



HAL
open science

**Les schistes cristallins des versants de la vallée de la
Romanche dans la traversée de Belledonne: feuilles
Vizille 1/80000e et plans directeurs au 1/20000e, Vizille
n° 3-5-6**

Paul Berthet

► **To cite this version:**

Paul Berthet. Les schistes cristallins des versants de la vallée de la Romanche dans la traversée de Belledonne: feuilles Vizille 1/80000e et plans directeurs au 1/20000e, Vizille n° 3-5-6. Pétrographie. 1957. dumas-00971315

HAL Id: dumas-00971315

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-00971315>

Submitted on 18 Apr 2014

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

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



BERTHET. P
DES. 1957

Les Schistes cristallins

des versants de la vallée de la Romanche

dans la traversée de Belledonne



P. BERTHET

Mémoire présenté devant la Faculté des Sciences de
GRENOBLE

BERTHET Paul

1957

A ses professeurs
de l'Université de Grenoble

Monsieur le Doyen MORET

Monsieur FICHET

DIPLOME D'ETUDES SUPERIEURES DE GEOLOGIE

Monsieur SCHERER

Monsieur LAPOSTOLLE

LES SCHISTES CRISTALLINS DES VERSANTS DE LA
VALLEE DE LA ROMANCHE DANS LA TRAVERSEE DE BELLEDONNE .

Je tiens à remercier spécialement Monsieur le

Professeur VIGNON

Monsieur le Doyen, comme sur le terrain.

plans directeurs au 1/20 000e, Vizille n° 3-5-6.



A mes Professeurs
de l'Université de Grenoble

Monsieur le Doyen MORET

Monsieur MICHEL

Monsieur BARBIER

Monsieur DEBELMAS

Monsieur SARROT-REYNAULD

Je tiens à remercier spécialement Monsieur le
Professeur MICHEL de l'aide décisive qu'il m'a apportée
au laboratoire, comme sur le terrain.

Je remercie également le personnel technique
du laboratoire.

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

I. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.

La région étudiée est située aux abords de la route nationale n° 91, entre Vizille, situé à 17 kilomètres de Grenoble et Rechetallée, à 42 kilomètres.

Dans cette région, la route emprunte la vallée que la Romanche entaille dans les massifs cristallins externes des Alpes. Le versant droit de cette vallée appartient à la chaîne de Belledonne proprement dite, alors que le versant gauche est la bordure nord du massif du Taillefer.

La direction générale de la vallée est W-SW - E-NE. C'est une cluse dont l'altitude passe de 700 m à Rechetallée à 270 m à Vizille. Les montagnes environnantes la surplombent de 1 000 à 1 500 m.

Les terrains métamorphiques qui nous intéressent tout particulièrement disparaissent à l'Est comme à l'Ouest sous les terrains sédimentaires.

II. HISTORIQUE.

En 1831, Emile GUEYMARD, Professeur de Géologie à l'Université de Grenoble, remarqua dans le Sud de Belledonne les amphibolites, gneiss amphiboliques, schistes talqueux et serpentineux à diallage.

C'est à Ch. LORY que revient le mérite d'avoir pensé que les schistes cristallins étaient antéhouillers. Il

créa une première zone alpine rassemblant les massifs hercyniens. On lui doit la 1ère édition de la feuille Vizille au 1/80 000e qui date de 1884. Personne n'a été amené à faire P. TERMIER fit de nombreux travaux parmi lesquels on peut trouver une étude faite en 1911 sur l'origine des roches vertes de Belledonne : régions de Saint-Mury, du lac du Crozet, des lacs Roberts, du Tabor. En outre, c'est sous sa direction qu'a été réalisée la 2e édition de la feuille Vizille, en 1913.

III. P. LORY, en étudiant les terrains sédimentaires de la région de Belledonne, remarqua qu'ils étaient souvent pin-cés entre les roches cristallines du substratum. A partir de ces constatations, il conclut qu'il existait un rameau interne et un rameau externe, séparés par une grande faille.

Lors des creusements des galeries Isère-Arc et Gavet-le Péage de Vizille, des terrains sédimentaires ont été rencontrés à grande profondeur et ceci s'explique par l'existence d'une ou de plusieurs grandes failles longitudinales.

En 1935, G. CHOUBERT a publié une importante étude sur la serpentine de la région du Tabor et les roches qui l'accompagnent. Le contact est décelable grâce au pendage qui

Le pétrographe hollandais DEN TEX s'est livré à un important travail [1949] sur les roches basiques et ultrabasiques de Chambousse. Les fractures locales, le pendage est

A part les notes récentes de Cl. et P. BORDET [1951-1956] sur la partie nord de la chaîne de Belledonne, ces deux géo-

logues n'ayant encore pas publié d'étude générale, les recherches pétrographiques faites jusqu'à maintenant n'ont été que des recherches locales. Personne n'a été amené à faire une synthèse régionale suivant les principes de la pétrographie moderne.

Il n'y a donc aucune étude pétrographique antérieure de la région sur laquelle nos recherches aient pu s'appuyer. Nous avons utilisé ici les principes exposés par JUNG et ROQUES, en 1952.

III. STRUCTURE DE LA REGION.

Pour connaître la structure de la région, il suffit de consulter les deux coupes AA' et BB'.

1) Coupe AA'.

C'est une coupe WSW-ENE allant du Château de Vizille ou du Péage de Vizille à Rochetaillée.

A l'Ouest, la série cristallophyllienne débute par des leptynites et micaschistes à pendage subvertical du groupe de Vizille dans lesquels est pincé le synclinal sédimentaire du Fau-Laurent. Le groupe de Vizille est en contact anormal avec les amphibolites des "Portes de l'Oisans". La nature de ce contact est décelable grâce au pendage qui change brusquement lorsqu'on passe des leptynites aux amphibolites. Dans le groupe de Vizille, si l'on néglige les orientations dues à des fractures locales, le pendage est constant : 70°-80° ESE. Dans les amphibolites, il est également constant : 30°-40° WNW.

Il est vraisemblable que la limite entre les groupes de Vizille et de Séchilienne-Gavet soit une grande faille. Cette faille ne saurait être autre que celle séparant les chaînes externe et interne de Belledonne au sujet de laquelle Pierre LORY a émis des idées très arrêtées. On peut noter que la formation du Fau-Laurent ne semble pas être une dépendance de cette grande faille qui passe plus à l'Est : de l'église de Séchilienne au col de Luitel. Le Fau-Laurent ne représenterait qu'un synclinal pincé. D'ailleurs, pour appuyer l'hypothèse du passage de la grande faille au contact des amphibolites, on peut encore signaler que la partie du groupe de Vizille, située contre les amphibolites, est ~~abondamment~~ fracturée et mylonitisée et présente de nombreuses écailles dont le pendage est le même que celui des amphibolites. - les leptynites et micaschistes de Vizille ;

Les amphibolites sont les faciès que l'on observe jusqu'à proximité de Rioupéroux où apparaissent les migmatites hétérogènes du groupe de l'Aveyna. Interstratifiés dans ces migmatites, on relève des micaschistes et gneiss à grenat d'une puissance de plusieurs centaines de mètres en amont de Rioupéroux. Ça et là, on trouve également des flots de granite de quelques dizaines à une centaine de mètres. Près de Rioupéroux, le pendage des migmatites est le même que celui des amphibolites. Il n'en est plus de même à l'Est, où l'on peut distinguer un anticlinal Nord-Sud qui passe par Livet, puis un synclinal également Nord-Sud tra-

versant la route 1 km en amont du pont de l'Aveyna.

2) Coupe BB'.

Elle est parallèle à la précédente, mais située 3 ou 4 km plus au Sud. Elle traverse la Romanche à l'entrée aval de Gavet et est limitée à cette région car elle est destinée uniquement à expliquer la liaison entre les amphibolites des "Portes de l'Oisans" et les migmatites.

Entre les amphibolites et les migmatites apparaissent les leptynites de Gavet qui ne sont signalées qu'en profondeur sur la coupe AA'. Ces leptynites apparaissent comme une grosse lentille dont le coeur est au voisinage de Gavet.

En faisant une synthèse des deux coupes, on peut dire que la série cristallophyllienne est constituée de l'Ouest à l'Est par :

- les leptynites et micaschistes de Vizille ;
- les amphibolites des "Portes de l'Oisans" ;
- les leptynites de Gavet ;
- les migmatites de l'Aveyna avec des interstratifications de micaschistes et gneiss et des injections de granite.

L'ordre dans lequel sont indiqués les différents termes de la série est également un ordre stratigraphique : les leptynites et micaschistes de Vizille en constituent le sommet et les migmatites, la base.

dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014

LA SERIE CRISTALLOPHYLLIENNE

GROUPE DES LEPTYNITES ET
MICASCHISTES ALBITISES

VIZILLE

De Vizille à Séchilienne, à partir de la Croix du Mou-
tet (borne 21,300 km), la route nationale n°91 longe pen-
dant 3 km le pied d'une falaise grise formée de schistes
cristallins toujours semblables à eux-mêmes et de pendage
presque vertical. (Planche 8 et Fig. 1, Planche 9).

Sur la rive droite cet aspect se retrouve dans toute
la partie non sédimentaire du massif situé entre Vizille
et la route montant de Séchilienne au col du Luitel. Sur
la rive gauche, il est observable entre Saint-Pierre de
Mésage et Saint-Barthélemy de Séchilienne.

En raison de l'unité de cette région et du contraste
qu'elle forme avec la région située plus à l'amont, nous
l'étudierons sous le nom de groupe de Vizille. Ce groupe
correspond, sur la deuxième édition de la feuille Vizille
au 1/80 000e, à la partie rose située à l'Ouest de la bande
verte allant des lacs Roberts au Tabor. Malgré l'homogé-
néité du groupe de Vizille, cette homogénéité étant définie
à l'échelle régionale, l'examen macroscopique, c'est-à-dire
à l'échelle du décimètre ou du mètre, montre l'existence de
trois faciès distincts.

dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014

- 1 - Des bancs de leptynites constituant le faciès dominant. Leur puissance est de l'ordre du mètre.
- 2 - Des bancs de micaschistes plus ou moins compacts qui occupent presque tout le reste du groupe. Leur puissance est de l'ordre de quelques décimètres.
- 3 - Des bancs de micaschistes friables très minces.

De nombreuses lentilles de quartz d'exsudation lardent cet ensemble.

Les deux premières catégories de roches alternent régulièrement alors que la troisième catégorie peut être présente ou non dans les bancs schisteux compacts.

L'examen microscopique sur lequel nous reviendrons plus loin montre que les leptynites sont généralement albitisées. Les micaschistes compacts le sont également, alors que les rares bancs friables sont des micaschistes francs.

Le pendage de l'ensemble est de 70°-80° ESE.

La direction de la stratification est SSW-NNE. Elle correspond au plan de schistosité cristalloyllienne des micaschistes. Comme nous le retrouverons dans tout le groupe, de nombreuses petites failles viennent perturber cette disposition générale et on trouve localement des pendages très différents de ceux indiqués plus haut.

On traverse le groupe de Vizillé presque perpendiculairement à la direction de stratification et, compte tenu du pendage subvertical, on peut évaluer sa puissance à

4 km environ. L'étude qui suite comportera :

- 1 - Une description minéralogique des différents faciès.
- 2 - Une recherche de la genèse du groupe.
- 3 - Une détermination de la zonéographie.

I. ETUDE MICROSCOPIQUE.

A - Les leptynites albitisées.

Comme nous l'avons vu plus haut, ce sont les roches qui constituent les bancs massifs.

Nous examinerons deux échantillons : 2a et 37c, choisis respectivement à la Croix du Moutet (borne 21,300 km) et en bordure des Ruines-Rochers (borne 22,800 km).

1) Leptynite albitisée. Echantillon 2a (lame mince 433). Fig.4 Planche II

- | | |
|---------------------------|--------------------------|
| Quartz | chlorobiotite |
| albite (An ₄) | chlorite de néoformation |
| plagioclases séritisées. | zircon |
| muscovite | pyrite |
| biotite | magnétite. |

Le quartz est très abondant, sous forme de cristaux globuleux de 0,1 à 0,2 mm. Il constitue des lits granoblastiques dans lesquels on trouve de l'albite fraîche à l'état de petits phénoblastes de 0,5 à 0,6 mm. De nombreux cristaux de quartz sont à extinction onduleuse, ce qui dénote des déformations mécaniques importantes. Les phénoblastes d'albite incluent poëlicitement des cristaux de quartz ou des traînées de granules submicroscopiques. Certaines portions de la lame en sont dépourvues.

La composition minéralogique est analogue à celle

Des plagioclases peu calciques, à contour flou, ~~et~~ fortement séritisés (clouded-feldspar des Anglais) semblent prendre la place non occupée par les autres minéraux. Par endroit, ils constituent une sorte de fond, un équivalent du ciment, des grès. Ailleurs ils sont éparpillés, les autres minéraux ne leur laissant que peu d'espace.

La muscovite et la biotite, peu abondantes, constituent des plans sans épaisseur séparant les lits quartzo-feldspathiques. Quelques rares plages de biotite sont transformées partiellement en chlorite et présentent des exsudats de granules opaques ferro-titanés dans les clivages P. Cette chlorobiotite est un peu jaunâtre en LM et à biréfringence anormalement élevée.

Il existe en outre de la chlorite de néoformation. C'est le cas le plus fréquent. Elle présente ses caractères optiques classiques et est indépendante de la biotite.

Le zircon est très rare et sous forme de gouttes de 0,02 à 0,05 mm de diamètre.

De rares petits cubes de pyrite s'associent aux nombreuses taches opaques de magnétite.

La texture de ces leptynites est orientée comme le montrent les plans micacés. En raison de la dominante quartzo-feldspathique et de la présence de phénoblastes d'albite, la structure est granoblastique à clôisons.

2) Leptynite albitisée. Echantillon 37c (lame mince n° 850).

La composition minéralogique est analogue à celle

de l'échantillon précédent. Seules les proportions changent. Les plagioclases séricitisés sont moins abondants et forment des plages dispersées dans les lits quartzo-feldspathiques.

Les minéraux phylliteux sont plus rares, surtout la biotite qui est presque toujours chloritisée. La chlorobiotite est en plus grande quantité que la chlorite de néoformation.

La structure est granoblastique.

B - Les micaschistes.

Comme nous l'avons vu ci-dessus, nous pouvons distinguer dans les faciès schisteux des bancs compacts et des bancs friables. Nous les étudierons séparément.

1) Les micaschistes albitisés.

Ils correspondent aux couches relativement compactes.

Trois Quatre échantillons suffiront pour définir les caractères essentiels de ce faciès :

- 2b pris à la Croix du Moutet (borne 21,300 km);
- 25, pris à 1 km au NE de Vizille, contre le chemin allant à Montjean ;
- 27 - idem - ;

a) Micaschiste albitisé. Echantillon 2b (lame mince n° 434).

Fig. 1-2-3 Planche 2.

quartz
 albite (AN₄)
 muscovite
 biotite

chlorobiotite
 chlorite de néoformation
 magnétite
 tourmaline

Comme dans la lame 2a, les cristaux de quartz sont à extinction onduleuse. Ils peuvent être biaxes, ce qui s'ex-

plique par les grands efforts mécaniques qu'ils ont dû subir. Leur taille est toujours de 0,1 à 0,2 mm. Très abondants, ils constituent des lits granoblastiques ou sont inclus dans les phénoblastes d'albite plus ou moins arrondis et de taille variant de 0,4 à 1 mm.

Dans les lits phylliteux, la muscovite est abondante tout comme la biotite qui est assez bien conservée. La chlorite de néoformation est moins rare que la chlorobiotite.

Comme dans les leptynites, l'albite peut inclure des cristaux de quartz ou des traînées de granules opaques, parallèles à la schistosité. D'autre part, elle semble écartier les minéraux phylliteux qui l'entourent et peut-être présente aussi bien dans les lits grenus que dans les lits micacés. Ces phénoblastes n'étant pas visibles macroscopiquement, il est normal d'appeler cette roche un micaschiste.

La toutmaline est rare et se signale par son pléochroïsme intense (Ng incolore et Np kaki). Elle apparaît soit sous forme de plages allongées, soit de triangles avec angles arrondis (section perpendiculaire à l'allongement). Notons qu'elle peut avoir n'importe quelle orientation.

La structure est granolépidoblastique.

b) Micaschiste albitisé. Echantillon 25 (lame mince n° 832).

La composition minéralogique globale est analogue à celle de la lame précédente.

L'albite (An₄) est toujours sous forme de petits phénoblastes qui entourent du quartz ou des traînées d'inclusions dans les minéraux phylliteux contigus. On peut

sions opaques. Elles sont soit parallèles, soit obliques et même perpendiculaires à la schistosité cristallophyllienne. A l'intérieur d'un même phénoblaste, les traînées opaques peuvent être plus ou moins flexueuses. On peut déduire de cela que la cristallisation de l'albite s'est produite pendant une phase d'effort tectonique qui faisait tourner le minéral. Comme dans la lame 2b, ce minéral écarte les minéraux phylliteux voisins.

La muscovite se présente sous deux aspects différents et c'est ce qui donne un grand intérêt à cet échantillon. On a surtout de grandes plages effilochées, parallèles à la schistosité, mais aussi de petites paillettes de 0,1 mm de long, ^{toute fois} perpendiculaires à cette schistosité, déterminant ainsi une orientation secondaire à l'échelle de la lame mince. Il y aurait donc deux générations de muscovite.

La biotite est rare et présente des inclusions ferrotitanées opaques.

La chlorite est peu souvent associée à la biotite.

Comme dans la plupart des lames où on la trouve, la tourmaline conserve les mêmes caractères que ceux décrits à propos de l'échantillon 2b.

La structure est granolépidoblastique.
c) Micaschiste albitisé. Echantillon 27 (lame mince n° 834).

Cet échantillon ne nous apporterait pas de compléments si nous n'avions pas remarqué que les traînées de granules opaques incluses dans certains phénoblastes d'albite se continuaient dans les minéraux phylliteux contigus. On peut déduire de ceci que l'albite s'est formée après les micas,

puisqu'il semble qu'elle les aient absorbés, assimilés partiellement. En effet, il est logique de penser qu'originellement les traînées étaient entièrement dans les micas.

2) Les micaschistes.

Ils correspondent aux bancs friables peu puissants qui seront étudiés grâce à l'échantillon 34 récolté sur la rive gauche, à mi-chemin entre Saint Pierre-de-Mésage et Séchillienne.

Micaschiste. Echantillon n° 34 (lame mince n° 845).

La composition minéralogique de cet échantillon est la même que celle des autres échantillons de micaschiste. Il faut ^{toutefois} ~~parfois~~ noter l'absence d'albite.

L'abondance des minéraux phylliteux se traduit par une structure lépidoblastique.

II. GENESE DU GROUPE.

1. Série sédimentaire originelle.

Les micaschistes du groupe Vizille proviennentⁿ de roches pélitiques telles qu'argiles ou schistes. Les leptynites dérivent de sédiments grésos-argileux.

La série sédimentaire originelle était donc une succession de schistes et grès arkosiques, un faciès flysch de plusieurs kilomètres d'épaisseur.

2. Métamorphisme antéstéphanien.

Un premier métamorphisme a transformé les pélites

en micaschistes à deux micas et les couches grésfeldspathiques en paraleptynites. Ce métamorphisme est antéstéphanien car le Stéphanien de la région n'est apparemment pas métamorphisé. D'autre part, le Houiller repose sur la série métamorphique où il manque la zone des Micaschistes supérieurs. Il y a donc eu érosion des schistes cristallins appartenant à cette zone pendant la période séparant la fin de la phase métamorphique et la fin du Westphalien.

3. Deuxième phase de métamorphisme.

L'autre solution : existence de la métasomatose.

Les roches résultant du métamorphisme antéstéphanien ont été reprises par un métamorphisme plus récent qui se manifeste minéralogiquement par :

- Une métasomatose sodique ;
- une dégradation de la biotite qui se transforme en chlorite et oxydes de fer ;
- la sérification des plagioclases des leptynites
- une néoformation de chlorite ;
- une cristallisation de muscovite ;
- une cristallisation de tourmaline.

a - Métasomatose sodique.

Elle est matérialisée par la cristallisation d'albite poecilitique.

La question était de savoir si les phénoblastes d'albite étaient le résultat de la recristallisation des plagioclases de la roche provenant du premier métamorphisme ou l'oeuvre d'un apport sodique.

En effet, un micaschiste peut contenir normalement des plagioclases acides ; il suffit qu'ils ne soient point visibles macroscopiquement pour qu'il ne prenne pas le faciès gneiss. D'autre part, les leptynites (lames minces n° 433 et 850) renferment des clouded-feldspar qui sont des plagioclases peu calciques formés au cours du métamorphisme anté-stéphanien et il se pouvait très bien que l'albite fraîche provînt de la recristallisation de ces plagioclases.

Malgré ceci, plusieurs raisons nous font pencher pour l'autre solution : existence de la métasomatose.

+) L'albite est à l'état de phénoblastes qui contiennent en inclusions des cristaux de quartz dont la taille est voisine de celle des cristaux non inclus.

+) Elle semble écarter les minéraux phylliteux qui l'entourent.

+) Elle peut assimiler les minéraux phylliteux comme le montre la lame mince n° 834, où les traînées d'inclusions opaques incluses dans l'albite se continuent dans les micas voisins, ce qui semble démontrer que l'albite s'est formée après les micas, comme cela a été indiqué précédemment.

Il y a donc eu métasomatose sodique. C'est pour cette raison que nous pouvons appeler micaschistes albitisés les roches schisteuses qui contiennent de l'albite. Les leptynites sont également albitisées.

Les micaschistes francs représentent les rares bancs épargnés, la roche trame où l'apport sodique ne s'est pas manifesté.

Dans les leptynites nous trouvons également des bancs non albitisés mais, contrairement à ce qui se produit pour les micaschistes, nous ne pouvons, sur le terrain, diagnostiquer ces faciès. Leur dureté et leur aspect macroscopique sont les mêmes que ceux des leptynites albitisées.

b - Dégradation de la biotite.

La biotite peut se dégrader de plusieurs manières : soit en se décolorant par exsudation de son fer et de son titane (lame mince n° 832), soit en se transformant en chlorite. C'est la biotite partiellement transformée en chlorite que j'ai appelée chlorobiotite et dont les caractères optiques ont été décrits plus haut. Au terme de la transformation il n'y a que de la chlorite, mais celle-ci est presque toujours tachée de granules ferrotitanés. Il y a eu rétro-
morphose.

c - Séricitisation des plagioclases.

C'est une rétro-morphose qui s'est produite dans les leptynites et a conduit aux clouded-feldspar.

Le deuxième métamorphisme étant moins intense que le premier, les plagioclases stables du cours du premier métamorphisme ne l'ont plus été pendant le deuxième et il y a eu remaniement chimique qui s'est traduit par la séricitisation.

d - Cristallisation de la chlorite.

La chlorite de néoformation est caractérisée par sa limpidité et par son indépendance vis-à-vis de la biotite.

L'échantillon n° 832 choisi près de Ville est presque dépourvu de biotite quelle qu'elle soit : intacte, décolorée, ou chloritisée. La muscovite, par contre, est très abondante.

e - Cristallisation de la muscovite.

C'est à cette phase métamorphique que l'on attribue l'existence de la muscovite ou séricite en petites plaques qui déterminent une sorte d'orientation secondaire décrite dans la lame mince 832.

f - Métasomatose borée.

Elle est faible et se traduit par la recristallisation de tourmaline que l'on trouve dans tous les micaschistes du groupe de Vizille. L'orientation de cette tourmaline est tout à fait quelconque, ce qui plaide en faveur d'une cristallisation postérieure à la phase principale de cristallisation. D'autre part, de la tourmaline a été signalée par LORY dans le Trias.

III. ZONEOGRAPHIE.

On sait que l'existence d'une séquence pélitique est nécessaire à l'établissement de la zonéographie d'une série cristallogyillienne. On atteindra donc facilement le but poursuivi dans ce paragraphe, puisqu'il existe ici une alternance, dans toute la série, des séquences pélitiques et arénacées.

1. Métamorphisme antéstéphanien.

Les pélites de toute la série ont été transformés en micaschistes à 2 micas. Le groupe de Vizille appartenait donc à la zone des Micaschistes inférieurs.

L'échantillon n° 832 choisi près de Vizille est presque dépourvu de biotite quelle qu'elle soit : intacte, décolorée, ou chloritisée. La muscovite, par contre, est très abondante.

dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014

te. Il semble donc que cet échantillon ait été pris vers la limite supérieure de la zone des Micaschistes inférieurs, c'est-à-dire au sommet de la série cristallophyllienne de la région. La base se trouverait à l'Est.

2. Métamorphisme postérieur.

Il a repris les schistes cristallins et a eu pour effet de rétro-morphoser la biotite, de séricitiser les plagioclases, de cristalliser les chlorites, muscovite. Tout ceci est le résultat d'une action qui tend à faire passer dans la zone des Micaschistes supérieurs les formations appartenant à la zone des Micaschistes inférieurs.

En certains points, c'est la rétro-morphose qui prédomine tandis qu'en d'autres points c'est la néoformation.

Quelques coins ont été épargnés (si l'on néglige la métasomatose) : nous en trouvons un exemple à la Croix du Moutet où la biotite est peu chloritisée.

CONCLUSION.

Nous appellerons le groupe de Vizille le groupe des paraleptynites et micaschistes albitisés. Nous négligerons les micaschistes francs et les leptynites non albitisées qui sont des faciès très rares et n'ont que l'utilité, importante d'ailleurs, de nous confirmer l'aspect de la roche-trame dans laquelle s'est effectuée la métasomatose.

GROUPE DES AMPHIBOLITES ET
LEPTYNITES DE SECHILIEUNE - GAVET.

I. ETUDE MACROSCOPIQUE.

Entre la sortie de Séchilienne (borne 25,500 km) et le pont de Gavet (borne 26,500 km) la vallée se rétrécit : ce sont les "Portes de l'Oisans". Les falaises ont généralement un aspect verdâtre, uniforme, qui contraste avec la teinte grisâtre du groupe de Vizille. On reconnaît aisément qu'il s'agit principalement d'amphibolites. Sur la rive gauche de la Romanche, ce faciès ne dépasse pas, à l'altitude de la route, le pont de Gavet. Sur la rive droite il peut être encore suivi pendant plus d'un kilomètre.

A l'amont le faciès change et devient gris, vert-clair, à texture compacte : il s'agit principalement de leptynites. On y relève cependant des passages schisteux. Ces variations de texture n'obéissent à aucune règle d'alternance régulière et périodique. Ces leptynites sont observables jusqu'à la borne 30 km sur le versant gauche de la vallée ; sur la rive droite, elles constituent la base du versant de Belledonne au droit de la borne 28 kilomètres.

Ces leptynites sont bien localisées dans la région de Gavet et leur passage aux amphibolites est progressif. Par rapport au groupe sus-jacent de Vizille et par rapport à celui, sous-jacent, de l'Aveyna, caractérisé par la présence de matériel granitique, nos leptynites et amphibolites forment un ensemble géologique bien individualisé que nous

désignerons sous le nom de : matériel quartzofeldspathique
est disposé au groupe de Séchillienne-Gavet. end l'aspect d'une

I. ETUDE MACROSCOPIQUE.

Les amphibolites et les leptynites ont une orientation
constante. La direction de schistosité cristallographique,
visiblement concordante avec la stratification, est SSW-NNE
et son pendage : 30°-45° WNW.

De nombreuses petites fractures se traduisent souvent,
mais localement, par des orientations toutes différentes.

A - Les amphibolites.

1) Faciès dominant.

C'est la roche vert-foncé à texture orientée que l'on
observe aux "Portes de l'Oisans". De nombreuses lentilles
de quartz d'exsudation s'orientent parallèlement à la stra-
tification.

Au voisinage du pont de Gavet (borne 26,500 km) aux a-
bords des leptynites, les échantillons récoltés n'ont pas une
teinte vraiment uniforme mais un fond vert criblé de petits p
points clairs. L'étude microscopique indiquera un enrichis-
sment en matériel feldspathique.

2) Faciès accessoires.

La roche présente par endroits des alternances de lits
blancs quartzofeldspathiques et de lits verts concordant avec
la stratification et d'une épaisseur de l'ordre du demi cen-
timètre. Ce sont des gneiss amphiboliques bien visibles aux
abords de la route Séchillienne - La Morte, à 700 m de Séchi-
lienne.

Cet aspect se retrouve

Dans les mêmes parages ce matériel quartzofeldspathique est disposé de telle façon que la roche prend l'aspect d'une diorite tout en n'en étant pas une ; notons toutefois que le matériel leucocrate est un peu orienté.

Aux abords du Pont de Gavet, des bancs clairs de quelques dm de puissance et concordant avec la stratification s'intercalent dans les amphibolites. Ils réagissent légèrement avec CIH dilué. Nous verrons par la suite qu'ils sont des bancs de leptynites auxquels la calcite exsudée par les amphibolites est venue se joindre.

Intercalés dans les amphibolites, on trouve également de minces lits vert-clair d'épidote, qui seront étudiés microscopiquement grâce à l'échantillon 3 d.

Près de la route nationale, au voisinage de la ^{borne} zone 26, 100 km on trouve quelques bancs plus gris dans lesquels l'examen microscopique révélera la présence de hornblende brune. Cette roche réagit également à CIH dilué.

B - Les Leptynites.

1) Faciès dominant.

C'est une roche compacte, mais orientée et de couleur claire.

2) Faciès accessoires.

Quelques dizaines de mètres au-dessus de la route nationale, contre les agglomérations de Pierre Eybessè et de Gavet (borne 29-29,500 km), on trouve, mêlés à la roche compacte, des bancs plus schisteux, plus verts. Ils seront décrits plus loin sous le nom de gneiss chloriteux. Cet aspect se retrouve ;

en d'autres points mais plus discrètement.

Dans les parages du Ruisseau du Porcelet, près de l'entrée aval de Gavet (borne 28,800 km), les roches sont plus basiques. On les trouve aisément dans le lit même du ruisseau.

C - Zone intermédiaire.

Le passage des amphibolites aux leptynites n'est pas brutal. L'entrichissement en feldspaths des amphibolites a été déjà signalé dans le paragraphe A.

Dans ces amphibolites s'intercalent des bancs clairs qui seront étudiés grâce à l'échantillon 10 b et qui sont des leptynites envahies par de la calcite exsudée par les amphibolites au cours de la 2e phase de métamorphisme, comme nous le verrons plus loin.

Le pied du versant de Belledonne est constitué de roches vertes, ici, claires, 100 m plus loin, de nouveau vertes, 100 m ou 200 m plus loin, etc... Ces faciès ne sont pas exactement les amphibolites ou les leptynites définies plus haut dans les faciès dominants, mais un intermédiaire entre les deux. Dans un cas on est plus près des amphibolites du type "Portes de l'Oisans", dans l'autre on est plus près des leptynites du type "Gavet". C'est d'ailleurs ce que montrera l'étude microscopique des échantillons 21 et 23 b.

II. ETUDE MICROSCOPIQUE.

A - Les amphibolites des "Portes de l'Oisans".

1) Faciès dominant.

Il est représenté par les roches vert-

long sur 0,05 à 0,1 mm de large.
foncé mentionnées au cours de l'étude macroscopique.

L'ilménite est en petites taches noires de 0,1 à 0,2 mm.
L'examen des échantillons pris en différents points montre que la roche s'enrichit en quartz et en plagioclases quand on passe de l'aval à l'amont, c'est-à-dire lorsqu'on descend dans la série.

Amphibolite : Echantillon 3 b (lame n° 437) récolté au virage de la sortie amont de Séchillienne.- Figure 1 pl. 3

Quartz	Hornblende verte
Plagioclases séricitisés	Chlorite
Saussurite	Zircon
Zoisite	Ilménite.

Le quartz, assez abondant, est sous forme de petits cristaux grenus de 0,2 à 0,3 mm. Il est réparti çà et là dans la roche.

Les plagioclases sont complètement saussuritisés et séricitisés; ce phénomène est analogue à celui qui a été décrit au sujet des clouded-feldspars des leptynites du groupe de Vizille. Ces feldspaths altérés sont une association d'albite, d'épidote, de séricite.

Les plages xénomorphes de taille très variable (0,02 à 0,3 mm) d'épidote et de Zoisite se groupent sur les bords des cassures de la roche; ailleurs elles sont rares.

La chlorite remplit les cassures.

La hornblende verte ($2V = -60^\circ$ à -65° , $Ng/C = 17^\circ-18^\circ$) est le minéral le plus fréquent de l'échantillon. Elle ne forme pas de lits et est orientée parallèlement à la stratification. Les plages sont assez petites: 0,2 à 0,5 mm de

long sur 0,05 à 0,1 mm de large. Les "feldspars" sont biaxes positifs. L'ilménite est en petites taches opaques de 0,1 à 0,2 mm. La structure est granolépidoblastique. (Echantillon n° 436) pris au même endroit que 3 b. Cet exemple n'est cité que pour compléter l'étude de 3 b. Le quartz est absent. La lame mince est criblée de grains plus ou moins cassés de sphène et de rutile ; la taille de ces minéraux est voisine de 0,1 mm. La présence du sphène est une caractéristique des amphibolites des "Portes de l'Oisans".

La zoïsite et l'épidote sont en plages pouvant atteindre 1 mm de long sur 0,5 mm de large. Ces sections ont souvent les faces parallèles à l'allongement qui sont testées intactes alors que les faces perpendiculaires à cet allongement peuvent être corrodées si bien que ces silicates calciques apparaissent comme des plages qui sont mi-automorphes, mi-xénomorphes. Ces minéraux sont fréquents.

On trouve également de la calcite qui peut être incluse dans les gros cristaux d'épidote et de zoïsite et dans les plagioclases saussuritisés. La structure est granolépidoblastique. (Echantillon n° 135) choisi au bord de la route de Séchillienne - La Morte à 700 ou 800 m de Séchillienne.

Certains plagioclase moins saussuritisés ou séritisés que les autres et laissant encore deviner leurs mâcles polysynthétiques sont biaxes négatifs. Il s'agit vraisemblablement

d'oligoclase. Les autres "clouded-feldspars" sont biaxes positifs.

Amphibolite. Echantillon 3 a (lame mince n° 436) pris au même endroit que 3 b et 3 c.

Il se signale par l'abondance de l'apatite, minéral qu'on trouve en plus ou moins grande quantité dans toutes nos amphibolites.

Tous les échantillons cités ci-dessus ont été récoltés dans la partie aval de l'affleurement des "Portes de l'Oisans". Il reste à examiner la partie amont.

Amphibolite. Echantillon 10 a (lame mince n° 518) recueillie au pont de Gavet (borne 26,500 km), versant Taillefer.

- | | |
|----------------------|-----------|
| Quartz | Apatite |
| Plagioclases altérés | Sphène |
| Epidote | Zircon |
| Chlorite | Magnétite |
| Hornblende verte | |

Ces plagioclases altérés sont séricitisés ou saussuritisés. Ils forment un fond sur lequel se détachent les autres minéraux. Certains cristaux dont la taille est peu différente de 0,5 mm ne présentent l'aspect piqueté, dû à leur altération qu'en leur centre ; ils deviennent de plus en plus limpides à mesure qu'on se rapproche de leurs bords où ils sont presque aussi nets que du quartz. Cette bordure est de l'albite.

Le fond quartzofeldspathique est parsemé de granules d'épidote et de zoïsite. Il s'en détache des plages massives

xénomorphes, de 0,5mm de hornblende verte orientées d'une manière tout à fait variable. La structure est granoblastique. Amphibolite. Echantillon n° 19 (lame mince n° 531) venant du versant de Belledonne 500 m en amont du pont de Gavet.

Il confirme les données de l'échantillon 10 a.

Amphibolite grise. Echantillon n° 55 (lame mince n° 1267) pris On note un enrichissement, en matériel quartzofeldspathique quand on passe de l'aval à l'amont, c'est-à-dire quand on descend dans la série.

2) Faciès accessoires.

Amphibolite quartzofeldspathique. Echantillon n° 48 b (lame mince n° 1255) pris au même endroit que 48 a. passant de Hornblende verte de cette hornblende verte. Calcite effilochées. C'est vraie Plagioclases altérés Apatite en lumière Epidote, Zoisite relief moins Magnétite celui de la hornblende Chlorobiotite les bord Ilménite. Le quartz est abondant et en petits cristaux grenus de 0,1 mm. calcite est éparpillée en petits amas de taille variable. L'albite est en cristaux massifs, xénomorphes, limpides et mâclés suivant la loi de l'albite. Ces sections sont de petite taille : 0,15 à 0,20 mm. Elles sont rares. Les plagioclases saussuritisés et séritisés sont biaxes positifs ou biaxes négatifs. La chlorobiotite se signale, en lumière naturelle, par des plages, vertes à nuances brunes pléochroïques et barrées

dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014

par des traînées rectilignes et parallèles de granules ferrotitanés. Cette chlorobiotite est perdue au milieu de la hornblende verte groupée par paquets ^{massifs de 2 ou 3 mm.} ~~occupant tout le champ, au faible grossissement.~~ De grandes plaques de magnétite abondent dans les amas d'amphibole.

La structure est granoblastique.

Amphibolite grise. Echantillon n° 55 (lame mince n° 1367) pris sur le versant Belledonne, à la borne 26,100 km.

Quartz peut être sous Hornblende brune gros cristaux massifs, de 0,5 mm à Trémolite sous forme de petits grains Saussurite à 0,1 mm qui Calcite quartz, constituent

La hornblende brune est en grandes plaques massives de 0,5 mm environ. Elle est faiblement pléochroïque, passant de l'incolore au brun très pâle. Le relief est élevé. Les bords de cette hornblende peuvent être plus ou moins effilochés. C'est vraisemblablement de la trémolite, amphibolite incolore en lumière naturelle et au relief moins élevé que celui de la hornblende brune qui constitue les bords effilochés signalés ci-dessus.

La calcite est éparpillée en petits amas de taille variable de 0,1 à 0,3 mm.

La structure est granolépidoblastique.

Epidotite. Echantillon n° 3 d (lame mince n° 439), choisi au même endroit que 3 a-3 b-3 c (Fig. 3, pl. 3 et 4).

Cette lame mince est envahie par des cristaux xénomorphes d'épidote aux contours bien nets et de taille égale à celle des autres minéraux : 0,05 mm à 0,1 mm.

La structure est granoblastique.

Leptynite. Echantillon n° 10 b (lame mince n° 519) récolté au même endroit que 10 a : pont de Gavet, versant Taillefer, (figure 4, planche 4).

Quartz	Calcite
Saussurite	Sphène
Albite	Rutile vive en lumière polarisée
Chlorite	Ilménite-Magnétite

La saussurite peut être sous forme de résidus, gros cristaux massifs, corrodés, de 0,5 mm à 2 mm, ou sous forme de petits grains de 0,05 mm à 0,1 mm qui, avec le quartz, constituent la mésostase.

Les résidus sont souvent imprégnés de calcite d'exsudation. Cette calcite est en quantité suffisante pour que la réaction en présence de CIH soit visible à l'oeil nu.

On peut noter la présence de rares petits cristaux d'albite présentant des mâcles polysynthétiques.

Le sphène et le rutile sont très abondants.

Des nuages d'ilménite constituent la majeure partie des minéraux opaques.

B - Les Leptynites. Echantillon n° 7 a (lame mince n° 514)

1) Faciès dominant.

Leptynite albitique. Echantillon n° 7 b (lame mince 515) du bord de la route nationale, borne 29 km (Fig. 2, pl. 3).

Quartz	Chlorite
Albite (An ₆)	Pyrite
Muscovite	Limonite

On trouve deux sortes de minéraux : des résidus et des petits grains ou des petites paillettes de la mésostase.

Les résidus sont de l'albite plus ou moins séritisée ; leur taille varie de 0,2 à 2 mm environ. La mésostase est constituée essentiellement de grains de quartz et d'albite de 0,03 à 0,06 mm.

Les sels minéraux donnant une teinte vive en lumière polarisée sont quelques petites paillettes de muscovite de 0,1 mm de long.

La chlorite est en petits lambeaux effilochés répartis sans ordre dans la roche. Il n'est pas impossible qu'elle provienne de la dégradation de la biotite.

Les minéraux sont peu orientés. Le matériel quartzofeldspathique étant le plus abondant la structure de la roche est granoblastique à résidus d'albite.

Leptynite albitique. L'échantillon n° 56 (lame mince 1369) du pied du versant Taillefer, au droit de la borne 28 km, est une confirmation de 7 b. Le grain de la mésostase est encore plus petit que dans 7 b.

2 - Faciès accessoires.

Gneiss chloriteux. Echantillon n° 7 a (lame mince n° 514) pris au même endroit que 7 b, borne 29 km.

Quartz

Zircon

Albite (An₆)

Pyrite

Muscovite

Limonite

Chlorobiotite

Ilménite

Chlorite

Les résidus sont très rares et le fond de la lame est une

dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014

mésostase quartzofeldspathique formée de grains de quelques centièmes de millimètres. Les phyllites sont beaucoup plus fréquents que dans l'échantillon 7 b, surtout la chlorite qui donne la couleur verte de la roche. Cette chlorite est le résultat d'une dégradation de la biotite ou d'une cristallisation indépendante de cette biotite. Il n'existe que quelques traces de chlorobiotite. La muscovite est rare et en petites paillettes de 0,1 à 0,2 mm de long. Tous ces minéraux phylliteux sont orientés, disposés en lits, et déterminent la schistosité. L'abondance de la chlorite justifie le nom donné à la roche. La structure est granolépidoblastique.

C - Zone intermédiaire.

Gneiss chloriteux. Echantillon n° 21 (lame mince n° 533) pris sur la falaise renfée par la Romanche, rive Belledonne, au droit de la borne 28,400 km.

- | | |
|---------------------------|------------------|
| Quartz | Hornblende verte |
| Albite (An ₆) | Epidote |
| Biotite | Zoisite |
| Chlorite | Limonite |

Les résidus sont de l'albite un peu séricitisée et saussuritisée. Ils sont massifs et xénomorphes.

Les petits éléments quartzofeldspathiques constituent le fond de la mésostase.

On notera l'abondance des éléments phylliteux dont l'orientation constante et la disposition en lits donnent la schistosité à la roche. Ici, contrairement à ce qui se produit pour 7 a,

dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014

la biotite est bien conservée. La hornblende verte, assez fréquente, est en petites plaques de 0,1 à 0,3 mm de long. Elle est également orientée. La structure est granolépidoblastique à résidus d'albite.

Leptynite amphibolique. Echantillon n° 23 b (lame mince n° 704) du versant Belledonne, borne 28,800 km. (figures 1 et 2 planche 4).

III. GENESE QUARTZ

- Oligoclase (An₂₇)
- Saussurite
- Chlorite
- Chlorobiotite
- Hornblende verte
- Epidote
- Zoïsite
- Pyrite entourée de limonite

Le quartz est souvent en grains de 0,1 à 0,3 mm. Il peut également être du quartz de recristallisation qui apparaît sous forme de paquets de granules beaucoup plus petits et s'éteignant alternativement, sans ordre. Ce minéral forme, avec les nombreux petits grains de plagioclases, le fond de la roche.

Les plagioclases se présentent aussi en grandes plaques massives et xénomorphes de 0,5 à 2 mm. Elles sont d'ailleurs nombreuses. Certaines ne sont pas altérées, ont des mâcles poly-synthétiques bien nettes : c'est l'oligoclase (An₂₇). D'autres sont saussuritisées et séritisées et ont l'aspect des plagioclases trouvées dans l'échantillon n° 10 a (amphibolite des "Portes de l'Oisans") avec la différence que l'épidote est en cristaux plus gros ; certains ont 0,03 mm. Les mesures faites sur les bords limpides de ces plages indiquent de l'oligoclase ou de l'albite si la saussuritisation est très poussée.

Les minéraux phylliteux sont représentés par de la chloro-

dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014

biotite orientée pouvant inclure des granules ferrotitanés et par de la chlorite de néoformation.

L'épidote et la zoisite sont groupées au centre des plagioclases saussuritisées mais elles peuvent être également éparpillées sur le fond quartzofeldspathique.

La hornblende verte est un minéral très répandu.

La structure est granoblastique.

III. GENESE DU GROUPE.

Comme le groupe de Vizille, celui de Séchillienne - Gavet est le résultat de l'action de deux phases métamorphiques successives sur une série originelle. Avant d'étudier les effets de ces phases métamorphiques, nous rechercherons la nature de la série originelle.

A - La série originelle.

Contrairement à celles du groupe de Vizille, les séquences originelles ne sont généralement pas sédimentaires mais éruptives.

1) Séquence des Portes de l'Oisans.

Les roches actuelles étant ferromagnétiques et plagioclasiques, les matériaux originels pouvaient être soit des sédiments marneux ou marnocalcaires, soit des diorites ou roches plutoniques voisines, soit leurs équivalents micolitiques (andésites ou basaltes).

Plusieurs constatations font adopter la séquence éruptive comme séquence originelle :

L'échantillon 55 (lame mince n° 1367) est caractérisé par sa hornblende brune qui est un minéral que l'on trouve

habituellement dans les roches éruptives.

L'échantillon 3 c (lame mince n° 438) est criblé de sphène qui, lorsqu'il est très abondant, témoigne en faveur d'une origine éruptive. Comme on le trouve en quantité non négligeable dans toutes nos amphibolites, il est logique de penser que la séquence originelle était éruptive.

Il reste à choisir entre les séquences plutoniques et volcaniques. Quelques constatations supplémentaires permettent de préférer la deuxième interprétation.

L'échantillon n° 3 d (lame mince n° 439) est une épidotite qui, macroscopiquement, se présente en un lit de 1 ou 2 cm d'épaisseur. Ce lit d'épidotite n'est pas unique en son genre : on en trouve d'autres, toujours très minces, disposés parallèlement à la stratification. Or la présence de cette roche indique probablement une passée sédimentaire dans la série originelle. Des bancs minces, bien délimités, se conçoivent mal dans une série plutonique. Il est donc plus logique de penser qu'il devait se produire une éruption volcanique puis localement une sédimentation marneuse ou marno-calcaire, puis une nouvelle éruption volcanique, puis une autre sédimentation marneuse ou marno-calcaire etc... La quantité de sédiments déposés étant toujours faible, il est normal de conclure que la série originelle était essentiellement volcanique.

2) Séquence de la région de Gavet.

Les roches actuelles sont leucocrates, très quartziques et albitiques. Elles dérivent donc d'une séquence originelle acide, soit sédimentaire (grès argileux) soit volcanique (tuf dacite).

LE Métamorphisme antéstéphanien.
tique ou rhyolitique).

L'examen microscopique est en faveur d'une origine volcanique. Les échantillons 7 b, 56, 21, etc., ont une structure à résidus d'albite qui est très peu altérée. Ces résidus sont perdus dans une mésostase quartzofeldspathique.

La roche originelle était donc probablement un tuf dacitique ou rhyolitique à phénocristaux d'albite et à fond quartzofeldspathique.

3) Liaison entre les régions de Gavet et des "Portes de l'Oisans".

La base du groupe de Séchilienne-Gavet était donc constituée par des tufs volcaniques acides formant peut-être un cône volcanique. Le sommet du groupe était formé par des andésites ou basaltes. Le passage des tufs aux laves n'est pas brutal. En plus de la présence de roches dont la composition est intermédiaire entre celle des deux termes extrêmes on note l'existence de quelques bancs de tufs (échantillon 10 b) dans les laves.

La genèse de la série originelle du groupe a été la suivante :

- a) projection de cendres volcaniques acides ;
- b) coulées de laves plus basiques surtout au sommet du groupe. A la base de ces laves on trouve encore quelques projections dacitiques. Entre deux éruptions successives on note parfois un petit épisode sédimentaire se traduisant par quelques bancs marneux de quelques centimètres d'épaisseur.

LE Métamorphisme antéstéphanien.

1) Amphibolites des "Portes de l'Oisans".
Les andésites ou basaltes ont été transformés en amphibolites dont le plagioclase n'est pas déterminable aux "Portes de l'Oisans" car la deuxième phase du métamorphisme a produit une séricitisation, une saussuritisation ou une exsudation du Ca du plagioclase sous forme de CO_2Ca . Il en résulte un plagioclase très décalcifié, biaxe positif : de l'albite ou de l'oligoclase à moins de 18 % d'anorthite. Il faut choisir un échantillon suffisamment épargné par la deuxième phase du métamorphisme pour atteindre notre but : déterminer le plagioclase de l'amphibolite primitive. C'est ce que nous donne l'échantillon n° 23 b (lame mince n° 704) pris seulement 2 km en amont. Le plagioclase est de l'oligoclase (An_{28}). Cette composition est confirmée par les résultats obtenus avec les lits amphiboliques des migmatites du groupe de l'Aveyna (échantillons n° 14 et 15). Ces migmatites sont, comme nous le verrons plus loin, les amphibolites des "Portes de l'Oisans" auxquelles se sont mêlées des venues granitiques.

Il est donc logique de penser que le métamorphisme antéstéphanien a transformé les laves andésitiques en orthoamphibolites dont le plagioclase est de l'oligoclase (An_{25-30}).

Ce métamorphisme a affecté complètement la région des "Portes de l'Oisans".

Les lits marneux ou marno-calcaires très réduits ont été transformés en épidotites. On sait que l'épidote est l'équivalent des plagioclases calciques dans les zones de métamorphisme peu intense.

2 → Les Leptynites de Gavet.

Les tufs volcaniques se sont transformés en ortholeptynites avec résidus d'albite (An_6) et formation d'une mésostase quartzofeldspathique où le feldspath est également de l'albite.

C. La seconde phase du métamorphisme.

Cette phase s'est manifestée par une action sur les plagioclases et sur la biotite. Les premiers ont été séricitisés ou saussuritisés ; ils ont également pu laisser exsuder leur Ca sous forme de CO_3Ca . La biotite a été transformée en chlorite. Ce dernier minéral a pu encore se former par cristallisation indépendante de la biotite.

1) Les amphibolites des "Portes de l'Oisans".

La saussuritisation des plagioclases et l'exsudation de calcite sont les principaux résultats de l'action de la deuxième phase du métamorphisme. L'effet produit sur le plagioclase est l'abaissement de sa teneur en Ca, donc en anorthite. Le plagioclase originel était de l'oligoclase à 25 ou 30 % d'anorthite et celui obtenu est de l'albite ou de l'oligoclase peu calcique.

a - Saussuritisation. Lorsque la transformation est complète, la saussurite est un fond albitique associé

à de petits granules d'épidote. C'est ce qu'indique en particulier l'échantillon n° 10 a dont chaque section de saussurite est limpide sur ses bords, car l'épidote est concentrée au milieu de la plage.

Quelquefois la transformation n'est pas complète. La saussurite est moins piquetée ; elle est biaxe négative comme il est facile de le voir sur l'échantillon 48 a. C'est vraisemblablement de l'oligoclase (An_{18-20}) qui est lié à l'épidote car le minéral existant avant l'action de cette phase métamorphique était de l'oligoclase (An_{25-30}).

b - Exsudation de calcite. Lorsqu'on trouve de l'albite presque limpide et du CO_3Ca éparpillé dans la roche, il est logique de penser que cette calcite provient d'une décalcification de l'oligoclase (An_{25-30}). Cette calcite a d'ailleurs pu migrer dans les bancs de leptynites intercalés dans les amphibolites et représentés par l'échantillon 10 b. Elle ne peut pas provenir d'un remaniement de la leptynite qui est trop acide et ne possède pas en elle une telle réserve de Ca.

c) Chloritisation. Il ne faut pas oublier cet effet du métamorphisme. Nos amphibolites étant des roches généralement peu micacées la chlorite formée ne provient généralement pas de la rétro-morphose de la biotite. On trouve toutefois de la chlorobiotite dans l'échantillon 48 b.

2) Les Leptynites de Gavet.

Les phénomènes de saussuritisation et d'exsudation

de calcite sont beaucoup moins intenses que dans les amphibolites. Ceci est dû à ce que le plagioclase original était déjà de l'albite et qu'il ne pouvait de ce fait éliminer que peu de Ca.

La deuxième phase de métamorphisme se manifeste donc principalement par la formation de chlorite.

IV. ZONEOGRAPHIE.

Il n'a pas été trouvé de témoins de la séquence pélobitique dans le groupe de Séchilienne-Gavet. Si on le considère isolément il n'est pas possible d'en établir la zonéographie précise. Mais la zonéographie du groupe sous-jacent de Vizille et du groupe sous-jacent de l'Aveyna a pu être établie grâce à la présence en leur sein de témoins de la séquence pélobitique. Il est donc possible, par interpolation, de déduire la zonéographie du groupe de Séchilienne-Gavet à partir de celle des deux groupes contigus.

A.- Métamorphisme antéstéphanien

Le groupe de Vizille appartient à la zone des Micaschistes inférieurs. Il en est de même des micaschistes à grenat trouvés à la borne 34 km et qui appartiennent au groupe de l'Aveyna.

Le groupe de Séchilienne-Gavet appartient à la zone des Micaschistes inférieurs.

En considérant le groupe isolément, discutons ce résultat :

a) Les amphibolites ne peuvent pas se former dans la zone des Micaschistes supérieurs car le métamorphisme n'est pas assez intense pour les former (Loi générale). Elles se sont donc formées dans une zone dont l'intensité du métamorphisme est au moins celle de la zone des Micaschistes inférieurs.

b) Les minéraux résultant de l'action de la deuxième phase métamorphique traduisent le passage du groupe dans la zone des Micaschistes supérieurs et ceci prouve que la première phase métamorphique était plus profonde, donc au minimum dans la zone de Micaschistes inférieurs.

c) L'épidote et la zoïsite des lits d'épidotite sont des équivalents des plagioclases calciques dans les zones de métamorphisme peu intense. La phase antéstéphanienne du métamorphisme a donc été d'une intensité modérée. Ceci n'est qu'un argument de plus en faveur des conclusions précédentes.

B. Seconde phase du métamorphisme.

Comme nous venons de le voir ci-dessus, son intensité est celle de la zone des Micaschistes supérieurs car les chloritisation, séricitisation et saussurisation sont des transformations caractéristiques de cette zone.

Cette région sous le nom de groupe de l'Aveyne (nom du pont par lequel la route nationale traverse la Romanche à la borne 23,500 km).

I. - REPARTITION GEOGRAPHIQUE ET ASPECT MACROSCOPIQUE.

GROUPE DES MIGMATITES DE

L'AVEYNA.

Les migmatites ⁿ sont absolument constants quant la route rejoignat Rioupéroux à la Salinière, cité de l'usine PECHINEY, traverse la Romanche au pont de la Salinière. Dans le lit de la rivière, sur la rive droite, 200 m en amont du pont, apparaissent des rochers en place, lavés par la Romanche et constitués par une succession de bancs gris-blanc et de bancs verts. - Ce sont des migmatites hétérogènes. Plus à l'amont, contre la route nationale, aux abords de la borne 34 km, se dresse une falaise de couleur foncée. Elle est formée de micaschistes et leptynites à grenat. Les micaschistes évoluent en gneiss à grenat quand on suit cette falaise jusqu'à Livet. C'est l'ensemble de ces faciès qu'on appellera les ectinites du groupe de l'Aveyna.

En amont de Livet, à la borne 37,200 km, un rocher plus clair que les roches encaissantes est constitué par du granite. Le granite et les ectinites constituent des faciès accessoires alors que les migmatites sont le faciès dominant de la portion de vallée comprise entre les Clavaux (borne 30,300 km) et Rochetaillée (borne 42 km). Elles indiquent un apport leucocrate très abondant et s'opposent donc, par ce caractère, aux ectinites des groupes de Vizille et de Séchillienne-Gavet. Il est donc logique d'étudier les différentes formations trouvées dans cette région sous le nom de groupe de l'Aveyna (nom du pont par lequel la route nationale traverse la Romanche à la borne 38,100 km).

I.- REPARTITION GEOGRAPHIQUE ET ASPECT MACROSCOPIQUE.

A - Les migmatites (faciès dominant).

(Fig. 2, planche 9 et Fig. 1 et 3, planche 10.)

Ces migmatites ne sont pas un faciès absolument constant quant à la nature de la roche-trame qui est généralement une amphibolite, mais peut être aussi une roche plus gneissique, comme c'est le cas vers Rochetaillée. On définira donc un faciès général, puis des faciès locaux.

Les ectinites du groupe de L'Aveyna, citées ci-dessus, sont situées au-dessous de ces migmatites qui, de ce fait, ne sont pas fondamentales, ^{mais} flottantes.

1) Faciès général.

Il comporte des lits leucocrates qui représentent le matériel apporté et les lits verts amphiboliques qui correspondent à la roche-trame. Chaque lit a une épaisseur moyenne de l'ordre du décimètre. Ces migmatites sont des épibolites.

Les lits verts sont plus ou moins foncés. La roche qui les constitue est généralement orientée ; il en est de même pour les lits blancs. Un fait intéressant est à noter à propos des lits blancs : il arrive qu'ils réagissent avec CaH_2 dilué car ils contiennent parfois de la calcite qui provient, comme nous le verrons plus loin, de l'action de la seconde phase de métamorphisme sur les lits verts.

Ce faciès peut être suivi presque constamment sur la rive Bellecotte jusqu'au droit de Rochetaillée. Sur le versant Taillefer, les éboulis masquent presque complètement la roche en place des Clavaux à Rioupérux. Cette roche en place est constituée par les migmatites qui, à Rioupérux, disparaissent

sous la moraine des Clots mais reparaissent plus à l'amont. Derrière l'Usine Péchiney le matériel leucocrate et la roche-trame sont en quantité équivalente. Entre Livet et le pont de l'Aveyna ce sont les bancs leucocrates qui sont les plus épais alors que c'est le contraire qui se produit près de Rochetaillée.

Ces épibolites ont un pendage de 30°-45° WNW en aval de Livet. En amont il atteint 45°-60° ENE vers la borne 36,800 km et 45° W à Rochetaillée. Il en résulte un anticlinal suivi à l'Est d'un synclinal de même direction. Les deux axes, de direction N-S, sont séparés l'un de l'autre par une distance de 2 km. L'axe de l'anticlinal passe par Livet.

2) Faciès locaux.

a) Roches à aspect de diorite quartziteuse^{que} ou gabbro. On les trouve 50 ou 100 m en amont du pont de la Salinière. Elles ressemblent beaucoup à celles qui ont été décrites dans le groupe de Séchilienne-Gavet (amphibolite quartzofélspathique, échantillon n° 48 b).

b) Migmatites dont la roche-trame n'est pas une amphibolite. On les trouve surtout près de Rochetaillée. On examinera des roches d'origine pélitique ou gréseuse.

B - Le granite de Livet (faciès accessoire). (Fig. 2, planche 10)

Le granite rencontré à la borne 37,200 km affleure en un rocher de 150 m de large sur 50 m de haut. Il est entouré par les migmatites. Un autre affleurement a été repéré dans le versant Taillefer au droit de Livet. Plus à l'aval, sur la rive gauche de la Romanche, le barrage de Pierre-Eybesse

(borne 29,400 km) s'appuie sur un rocher granitique.

Généralement ce granite est leucocrate et à grain fin. Il peut être orienté. Il n'apparaît jamais en affleurements de grande étendue : quelques dizaines à une centaine de mètres. C'est un granite chloritique. D'autre part, l'altération superficielle et les éboulis rendent difficile la recherche de ce granite sur le terrain, et il est fort probable que certains affleurements aient passé inaperçus.

Ce faciès n'a pas une extension aussi grande que celle indiquée sur la carte géologique, feuille Vizille au 1/80 000e 2e édition.

C - Les ectinites du groupe de l'Aveyna.

La falaise rencontrée au bord de la route nationale à la borne 34 km est formée par une roche schisteuse de couleur sombre dont le pendage est 40°-45° W. La partie amont est plus compacte. On verra au cours de l'étude microscopique que la roche schisteuse est un micaschiste alors que la plus compacte est une leptynite.

On observe ce même faciès à l'E des Clots, village construit sur une moraine qui domine Rioupéroux, et à l'entrée de Livet, toujours sur le versant Taillefer. Les pendages sont toujours sensiblement les mêmes.

Si de Livet on monte sur le versant du Taillefer, après 1/4 d'heure de marche on quitte ce faciès et on entre dans les migmatites. Mais après 1/4 d'heure de marche, on retrouve la série du "kilomètre 34", mais avec un pendage différent: 40°-45° ENE. On vient de passer sur le flanc E d'un anticli-

nal dont on suivait le flanc W depuis Séchillienne.

Sur le versant Belledonne, ce faciès n'apparaît pas.

Considérons la texture de cette roche. Les échantillons pris dans le versant du Taillefer, en face de Livet, montrent une succession de lits blancs et de lits noirs très minces (de l'ordre du mm). Ce sont des gneiss.

Micaschistes, leptynites, gneiss sont les trois faciès à grenat des éctinites.

III.- ETUDE MICROSCOPIQUE.

A - Les migmatites (faciès dominant).

1) Faciès général.

a) La roche-trame.

Amphibolite Echantillon n° 15 (lame mince n° 527).
Versant Belledonne, 500 m en amont du pont de l'Aveyne (au droit de la borne 38,500 km).

- | | |
|--------------------------------|-----------|
| Quartz | Sphène |
| Oligoclase (An ₂₅) | Rutile |
| Plagioclases altérés | Apatite |
| Hornblende verte | Magnétite |
| Epidote | |

La hornblende verte forme de longs bâtons pouvant atteindre 3 à 4 mm de long sur 0,3 à 0,6 mm de large. Elle semble barrer un fond quartzofeldspathique à gros grains (0,2-0,4 mm).

Les plagioclases peuvent être frais ; dans ce cas c'est de l'oligoclase (An₂₅). Souvent ils sont un peu séritisés et saussuritisés mais restent encore biaxes négatifs.

La structure est granoblastique. La texture est orientée.

Amphibolite Echantillon n° 86 (lame mince n° 1441).

Versant Belledonne, 200 m en amont du pont de la Salinière.
re.

- | | |
|--------------------------------|---------------|
| Quartz | Chlorite |
| Oligoclase (An ₁₂) | Chlorobiotite |
| Albite | Epidote |
| Calcite | Magnétite |
| Hornblende verte | Pyrite |

Les deux catégories de plagioclases constituent plus de la moitié de la roche. Ils sont en grandes plages de 0,5 à 1,5 mm mâclées et limpides dans le cas de l'oligoclase (An₁₂), non mâclées et un peu altérées dans le cas de l'albite. Des grains quartzofeldspathiques de 0,05 à 0,2 mm et des petits paquets de quartz recristallisé à grain encore plus petit occupent le reste du fond sur lequel se détachent de nombreuses paillettes de hornblende.

Ce minéral n'est pas orienté. La structure es granoblastique.

Amphibolite Echantillon n° 12 (lame mince n° 524).

Versant Belledonne au droit de Rochetaillée, (figures 1 et 2, plⁿche 7. Elles donnent un aspect du sphène et de la calcite).

- | | |
|--------------------------------|----------|
| Oligoclase (An ₂₅) | Epidote |
| Plagioclases séricitisés | Zéolite |
| Hornblende verte | Sphène |
| Calcite | Zircon |
| Chlorite | Ilménite |

Le quartz est absent. En effet le fond de la lame est constitué uniquement des clouded-feldspars. Seules quelques

dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014

plages d'oligoclase (An_{25}) frais rompent ce fond pigmenté.

La hornblende verte, abondante, est en petits cristaux xénomorphes, massifs, de 0,2 mm environ. La calcite est répartie d'une manière assez quelconque. Elle résulte d'une cristallisation postérieure à la phase principale de cristallisation car elle semble surajoutée. Cette calcite est en plages de taille très variable : 0 à 1 mm. Elle est en quantité suffisante pour que la réaction en présence de ClH dilué soit visible à l'œil nu.

A l'échelle de l'échantillon, l'épidote et la zoisite comblent les cassures.

Le sphène est très abondant et certaines sections ont 0,5 à 0,8 mm de long sur 0,3 mm de large.

La structure est granoblastique.

Amphibolite Echantillon n° 14 (lame mince n° 526).

200 m en amont de la Centrale de Bâton (au droit de la borne 40 km), Fig. 8, pl. 7).

Quartz

Apatite

Oligoclase (An_{25})

Magnétite

Hornblende verte

La hornblende verte est en fuseaux, de 0,5 à 1 mm de long sur 0,1 à 0,2 mm de large, qui se détachent sur le fond granoblastique composé de quartz et d'oligoclase (An_{25}). Il convient de remarquer la faible altération de cette roche.

La structure est granomématoblastique ; le caractère nématoblastique est donné par les fuseaux de hornblende qui ont toujours une même orientation.

b) La roche d'apport

b) La roche d'apport.

Lit leucocrate. Echantillon n° 74 (lame mince n° 1429).

Versant Belledonne entre Rioupéroux et Ponant, au droit de la borne 33,300 km.

Quartz	Muscovite
Albite (An ₆)	Biotite
Myrmékite	Chlorite
Calcite	Chlorobiotite

L'examen de la lame mince montre un fond quartzofeldspathique à grain fin : 0,05 à 0,1 mm en moyenne. On voit également du quartz de recristallisation en petits cristaux de quelque 0,01 mm. Ce minéral forme aussi quelques paquets de grosses plages de 0,2 à 0,4 mm.

On trouve quelques grosses sections d'albite pouvant atteindre 1 mm ; elles sont parfois bien mâclées, automorphes ; souvent elles ne sont pas mâchées et peuvent être alors rongées sur les bords.

La biotite est très rare : 2 ou 3 paillettes dans la lame. La muscovite, plus abondante, forme avec la chlorite et la chlorobiotite de petits lits peu épais de paillettes de 0,1 à 0,2 mm de long. La chlorobiotite se signale par sa couleur en lumière naturelle et en lumière polarisée, et par les petits grains ferro-titanés exsudés dans ses clivages p lors de la rétro-morphose de la biotite.

La roche est faiblement séricitisée. La structure est granoblastique car le matériel phylliteux est peu abondant par rapport au matériel quartzofeldspathique. La texture est planaire.

Lit leucocrate Echantillon n° 75 (lame mince n° 1430).
Versant Belledonne, 200 m en amont du pont de la Salinière,
figure 3, planche 5.

Quartz	Chlorobiotite
Albite (An ₆)	Muscovite
Chlorite	Pyrite

Les petites paillettes de minéraux phylliteux sont plus fréquentes que dans l'échantillon n° 74 et constituent des lits peu épais. Le fond granoblastique est orienté. Il est constitué par de nombreux cristaux d'albite mêlés aux grains de quartz. Les cristaux d'albite sont des rectangles de 0,15 à 0,3 mm de long en moyenne sur 0,05 à 0,1 mm de large. Ils ont une orientation constante et sont mâclés généralement dans le sens de la longueur. Les grains de quartz ont 0,03 à 0,06 mm.

On trouve également quelques grosses plages automorphes d'albite de 0,5 à 1,5 mm. Elles sont souvent mâclées polysynthétiquement. La séricitisation est faible.

La structure est granoblastique. La texture est planaire.

2) Faciès locaux

a) Amphibolite quartzofeldspathique. Echantillon n° 76 (lame mince n° 1453). Versant Belledonne, 50-100 m en amont du pont de la Salinière. Elle est identique à l'amphibolite quartzofeldspathique décrite dans le groupe Séchilienne-Cavet grâce à l'échantillon 48 b.

b) Migmatites dont la roche-trame n'est pas une amphibolite.

Gneiss amphibolique à deux micas. Echantillon n° 1 (lame mince n° 432), versant Taillefer, borne 41,800 km.

0,1 mm de Quartz De petits grains de Zoisite d'une taille inférieure à Oligoclase (An₂₇) Grenat. Les Plagioclases séricitisés Apatite polyanth Hornblende verte Sphène Chlorobiotite Zircon Epidote Magnétite Pyrite entourée de limonite

Le quartz et le plagioclase plus ou moins séricitisé déterminent un fond grenu dont les éléments ont une taille moyenne de 0,15 à 0,30 mm. La hornblende verte et la chlorobiotite sont abondantes et en plages de 1 mm de long. La chlorobiotite est parsemée d'éléments ferrotitanés.

Le mica blanc est réduit aux petites paillettes de séricite provenant de l'altération du plagioclase.

Le grenat est très abondant. Ses sections, qui peuvent atteindre 1,5 mm, sont massives et toutes craquelées. En lumière naturelle elles se détachent sur le fond granobépidoblastique de la lame.

Gneiss à Biotite. Echantillon n° 90 - (lame mince 1452).

Versant Taillefer, borne 41,800 km.

Quartz	Chlorite
Andéclase	Chlorobiotite
Albite	Epidote
Biotite	Oxydes ferrotitanés

La roche est formée par un fond quartzofeldspathique dans lequel se dessinent les lits de minéraux phylliteux.

Les cristaux constituant ce fond sont généralement un peu allongés parallèlement au litage et ont environ 0,3 à

0,1 mm de long. De petits grains de quartz d'une taille inférieure à 0,1 mm sont éparpillés dans la lame.

Les plagioclases non altérés sont : de l'andéclase mâclée polysynthétiquement et de l'albite non mâclée et paraissant poëcilitique : elle inclut souvent des petits grains de quartz.

Les sections de grenat ont 0,5 à 1 mm environ et peuvent être pénétrées par les minéraux du fond de la roche.

On doit noter l'absence de mica blanc.

La structure est granolépidoblastique.

B. Le Granite. (Fig. 2, planche 10)

Granite à plagioclases automorphes. Echantillon n° 88 (lame mince n° 1443). Affleurement granitique de la borne 37,200 km figures 4, 21 planche 5.

Quartz	Rutile
Albite (An ₆)	Epidote
Microline (2V = - 80°)	Zoisite
Myrmékite	Apatite
Microperthite	Zircon
Hornblende verte	Magnétite
Chlorite	

Le matériel quartzofeldspathique est constitué par 2 catégories de cristaux : des petits cristaux qui constituent un fond et de gros cristaux qui sont uniquement des feldspaths.

Le fond quartzofeldspathique à grain fin (0,1 à 0,2 mm) est presque absent en raison de l'abondance des grosses plages (0,5 à 1,5 mm) de feldspaths plus ou moins transformés. L'albite peut être mâclée, suivant les lois de l'albite, du péricli-

ne ou des deux à la fois. Elle est en sections automorphes souvent envahie par la myrmékite. On trouve également du microcline microperthitique.

Les autres minéraux sont en faible quantité.

La structure est granoblastique. La texture est équante. Granite à plagioclases automorphes. Echantillon n° 5 b (lame mince n° 510. Barrage de Pierre Eybesse, borne 29,400 km), sur le rocher de la rive gauche.

Il est semblable à l'échantillon précédent. On trouve en plus un peu de muscovite qui est orientée et disposée en lits peu épais donnant ainsi une légère orientation au granite.

En résumé, malgré l'absence d'analyses chimiques on peut dire que ce granite est hololeucocrate, alcalin, peu potassique car il y a plus d'albite et de myrmékite (albite + quartz) que de microcline et de microperthite. Sa structure est presque celle d'un microgranite puisqu'on trouve de gros cristaux de feldspaths de 1 mm environ dans une pâte d'éléments de 0,1 à 0,2 mm. Dans les 2 échantillons étudiés, la pâte est en grande partie remplacée par les gros cristaux. Sur d'autres échantillons, 74 et 75 par exemple, le fond quartzofeldspatique est prépondérant.

C - Les ectinites.

Micaschiste à grenat. Echantillon n° 18 (lame mince n° 530). Falaise du bord de la route, borne 34 km ; fig. 1 et 2, pl. 6.

Quartz

Chlorite

Muscovite

Grenat

Biotite

Exsudats ferrotitanés

Chlorobiotite

Le quartz est abondant. Il forme à lui seul, puisque les feldspaths sont pratiquement absents, le fond grenu de la roche. Ce fond est à grain fin : 0,05 mm.

Les minéraux phylliteux sont surtout la muscovite et la chlorite. La biotite est plus rare car elle est presque entièrement rétrotransformée comme le montrent la chlorobiotite et les exsudats ferrotitanés caractéristiques qu'on trouve dans les clivages p de la chlorobiotite et de la chlorite. Ces phyllites sont en général sous forme de petites paillettes de 0,1 mm de long et à peine rangées par lits : on trouve ces minéraux en tous les points de la lame avec quelques "lits" où ils sont plus serrés qu'ailleurs. Leur orientation est constante.

Le grenat est très abondant. Il est en sections souvent hexagonales de 0,03 à 0,15 mm. Ces plages sont donc petites, de plus elles sont intactes. La structure est granolépido-blastique.

Leptynite à grenat. Echantillon n° 65 (lame mince 1400), pris 100 m en amont de l'échantillon n° 18, fig. 3 et 4 pl. 6

Quartz	Chlorite
Albite séricitisée	Grenat
Muscovite	Apatite
Biotite	Zircon
Chlorobiotite	Exsudats ferrotitanés

Il existe 2 différences importantes entre cet échantillon et le précédent :

- +) Ici le matériel phylliteux est beaucoup moins abondant.
- +) Le matériel blanc grenu, est quartzofeldspathique alors

qu'il était uniquement quartzeux dans l'échantillon 18.

Ce matériel quartzofeldspathique constitue un fond.

Le feldspath est de l'albite séricitisée. Les grains de quartz ont 0,05-0,08 mm.

La biotite est le minéral phylliteux le plus fréquent. On trouve un peu de chlorobiotite et de chlorite avec des grains ferrotitanés mais la rétro-morphose a été moins importante que dans la roche étudiée avec l'échantillon n° 18. La muscovite est très rare. Tous ces minéraux phylliteux sont orientés mais non lités.

Le grenat a un aspect très différent de celui observé dans le micaschiste. Il est en grandes sections : de 0,5 mm environ. Chaque section est craquelée, désagrégée, en débris presque éparpillés par les efforts cataclastiques, si bien qu'elle est toute pénétrée par les minéraux du fond de la roche. Certaines plages écartent la biotite qui les entoure.

En raison de la prédominance des minéraux grenus, la structure est granoblastique. La texture étant planaire, la roche décrite est une leptynite.

Gneiss à grenat. Echantillon n° 87 (lame mince n° 1442)
Livet, versant Taillefer.

Quartz

Chlorite

Oligoclase (An₂₂)

Apatite

Muscovite

Staurotite

Biotite.

Le fond quartzofeldspathique est à gros grain. L'oligoclase est peu séricitisée. Les minéraux phylliteux sont plus abondants que dans l'échantillon n° 65 et sont surtout repré-

sentés par de la biotite en paillettes de 0,2 à 0,5 mm de long. La chlorite est très rare ; la rétro-morphose de la biotite est pratiquement nulle.

On peut noter la présence de quelques cristaux de staurotite de 0,2 à 0,5 mm de long sur 0,1-0,2 mm de large.

Les phyllites sont orientés d'une manière constante mais ne sont pas disposés en lits, dans cet échantillon. Dans d'autres échantillons non décrits ici, les lits phylliteux alternent avec les lits grenus.

La structure est granolépido-blastique.

III.- GENESE DU GROUPE.

Comme les deux groupes étudiés précédemment, celui de l'Aveyna est le résultat des actions successives de deux phases métamorphiques sur une série originelle. Avant d'étudier ces deux actions on commencera par déterminer la nature de la série originelle.

A. Série originelle.

Les roches présentes avant les actions métamorphiques ont donné la roche trame des migmatites que l'on observe actuellement et les autres faciès non migmatisés tels que les micaschistes et gneiss à grenat, etc...

Dans la recherche qui suit, on adoptera un plan semblable à celui de l'étude macroscopique.

1) Séquences ayant donné la roche trame des migmatites.

a) Faciès général. L'action du métamorphisme sur les roches originelles ayant donné naissance aux lits amphiboliques.

on en déduit, comme pour les "Portes de l'Oisans", l'existence possible de trois séquences à l'origine :

- 1° - sédimentaire (marnes ou marnocalcaires) ;
- 2° - éruptive plutonique (diabites quartziques, gabbros)
- 3° - éruptive volcanique (andésites, basaltes).

Les multiples observations font adopter la séquence volcanique comme séquence originelle :

- le sphène est un minéral fréquent, ce qui élimine la première possibilité ;
- les lits amphiboliques visibles actuellement ont les mêmes caractéristiques que les amphibolites des "Portes de l'Oisans" dont on connaît la genèse ;
- enfin, comme nous le verrons plus loin, la présence de lits sédimentaires intercalés dans les migmatites est un argument de plus en faveur d'un parallélisme entre les amphibolites des "Portes de l'Oisans" et les lits amphiboliques des migmatites.

On peut donc penser qu'avant l'action du métamorphisme, le groupe de l'Aveyna et la région des "Portes de l'Oisans" présentaient de nombreuses analogies.

b) Faciès locaux. En certains points les roches actuelles sont des gneiss, gneiss amphiboliques, etc... Elles proviennent de l'action du métamorphisme sur les séquences plus pérititiques, plus gréseuses. Les roches originelles étaient vraisemblablement des grès argileux, quelquefois un peu calcaires. La présence de sphène, en quantité non négligeable dans l'échantillon n° 1 semble indiquer un caractère détritique de ces sédiments.

L'échantillon n° 90; est le témoin d'une séquence pélitique probablement impure. Le mot impure a été ajouté, car l'échantillon n° 90 est un gneiss à biotite ; il appartiendrait donc à la zone des gneiss inférieurs si l'on admettait pour lui une origine purement pélitique. Comme on le verra plus loin, il ne semble pas que le métamorphisme ait été aussi intense dans cette région.

2) Séquences ayant donné les ectinites.

Ce sont des sédiments pélitiques qui peuvent être plus ou moins arénanés comme l'indique l'échantillon n° 65.

Avant l'action ^{du} métamorphisme, la région comprise entre les Clavaux et Rochetaillée était donc constituée par des laves andésitiques ou basaltiques dans lesquelles s'intercalaient des passées sédimentaires.

La genèse de cette série originelle peut se résumer ainsi : un ou plusieurs volcans manifestaient leur activité par des éruptions andésitiques ou basaltiques. Entre deux éruptions successives, il pouvait se produire un début de sédimentation. Les sédiments pélitiques de la borne 34 km se sont déposés pendant une période d'inactivité plus longue que les autres, ce qui a permis l'accumulation de plusieurs centaines de mètres de sédimentation.

Cette genèse est donc sensiblement la même que celle de la série originelle des "Portes de l'Oisans".

B.- Le Métamorphisme antéstéphanien.

1) Action des lavas.

Les andésites ou basaltes deviennent des amphibolites qui, elles-mêmes, sont transformées en migmatites hétérogènes par l'apport leucocrate. Ce métamorphisme s'est manifesté également par la mise en place du granite chonolitique de Livet, qu'on peut interpréter comme la phase finale de l'apport leucocrate. A ce moment, les migmatites sont stabilisées et n'acceptent plus le matériel étranger qui reste groupé sous forme d'îlots granitiques discordant avec la roche encaissante.

Ce granite tardimigmatique de Livet est très semblable au granite chonolitique de Cornil, décrit par ROQUES dans sa thèse. Cette ressemblance est réelle aussi bien pour ce qui est du gisement que de la composition minéralogique. Son lien étroit avec les formations cristallophylliennes explique pourquoi cette roche a été étudiée dans le grand chapitre des roches cristallophylliennes et non dans celui des roches éruptives, comme on le fait habituellement.

2) Action sur les sédiments.

Les lits sédimentaires plus ou moins pélitiques et arénacés ont été transformés en micaschistes, gneiss, gneiss amphiboliques ou leptynites qui, souvent, n'ont pas été migmatisés.

C.- SECONDE PHASE DE METAMORPHISME.

Comme dans le groupe de Sédilienne-Gavet, la seconde phase de métamorphisme s'est manifestée par une action sur les plagioclases et sur la biotite. Les premiers ont été

séricitisés ou saussuritisés ; ils ont également pu laisser exsuder leur Ca sous forme de CO_3Ca . La biotite a été transformée en chlorite.

En plus des effets cités ci-dessus on doit attribuer à cette dernière phase métamorphique la cristallisation de la chlorite de néoformation et une légère métasomatose sodique.

1) Les migmatites.

a) La roche-trame du faciès général (lits amphiboliques).

Il est inutile de donner des détails des transformations qui sont sensiblement les mêmes que celles produites dans les amphibolites des "Portes de l'Oisans".

On peut indiquer toutefois que l'action métamorphique a été plus ou moins complétée suivant les points.

L'échantillon n° 14 ne comporte, comme plagioclase, que de l'oligoclase (An_{25}) non altéré. D'autre part on ne trouve ni calcite, ni chlorite, ni albite poecilitique qui serait le témoin d'une métasomatose sodique. On en conclut que cet échantillon a été épargné par la 2e phase du métamorphisme.

Dans les échantillons n° 12 et 86 les plagioclases sont souvent séricitisés et saussuritisés, la calcite et la chlorite sont abondantes. Ces échantillons représentent donc des points atteints par cette phase postérieure du métamorphisme.

Contrairement à ce qui se produit dans la région des "Portes de l'Oisans" il reste toujours de l'oligoclase (An_{25-30}) limpide, c'est-à-dire non retouché après la première phase métamorphique. La roche trame des migmatites a donc été, d'une manière générale, moins atteinte que les amphibolites des

"Portes de l'Oisans" par la seconde phase du métamorphisme.

b) Les lits ^{leucocrates} ~~granitiques~~. Les phénomènes d'altération des plagioclases sont beaucoup moins intenses que dans les lits amphibolitiques des migmatites. Ceci est dû à ce que le plagioclase originel était déjà de l'albite et qu'il ne pouvait, de ce fait, éliminer que peu de Ca. Pourtant, il existe souvent une grande quantité de calcite ; c'est ce qu'indique l'échantillon n° 74. Ce minéral provient probablement des lits amphiboliques voisins.

|| La deuxième phase du métamorphisme se manifeste donc principalement par la formation de chlorite.

2) Le granite.

Les transformations sont les mêmes que celles qui se sont produites dans les lits ^{leucocrates} ~~granitiques~~ des migmatites.

On note toutefois une absence de calcite qui s'explique par le fait qu'elle n'a pas son origine dans le matériel granitique des migmatites, mais dans les lits amphiboliques. Pour passer de la roche-trame des épibolites dans les lits ^{leucocrates} ~~granitiques~~, la calcite ne s'est déplacée que de 10 ou 20 cm au maximum, alors que pour atteindre le cœur du granite elle aurait dû franchir plusieurs dizaines de mètres.

3) Les micaschistes, gneiss et leptynites.

Dans ce paragraphe sont étudiés les faciès dont la série originelle était sédimentaire. Il s'agit donc des micaschistes, gneiss et leptynites à grenat trouvés à la borne 34 km et aux alentours, mais aussi des lits plus ou moins gneissiques

réduits, intercalés dans les migmatites et dont l'étude microscopique a été décrite dans le paragraphe réservé aux migmatites. (faciès locaux).

Ici encore, la deuxième phase métamorphique s'est manifestée par les transformations classiques : séricitisation, exsudation de calcite, chloritisation.

Mais il semble qu'il y ait eu en plus une légère métasomatose sodique décelable grâce à la présence d'albite péccilitique (échantillon n° 90).

Comme dans tout le groupe de l'Aveyna, cette phase métamorphique n'a pas eu un effet aussi complet que dans le groupe de Séchilienne-Gavet, où il est presque impossible de trouver de l'oligoclase (An_{25}) non altéré/ ou de la biotite.

IV. ZONEOGRAPHIE.

Le groupe de l'Aveyna comporte des témoins de la séquence pélitique. En effet, dans les migmatites sont intercalés des micaschistes et gneiss à grenat dont l'épaisseur est de plusieurs centaines de mètres. La falaise du voisinage de la borne 34 km constitue le sommet de cette formation, alors que les gneiss rencontrés sur le versant Taillefer, au droit de Livet, en représentent la base.

A - Métamorphisme antéstéphanien

A la borne 34 km, les argiles ou schistes ont été transformés en micaschistes à deux micas qui sont des représentants de la zone des Micaschistes inférieurs.

Au droit de Livet, les sédiments pélitiques de la base

de la formation se sont convertis en gneiss à deux micas qui appartiennent à la zone des Gneiss supérieurs.

La limite entre la zone des Micaschistes inférieurs et celle des Gneiss supérieurs passe dans la formation d'origine sédimentaire intercalée dans les migmatites.

On peut en déduire que la partie supérieure du groupe de l'Aveyna appartient à la zone des Micaschistes inférieurs : versant Belledonne situé en aval de Livet, versant Taillefer situé entre les Roberts (borne 34,500 km) et les Clavaux (borne 30,300 km).

La partie inférieure du groupe appartient à la zone des Gneiss supérieurs : versant Belledonne situé à l'amont de Livet et versant Taillefer situé à l'amont des Roberts.

Aux abords de Rochetaillée, dans le versant Taillefer, est intercalé dans les migmatites un banc de gneiss à biotite. S'il provenait de l'action du métamorphisme sur des sédiments purement péliques, il appartiendrait à la zone des Gneiss inférieurs. En considérant la structure de la région, il ne semble pas que les roches de la région de Rochetaillée soient placées plus profondément que celles des environs de Livet. Il est donc logique de ne pas tenir compte de cette découverte dans l'établissement de la zonéographie.

D'ailleurs, les recherches n'ont été que des déterminations microscopiques. Il aurait fallu s'appuyer sur des analyses chimiques pour tirer des conclusions définitives.

B. Seconde phase du métamorphisme

Dans tout le groupe de l'Aveyna on peut observer les

phénomènes de saussuritisation ou de séricitisation ou de chloritisation. La séricite et la chlorite sont des minéraux caractéristiques de la zone des Micaschistes supérieurs.

Donc, le groupe de l'Aveyna a été repris par un métamorphisme peu intense qui l'a fait passer des zones des Micaschistes inférieurs et des Gneiss supérieurs dans celle des Micaschistes supérieurs.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Nous allons essayer de reconstituer l'histoire géologique de la région étudiée.

I. GEOLOGIE ET GEOGRAPHIE PHYSIQUE AVANT L'ACTION DU MÉTAMORPHISME.

A - Genèse de la série originelle.

1) Genèse volcanique.

Elle intéresse les groupes de Séchillienne-Gavet et de l'Aveyna.

Dans un terrain qui nous est inconnu se sont produites des fissures par lesquelles des produits volcaniques se sont échappés. Les cratères de ces volcans se trouvaient probablement dans une région comprise entre Gavet et Rochetaillée, plutôt dans le massif du Taillefer que sur le versant de Belledonne.

Aux laves andésitiques et basaltiques se joignaient localement des projections de cendres et autres produits

solides constituant des tufs dacitiques dont un bel exemple est observable dans la région de Gavet où le métamorphisme les a transformés en leptynites.

Pendant les périodes d'inactivité volcanique, un début de sédimentation pouvait se produire. Aux "Portes de l'Oisans" il en est résulté les lits marneux que le métamorphisme a transformés en épidotite. Dans le groupe de l'Aveyna, c'est une origine sédimentaire qu'on doit donner aux estinites.

2) Genèse sédimentaire.

Elle n'intéresse que le groupe de Vizille. Elle se traduit par le dépôt des argiles et grès dont le groupe de Vizille est le témoin métamorphisé

B - Structure définitive de la région.

Il est inutile de faire un commentaire. Il suffit de consulter la planche 1, pour connaître cette structure.

II.- LA PHASE ANTESTEPHANIENNE DU METAMORPHISME.

Nous avons vu précédemment que dans la région amont il en est principalement résulté les migmatites hétérogènes flottantes alors qu'à l'aval les roches originelles sont devenues des estinites.

Ce métamorphisme a dû se manifester en même temps qu'un plissement important qui est vraisemblablement le plissement hercynien.

III.- EROSION DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE, SEDIMENTATION POSTE-
RÈURE ET PLISSEMENT ALPIN.

Les terrains d'âge antéstéphanien appartenant à la zone non métamorphique et à celle des Micaschistes supérieurs ont été érodés entièrement. Il en est de même pour celle des Micaschistes inférieurs vers l'amont de la vallée.

Il en est résulté une pénéplaine sur laquelle se sont déposés les sédiments post hercyniens dont il reste actuellement un témoin isolé des autres terrains sédimentaires situés à l'Est et à l'Ouest des massifs cristallins externes : c'est le Fau-Laurent. Avant le plissement alpin, cette couverture devait recouvrir la totalité de la pénéplaine post hercynienne.

Par la suite s'est produit le plissement alpin qui a soulevé cette pénéplaine post hercynienne et la couverture sédimentaire. Les terrains anciens, rigides, ne se sont pas pliés sans réticence aux exigences nouvelles. On doit attribuer à cette phase tectonique la genèse des nombreuses fractures locales et de la grande faille longitudinale séparant Belledonne en rameaux externe et interne. Les terrains sédimentaires sous-jacents, plus souples, se sont écoulés par gravité. Le Fau-Laurent constitue un vestige de cette couverture sédimentaire qui est resté pincé en un synclinal dans les terrains métamorphiques. Je rappelle qu'il ne semble avoir aucun rapport avec la grande faille qui passe plus à l'Est, à la limite des groupes de Vizille et de Séchilienne-Gavet.

IV.- LA DEUXIEME PHASE METAMORPHIQUE.

Nous avons vu que les roches résultant de l'action d'une métamorphisme antéstéphanien ont été reprises par une deuxième phase métamorphique moins intense que la première. Elle a ramené l'ensemble des schistes cristallins dans la zone des Micaschistes supérieurs. Quels sont ses effets.

1) Action sur la biotite.

Ce minéral a été rétrotransformé. Il a pu être transformé en chlorite ou décoloré par exsudation de son fer et de son titane.

2) Néof ormation de chlorite.

3) Action sur les plagioclases.

Ces feldspaths calcosodiques ont été séricitisés ou saussuritisés. Ils ont également éliminé leur Ca sous forme de calcite. Il convient de parler ici de la mobilité de ce dernier minéral.

Considérons les leptynites de Gavet, elles ne contiennent généralement pas de calcite. Les lits de leptynites (échantillon 10 b) intercalés à la base des amphibolites des "Portes de l'Oisans" qui ont une même origine que les leptynites typiques en contiennent beaucoup.

Si maintenant nous considérons le granite de Livet et les lits leucocrates des épibolites qui ont une même origine métasomatique, nous arrivons à des conclusions semblables: le granite ne contient pas de calcite, alors que les lits leucocrates des migmatites en comportent souvent.

La calcite provient de plagioclases des amphibolites. N'ayant que quelques centimètres ou décimètres à parcourir, elle a envahi les bancs de leptynites de la zone de transition amphibolites des "Portes de l'Oisans" - leptynites de Gavet et les lits leucocrates des migmatites.

Elle n'a pu franchir les dizaines ou centaines de mètres séparant les amphibolites du centre des leptynites ou du granite.

4) Métasomatose sodique et borée.

Elle se manifeste principalement dans le groupe de Vizille par l'existence de phénoblastes d'albite poecilitique et de cristaux de tourmaline.

On discute beaucoup l'âge de cette deuxième phase du métamorphisme. Certains comme P. BORDET pensent que c'est une phase tardive du métamorphisme antéstéphanien, d'autres plaident pour un métamorphisme d'âge alpin.

LE QUATERNAIRE.

Il ne sera pas fait ici une étude complète du Quaternaire. Après une vue générale, quelques formations intéressantes seront abordées en détail.

I. ETUDE GENERALE.

La vallée de la Romanche est une cluse fluvioglaciale. Elle est caractérisée par des versants abrupts au pied desquels les éboulis sont fréquents. L'existence de nombreux petits

torrents est révélée par les nombreux cônes de déjection qui garnissent le confluent de ces torrents et de la Romanche.

De Rochetaillée au Pont de l'Aveyna, la rivière traverse les Petites Sables qui sont constituées par des sédiments fluviolacustres provenant du comblement de l'ancien lac Saint-Laurent. Du Pont de l'Aveyna jusqu'aux "Portes de l'Oisans" elle s'enfonce plus ou moins profondément, quelquefois de plusieurs dizaines de mètres, dans les terrasses dont nous parlerons en détail plus loin. Enfin, à l'aval de Séchilienne, le lit de la Romanche est large ; il n'y a plus de terrasses.

Il reste çà et là des témoins du passage des glaciers : ce sont les moraines.

II. ETUDE DETAILLÉE DE QUELQUES FORMATIONS.

A - Les cônes de déjection de l'Infernet et de la Voudène (borne 38 km).

L'Infernet et la Voudène sont des torrents qui descendent respectivement du Taillefer et de Belledonne. Ils affrontent leur cône de déjection au Pont de l'Aveyna (borne 38 km) et, comme ils sont très travailleurs, après un fort orage il arrive que l'accumulation des matériaux arrachés à la montagne barre plus ou moins la vallée. L'intérêt que présente ces torrents résulte ^{du} dans le fait qu'ils ont été la cause de la présence du lac temporaire du bassin de Bourg d'Oisans, lac qui existait encore au Moyen-Age. D'autre part, comme nous le verrons par la suite, les terrasses rencontrées entre le Pont de l'Aveyna (borne 38 km) et les "Portes de

l'Oisans" (borne 26 km) doivent leur genèse aux destructions de ce barrage naturel.

B - Les terrasses.

1) Description.

Entre le Pont de l'Aveyna (borne 38 km) et les "Portes de l'Oisans", la Romanche coule entre des terrasses qui sont formées de matériaux de tous les calibres : depuis le sable fin jusqu'aux blocs de plusieurs centaines de kg. Ces matériaux de différentes tailles ne sont pas disposés en ordre, en couches par exemple, qui témoigneraient d'une variation de débit, de travail de la rivière. Ce désordre ne peut s'expliquer que par des processus ^{non} classiques ^{de formation} et que nous verrons plus loin.

En aval de Gavet (borne 29 km) nous distinguons une terrasse sur laquelle est construite la route, qui domine la Romanche de quelques mètres.

Dès l'entrée de Gavet la pente de la route est plus forte. Aux Clavaux (borne 30,300 km) c'est de plusieurs dizaines de mètres que nous surmontons la rivière : nous sommes sur une deuxième terrasse plus élevée que la première. D'ailleurs de la route, nous voyons en regardant la rive droite, la terrasse supérieure sur laquelle est bâtie la Salinière et la terrasse inférieure qui ne surmonte la Romanche que de quelques mètres.

2) Formation.

Comme l'a très bien expliqué Raoul BLANCHARD, dans son

oeuvre sur les Alpes occidentales, les terrasses sont un témoignage des "éruptions" du lac Saint-Laurent. A son maximum d'extension, ce lac temporaire occupait tout le bassin de Bourg-d'Oisans, depuis le confluent du Vénéon et de la Romanche (borne 53 km) jusqu'au Pont de l'Aveyna (borne 38 km).

Ce lac était temporaire en raison de la construction, de la destruction, de la reconstruction etc.. du barrage naturel créé par les cônes de déjection de l'Infernet et de la Voudène.

Au moment de la rupture du barrage, une véritable trombe d'eau s'engouffrait dans la cluse, entraînant gros blocs, cailloux, sables. L'alimentation de ce torrent diminuant rapidement, les matériaux charriés se déposaient çà et là et la rivière, redevenue normale, n'avait qu'à recreuser son lit.

C'est une "éruption" de ce genre qui a provoqué une inondation de Grenoble en 1219.

C.- COMPLEXE DU PONT DE GAVET (borne 26,500 km).

En partant du lit de la rivière en direction de Belle-donne, on rencontre d'abord une terrasse qui surmonte le lit de 2 ou 3 m, puis un mamelon d'une cinquantaine de mètres de haut, formé de matériaux de toutes tailles. Sur ce mamelon, la montagne, en se dégradant, a laissé tomber des éboulis dont l'ensemble se distingue nettement par l'aspect de ses matériaux et le changement de pente qui s'opère sur la ligne de contact. L'hétérogénéité des matériaux du mamelon fait de suite penser à une moraine. Mais les blocs peu roulés indiquent une origine locale.

D. La moraine des Clots.

Cette formation est accumulée au pied des pentes du massif du Taillefer à la hauteur de Rioupéroux. C'est un amas de blocs de migmatites, de galets, de sable. Il atteint 100 m de hauteur et porte le hameau des Clots.

Sur le bord de la route nationale abondent les gros blocs verts que la moraine a laissés rouler le long de ses pentes.

Le matériel est d'origine locale.

ITINERAIRE GEOLOGIQUE.

(Excursion d'une journée).

On utilisera la feuille Vizille au 1/80 000e et les plans directeurs Vizille n° 3, Vizille n° 5, Vizille n° 6.

.....

On part de Grenoble par la route nationale n° 91, qui mène à Briançon. Les terrains cristallophylliens sont visibles dès la sortie du Péage de Vizille (borne 19,500 km).

1er arrêt : Borne 20 km. 1 ou 2 kilomètres de vant soi, on aperçoit les versants Belledonne et Taillefer, entre lesquels s'engage la Romanche. Les schistes cristallins qui les constituent sont les leptynites et micaschistes du groupe de Vizille.

En remontant la vallée, on se rapproche du versant Belledonne qu'on atteint au

2e arrêt : Croix du Moutet (borne 21,300 km) Figure 1 pl. 8 et fig. 1 pl. 9 .

Les Leptynites et Micaschistes à pendage subvertical (70-80° ESE) alternent régulièrement. Les leptynites sont en bancs de 1 à 2 m d'épaisseur et les micaschistes de quelques décimètres. Il est possible de distinguer les micaschistes albitisés des micaschistes francs en considérant la dureté de la roche qui est friable à la main dans le cas des micaschistes francs.

Les leptynites proviennent du métamorphisme de sédiments

gréseux alors que ce sont des argiles ou schistes qui ont donné les micaschistes. Nous avons donc, à l'origine, un faciès flysch.

L'examen microscopique a révélé l'existence de phanoblastes d'albite dans les leptynites et les micaschistes. C'est le résultat d'une métasomatose sodique qui s'est produite vraisemblablement au moment de la deuxième phase du métamorphisme. Rares sont les bancs qui ont échappé à ce phénomène : ce sont les micaschistes qu'on trouve accidentellement et qui sont répétibles de la manière indiquée ci-dessus ; les leptynites non albitisées ne sont pas décelables sur le terrain, car elles n'ont pas, macroscopiquement, des propriétés très différentes de celles des leptynites albitisées.

On trouve également un peu de tourmaline qui témoigne d'un apport boré peu intense.

En reprenant la route, on peut observer pendant 3 km cette falaise et constater que son aspect reste sensiblement le même ; en particulier, le pendage ne change pas car les nombreux accidents sont locaux.

L'autre versant de la vallée est constitué par le même faciès. Quelques centaines de mètres avant Séchilienne la route quitte le pied de la falaise Belledonne.

3e arrêt : (entre les bornes 24,500 et 25 km).

Nous sommes dans le bassin de Séchilienne, à l'entrée du village. Au Nord, la chapelle de Séchilienne, construite sur un rocher d'amphibolites, est placée dans l'axe d'un vallon

qu'emprunte la route montant au Col de Luitel. A l'Est de ce vallon la roche, verte, est constituée par les amphibolites des "Portes de l'Oisans", formation du groupe de Séchilienne-Gavet, alors qu'à l'Ouest nous sommes encore dans le groupe de Vizille.

Au Sud, un grand cône de déjection au sommet duquel est bâti Saint-Barthélemy de Séchilienne s'est accumulé à la partie aval du vallon que suit la route de Séchilienne-La Morte. Le versant ouest de ce vallon est constitué par les leptynites et micaschistes du groupe de Vizille, alors que le versant est est formé d'amphibolites du type "Portes de l'Oisans".

La limite entre les groupes de Vizille et de Séchilienne-Gavet passe par ces vallons. Elle est d'ailleurs concrétisée par un contact anormal qui semble être la grande faille divisant Belledonne en rameau externe et rameau interne. Cette conclusion est basée sur la différence des pendages des amphibolites (30° - 40° ~~WNW~~) et des leptynites et micaschistes de Vizille (70° - 80° ENE). Dans chacun ^{de} ces faciès indiqués, le pendage indiqué est constant et il n'y a aucune transition, quant à l'orientation, entre les deux groupes.

Si l'on ne s'est pas arrêté trop à l'aval dans le bassin de Séchilienne, on peut observer d'ici, au Nord Ouest, la Madeleine qui est formée par les terrains sédimentaires du Sud du Fau-Laurent. On voit que ce synclinal n'a pas de relation avec la faille ci-dessus mentionnée, car il est situé 2 km à l'Ouest.

Après la traversée de Séchilienne, nous nous engageons dans les "Portes de l'Oisans", étroit passage où les versants de Belledonne et Taillefer sont séparés par 150 m seulement. Les falaises sont constituées par des roches vert-foncé à pendage de 30°-40° WNW qui sont les amphibolites des "Portes de l'Oisans".

4e arrêt : Entrée des "Portes de l'Oisans" (borne 25,500 km). On

On ne reprendra le car qu'à leur sortie, au pont de Gavet (borne 26,500 km).

Jusqu'à la borne 26 km, la route longe le pied de la falaise Belledonne. On peut observer le faciès dominant des amphibolites, le pendage constant si l'on néglige les fractures locales. Par endroits, des lits d'épidotites vert-clair, de quelques centimètres d'épaisseur, concordant avec la stratifications sont les témoins d'épisodes sédimentaires dans la genèse de la série originelle des amphibolites.

En même temps que l'on remonte la vallée, on peut regarder le versant Taillefer, de l'autre côté de la Romanche, pour s'assurer qu'il est constitué par le même faciès verdâtre.

Après la borne 26 km, la route s'éloigne progressivement du pied de la falaise pour en être séparée d'une trentaine de mètres, 400 ou 500 m plus loin.

A la borne 26,100 km, un banc plus gris, plus tendre est constitué par une amphibolite qui contient comme amphibole de la hornblende brune, (minéral qui n'a pas été déterminé sur le terrain, mais en lame mince). La présence de cette am-

phibole brune plaide en faveur d'une origine éruptive de la série que le métamorphisme a transformée en amphibolite. La présence des lits d'épidotites permet de conclure que cette origine éruptive est volcanique car ils représentent un début de sédimentation qui s'est produit entre deux éruptions.

Les quelques mètres ou dizaines de mètres séparant la route du pied de la falaise Belledonne sont constitués par un terrain plat, parfois recouvert d'éboulis. C'est une terrasse située quelques mètres au-dessus du niveau de la rivière. On retrouvera ce genre de terrain jusqu'au Pont de l'Aveyna (borne 38,100 km).

A proximité du pont de Gavet (borne 26,500 km) on peut noter la présence d'une moraine de 300 m de long sur 30 à 50 m de haut appuyée contre le versant Belledonne qui la recouvre partiellement de ses éboulis.

La route franchit la Romanche au pont de Gavet. Jusqu'à Gavet (borne 29 km) nous restons sur une large terrasse qui domine la Romanche de 3m à 5 m.

5e arrêt : Borne 28 km) - Cristallophyllien. Panorama. Portons notre regard en direction du pont de Gavet situé 1,5 km à l'aval. ^{Versant Taillefer} ↓ Nous voyons la falaise des amphibolites monter des "Portes de l'Oisans" en direction du Pourcelet. Au droit de la borne 28 km, elle surmonte un versant peu abrupt (30-40°) recouvert d'éboulis. L'altitude du pied de la falaise est de 300 m ou 400 m supérieure à celle du fond de la vallée.

La roche qui constitue la base du versant Taillefer est compacte, orientée, de couleur gris vert clair. Ce sont les leptynites de Gavet qui ont le même pendage que les amphibolites des "Portes de l'Oisans".

Nous trouvons ici, superposés dans un ordre normal, les deux faciès dominants du groupe de Séchilienne-Gavet : les amphibolites des "Portes de l'Oisans" qui en constituent le sommet et les leptynites de Gavet qui en représentent la base.

Sur le versant Belledonne, les leptynites typiques n'apparaissent pas : ceci s'explique par le fait qu'elles pendent de 30° - 40° WNW; à la longitude du versant Belledonne elles sont trop ^{en} profondes pour affleurer. Nous trouvons tout de même à l'altitude du fond de la vallée des faciès qui sont des intermédiaires entre les amphibolites et les leptynites. Ils sont les témoins d'une zone de transition entre ces deux faciès.

On peut donc dire que le versant droit de la vallée n'est constitué que par le terme supérieur du groupe de Séchilienne - Gavet; les amphibolites.

QUATERNAIRE.

Nous sommes ici sur une terrasse de plusieurs centaines de mètres de large. Elle est parsemée de blocs de toutes tailles. Certains ont un calibre de l'ordre du mètre. Il convient d'expliquer ici le mode de formation très particulier, très curieux, des terrasses que nous rencontrerons pendant 10 km encore et dont celle-ci est un exemple.

Ordinairement, les matériaux constituant une terrasse sont d'un calibre assez constant, ou tout au moins assez ré-

duit. Ici nous trouvons aussi bien des argiles et sables que des blocs de plusieurs centaines de kilogrammes. Ce caractère s'explique par la genèse particulière de nos terrasses. Jusqu'au Moyen-Age la région comprise entre le pont de l'Aveyna (borne 38,100 km) et le confluent de la Romanche et du Vénéon (borne 53 km) était recouverte temporairement par le Lac de Saint Laurent. L'existence de cette nappe d'eau était liée aux caprices des cônes de déjection de l'Infernet et de la Voudène qui s'affrontaient et barraient plus ou moins complètement la vallée à la borne 38 km. Lors d'un violent orage, les matériaux apportés créaient un barrage naturel derrière lequel s'accumulait l'eau non évacuable de la Romanche. Au moment de la rupture de ce barrage, une véritable trombe d'eau, charriant indifféremment boue, graviers, blocs, déferlait dans la vallée ; au moment de la décrue, très rapide, tout ce matériel non trié se déposait, formant les terrasses dont nous avons un exemple sous les yeux.

6e arrêt : Gavet (borne 29 km exactement). Le rocher qui borde le côté droit de la route est constitué par des leptynites, faciès compact et de teinte claire, et par des gneiss chloriteux plus verts, plus tendres ^{qui} ~~ils~~ s'écrasent et émettent un bruit mat sous le choc du marteau. Cette dernière roche est un faciès accessoire des leptynites de Gavet ; elle affleure abondamment quelques dizaines de mètres au-dessus des maisons qui bordent la route de Gavet (29 km) à Pierre-Eybesse (29,500 km).

L'examen microscopique a montré que ces leptynites proviennent de tufs volcaniques sur lesquels a agi le métamorphisme. Si l'on fait une synthèse de ce que l'on a vu du groupe de Séchillienne-Gavet, on peut dire qu'il provient essentiellement de roches volcaniques originelles. Les amphibolites étaient des laves andésitiques ou basaltiques que le métamorphisme a transformées et les leptynites étaient des tufs volcaniques provenant des projections de produits solides : cendres par exemple.

7e arrêt : Borne 31 km. De la route nationale part un chemin forestier qui conduit au chalet des Balmettes (altitude 1220m). Les premiers lacets sont décrits dans les éboulis dont nous pouvons classer les matériaux en deux groupes principaux :

- les blocs verts qui sont des amphibolites ou gneiss chloriteux ;
- les blocs gris-clair, d'aspect granitique.

Ces deux catégories proviennent de la destruction, de l'éboulement d'une seule et même roche : les migmatites du groupe de l'Aveyna (troisième et dernier groupe de notre étude). Les éboulis verts correspondent à la roche-trame des migmatites et les autres représentent l'apport leucocrate. La roche en place rencontrée dans le troisième lacet confirme cette interprétation.

Sur la rive droite, on aperçoit la Salinière, cité de l'usine Péchiney qui est construite sur une terrasse placée une vingtaine de mètres au-dessus du lit de la Romanche. Une deuxième terrasse surmontant la rivière de

quelques mètres seulement est visible, en certains points, au pied de la précédente. La genèse de cet ensemble obéit aux lois générales de formation des terrasses fluviatiles.

8e arrêt : Entrée de Rioupéroux, en face du dispensaire (borne 32 km - 32,500 km). Point de départ de la route menant à la Salinière.

Du Taillefer, descend un torrent travailleur dont le versant nord correspond au rebord sud de la moraine des Clots dont on reparlera plus loin.

Le pied de la falaise Belledonne est occupé par la terrasse de la Sabinière avec laquelle se confond la base d'un grand cône de déjection qu'emprunte un sentier montant jusqu'aux environs de Chamrousse. Au sommet de ce cône, la roche en place est constituée par des amphibolites du type "Portes de l'Oisans".

Quittons ^{point} le lieu où nous nous sommes arrêtés et prenons la route de la Salinière. Arrivés sur le pont, traversons-le et descendons dans le lit de la rivière. 50 m en amont du pont nous pourrions remarquer une roche verte tachetée de blanc, qui a l'aspect d'une diorite : c'est une amphibolite quartzofeldspathique. 100 m plus loin apparaît ce qui est le plus intéressant ici. La falaise, bien lavée par la Romanche, est constituée par une alternance de lits verts et de lits leucocrates horizontaux quand on les regarde perpendiculairement à la direction générale de la rivière (voir figure 2 , planche 3). En réalité leur pendage est de 30° WNW. Nous sommes en présence

des migmatites hétérogènes du même type que celles dont nous avons parlé au cours du 7e arrêt. De plus, ces migmatites sont des épibolites car les lits ~~qui les lits~~ qui les constituent sont concordants avec la stratification. Pour être plus complet, disons que chaque lit a une épaisseur de l'ordre du décimètre. Ce faciès est visible presque continuellement sur le versant Belledonne quand on remonte le lit de la rivière jusqu'à Ponant, un km plus à l'amont.

En se basant sur la présence des amphibolites au sommet du cône de déjection de la Salinière, on s'aperçoit que les migmatites se continuent supérieurement par les amphibolites. On en conclut que l'apport leucocrate s'est installé dans les amphibolites du type "Portes de l'Oisans".

En traversant la partie amont de Rioupéroux on peut observer contre le versant Taillefer la moraine des Clots qui domine l'agglomération d'une centaine de mètres. Les matériaux de toute taille sont parfois de gros blocs de migmatites de 5 ou 6 m de calibre.

9e arrêt : Borne 34 km. Sur le bord droit de la route se dresse une falaise d'aspect gris-foncé, formée de roches schisteuses de pendage 45° W. Ce sont les micaschistes à deux micas et à grenat. En longeant le pied de la falaise jusqu'au virage où la route s'en écarte, c'est-à-dire pendant 150 à 200 m, on voit la roche changer de texture, devenir plus compacte : elle est constituée par des leptynites à grenat.

10e arrêt : Pont de Livet. Un sentier permet de monter assez facilement sur les flancs du Taillefer. Les affleurements

trouvés quelques dizaines ou une centaine de mètres au-dessus de la route sont des gneiss à deux micas et à grenat qui ont beaucoup de points communs avec les micaschistes et leptynites de la falaise décrite au cours de l'arrêt précédent.

Les faciès observés au cours des 9e et 10e arrêts appartiennent à une seule et même formation qui a une origine sédimentaire grés argileuse : les leptynites correspondent aux passages gréseux et les micaschistes et gneiss aux passages argileux.

Au cours du 9e arrêt, nous étions au sommet de cette formation d'origine sédimentaire, alors qu'à Livet nous sommes à sa base. L'épaisseur totale de cet ensemble ne dépasse pas 300 ou 400 m.

Malgré l'absence d'analyses chimiques, il est logique de conclure qu'entre le sommet et la base de cette série d'origine sédimentaire, à l'époque du métamorphisme anté-stéphanien il y avait un changement de zone. Les micaschistes à deux micas de la borne 34 km sont dans la zone des Micaschistes inférieurs, alors que les gneiss à deux micas de Livet sont dans celle des Gneiss supérieurs.

11e arrêt. Sortie de Livet (borne 36,800 km). Figure 1, pl. 10 .

La falaise Belledonne est constituée par les épibolites dont le pendage est de 45°-60° ENE. On est ici sur le flanc est d'un anticlinal dont l'axe nord-sud passe par Livet. De Séchillienne à Livet, on était resté sur le flanc ouest de cet anticlinal.

12e arrêt. Borne 37,200 km, figure 2, planche 10 . Nous sommes au pied d'un rocher de teinte assez chaire, sur lequel est fixé un pylone électrique. Cet affleurement de 150 à 200 m de long sur 50 m de haut est le granite de Livet. Il se détache des migmatites qui n'atteignent pas le bord de la route et qui sont tout à fait discordantes avec lui. C'est un granite ^{onoli} chlorotique qui semble être l'expression d'un apport leucocrate tardif qui n'a pas été assimilé par les migmatites alors stabilisées. Ce matériel d'apport n'ayant pas été accepté par les amphibolites ou migmatites, il est resté groupé en petits flots dont nous avons un bel exemple sous les yeux.

13e arrêt. Pont de l'Aveyna (borne 38,100 km). On peut juger de l'importance des cônes de déjection ^{de l'Infernet} (versant Taillefer) et de la Voudène (versant Belledonne) qui s'affrontent et qui étaient la cause des vicissitudes du lac Saint-Laurent.

14e arrêt. Borne 40 km. Le versant Taillefer est constitué par des épibolites dont les lits sont horizontaux. Si nous regardons le versant Belledonne, situé de l'autre côté de la vallée, à 1 km de là, il est aisé de voir que les épibolites présentent également des lits subhorizontaux. Nous sommes dans l'axe nord-sud d'un synclinal dont nous venons de parcourir le flanc ouest depuis Livet.

Le fond de la vallée n'est pas une terrasse comme celles sur lesquelles nous avons circulé des "Portes de l'Oisans" (borne ⁵ 26 km) au pont de l'Aveyna (borne 38,100 km),

mais une plaine de remblaiement fluvio-lacustre appelée les "Petites Sables".

15e arrêt. Entrée de Rochetaillée. (Borne 41,800 km). Fig. 3,

pl. ¹⁰. La falaise Taillefer est constituée des épibolites ou amphibolites migmatitiques, car la trame est largement prépondérante sur le matériel d'apport leucocrate.

Le pendage des couches est 40°-45° W. Nous sommes sur le flanc est du synclinal signalé au cours de l'arrêt précédent. La roche trame est très variable. Nous trouvons toujours les amphibolites qui dominent, mais aussi des bancs de gneiss amphiboliques, des gneiss à biotite, des gneiss leptyniques etc... qui résultent de l'action du métamorphisme sur des sédiments détritiques pélitiques plus ou moins gréseux ou calcaires.

Il reste à faire une synthèse sur la genèse du groupe de l'Aveyna. Avant l'action du métamorphisme antéstéphanien, le groupe de l'Aveyna et celui de Séchillienne-Gavet étaient identiques au point de vue géologique. Les éruptions volcaniques étaient surtout des coulées de laves andésitiques ou basaltiques. Pendant les périodes d'inactivité un début de sédimentation pouvait se produire : un beau témoin de ces formations a été observé au cours des 9e et 10 e arrêt.

Le métamorphisme antéstéphanien se manifeste par une transformation des laves en amphibolites et des sédiments en micaschistes, gneiss, leptynites et même amphibo-

lites si ces sédiments sont marneux.

Il se manifeste encore par un apport leucocrate qui transforme les amphibolites en migmatites. Lorsque cet apport n'est pas accepté et assimilé totalement par la roche en place, l'excédent reste groupé en flots de granite chonolitique.

B I B L I O G R A P H I E

- BORDET (C.) 1952 - Sur l'interprétation, comme diapirs, descendants de certaines bandes de terrains secondaires pincées dans les massifs cristallins externes des Alpes. (C.R.A.S., t. 235, n° 14, p. 732).
- BORDET (C.) 1955 - Sur la Géologie de la galerie Isère-Arc (Savoie). (B.S.G.F. (6), 5, p. 349-353).
- BORDET P. et BORDET (C.) 1953 - Sur la présence de Carbonifère antéstéphanien dans la série cristallophyllienne du Massif de Belledonne (Alpes françaises). (C.R.A.S., t. 236, p. 305-307).
- BORDET (P.) et BORDET (C.) 1953 - Sur la structure des Massifs cristallins externes des Alpes françaises. (C.R.A.S., t. 236, p. 500-502).
- CHOUBERT (G.) 1936 - La Serpentine du Tabor (extrémité sud du Massif de Belledonne, Dauphiné) et les roches qui l'accompagnent. (T.L.G.G., t. 18).
- DEN TEX (E.) 1949 - Les roches basiques et ultrabasiques des Lacs Roberts et le Trias de Chamrousse (Massif de Belledonne). Etude pétrologique et géologique. Thèse, Leiden.
- DHELLEMMES (R.) 1955 - Etude géologique du Massif cristallin des Aiguilles Rouges (Alpes de Savoie). (T.L.G.G. t. 32, p. 67-94).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) 1952 - Géologie dauphinoise, 2e édit., Paris, Masson, 391 pp. 91 fûg., 3 pl.
- GIRAUD (P.) 1952 - Les terrains métamorphiques du massif des Grandes Rousses (Isère). (B.S.G.F. (6), 2, p. 379).
- JUNG (J.) et ROQUES (M.) 1952 - Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. (B.S.G.F., t. 50, n° 235, p. 62).
- L O R Y (P.) 1948 - Sur la tectonique alpine de Belledonne aux abords de la cluse transversale de la Romanche. (C.R.A.S., t. 227, n° 21, p. 1105).
- L O R Y (P.) 1944 - Révision des feuilles de Die et de Vizille au 1/80 000e. (B.C.G.F., n° 216, p. 181-195).

- MICHEL (R.) 1953 - Les schistes cristallins des Massifs du Grand-Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). (Sciences de la Terre, Nancy, 1, n° 3-4, t. 12, p. 288).
- MICHEL (R.) 1954 - Contribution à l'étude zonéographique des schistes cristallins de la zone du Piémont. Paléozonéographie des Massifs cristallins internes. (T.L.G.G., t. 32) .
- M O F F E T (L.) 1951 - Un nouveau style tectonique : les synclinaux fermés et inapparents des Massifs cristallins externes des Alpes occidentales. (C.R.A.S., t. 233, p. 1404-1406).
- RAGUIN (E?) 1946 - Géologie du granite. Paris, Masson, 211 pp.
- RINNE F., BERTRAND L. et ORCEL J. 1949 - La Science des Roches, Paris, Lamarre, 3e édit., 693 pp.
- ROQUES (M.) 1941 - Les Schistes cristallins de la partie Sud du Massif Central Français. (Mém. Carte Géol.; Fr.).
- TERMIER (P.) 1894 - Le Massif des Grandes Rousses. (B.S.C.G., t. 4, p. 169-286).
- TERMIER (P.) 1897 - Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. (C.R.A.S., t. 124, p. 633-636).
- TERMIER (P.) 1898 - Sur l'élimination de la chaux par mésoatomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. (B.S.G.F., (3), 26, p. 165-192).
- TERMIER (P.) 1911 - Sur l'ancienneté des roches vertes de Belledonne. (C.R.A.S., t. 152, p. 165).

S O M M A I R E

	pages
INTRODUCTION.....	1
Situation géographique et géologique.....	1
Historique.....	1
Structure.....	3
SERIE CRISTALLOPHYLLIENNE.....	6
I. Groupe des Leptynites et Micaschistes albitisés de Vizille.....	6
A - Etude microscopique.....	8
1) Leptynites albitisées.....	8
2) Micaschistes.....	10
a) Micaschistes albitisés.....	10
b) Micaschistes.....	13
B - Genèse du groupe.....	13
1) Série sédimentaire originelle.....	13
2) Métamorphisme antéstéphanien.....	13
3) Deuxième phase de métamorphisme.....	14
C - Zonéographie.....	17
1) Métamorphisme antéstéphanien.....	18
2) Métamorphisme postérieur.....	18
II. Groupe des Amphibolites et Leptynites de Séchilienne - Gavet.....	19
A - Etude macroscopique.....	20
1) Amphibolites.....	20
2) Leptynites.....	24
3) Zone intermédiaire.....	22
B - Etude microscopique.....	22
1) Amphibolites.....	22
2) Leptynites.....	28

3) Zone intermédiaire.....	30
C - Genèse du groupe.....	32
1) Série originelle.....	32
a) Séquence des "Portes de l'Oisans"	32
b) Séquence de la région de Gavet..	33
c) Liaison entre les régions de Gavet et des "Portes de l'Oisans".....	34
2) Le Métamorphisme antéstéphanien.....	35
a) Amphibolites des "Portes de l'Oisans"	35
b) Leptynites de Gavet.....	36
3) La seconde phase de métamorphisme...	36
a) Les amphibolites des "Portes de l'Oisans".....	36
b) Les leptynites de Gavet.....	37
D - Zonéographie.....	38
1) Métamorphisme antéstéphanien.....	38
2) Seconde phase de métamorphisme...	39
III. GROUPE DES MIGMATITES DE L'AVEYNA.....	40
A - Répartition géographique et aspect ma- croscopique.....	41
1) Les migmatites.....	41
2) Le granite de Livet.....	42
3) Les ectinites du groupe de l'Aveyna	43
B - Etude microscopique.....	44
1) Les migmatites.....	44
a) Faciès général.....	44
La roche-trame.....	44
La roche d'apport.....	47
b) Faciès locaux.....	48
2) Le granite.....	50
3) Les ectinites.....	51

C - Genèse du Groupe.....	54
1) Série originelle.....	54
a) Séquence ayant donné la roche tra-	
me des migmatites.....	54
b) Séquence ayant donné les ectinites	56
2) Le métamorphisme antéstéphanien.....	57
a) Action sur les laves.....	57
b) Action sur les sédiments.....	57
3) Seconde phase de métamorphisme	57
a) Les migmatites.....	58
b) Le granite.....	59
c) Les micaschistes, gneiss et lepty-	
nites.....	59
D - Zonéographie.....	60
1) Métamorphisme antéstéphanien.....	60
2) Seconde phase de métamorphisme.....	61
IV. CONCLUSIONS GENERALES.....	62
A - Géologie et Géographie physique avant	
l'action du Métamorphisme.....	62
1) Genèse de la série originelle.....	62
a) Genèse volcanique.....	62
b) Genèse sédimentaire.....	63
2) Structure définitive de la région....	63
B - La phase antéstéphanienne du Métamorphisme	63
C - Erosion de la Chaîne hercynienne, sédimen-	
tation postérieure et plissement alpin...	64
D - La seconde phase de métamorphisme.....	65
QUATRENAIRE.....	66
I. Etude générale.....	66
II. Etude détaillée des formations.....	67

A - Cônes de déjections de l'Infernet et de la Vouène. (Berne. 38. km).....	67
B - Les terrasses.....	68
C - Complexe du Pont de Gavet.....	69
D - La moraine des Clots.....	70
ITINERAIRE GEOLOGIQUE.....	71

dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014

PLANCHE 1

FACULTÉ de
L'ARCHE
de
GRENOBLE

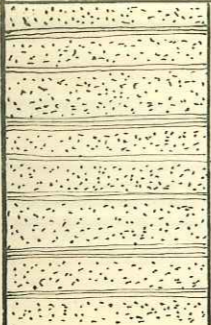





Série originelle	Faciès cristallophylliens	Groupes	Paléozonéographie
 <p>Sédiments alternativement arénacés et pélitiques</p>	Leptynites albitisées et micaschistes albitisés	Vizille.	Micaschistes
<p>Laves andésitiques ou basaltiques avec de rares et minces lits marneux intercalés.</p> 	Amphibolites des « Portes de l'Oisans »	Séchilienne- Gavet.	inférieurs.
<p>Tufs dacitiques</p> 	Leptynites de Gavet.		
<p>Laves andésitiques ou basaltiques.</p> 	Epibolites.		
<p>Sédiments pélitiques et arénacés.</p> 	Micaschistes, Leptynites, Gneiss à grenat.		
<p>Laves andésitiques ou basaltiques.</p> 	Epibolites.	Aveyna.	Gneiss supérieurs.

PLANCHE 2

FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE

Fig. 1



Section d'albite poecilitique incluant du quartz (plages blanches). Vue en lumière polarisée. (L x 50).

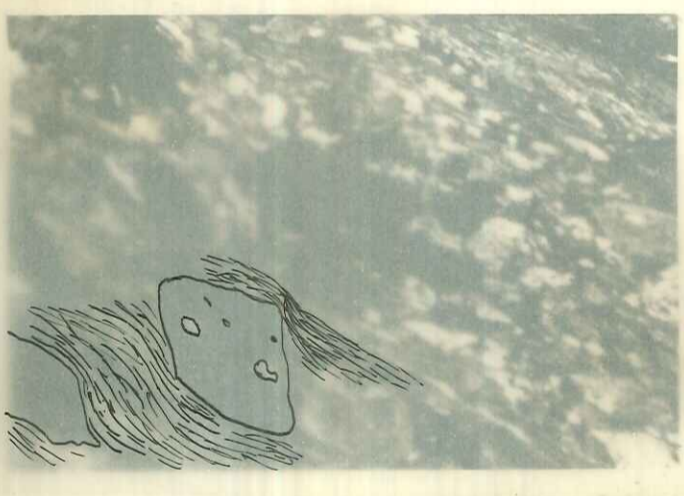
Micaschiste albitisé.

Fig. 2



Même section que celle représentée Fig. 1
Vue en lumière naturelle montrant les traînées de granules opaques.

Fig. 3



Albite poecilitique écartant les minéraux phylliteux qui l'entourent. (L x 20)

Micaschiste albitisé.

Fig. 4



Leptynite albitisée. Albite poecilitique isolée dans le fond quartzofeldspathique. (L x 20)

PLANCHE 3

FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE

Fig. 1



Amphibolite. Minéraux orientés
Hornblende = sections allongées grises
Quartz ou feldspaths = sections blanches
Ilménite = points opaques
(L x 20)

Fig. 2



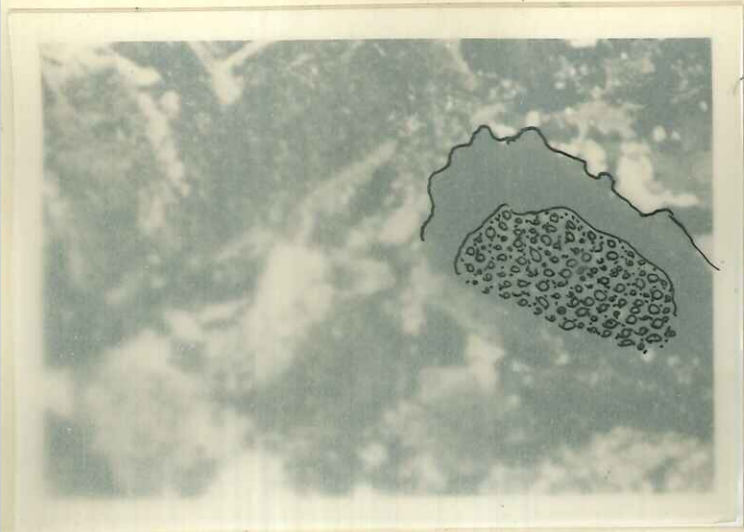
Orthogneiss. Résidus d'albite dans une
mésostase quartzofeldspathique.
(L x 20)

Fig. 3



Epidotite. Vue en lumière naturelle.
Multitude de petits grains d'épidote très
réfringents. Il ne reste que quelques traces du
fond quartzofeldspathique. (L x 20).

Fig. 1



Leptynite amphibolique. Vue en lumière polarisée. Les plagioclases sont saussuritisés mais l'association albite-épidote-quartz est groupée au centre de la plage (Lx20)

Fig. 2



Même représentation que Fig. 1. Vue en lumière naturelle. On remarque le fort relief des granules d'épidote (ce qui distingue la saussurisation de la séricitisation).

Fig. 3



Épidotite. Vue en lumière naturelle. A gauche est le mince lit d'épidotite intercalé dans les amphibolites dont une partie est représentée sur la portion de droite de la figure. (Lx5).

Fig. 4

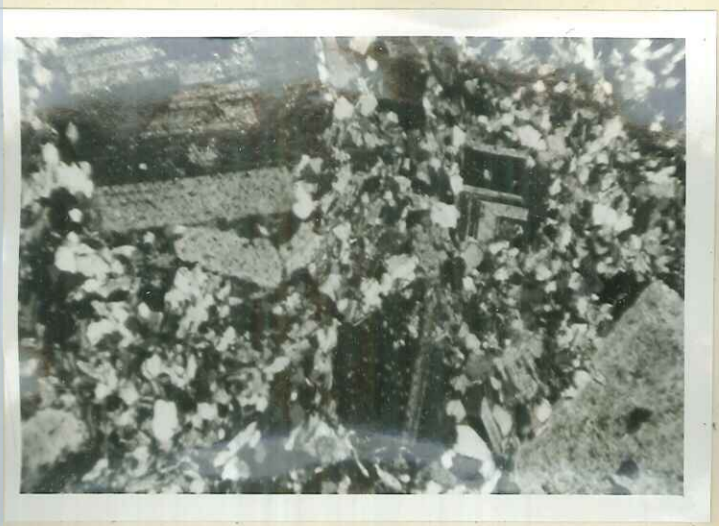


Banc de leptynite intercalé à la base des amphibolites. Vue d'un plagioclase altéré en calcite. (Lx20).

PLANCHE 5

FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
GRENOBLE

Fig. 1



Granite à plagioclases automorphes.
Gros cristaux d'albite dans une pâte
quartzofeldspathique (Lx20)

Fig. 2



Granite.
Un cristal d'albite est envahi par de la
myrmekite (Lx50)

Fig. 3



Lit leucocrate des migmatites.
Structure voisine de celle du granite; ici
les minéraux sont orientés (Lx20)

Fig. 4



Fig.1 mais (Lx5)

dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014

PLANCHE 6

FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE

Fig. 1



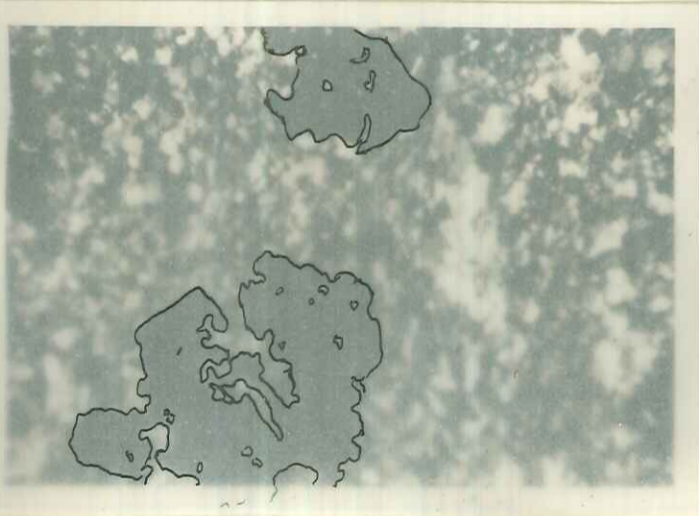
Micaschiste à grenat. Vue en lumière naturelle. L'ensemble des minéraux phylliteux décrit des vagues. Les nombreux minéraux à fort relief sont les grenats ($L \times 20$).

Fig. 2



Même section que celle représentée Fig. 1. Vue en lumière polarisée. Les grenats sont toujours éteints.

Fig. 3



Leptynite à grenat. Vue en lumière polarisée. Les plages de grenat, de grande dimension, sont craquelées, éparpillées. C'est vraisemblablement le résultat d'efforts tectoniques ($L \times 20$)

Fig. 4

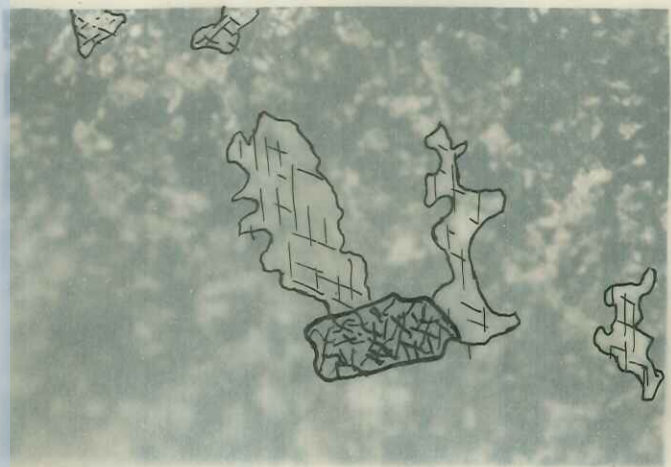


Même section que celle représenté Fig. 3. Vue en lumière naturelle.

PLANCHE 7

FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
RENOBLE

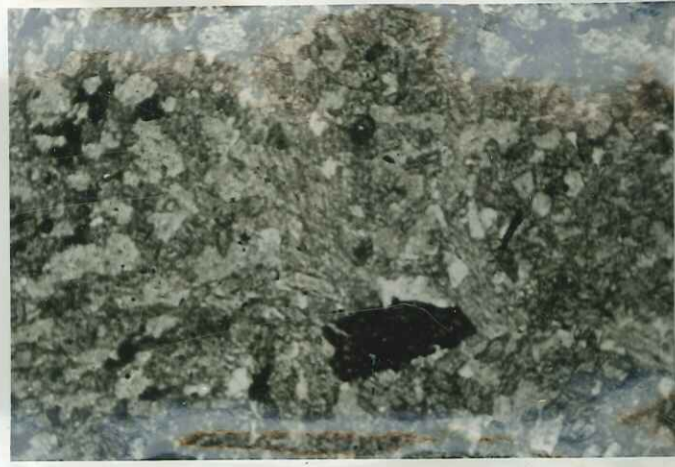
Fig. 1



Amphibolite. Vue en lumière polarisée. En bas, au centre, on distingue un gros cristal de sphène de 0,8 mm de long. Les autres plages décalquées sont de la calcite.

(L x 20)

Fig. 2



Même vue que la Fig. 1, mais lumière naturelle.

Fig. 3

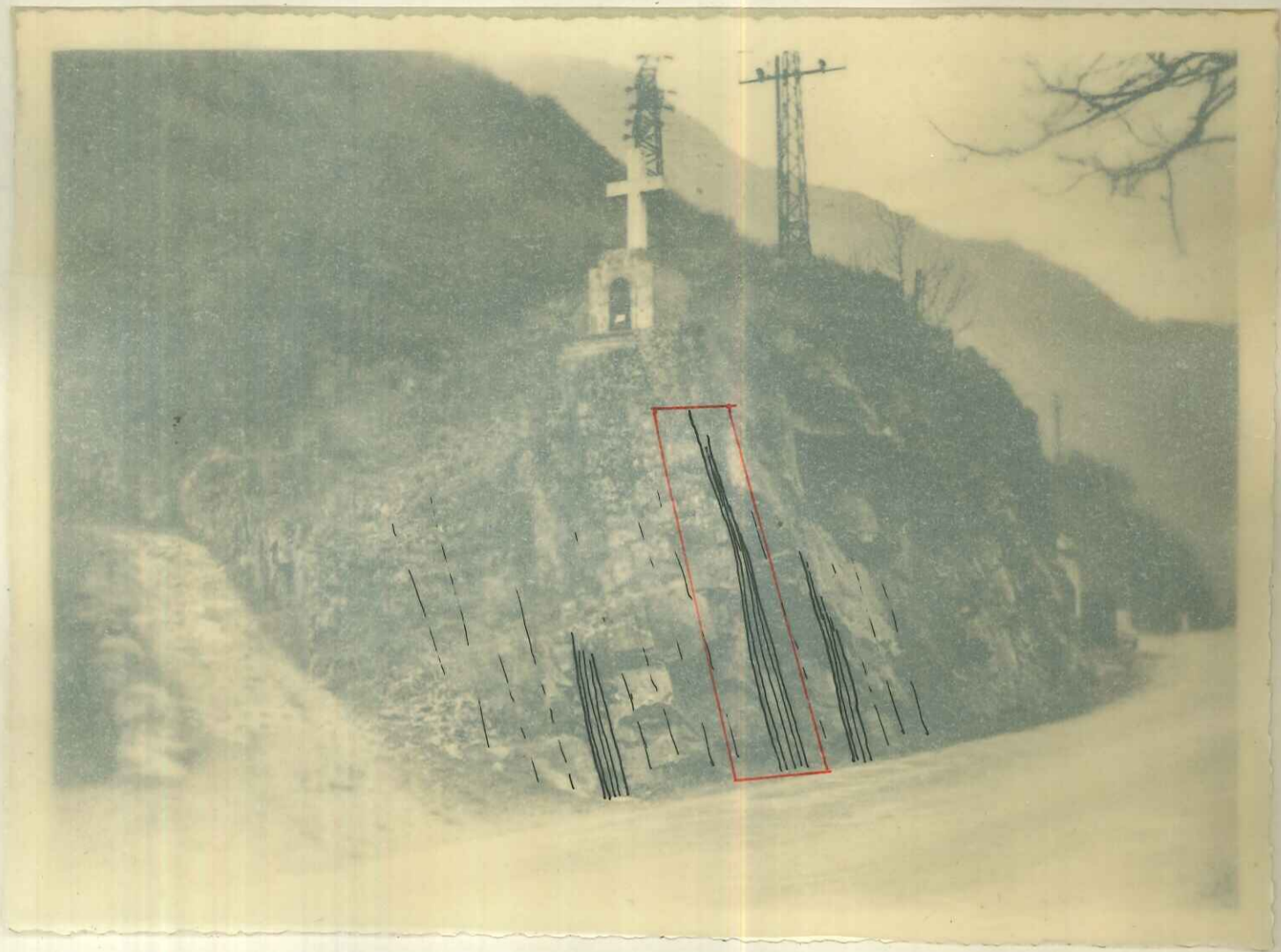


Lit amphibolique des migmatites. Vue d'une structure nématoblastique déterminée par les fuseaux de hornblende. Les plages claires sont du quartz ou des feldspaths.

PLANCHE 8

FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE

Figure 1

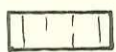


Croix du Moutet (borne 21,300 km)

— Cadre représenté fig. 1 Planche



Micaschistes albitisés.



Leptynites.

PLANCHE 9

FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de MINÉRALOGIE
de GRENOBLE

Croix du Moutet
(détail).

Voir fig. 1 Planche

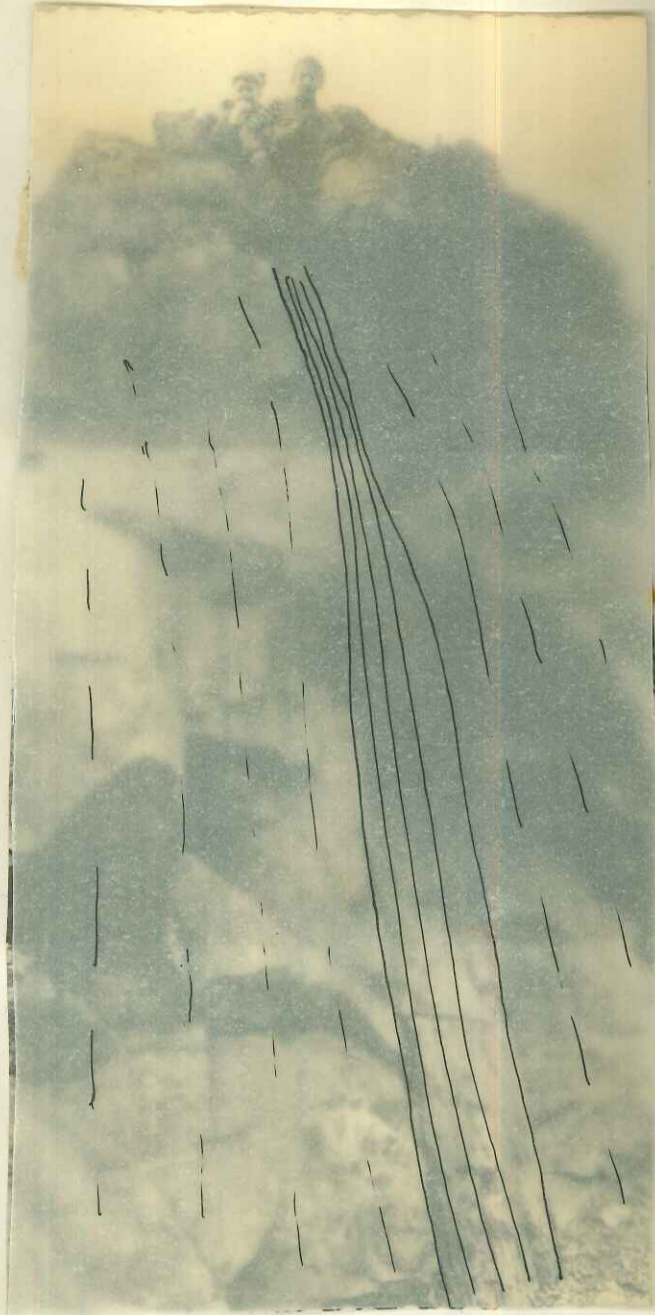


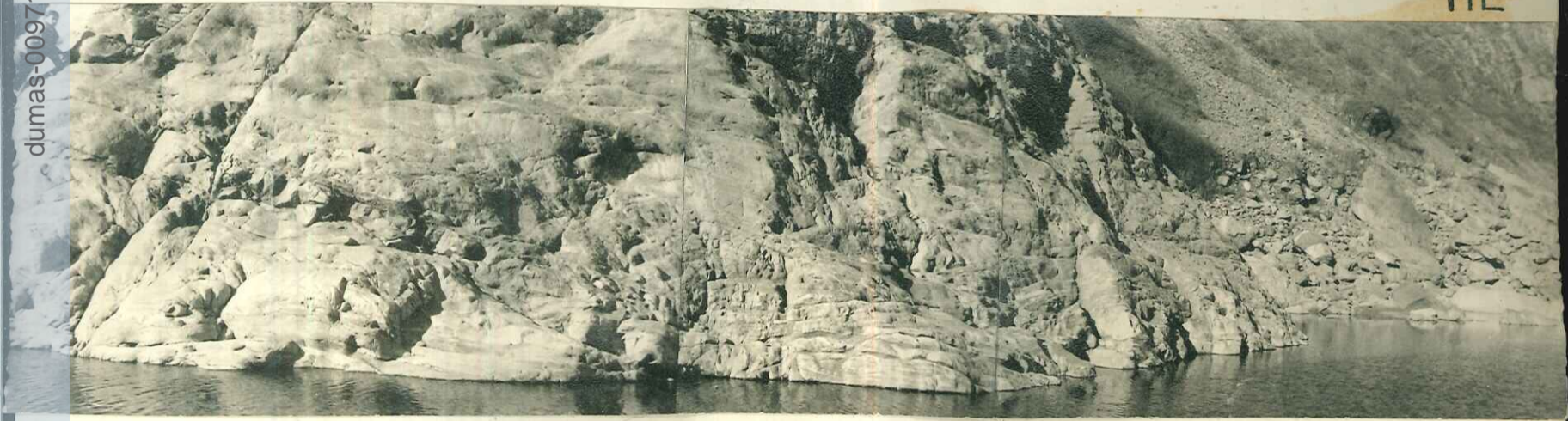
Fig. 1

Fig. 2

W

NE

dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014



Migmatites du groupe de l'Aveyna.
(Lib de la Romanche, derrière l'usine Péchiney).

PLANCHE 10

W

E



UNIVERSITÉ DES SCIENCES
DE GRENOBLE

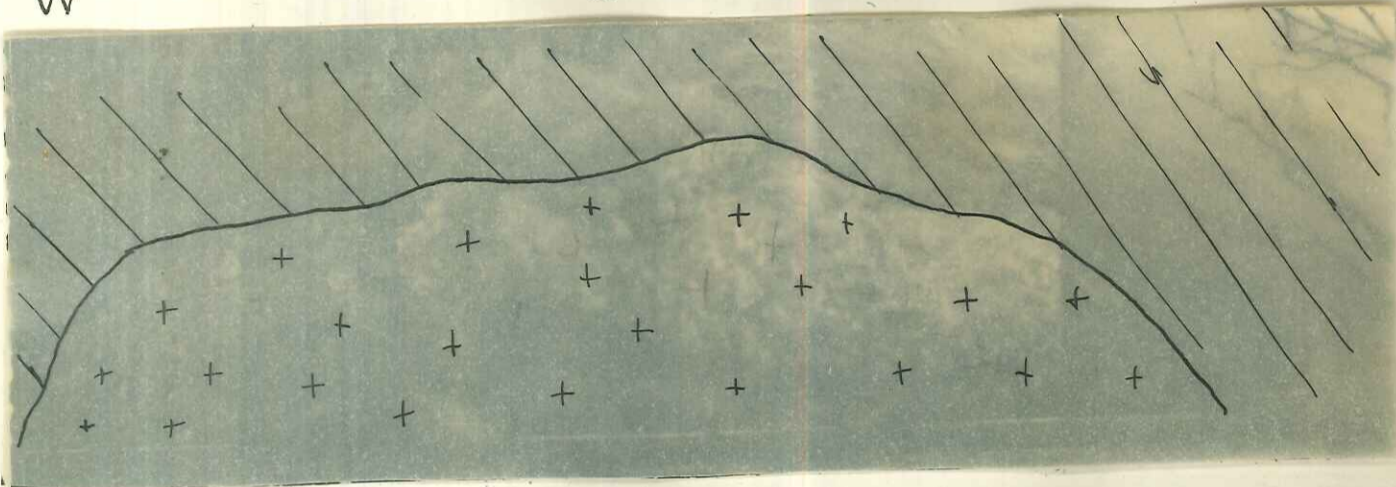
Fig. 1

Migmatites pendant vers l'Est (borne 36,800 km, versant Belledonne).

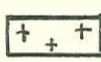
Fig. 2


W

E



Granite chonolitique de Livet (borne 37,200 km, versant Belledonne)

 Granite (150m de long sur 50m de haut).

 Migmatites encaissantes

W

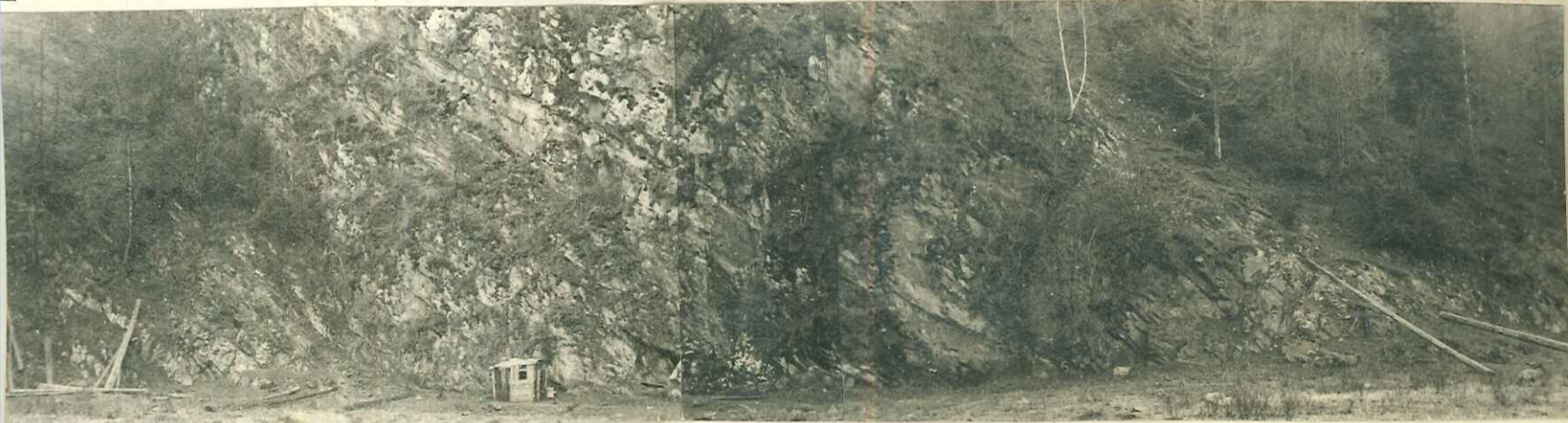


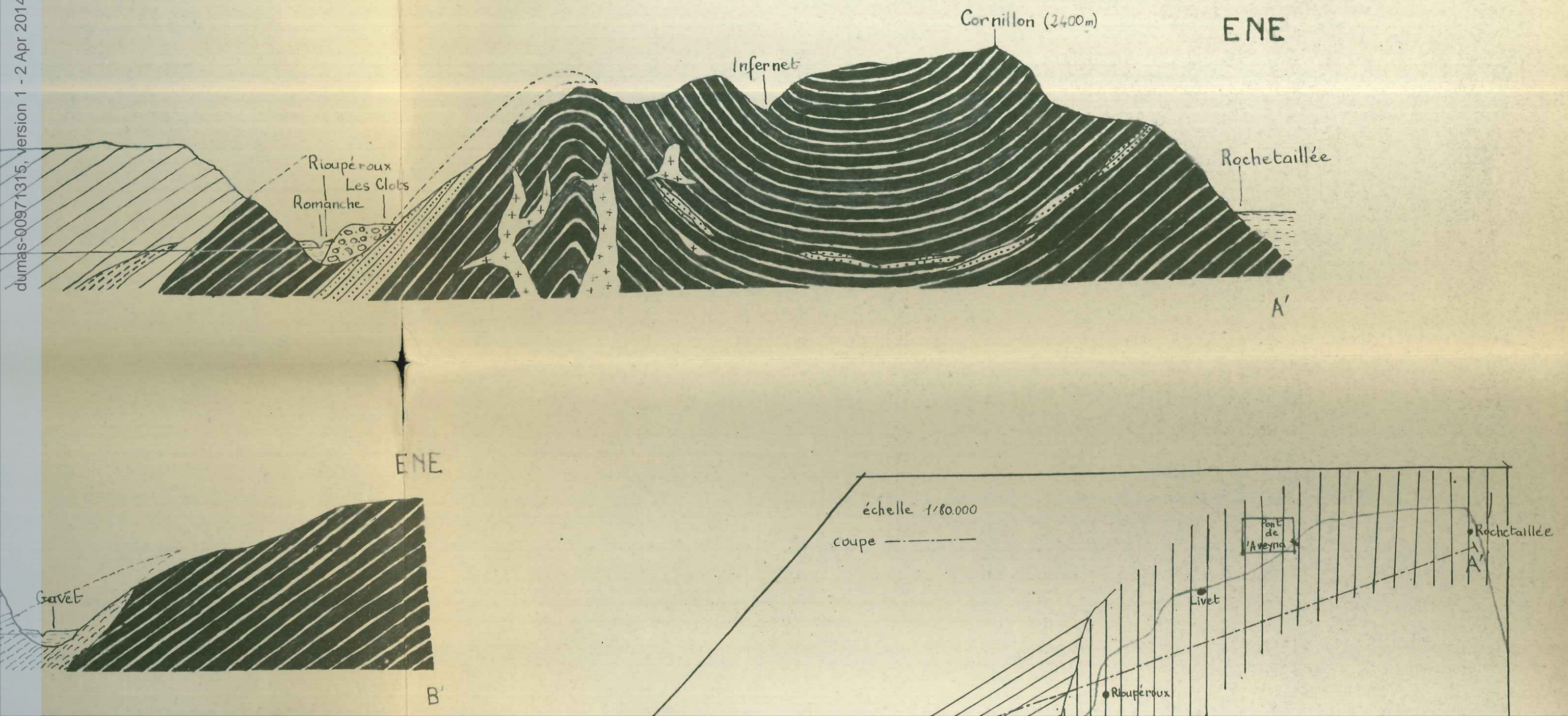
Fig. 3

Rochetaillée (borne 41,800 km). Falaise Taillefer vue de la route. Amphibolites migmatitiques de pendage 40°-45° W

DE LA VALLEE DE LA ROMANCHE

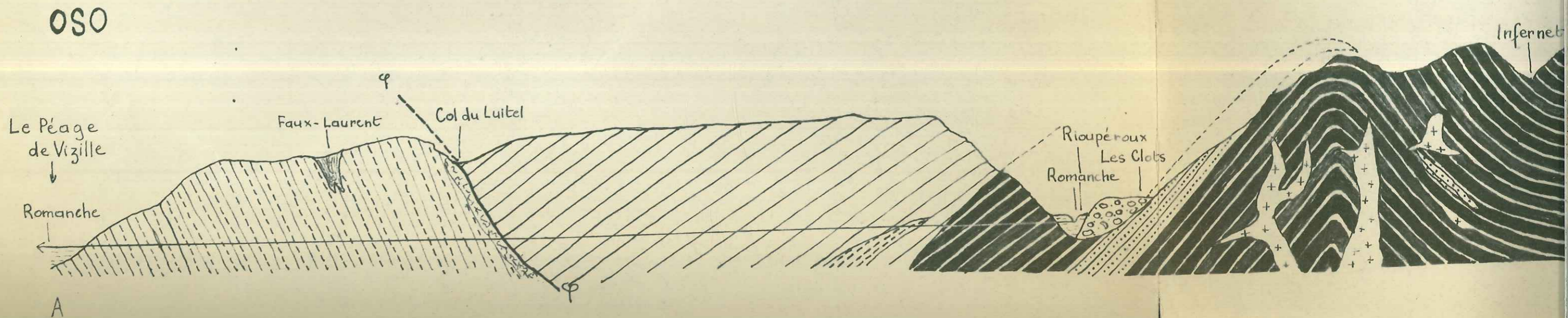
TRAVERSEE DE BELLEDONNE






dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014

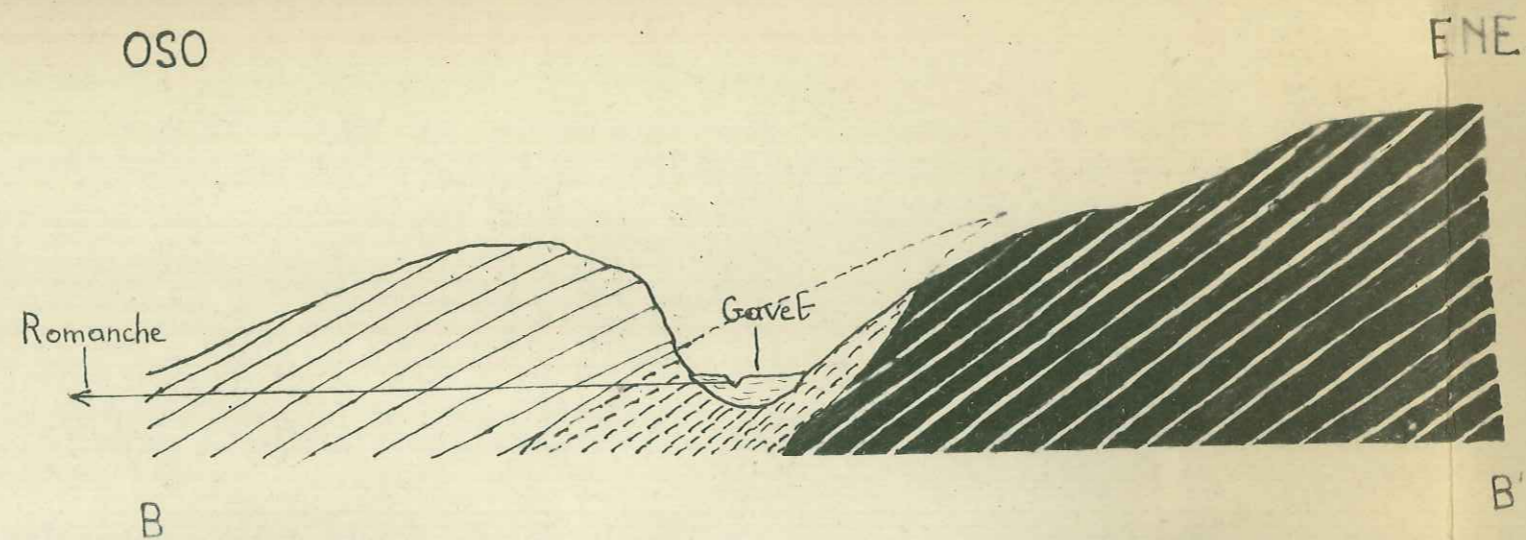


COUPE LE LONG DE LA VALLEE DE LA ROMANCHE

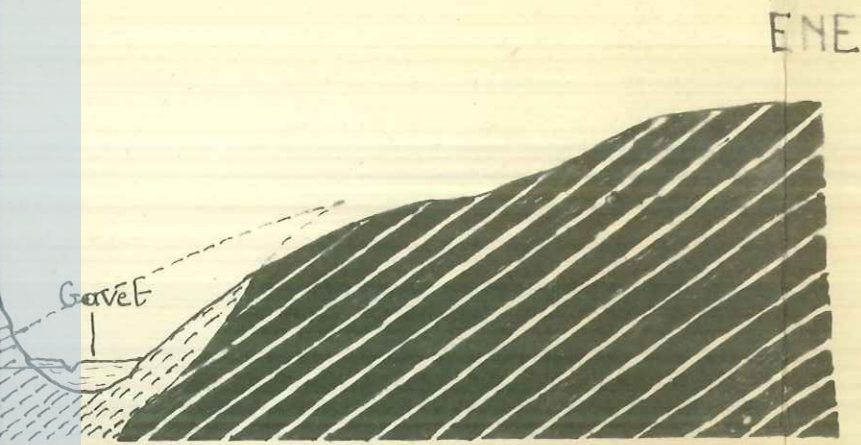
DANS LA TRAVERSEE DE BELLEDONNE



-  alluvions
-  leptynites et micaschistes de Vizille
-  amphibolites des « Portes de l'Oisans »
-  leptynites de Gavet
-  migmatites de l'Aveyna

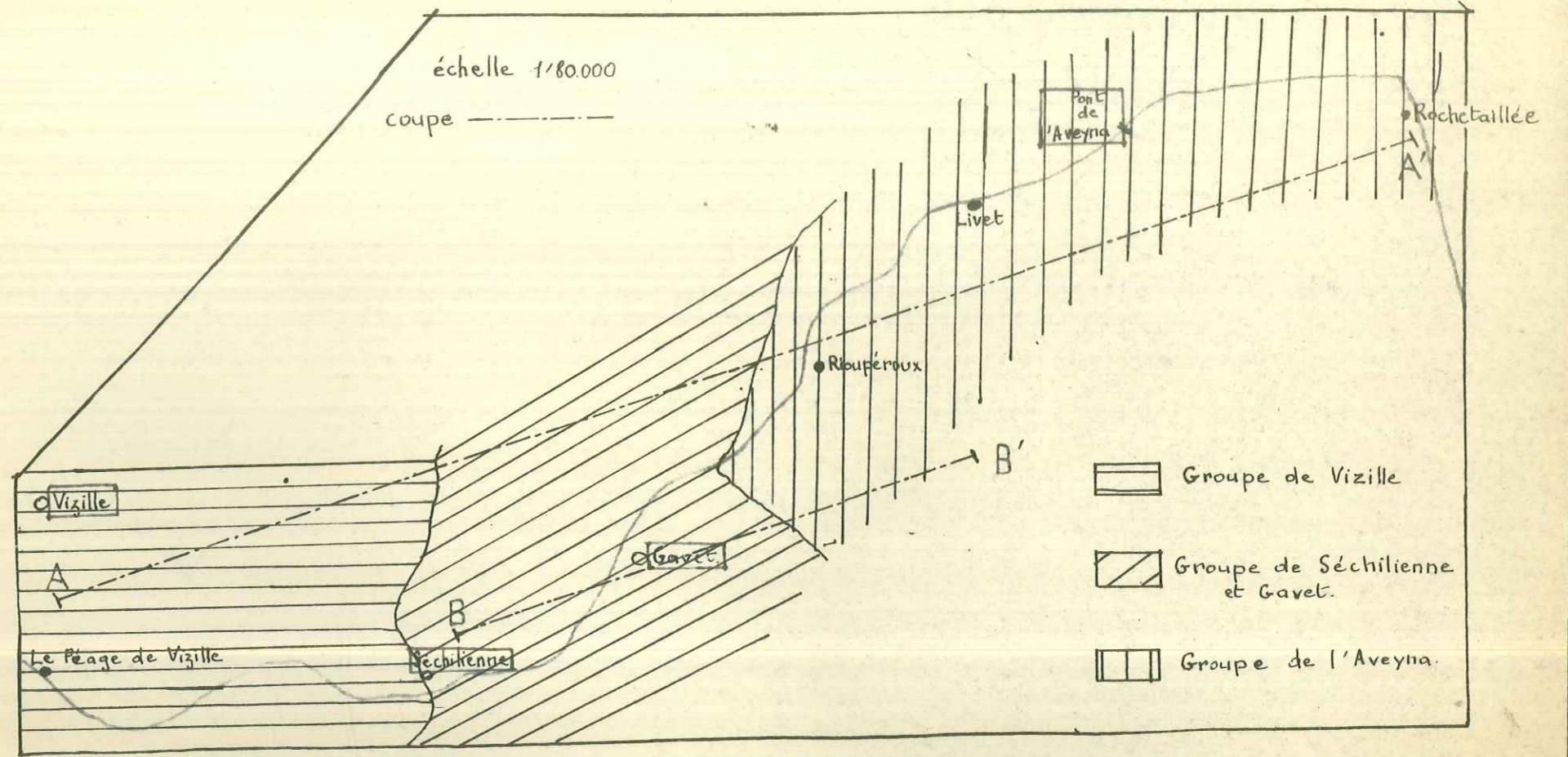


dumas-00971315, version 1 - 2 Apr 2014



ENE

B'



alluvions

leptynites et micaschistes de Vizille

amphibolites des « Portes de l'Oisans »

leptynites de Gavet

migmatites de l'Aveyna

formation à grenat

granite de Livet

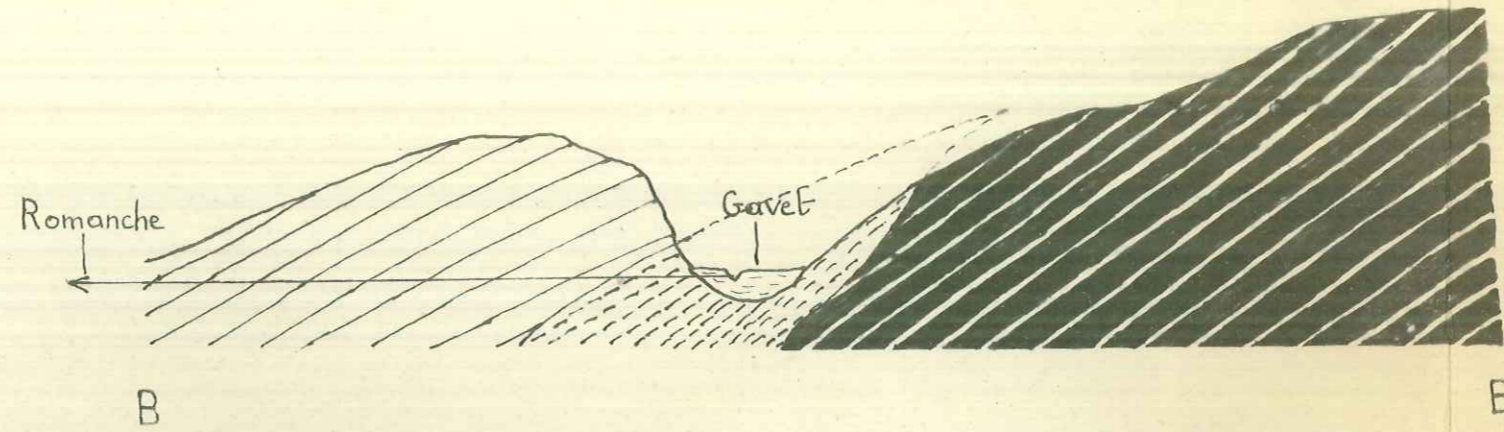
zone mylonitique

formation du Faux-Laurent

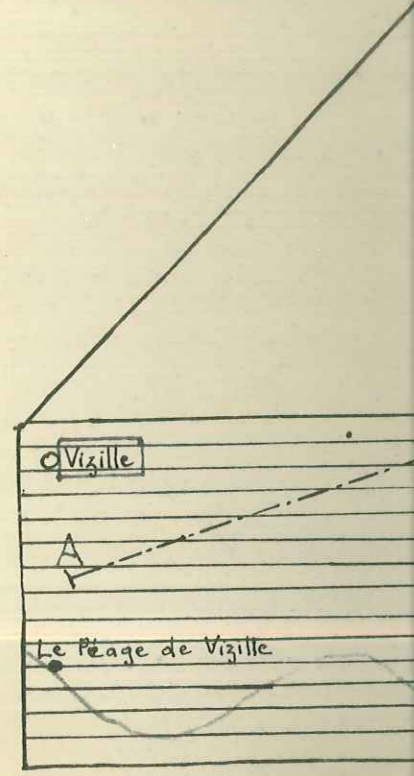
moraine des Clots

OSO

ENE









Echelle 1/40.000













CARTE GEOLOGIQUE DE LA VALLEE
DE LA ROMANCHE

ENTRE VIZILLE ET ROCHETAILEE

-  a² Alluvions fluviatiles récents.
 a¹ Alluvions fluviatiles anciens et terrasses fluviatiles.
 Aa^I Cônes de déjections.
 A Eboulis consolidés.
 A' Eboulis non consolidés.
 M1 Moraines

LEGENDE

-  Leptynites et Micaschistes de VIZILLE
 Amphibolites des "PORTES de L'OISANS".
 Leptynites de GAVET.
 Migmatites de l'AVEYNA.
 Formation à Grenat.
 Granité de LIVET.
 Formation du FAUX-LAURENT: Sédimentaire.

-  Inclinaison des couches.
 Contours géologiques.
 Ligne de faille.

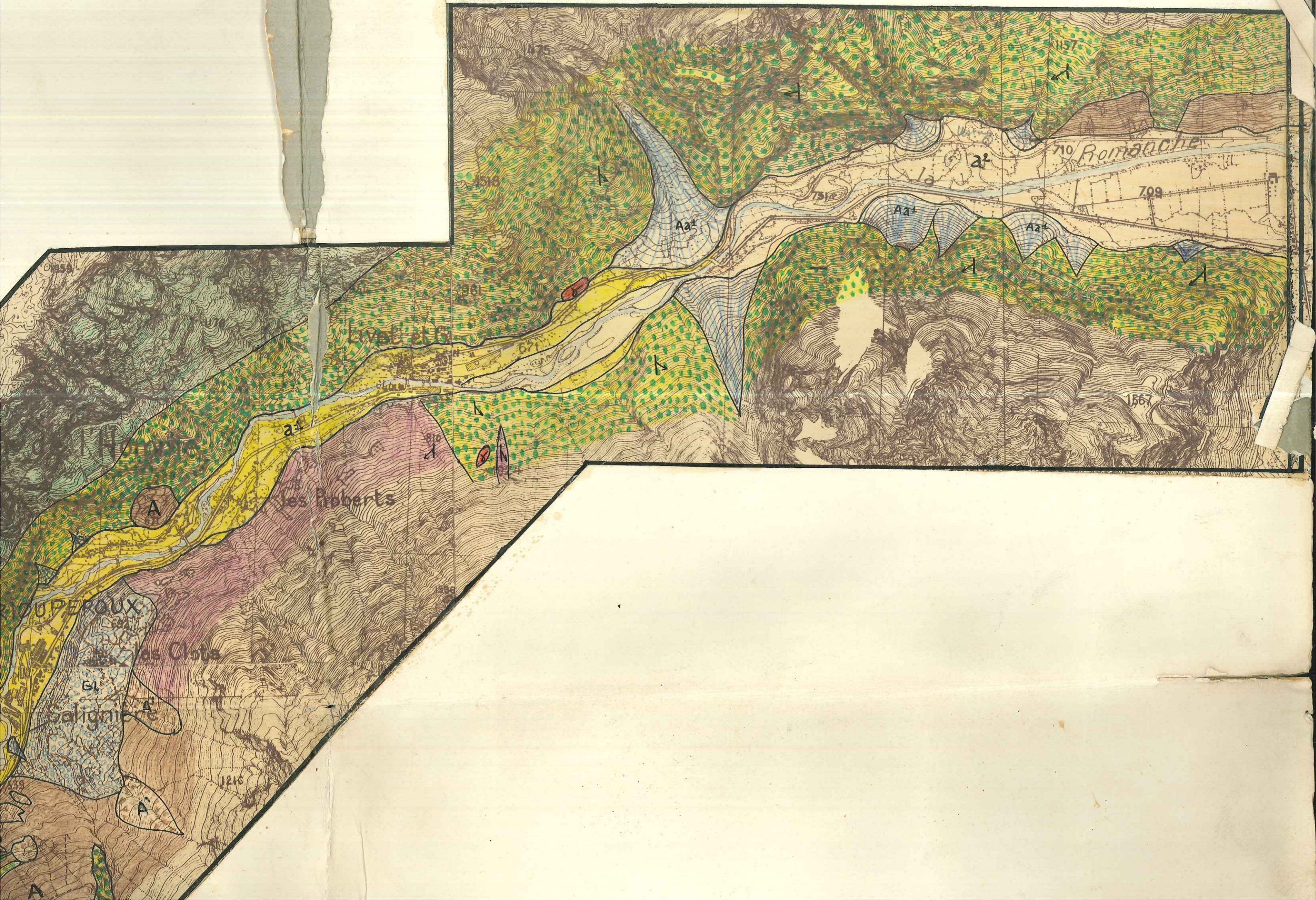
ECHELLE: 1/20.000^e

20 Décembre 1957.

Paul BERTHET







SANS".

7.

T

MAB.

