blanc; nous pensons en particulier aux gros amas que nous avons signalés dans l'affleurement ophiolitique proche de la Pointe-Rousse.

Le glaucophane (*s. lato*) par ailleurs abondant à la Pointe-du-Clapey, est considéré généralement comme spécifique d'un métamorphisme régional sous pression relativement haute et température relativement basse.

Soulignons d'abord que W.-C. Ernst (1961), dans une étude de la stabilité physico-chimique de ce minéral, est amené à conclure: « Neither high pressure nor differential stress is required for the stable existence of glaucophane ». Nous reviendrons à ces résultats importants.

Par ailleurs, une analyse de la bibliographie indique que considérer le glaucophane comme un minéral spécifique du métamorphisme régional, comme le font de nombreux auteurs récents, est sans doute abusif. Citons Turner et Verhoogen (1960): « Nor is the field occurrence (of the glaucophane) continuous or extensive enough to warrant the term « regional ». A ce sujet, nous ne pouvons passer sous silence la très intéressante publication de H.-S. Washington (1901), où l'on cite un glaucophane semblant « résulter d'un métamorphisme de *contact* dû à des intrusions basiques » (Ile de Santa Catalina, Angel Island (Californie) et côte de l'Orégon). Or ce même article prend pour nous une signification encore plus intéressante,

lorsque l'auteur souligne les analogies chimiques entre certains faciès glaucophaniques et des adinoles (quartz, épidote...) du Michigan. L'auteur envisage la possibilité d'un équilibre chimique particulier engendrant le glaucophane; cette dernière idée semble suggérée également par la phrase de W. G. Ernst, dans sa publication mentionnée plus haut: « however, its absence as a primary constituent of igneous rocks attests to the fact that magmas do not satisfy such chemical requirements ». Peut-être ces conditions très particulières se rencontrent-elles malgré tout, parfois, dans des épisodes plus ou moins *primaires*.

Enfin, dans son article, H. S. Washington souligne l'existence d'une variété *acide* de roches à glaucophane, en face de la variété basique. Ces cherts, ou quartzites, nous ramènent au problème, évoqué plus haut, de l'origine de certains dépôts siliceux plus ou moins liés aux éruptions sous-marines.

Harker (1960), en revanche, considère les quartzites et schistes à glaucophane comme des adinoles métamorphiques. Dans le Versoyen, en effet, il serait légitime de considérer le « glaucophane » comme un minéral de métamorphisme régional: les points où il se développe, en particulier certaines parties du liséré blanc, pourraient par exemple avoir été chimiquement susceptibles d'engendrer ultérieurement ce minéral secondaire. Tout en gardant à l'esprit cette possibilité, nous devons souligner deux observations qui nous laissent réticent devant elle: la relative similitude chimique entre des roches à « glaucophane » (au Clapey) et des roches de la région dénuées de ce minéral; ensuite la structure de la partie glaucophanique du liséré blanc des ophiolites proches de la Pointe-Rousse, structure où on échoue à déceler un support primaire: en effet, l'observateur de cette structure, tant macroscopique que microscopique, répugne à première vue à attribuer au métamorphisme régional une répartition de l'amphibole bleue en une sorte d'enduit et de remplissage de cavités entre gros blocs ophiolitiques (fig. 17).

Finalement nous ne pouvons pas éliminer d'office l'idée très audacieuse d'une genèse du glaucophane (*s. lato*) accompagnant celle du liséré blanc, ce dernier étant dans cette hypothèse attribué à une phase fluide issue tardivement du magma.

Mais en ce qui concerne l'amphibole bleue de l'affleurement de la Pointe-Rousse, nous devons avouer notre perplexité devant son intégrité à l'égard de toute chloritisation, ce qui est extrêmement rare pour les amphiboles au Versoyen. Devons-nous y voir la confirmation d'une genèse très tardive et ultérieure à tout phénomène primaire, à l'inverse de l'idée que nous aurions tendance à défendre, ou encore un effet spécial dû à la proximité des grandes masses de serpentinites? Ces dernières seraient-elles en relation avec l'apparition du « glaucophane » au Versoyen, au cours de l'un ou l'autre épisode? Ce dernier problème rejoindrait les préoccupations formulées en diverses circonstances par Ernst (1961, 1963).

Nous pensons plus utile de développer ces discussions dans un paragraphe ultérieur. Les observations acquises, et la discussion que l'on vient de présenter, s'éclaireront dans le cadre des problèmes généraux du Versoyen et de la Pointe-du-Clapey.

ANALYSE CHIMIQUE

Analyse 6 : Spécimen de liséré blanc (adinole) intercalé entre les schistes noirs et un niveau ophiolitique. Echantillon recueilli dans le vallon de Beaupré, à proximité de l'affleurement où a été récolté l'échantillon de schistes noirs analysé et mentionné précédemment (point 86 500; 950 100; alt. proche de 2540 m. Carte Bourg-Saint-Maurice 1/20 000, f^{11e} 4).

Deux analyses chimiques ont été réalisées par le laboratoire d'analyses de l'Institut de minéralogie de l'Université de Berne; nous en donnons ici la moyenne:

SiO ₂	48,5		
Al ₂ O ₃	26,04		
Fe ₂ O ₃ } FeO }	2,92	si	133,7
CaO	11,44	al	42,2
MgO	1,37	fm	11,75
Na ₂ O	3,30	c	33,6
K ₂ O	2,10	alk	12,4
MnO	0,13	ti	3,4
TiO ₂	1,66	p	0,3
P ₂ O ₅	0,17	k	0,3
H ₂ O	2,01	mg	0,48
Total	99,64		

4. LES NIVEAUX SÉDIMENTAIRES VARIÉS ÉTROITEMENT LIÉS AUX ROCHES VERTES

L'étude de ce domaine, mentionnée ici pour mémoire, sera faite dans une publication séparée et ultérieure.

CHAPITRE V

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

Ayant décrit les faciès des roches formant la plus grande surface du Versoyen, nous sommes aptes à formuler quelques idées sur le volcanisme qui a constitué l'événement majeur dans la formation de cet ensemble; loin d'anticiper sur les chapitres

à venir et sur les conclusions générales du travail, nous allégerons ainsi la discussion finale en présentant dès maintenant une synthèse partielle et provisoire.

Pour ce faire, nous nous limiterons en principe à la partie centrale du Versoyen, que l'on pourrait inscrire dans le triangle: Aiguille de Beaupré, Mont-Miravidi, Colet des Rousses.

Les photos 3 et 4, et la carte générale résument les observations méga et macroscopiques qu'il est utile d'évoquer en suivant un profil transversal de la région, allant du N.-W, vers le S.-E.

Au N.-W., nous rencontrons sur une distance assez brève une alternance entre des niveaux de roches vertes manifestant *souvent* une structure en coussins laminés et des niveaux de schistes gris à petits bancs gréseux, très proches d'un faciès « flysch ». Il y a la présence occasionnelle de roches vertes massives et quasi absence de « liséré blanc »; l'épaisseur des niveaux ophiolitiques est de l'ordre du mètre.

Vers le milieu et sur la plus grande longueur du profil, avec une épaisseur totale apparente de 450 m environ, des niveaux de roches vertes parallèles, et de puissance très variable, longs de plusieurs km, alternent très régulièrement avec des lits de schistes noirs, d'épaisseur constante. La roche verte, qui parfois s'élargit en lentilles, est caractérisée par la présence occasionnelle de structure en coussins apparentes aux *bords* des niveaux, près du contact avec les schistes; elle est alors massive dans l'épaisseur du niveau éruptif. Le liséré blanc est rare. Les schistes noirs sont parfois garnis de brèche ophiolitique. Avançons un peu plus vers l'intérieur, vers le sud-est, dans le vallon de Beaupré. Ici, la roche verte est compacte sur toute l'épaisseur des niveaux, qui ont souvent une puissance de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. Les schistes noirs sont très régulièrement interstratifiés avec elle, en épaisseur constante, sur de grandes distances. Le liséré blanc est très développé et pénètre quelquefois dans les ophiolites. On ne remarque guère de structures en pillows.

Au sud-est, vers la fin du profil, nous arrivons à des faciès que nous aurons l'occasion de considérer plus attentivement dans le chapitre portant sur la Pointe-du-Clapey. Disons ici que la roche verte y figure en masses très importantes, alternant avec des niveaux de schistes noirs; puis, à l'extrémité du profil, elle contient en enclaves de grandes lentilles de conglomérat à gros blocs calcaires. Ces dernières roches vertes s'avèrent très rubanées à toutes les échelles et n'ont pas tendance à présenter des structures en coussins (Colet des Rousses, Ermite). Le « liséré blanc » y est un phénomène peu apparent en comparaison du rubanage en niveaux leucocrates à grain fin qui apparaît dans l'épaisseur même des masses ophiolitiques.

Cette disposition géographique, ce phénomène d'apparente induration progressive, des « pillows », nous ont conduit à un schéma général qui demeura longtemps notre hypothèse de travail.

Nous imaginions une succession d'éruptions volcaniques, sous-marines pour la plupart, alternant avec des périodes de sédimentation à caractère variable, tantôt d'un type « flysch », tantôt à gros blocs de conglomérat calcaire, tantôt encore constituée

de boues argileuses; ces dernières pourraient alors avoir servi de ciment occasionnel à des débris d'origine ophiolitique. Des niveaux de tufs pourraient avoir été présents, discrets au sein des sédiments, ou en horizons plus puissants et plus homogènes, mais les laves en coussins auraient constitué la plus grande partie des roches effusives.

Puis, bien après, des phénomènes physiques (stress, surcharge et échauffement) et chimiques (minéralisations pneumatolytiques, hydrothermales, métasomatoses diverses) auraient modifié cet ensemble volcano-sédimentaire; or, ce métamorphisme (qu'il est dès lors assez difficile de qualifier de « régional », notre profil n'ayant que 5 km de long) se serait exercé de plus en plus intensément à partir du N.-W., vers le S.-E.: induration des pillows, développement du liséré blanc et des rubanages en seraient le résultat!

Ce schéma général rendait assez bien compte, entre autres faits, de l'étonnant parallélisme, sur de très grandes distances, entre les niveaux ophiolitiques successifs parfois assez peu épais, ainsi que des quelques affleurements de brèches à éléments volcaniques *hétérogènes*. Il pourrait rendre compte aussi assez facilement des trois faciès sédimentaires interstratifiés avec les ophiolites, en permettant d'imaginer soit un rapprochement, dû à des plissements tectoniques (qui sont plausibles dans la région) de zones sédimentaires différentes atteintes par le volcanisme mais peu éloignées géographiquement les unes des autres, soit une succession verticale en un point donné, mais avec une variation temporelle du type de la sédimentation qui alternait avec les périodes d'activité volcanique.

Peu à peu, cependant, les objections à ce schéma hypothétique se sont accumulées; nous avons déjà eu l'occasion d'en formuler à propos de l'étude des « roches vertes massives » et du « liséré blanc ». Résumons-en quelques unes:

- a) Des échantillons recueillis *partout*, dans la zone que nous considérons ici, indiquent qu'il se trouvait au sein des ophiolites, des roches éruptives à structure assez grossière (gabbros ou diorites à grain moyen), ou encore porphyrique. Or, le parallélisme des structures générales invite à exclure l'idée de dikes ultérieurs à une première consolidation: on est plutôt porté à envisager un refroidissement plus lent pour certaines parties plus grossières des niveaux ophiolitiques.
- b) Une discussion à propos du liséré blanc nous a suggéré pour lui une genèse presque contemporaine de l'éruption et nous a invité à écarter momentanément l'idée d'une origine due au métamorphisme ultérieur (en admettant, au cours de ce dernier épisode, des recristallisations et des réajustements paragenétiques accessoires).
- c) La paragenèse des roches vertes, des schistes noirs, des schistes gris du type « flysch » et du conglomérat calcaire (voir chapitre du Clapey) n'indique aucune augmentation du *degré* d'intensité du métamorphisme, le long du profil envisagé. Des différences structurales seules, dans la disposition micros-

copique des minéraux, ont été parfois observées, et peuvent toutes être attribuées à des différences structurales entre roches *primaires*. Des roches à stilpnomélane, à grenats et amphiboles bleues se trouvent réparties *partout* dans le Versoyen, mais avec une fréquence et une ampleur *très* variables, qui atteignent leur maximum à la Pointe-du-Clapey.

- d) Il existe une augmentation assez régulière de l'épaisseur des niveaux ophiolitiques, lorsqu'on suit le profil du N.-W. vers le S.-E. ; l'ordre de la puissance moyenne de ceux-ci passe de quelques mètres (au N. de l'Aiguille de Beaupré) à quelques dizaines de mètres (dans le vallon de Beaupré), pour atteindre parfois la centaine de mètres sous l'Ermitte et au Colet des Rousses. Cette augmentation étant en proportion directe avec la disparition progressive des structures de laves en coussins, nous paraissait correspondre à une loi qu'il fallait élucider.

Quelques comparaisons avec la bibliographie, portant par exemple sur le volcanisme dans les Iles Britanniques, nous avaient également, au début, confirmé dans l'idée d'éruptions sous-marines successives, alternant avec des épisodes de sédimentation, et accompagnées ou suivies d'intrusions « doléritiques » sous forme de sills.

Cependant, si l'on se représente les fonds sous-marins, il faut convenir que l'idée de coulées de laves s'épanchant simplement à leur surface est trop schématique. On doit en effet envisager le rôle de la couche de sédiments non encore lithifiés.

Dans leurs études du régime d'accumulation des sédiments océaniques et de leur compaction, les sédimentologues et les océanographes sont unanimes à souligner la grande variation locale de ces régimes, ainsi que la variation géographique de la nature des sédiments (A. Lombard, H.-W. Menard, W.-C. Krumbein et L.-L. Sloss, F.-J. Pettijohn...) E.-L. HAMILTON (1959) propose un modèle océanique moyen résultant de l'analyse des ondes sismiques: sous 4600 m d'eau, un niveau de 300 m de sédiments gorgés d'eau, puis 880 m de sédiments « semi-consolidés » (la mystérieuse « second layer »), puis le basalte. H.-W. MENARD (1964), pour les régions tectoniquement peu actives du Pacifique, propose 300 m de sédiments meubles, 1300 m de « second layer », 5200 m pour une couche « océanique ».

La « second layer » mise en évidence par des méthodes sismiques reste énigmatique; il apparaît que les « montagnes abyssales » du Pacifique correspondent probablement à la seule variation d'épaisseur de cette couche; la probabilité d'une cause volcanique à ce phénomène est grande, mais la question de la forme et de la nature de ce volcanisme reste posée (H.-W. MENARD, 1964, p. 39).

Les auteurs anciens s'étaient d'ailleurs déjà préoccupés du mode de mise en place des laves dans les sédiments subocéaniques (A. HARKER, 1909). A. Harker, dans le paragraphe qu'il consacre aux sills, évoque bien le problème de ces fonds sous-marins où l'eau à grande profondeur et les sédiments non encore cohérents constituent un domaine aux propriétés physiques intermédiaires et difficiles à imaginer « Probably some (of the sills) are forced in along sediments actually in process of

deposition in deep water, the distinction between intrusion and extrusion being in such circumstances of little significance ». (1909, p. 64). Mentionnons enfin les travaux de O.-T. JONES et W.-J. PUGH (1949) sur ces modes d'intrusions laccolitiques.

Nous devons ici rappeler la structure de certains niveaux de roches vertes, situés particulièrement entre l'Aiguille de Beaupré et le Mont Miravidi, où nous avons noté la présence plus ou moins marquée de structures en « coussins », assez laminées, aux bords des niveaux, à leur contact avec les schistes noirs encaissants. Ces structures s'indurent et s'évanouissent graduellement, en apparence, vers la partie médiane du niveau ophiolitique. Nous avons postulé précédemment, par exemple, une induration différentielle de la coulée en coussins due à un métamorphisme régional, agissant d'une façon spéciale sur des roches à compétence très différente (schistes et laves). Si, cependant, nous envisageons l'intrusion de langues magmatiques dans des sédiments plus ou moins meubles et humides, nous pouvons imaginer la formation de structure en coussins seulement aux bords de ces intrusions, à leur contact avec les substances gorgées d'eau; le centre du sill se figeant plus lentement, sans donner de structure spéciale.

Or, la littérature descriptive n'est pas dépourvue d'observations analogues. W.-N. BENSON (1915), en Nouvelles Galles du Sud, décrit: « ... sills with which are associated massive intrusive dolerites quite indistinguishable in the hand specimens from the rock in the centre of the pillows ... and it is often difficult to determine whether there is a passage from the pillowy rock into the massive dolerite, or whether there is a boundary between them ». WELLS (1925), dans le district de Rhobell Fawr (Pays de Galles): « The variolite (with pillow structure) grades insensibly into the doleritic portion ». Il souligne « the perfect transition from one to the other ». THOMAS and THOMAS (1956), au Pays de Galles, font des observations analogues: « Sometimes the pillows structure becomes ill defined and the rock assumes a massive or even a columnar nature. As a rule, each flow is composed of a compact doleritic central portion with an upper and lower zone of vesicular pillow-lava ».

A.-R. MC BIRNEY (1963) au terme d'une analyse des facteurs mécaniques et physiques impliqués dans le volcanisme sous-marin, conclut qu'à une profondeur d'eau dépassant 500 m, les éruptions basaltiques se font probablement sans explosion, sans formation de tufs, et tendent à former des sills s'insinuant dans des boues humides sur de grandes surfaces; il admet que les forces responsables de l'ascension du magma restent mal connues. Il est clair que le niveau auquel les sills s'insinuent est déterminé par la nature des sédiments (et évidemment de la lave) et par leur degré de compaction.

Si nous considérons les ophiolites du Versoyen à la lumière de ces différents travaux et observations, nous pouvons proposer un schéma qui explique le plus grand nombre de phénomènes observés dans la zone centrale et principale, qui seule nous occupe pour cette conclusion provisoire.

Nous pensons que des « langues » de magma ont été amenées à s'insinuer sur de grandes surfaces et à différents niveaux, au sein de sédiments plus ou moins humides

et meubles. Nous aurions, en quelque sorte, la formation d'une structure régionale « en cèdre » (HOLMES, 1877; A. HARKER, 1909, ppl. 66-67). Ces intrusions peuvent, au fur et à mesure de leur formation, constituer une « second layer » qui se « boursoufle » aux points de superposition maximum des sills.

Le volume de la lave intrusive, sa viscosité, la densité et la plasticité du sédiment, ainsi que la pression hydrostatique, auront fixé, en un équilibre délicat, le niveau d'intrusion de chaque sill (cf. Mc Birney). Les masses les plus volumineuses et peut-être les plus denses se sont mises en place plus profondément, sans doute en contact avec des sédiments plus compacts (les conglomérats calcaires de la série du Colet des Rousses); ce sont les niveaux puissants d'ophiolites rubanées, à enclaves sédimentaires, de la bordure est et sud-est du Versoyen. Ailleurs, ou plus haut, des sills moins épais se sont insinués dans les boues pour refroidir rapidement vers leurs bords, avec formation occasionnelle de « coussins »: ces dernières structures seraient en quelque sorte l'équivalent d'une « chilled edge », mais en milieu gorgé d'eau. La lave ne se dégazéifiant que très partiellement et incomplètement à cause de la pression, peut couvrir une assez grande surface sans changer de niveau, s'avancant quasi horizontalement, ou s'écoulant sur un plan d'inclinaison faible provoqué par des sills sous-jacents déjà en place. Les épontes de ces intrusions, déjà plus ou moins figées, s'écartent progressivement pour livrer passage aux injections continues de lave. Le refroidissement lent du contenu de ces « couloirs » médians, garanti par la nature même des sédiments (MC BIRNEY, 1963), assure une cristallisation en structures plus grossières. Comme nous l'avons vu, les premiers constituants du liséré blanc peuvent alors déjà commencer à se former à la suite d'une sorte d'exsudation tardive issue peut-être des zones centrales des laccolites. Il en résulte le type d'affleurements de la région de Beaupré.

Encore un peu plus haut, c'est-à-dire près du fond sous-marin (et peut-être aussi un peu plus loin, géographiquement), la lave s'insinue dans des boues et se dégazéifie plus facilement en donnant lieu à des explosions, d'où formation de brèche dans le sédiments; et finalement la lave rencontre les derniers niveaux déposés, qui correspondent à un type de « flysch » tel que nous l'observons sur toute la bordure nord-ouest du Versoyen; cette dernière variété sédimentaire, gréseuse, ne favorise pas la formation du liséré blanc, soit parce que la profondeur est moindre, soit parce que les éléments migrants trouvent une issue plus facile à travers des grès, soit enfin parce que le refroidissement de ces sills supérieurs (presque des coulées) est assez rapide dans toute leur épaisseur. Nous avons alors les structures résolument effusives de la Punta-Fornet, du Miravidi, quelques affleurements de Prainan et peut-être de la Pointe-Rousse et de Tormotta.

Pourrait-on avoir une idée objective au sujet de la profondeur sous-marine de ces événements ? Pour répondre, on pourrait sans doute s'appuyer sur l'étude des tendances à se bréchifier et à projeter des blocs anguleux qu'ont eues ces intrusions en l'un ou l'autre point. Sur la ligne structurale N.-N.-W. - S.-S.-E. allant de la Pointe-

Rousse vers l'affleurement de pillows de la Punta-Fornet, les coussins ont la tendance *constante* à se subdiviser (les « coussinets »), à voir leur partie centrale évidée, et à s'accompagner d'éléments de brèche ophiolitique dans les schistes. Ces phénomènes impliquent une dégazéification assez violente. On retrouve une brèche au Mont-Miravidi. Partout ailleurs, (à Beaupré, à Prainan...) les coussins nous ont paru compacts et non évidés.

Si nous prenons les limites les plus larges, nous pouvons assumer que les laves en coussins en voie de subdivision ont dû se mettre en place entre 0 et 200m de profondeur sous-marine. (MC BIRNEY, 1963). Dans les sédiments, même très poreux, la pression s'accroît rapidement sous l'effet de la surcharge : les sills intrusifs dans les boues, même si le fond sous-marin est lui-même peu profond, doivent subir pour la plupart une pression supérieure à leur tension de vapeur. Nous voyons donc que dans le cas du Versoyen (tel que nous l'envisageons) les laves se trouvaient dans des conditions barymétriques et thermiques assez variables d'une zone à l'autre. Dans le triangle considéré initialement dans ce chapitre, nous aurions du N.-W. au S.-E. une augmentation de la pression et de l'isolement thermique.

Faisons encore cinq remarques au sujet des phénomènes volcaniques : tout d'abord nous pensons qu'il est possible que d'ultimes niveaux effusifs, vers le haut, soient réellement interstratifiés avec des niveaux sédimentaires : volcanisme et sédimentation ayant, pendant relativement peu de temps, alterné au fond de la mer. Ceci pourrait correspondre par exemple aux alternances entre grès de type « flysch » et coulées telles qu'on les voit à Plan-André et au dessous du Miravidi.

Ensuite, nous admettons la possibilité d'une extension des phénomènes sur une surface géographique plus grande que la seule zone du Versoyen ne semble l'indiquer : autrement dit, cette dernière zone pourrait correspondre à un regroupement, dû à la tectonique alpine, de roches s'étant initialement mises en place selon un schéma oblique par rapport à la verticale : une zone, sans doute plus profonde, consistant en conglomérats à éléments calcaires étant traversée d'intrusions massives, ces dernières s'infiltrant *latéralement*, tout en s'élevant, se seraient insinuées dans des sédiments de plus en plus proches de la surface, mais non superposés selon la verticale.

Troisièmement, nous devons admettre la possibilité d'intrusions sous forme de sills à des instants assez différents ; certains sills s'insinuant peut-être alors dans des sédiments plus compacts qu'au moment des premières intrusions : en effet, si le volcanisme s'est évidemment manifesté dans un laps de temps très bref à l'échelle géologique, il est possible que la surcharge et l'apport thermique et chimique des premiers sills aient accéléré la compaction des sédiments encaissants.

Il est encore probable que le fond océanique n'était pas constitué de strates parallèles, mais plutôt de chenaux, de fosses, comblés de sédiments différents, d'accumulations locales d'écailles sédimentaires à toutes les échelles, glissant et s'entassant sous l'effet des bombements de l'appareil volcanique naissant, et c'est dans ce milieu à compaction inégale que les langues magmatiques ont dû se frayer un passage.

Enfin, nous soulignons la présence des serpentinites et des gneiss du type Pointe-Rousse sur une ligne structurale assez précise et assez longue, orientée du N.-N.-W. au S.-S.-E.; or, cette ligne correspond aussi, nous l'avons dit, à de multiples affleurements de coussins subdivisés ou bréchifiés, probablement donc moins enfouis en profondeur que les autres. La brèche du Mont-Miravidi est, elle aussi, géographiquement liée à une grosse lentille de serpentinites. Cette simple constatation nous paraît particulièrement riche en signification sur les plans paléogéographiques, tectoniques et génétiques. Nous ne développerons pas ces problèmes.

Ainsi donc, si, comme nous le pensons, la tectonique alpine a respecté un certain ordre dans la répartition géométrique des ensembles pétrographiques de la zone centrale du Versoyen, le changement progressif des types d'affleurement lorsqu'on se déplace du N.-W. vers le S.-E. serait dû à des conditions primaires du volcanisme: induration de coussins, ampleur du « liséré blanc », volume des ophiolites, sont fonctions directes de la profondeur de mise en place des sills. Contrairement à l'idée que l'on s'en fait au début, trompé par la disparition des structures de détail, il ne faut probablement pas imputer ces variations pétrographiques et de structure générale à un métamorphisme régional. Ce dernier, agissant avec la même intensité *partout* au Versoyen, a finalement tendu plutôt à *uniformiser* la pétrographie de la région en regard de ce qu'elle était au lendemain des phénomènes initiaux.

Il conviendra précisément de distinguer avec soin les épisodes postmagmatiques des épisodes métamorphiques proprement dits.

Nous discuterons du métamorphisme de l'ensemble de la région dans la conclusion générale du travail; cette question doit en effet obligatoirement succéder à la description de la Pointe du Clapey dont les faciès métamorphiques sont si curieux.