



HAL
open science

Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux- Le complexe volcano-sédimentaire - Alpes Françaises

Jean Claude Lacombe

► **To cite this version:**

Jean Claude Lacombe. Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux- Le complexe volcano-sédimentaire - Alpes Françaises. Géologie appliquée. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1970. Français. NNT: . tel-00529780

HAL Id: tel-00529780

<https://theses.hal.science/tel-00529780>

Submitted on 26 Oct 2010

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.

Doctorat de 3^{ème} Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPÉCIALITÉ SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Jean-Claude LACOMBE

Etude pétrographique de la partie orientale du massif des ECRINS - PELVOUX

- LE COMPLEXE VOLCANO-SEDIMENTAIRE -

Soutenu le : 28 Février 1970 devant la Commission d'Examen :

MM

R. MICHEL
P. GIRAUD
P. VIALON

Professeur
Professeur
Maitre de Conférence

Président

Rapporteur

J. VERNET
Y. VIALETTE

Invités

Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

*A Claude Faruon
pour les bons services rendus
au cours de mes nombreux séjours
à la tribune
Surtout
Chauvignat*

THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3ème CYCLE

SPÉCIALITÉ SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Jean-Claude LACOMBE

**Etude pétrographique de la partie orientale du massif
des ECRINS - PELVOUX**

- LE COMPLEXE VOLCANO-SEDIMENTAIRE -

Soutenu le : Février 1970 devant la Commission d'Examen :

MM

R. MICHEL
P. GIRAUD
P. VIALON

Professeur
Professeur
Maitre de Conférence

Président

Rapporteur

J. VERNET
Y. VIALETTE

] Invités



ETUDE PETROGRAPHIQUE
DE LA
PARTIE ORIENTALE
DU MASSIF DES ECRINS-PELVOUX

- I. Le socle ancien A. PECHER
I. Le complexe intermédiaire C. GILLOT-BARBIERI
II. LE COMPLEXE VOLCANO-SEDIMENTAIRE : J. C. LACOMBE
7. Les granites ; aperçu sur la géochronométrie du massif (A. BARBIERI

Cette thèse fait partie d'une étude d'ensemble sur la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux réalisée en commun avec C. GILLOT-BARBIERI, A. BARBIERI et A. PECHER. Aussi sa compréhension nécessite-t-elle parfois la lecture des trois autres textes.

A Monsieur Pierre VIALON,

qui fut pour moi un maître en pétrographie
autant qu'un "père" attentif et patient ;
qui m'a appris à travailler
au Laboratoire comme sur le terrain,
ne ménageant ni ses critiques,
ni ses encouragements.

AVANT-PROPOS,

Il est d'usage, au début de chaque thèse, de consacrer quelques lignes aux diverses personnes qui ont concouru à son élaboration. Aussi ne m'y déroberai-je pas, car cette tâche m'est d'autant plus agréable que je suis heureux, à mon tour, de pouvoir remercier tous ceux dont l'aide m'a été précieuse.

Une thèse, en effet, n'est pas le fruit d'un travail isolé, et lorsque l'on apprend à travailler, je pense qu'il est normal de faire appel aux critiques des personnes compétentes afin de mieux progresser.

- A Monsieur le Professeur R. MICHEL, qui me confia le sujet de thèse, et qui contribua financièrement aux campagnes de terrain, par l'intermédiaire de l'Institut Dolomieu,

- A Monsieur C. E. EHRSTRÖM, qui a bien voulu me faire part de son expérience au cours de nombreuses conversations,

- A tous ceux qui ont assuré ma bonne formation de géologue,

- A tous ceux qui, par leurs conseils amicaux, m'ont permis de mener à bon terme ce travail,

que ces lignes puissent témoigner de ma reconnaissance.

Quant à la partie proprement matérielle, je remercie tout le personnel technique pour la part attentionnée et active qu'il a prise pour l'édition de ce texte.

Une étude géologique en haute montagne pose de nombreux problèmes quant à la sécurité et au gîte, aussi suis-je très reconnaissant à M. RUCHON, Président de la section du C. A. F. de Briançon, d'avoir permis un large hébergement en refuges.

Je tiens également à remercier M. BONNARDEL, Maire-adjoint au Casset, qui nous a assuré un logement durant la campagne d'été 1968.

Qu'il me soit permis enfin, de rendre hommage à ma femme dont l'active présence à mes côtés fut un perpétuel encouragement durant tout ce travail.

SOMMAIRE

	pages
1e partie : INTRODUCTION	1
- Historique	1
- Situation géographique	8
- Présentation géologique sommaire	10
- Le Quaternaire	12
2e partie : ETUDE PETROGRAPHIQUE DU COMPLEXE VOLCANO- SEDIMENTAIRE DE LA REGION COMBEYNOT-EYCHAUDA	18
I. <u>Présentation générale</u>	18
A. Situation géographique	18
B. Historique	20
C. Les différents faciès	20
II. <u>Description pétrographique</u>	21
<u>Les faciès volcaniques</u>	21
A. Les rhyolites	21
1) Mode de gisement	21
2) Etude pétrographique	22
a) Rhyolite blanche	22
b) Rhyolite verte	26
c) Microbrèche rhyolitique	28
3) Etude pétrochimique	29
4) Conclusion partielle	32
B. Les porphyroïdes arkosiques	33
1) Mode de gisement	33
2) Etude pétrographique	36
a) Description d'un faciès moyen	36
b) Description d'une porphyroïde schisteuse	37
c) Description d'une porphyroïde grossière	40
3) Conclusion partielle	41
<u>Les faciès détritiques</u>	41
A. Les gneiss	41
1) Mode de gisement	44
2) Etude pétrographique	44
Gneiss des Clochettes	44
Gneiss de Laurichard	53
Conglomérat de P. Termier	54
3) Conclusion partielle	55
B. Les grauwackes	56
1) Définition	56
2) Gisement	57
3) Etude pétrographique	57

	pages
a) Grauwacke-lutite	57
b) Grauwacke-arénite	59
3) Conclusion partielle	62
Conclusion générale à l'étude pétrographique	62
III. <u>Caractères pétrochimiques du complexe volcano-</u> <u>sédimentaire</u>	66
1) Diagramme Q - Ab - Or	70
2) Diagrammes de H. de la Roche	71
3) Courbe de Pettijohn	75
Conclusion	77
3e partie : LE METAMORPHISME	79
I. <u>Rappel pétrographique sur les roches initiales</u>	79
a) Rhyolites	79
b) Porphyroïdes arkosiques	80
c) Gneiss	80
d) Grauwackes	81
II. <u>Paragenèses</u>	82
III. <u>Représentation graphique</u>	83
IV. <u>Conclusion</u>	85
1) Caractères des différentes phases de recristallisation recristallisation	85
2) Problème de la chlorite	86
3) Age des différents événements	86
4e partie : TECTONIQUE	89
1) Déformations récentes	89
a) Failles très chevauchantes	89
b) Failles verticales et failles peu inclinées	90
2) Déformation anciennes	92
Conclusion	94
5e partie : DISCUSSION	95
A. Les roches initiales	95
B. Comparaison avec des faciès voisins	97
a) Dans les massifs cristallins externes	97
b) Dans la chaîne hercynienne	101
c) Volcanisme spilite-kératophyre	103
d) Conclusion	105
CONCLUSIONS GENERALES	107

TABLE DES ILLUSTRATIONS

	pages
<u>FIGURES</u>	
1. Panorama du versant nord du massif de Combeynot	19
2. Gisement de la rhyolite	22
3. Feldspath potassique poecilitique	27 bis
4. Microphoto et interprétation d'une perthite	27 bis
5. Gisement de la microbrèche dans la rhyolite	28
6. Triangle Q - Ab - Or	30
7. Triangle Q - Ab - Or	70
8. Domaines et tendances volcaniques et sédimentaires présentées en fonction du comportement différentiel de Na, K et Al	72
9. Diagramme de présentation chimique globale	74
10. Triangle K ₂ O-Na ₂ O-MgO	75
11. Courbe de Pettijohn	76
12. Bloc diagramme des répartitions de failles	90
13. Coupe du synclinal d'Arsine	91
14. Structure chevauchante observée dans le synclinal d'Arsine ...	92
15. Schéma structural du synclinal d'Arsine et du massif de Combeynot	93

TABLEAUX

I. Analyses chimiques des faciès volcaniques	67
II. Analyses chimiques des faciès détritiques	69
III. Comparaison des domaines hercyniens	

PLANCHES

	pages
Schéma orohydrographique	7
I. Coupe du massif de Combeynot et du vallon de l'Eychauda	20 bis
II. Dessins de lames minces : rhyolites	24
III. Microphotographies : détails de rhyolites	26 bis
IV. Diagramme de Jung	31
V. Dessins de lames minces : porphyroïdes arkosiques	34
VI. Ovoides de feldspaths potassiques	36 bis
VII. Dessins de lames minces : porphyroïde schisteuse	
et porphyroïde grossière	38
VIII. Microphotographies : structure de gneiss	42
IX. Dessins de lames minces : gneiss	46
X. Dessins de lames minces : gneiss	50
XI. Dessins de lames minces : grauwackes	61
XII. Microphotographies : gneiss et porphyroïdes arkosiques ...	64
XIII. Diagrammes ACF - A'KF	84
XIV. Schéma tectonique	88

PLANCHES HORS-TEXTE

- Situation géographique
- Panorama du massif de Combeynot
- Glacier d'"Alle-froide", extrémité de la vallée de Vallouise (lithographie : 1845).
- Carte géologique du massif de Combeynot
- Carte géologique du vallon de l'Eychauda.

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION

I. HISTORIQUE

Alors que le massif du Mont-Blanc était déjà célèbre depuis fort longtemps en Europe, son homologue dauphinois le massif des Ecrins-Pelvoux ne semble pas avoir connu si tôt une telle vogue. Le courant touristique naissant portait plus volontiers les illustres visiteurs, savants et alpinistes vers les Aiguilles de Chamonix, laissant dans l'ombre le massif dauphinois. Les plus anciennes observations géologiques ou glaciologiques sur le massif du Mont-Blanc abondent ; par contre, on ignore encore vers 1787, année où H. B. de SAUSSURE fit la deuxième ascension du Mont-Blanc, quelle est la configuration exacte des glaciers de l'Oisans : les premières lithographies sur le massif datent de 1845 et font figure de rareté.

Il faudra longtemps attendre la première publication géologique sur le massif, si l'on excepte les travaux purement utilitaires de L. HERICART de THURY sur les gisements d'anthracite et les mines métalliques (1803-1806-1807-1812). Cet honneur revient à E. de BEAUMONT, qui, en 1831, dans son périple autour de l'Oisans nous donne les premières descriptions intéressantes. Nous voyons le grand géologue s'émerveiller devant le chevauchement de la Meije et s'étonner de :

" voir avec autant d'évidence que de surprise les roches granitiques recouvrir les roches de sédiments. " (1834).

Mais l'étude pétrographique complète du massif cristallin est loin d'être aisément réalisable : trop d'obstacles se dressent encore devant une telle entreprise. Les cartes topographiques sont inexistantes ou trop imprécises, les voies de communication encore restreintes ne permettent pas d'accéder aisément au coeur du massif.

Lorsqu'en 1864, Ch. LORY publie son livre sur la "description géologique du Dauphiné", il n'est question à propos du massif cristallin que des "terrains primitifs" : seules quelques subdivisions ont permis de reconnaître granite et amphibolite.

Il faut attendre la fin du XIXe siècle pour que P. TERMIER ose entreprendre l'étude complète du massif. Sa tâche sera facilitée aussi bien par l'évolution des idées que par l'amélioration des moyens (cartes, voies d'accès, etc.).



Beaux d'après nature et lith. par L. Sébrier

Glacier d'Alte-froide, extrémité de la Vallée de Vallouise
Dauphiné

Imp. par la Revue - 1870

Au cours de plusieurs années de campagne (1892 à 1900) P. TERMIER va parcourir le massif du Pelvoux et dresser enfin la première carte géologique d'ensemble. Toutes ses idées seront exprimées sur la feuille de Briançon au 1/80 000 et dans les publications du Bulletin du Service géologique de la Carte (1896-1897-1898-1899-1900-1903-1920-1928).

De la masse confuse des "terrains primitifs" il dégage les ensembles suivants, qui serviront de référence à tous les pétrographes ultérieurs :

. Les schistes cristallins azoïques X, d'âge encore inconnu mais qu'il estime antérieur au Houiller. Ceux-ci se faisaient métamorphiser au contact des granites intrusifs en donnant des cornéennes (X_Y).

Ces schistes cristallins avaient déjà subi antérieurement une gneissification régionale et comportaient, intercalées dans leurs niveaux, des bandes d'amphibolites et de gneiss amphiboliques dont on peut encore admirer la précision des contours.

. Les granites du Pelvoux, en très nombreux batholites circonscrits, intrusifs dans la série cristallophyllienne, avec leur abondant cortège d'aplite et de microgranite, et des faciès "granulitiques" de bordure.

. Les filons tardifs recoupant la série cristallophyllienne aussi bien que les granites. Ce sont les filons de diabases, lamprophyres, orthophyres houillers, et spilites si abondamment représentés dans le massif.

Cependant dans cette étude rapide mais remarquable à bien des égards, P. TERMIER ne différenciait pas les granites intrusifs des granites d'anatexie liés aux migmatites, et sa dénomination de "schistes granitisés" regroupant assez confusément tous les faciès richement feldspathiques correspondait aux idées du moment sur l'évolution d'une série métamorphique.

"Aussi P. TERMIER qui a levé les cartes géologiques de nos massifs grenoblois a-t-il dû renoncer à indiquer sur ses cartes les zones d'affleurement de ces diverses variétés de roches (schistes cristallins) ; il se borne à y distinguer une série cristallophyllienne acide, une série cristallophyllienne basique, et enfin, autour des massifs granitiques, des auréoles de schistes granitisés" M. GIGNOUX et L. MORET (1952).

P. TERMIER s'efforça d'expliquer par quel prodigieux mécanisme les montagnes ont pu s'ériger. L'aspect amygdaloïde du massif lui vient à l'esprit : ce sera désormais cette idée directrice qui va orienter ses recherches. Il voit croître le massif comme une énorme intumescence souple.

" Il n'y a pas de faille. Sous l'influence d'efforts orogéniques d'une intensité extraordinaire, tous les terrains, y compris le granite, la granulite et les gneiss, se sont comportés dans le plissement comme des matières plastiques" (1896).

Compte tenu de la rapidité de ses investigations, des connaissances pétrographiques du temps et des difficultés du terrain, la qualité de sa carte demeure incontestable car ce grand esprit avait déjà entrevu nombre des problèmes relatifs au Pelvoux.

Ce n'est que vers 1948, presque un demi-siècle plus tard, que P. BELLAIR publie une série d'études qu'il a entreprises sur la pétrographie et la tectonique du Pelvoux, et résumées dans sa thèse (1948).

Réagissant contre les idées de P. TERMIER, il entrevoit une tectonique pelvousienne guidée et dominée par le jeu des failles, au lieu d'une énorme intumescence souple.

Quant à l'étude pétrographique elle est assez partielle et n'apporte que peu de nouveauté, l'auteur se contentant de reprendre les idées de P. TERMIER. Aucune précision n'est apportée sur les schistes cristallins car "il n'y a pas d'unités cristallophylliennes nettement définies dans le massif des Ecrins" (1948, p. 91), et les différentes sortes de granite sont encore pour la plupart confondues comme l'avait fait son illustre prédécesseur. Par ailleurs les documents cartographiques apportés par P. BELLAIR sont souvent en retrait par rapport à ceux de P. TERMIER (suppression des légères différences signalées par celui-ci et regroupement de toutes les roches gneissiques sous un même figuré) et les distinctions de faciès locaux sont, soit passées sous silence, soit attribuées à des événements récents qui les isolent totalement de leur contexte. Ainsi les différentes rhyolites du massif sont toutes considérées comme les cheminées des orthophyres houillers.

Ainsi ne progresse-t-on pas et les connaissances du massif cristallin restent-elles à peu de chose près celles qu'en avait donné P. TERMIER dans sa synthèse du début du siècle.

En 1936, M. GIGNOUX s'intéressant à la bordure est de Combeynot définit ainsi la couverture nummulitique autochtone et discordante sur le cristallin. Puis viennent les publications d'ensemble sur la bordure du massif.

Dans une étude essentiellement stratigraphique et de grande tectonique, P. GIDON (1954) s'attache à parcourir les hauts lieux de la géologie où peuvent s'observer les structures à écaillage complexe. Ses nombreuses observations lui firent envisager une tectonique souple à grande échelle, mais cassante cependant, du socle cristallin. C'est ainsi que le massif satellite de Combeynot présente tous les signes d'un charriage et cet auteur lui fait largement chevaucher le synclinorium d'Arsine.

Presque dix années plus tard, paraît une étude sur le même sujet. L'amour de la montagne avait conduit à la géologie l'alpiniste qu'est J. VERNET. Par-

courant le massif en tous sens, il note avec une minutie et un souci d'objectivité rares, les moindres affleurements de terrains sédimentaires coincés dans le cristallin. S'il fut un observateur minutieux du sédimentaire, son intérêt de stratigraphe ne lui permet pas d'aborder l'étude du cristallin avec autant de précision, mais il a pu néanmoins apporter quelques renseignements sur l'état des bordures des innombrables lambeaux de Mésozoïque qui parsèment le massif, par ses nombreuses publications (1950 à 1957 inclus, 1962, 1966) qu'il regroupe dans sa thèse en 1965.

Par ailleurs ses études ont le mérite d'apporter des idées originales sur la tectonique du massif.

"L'étude des synclinaux sédimentaires n'est pas abandonnée non plus et a conduit J. VERNET à des idées tectoniques séduisantes, mais peut-être un peu prématurées parfois". (P. GIDON, T. L. G. 1954 p. 10).

Son interprétation du chevauchement de Combeynot l'amena à un jugement différent de celui de P. GIDON. Il nia le chevauchement et ne voulut voir dans le flanc inverse du synclinorium d'Arsine qu'un décollement des couches dû à un fauchage.

La région du Nord Est du massif fut loin de livrer ses secrets aux premiers chercheurs. Les publications de :

- R. BARBIER (1942, 1946, 1956, 1963)
- R. BARBIER et J. VERNET (1956)
- R. BARBIER et J. DEBELMAS (1966)
- J. DEBELMAS (1960-1961)
- J. DEBELMAS et P. GIDON (1950)
- M. GIGNOUX et L. MORET (1937)
- M. LEMOINE (1951)

vinrent peu à peu éclairer et préciser par de patientes recherches les structures compliquées de la zone ultradauphinoise, charriées et écaillées contre les masses cristallines qui se trouvaient plus ou moins entraînées passivement dans cette déformation.

Plus récemment encore des pétrographes réaffrontèrent le massif dans des études sur des secteurs déterminés ou sur des problèmes particuliers :

. La question de l'âge du granite du Pelvoux fut soulevée par J. M. BUFFIERE (1954) qui s'efforça de dater à la fois par méthode stratigraphique et par méthode de datation absolue. Il trouva un âge viséen à la mise en place du granite type Pelvoux.

. J. L. TANE (1963) s'intéressa aux laves spilitiques triasiques et liasiques, très abondantes dans le massif. Il tenta de montrer les affinités des filons de lamprophyre avec les coulées de spilite dont ceux-là seraient les cheminées d'émission.

. Vient enfin l'étude de R. OZOUAK (1965) sur la haute vallée du Vénéon. Celui-ci rencontra une série ancienne à faciès particulier (groupe des gneiss du Plan du Lac - groupe des migmatites de Saint-Christophe) qu'il crut reconnaître comme très migmatisée et métamorphosée bien que certaines observations de terrain soient en contradiction avec ses conclusions.

Si les études sur le Pelvoux lui-même sont peu nombreuses entre celles de P. TERMIER et les temps récents, dans les autres massifs cristallins externes les travaux des frères BORDET : P. et CL. BORDET (1952, 1954, 1962)
CL. BORDET (1957)
P. BORDET (1962)

et de D. DONDEY (1960) sur le massif de Belledonne permettent de définir les séries suivantes :

- Série satinée : ensemble monotone de séricitoschistes et micaschistes à passées sédimentaires : leptynites et conglomérats. L'ensemble est séparé de la série suivante par un accident majeur.
- Série verte : ensemble de schistes verts chloriteux et amphiboliques, d'amphibolites à faciès typiquement volcanique.
- Série brune : c'est le "socle ancien" situé sous la série verte. Elle se compose de micaschistes à disthène et à grenat, de niveaux à galets de quartz puis de micaschistes à deux micas.

Enfin série verte et série satinée possèdent un granite intrusif : ce sont respectivement le granite de Saint-Colomban et le granite des Sept Laux.

De même les travaux de J. LAMEYRE (1958) et P. GIRAUD (1952) sur le massif des Grandes Rousses permettent de mieux connaître la structure de ces massifs cristallins. Ils définissent les groupes suivants :

- Groupe des migmatites de Bourg-d'Oisans, base visible de la série.
- Groupe d'Huez : il surmonte en continuité les migmatites ; l'ensemble à une origine sédimentaire et volcano-détritique.
- Groupe du Lac Blanc à faciès lithologique voisin du groupe d'Huez. La série détritique initiale a été accompagnée d'une activité volcanique (schistes chloriteux à quartz corrodés).
- Groupe de la Haute Sarenne : ensemble de micaschistes et de gneiss à passées de leptynites et de conglomérats. Il existe un passage progressif d'Ouest en Est du groupe du Lac Blanc à celui-ci (J. LAMEYRE, 1958).

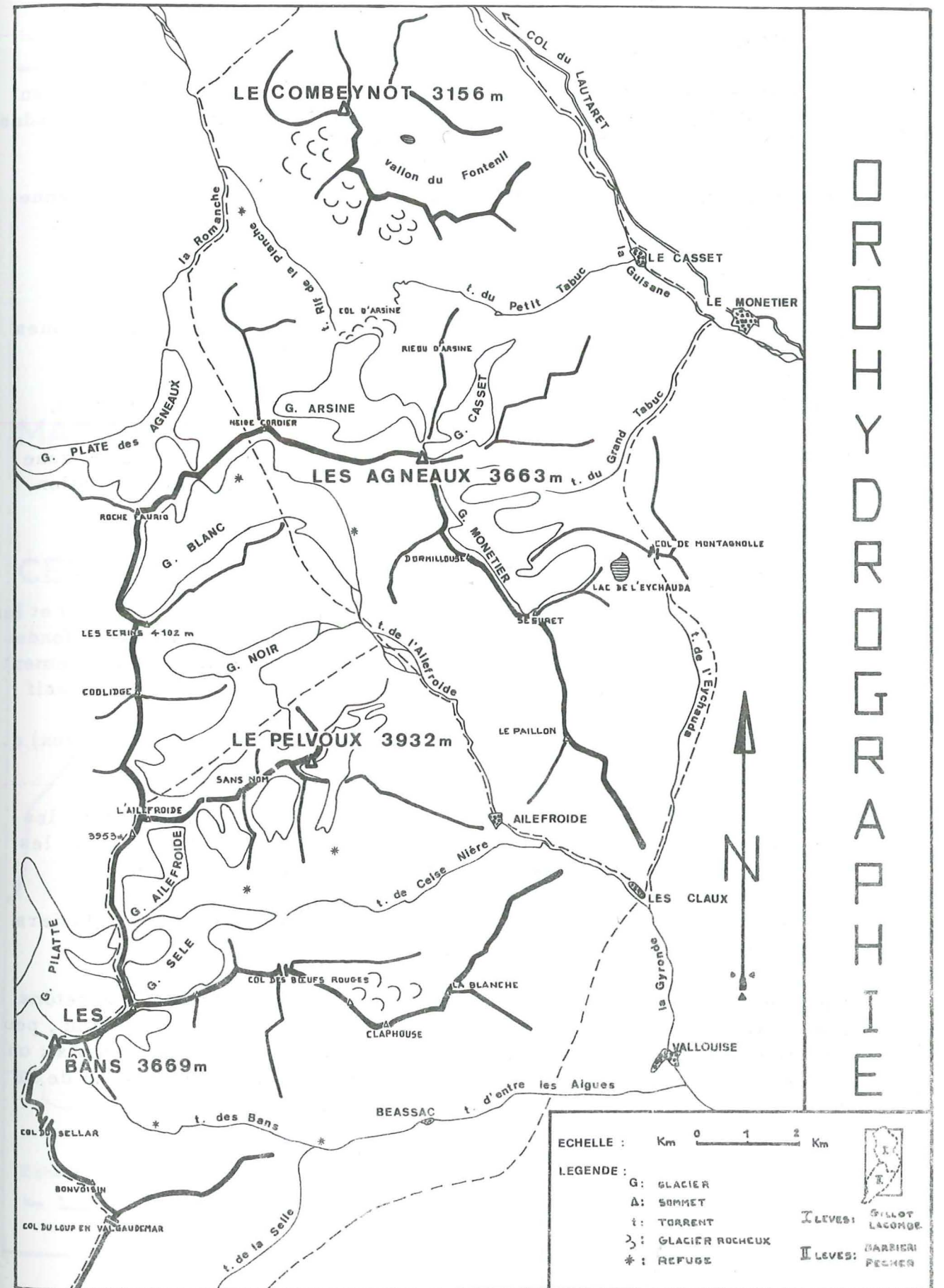
Dans le massif du Taillefer enfin, F. CARME (1965) dans son étude sur les importants conglomérats des schistes cristallins, identifie un volcanisme de type spilite kérophyre.

En dépit des grandes qualités de ces études, les connaissances concernant le massif du Pelvoux proprement dit demeuraient encore trop partielles et la conception que l'on en avait devenait nettement insuffisante.

En effet, le massif des Ecrins-Pelvoux apparaissait comme une masse indifférenciée de schistes cristallins, quelquefois amphiboliques, diversement métamorphiques. Ceux-ci étaient recoupés par un granite viséen : le granite de type Pelvoux. Venait ensuite un Houiller discordant sur les terrains métamorphiques antérieurs et pincé par failles (synclinaux de Vénosc, etc.), puis enfin un Trias et un Nummulitique discordant sur le tout.

L'orogène alpin avait provoqué un bombement général du massif. Son rôle a été essentiellement cassant, produisant un vigoureux écaillage à l'Est et un déversement relatif du massif sur le sédimentaire à l'Ouest.

Enfin le massif était géologiquement isolé des autres massifs cristallins externes, car on ne connaissait aucune correspondance avec les séries verte et satinée de Belledonne ou celles des Grandes Rousses.



II. SITUATION GEOGRAPHIQUE

Les massifs cristallins externes de l'arc alpin français sont, du Nord au Sud : le Mont-Blanc, les Aiguilles Rouges, la chaîne de Belledonne, les Grandes Rousses, le Pelvoux et le Mercantour.

Le terrain étudié correspond à la partie cristalline et cristallophyllienne orientale du massif du Pelvoux (40° 02' 62" à 44° 51' 12" de latitude nord).

OROHYDROGRAPHIE REGIONALE (cf. schéma p. 7)

La partie étudiée du massif du Pelvoux montre deux unités géographiques nettes :

- le massif de Combeynot
- le massif des Ecrins-Pelvoux et les vallons latéraux qui le ceignent.

Elle est limitée au Nord par les vallées de la Romanche et de la Guisane ; reliées par le col du Lautaret, ces vallées offrent une voie de communication intra-alpine (Grenoble - Briançon).

LE MASSIF DE COMBEYNOT

Extrême bordure nord du massif du Pelvoux, le Combeynot (3 155 m) et les cimes voisines s'en dégagent pourtant nettement, grâce aux entailles profondes (1 500 à 2 300 m) du Petit Tabuc et du Rif de la Planche, coulant respectivement vers l'Est et le Nord Ouest à partir du col d'Arsine. L'architecture du massif est simple :

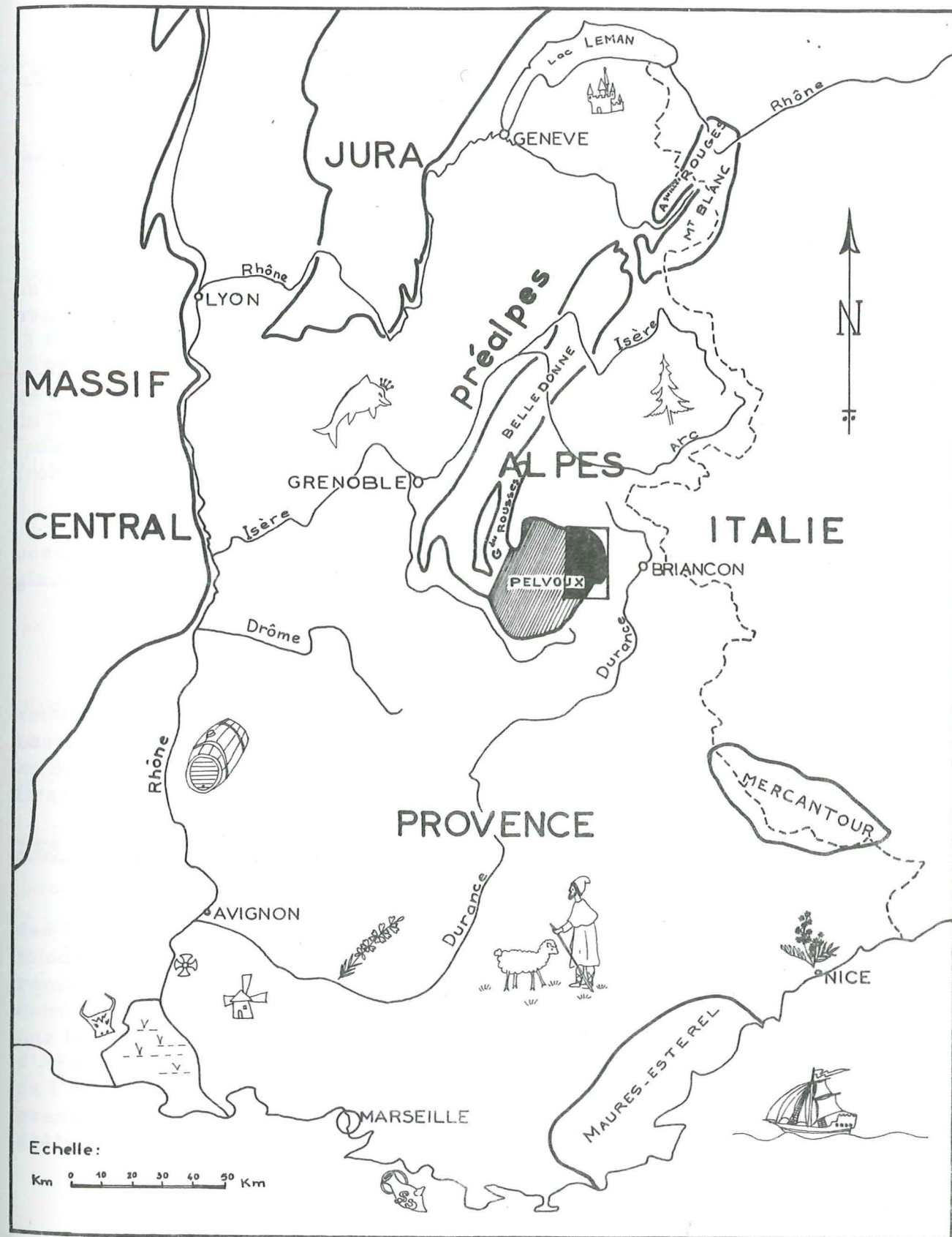
- au centre, orientés Est-Ouest, le vallon de la Route (glacier rocheux) et celui, plus étendu, du Fontenil, séparés par l'arête des Jumelles ;

- au Nord des combes et des crêtes : d'Ouest en Est, le Laurichard, les rochers de la Guisane et les Clochettes entourant le glacier de Combeynot, les rochers de Guerre, et Roche Bernard qui domine le village du Casset ;

- au Sud, à 2 500 m d'altitude, des épaulements occupés par des glaciers rocheux : Pradiou, Valleyssard et Montagne du Vallon.

Tout cet ensemble, formé d'un empilement rocheux instable à clochetons, déchirures, créneaux et dévers est impropre à l'escalade et donc peu connu ; peu parcouru par l'homme, il est le domaine de plusieurs centaines de chamois : on peut en apercevoir quelques troupeaux, au petit matin, à la source saline de la Liche, sur le flanc bas de la montagne de la Madeleine.

LE MASSIF DU PELVOUX situation géographique



LE MASSIF DES ECRINS-PELVOUX ET LES VALLONS LATERAUX

LE MASSIF DES ECRINS-PELVOUX

Ce massif montre une structure double, centrée sur deux vallées importantes : celle d'Ailefroide (Ailefroide sur I. G. N.) et celle d'Entre-les-Aigues.

La vallée d'Ailefroide

La vallée d'Ailefroide (torrents de Saint-Pierre et de Celse Nière) occupe un bassin versant important (80 km²) de forme ovale à grand axe nord-sud ; cet ovale, dessiné par des crêtes jalonnées de hauts sommets tels les Agneaux (3 663 m), Neige-Cordier, Roche Faurio, les Ecrins (4 102 m), l'Ailefroide (3 953 m) et les Boeufs Rouges (3 515 m), se referme en verrou en aval du village d'Ailefroide avec des "3 000 m" : la cime du Paillon, la Blanche et la pointe du Riou Blanc ; au centre de cette forteresse, isolé tel un donjon, le Pelvoux (pointe Puiseux 3 946 m) se dresse entre la vallée de Celse Nière et celle d'Ailefroide ; au Sud s'individualise le petit vallon de Claphouse.

Dans la partie ouest, la plus élevée de cet ensemble, les combes sont occupées par de nombreux glaciers, dont, du Nord au Sud : le glacier Blanc, le glacier Noir, celui des Violettes, de l'Ailefroide et enfin celui du Sélé.

La vallée d'Entre-les-Aigues

D'axe est-ouest, cette vallée se divise en deux branches : l'une au Nord remonte loin à l'intérieur jusqu'au pied des Bans (3 669 m) et est séparée du bassin d'Ailefroide par la crête qui va des Boeufs Rouges à la Blanche ; l'autre au Sud, est occupée par le torrent de la Selle et communique avec la vallée du Drac de Champoléon par le col de la Cavale.

LES VALLONS LATERAUX

Ils sont empruntés par le GR 54 dit "tour du Pelvoux". Depuis le village des Claux, le vallon de l'Eychauda se développe vers le Nord et permet de rejoindre, en passant par le col de Montagnolle, le val du Grand Tabuc, val qui remonte jusqu'au pied du pic des Agneaux ; le vallon du Petit Tabuc déjà cité, dominé par les Têtes de Sainte Marguerite et le glacier du Casset communique par le col d'Arsine avec la vallée du Rif de la Planche, torrent issu du glacier d'Arsine qui longe les crêtes de Chamoissières et s'unit à la Romanche au Plan de l'Alpe. Le dernier vallon qui délimite notre terrain est celui de la Romanche : prenant sa source au glacier de la Plate des Agneaux (flanc nord de la Roche d'Alvau et de Roche Faurio) la Romanche court vers le Villar d'Arène, se

gonfle au passage des eaux des torrents des Cavales et du Rif de la Planche, et à la Grave retrouve la route des cols du Lautaret et du Galibier.

Vers l'Ouest enfin notre domaine d'étude s'arrête à la base du Pic Gaspard et de Roche-Méane ; il est ensuite limité par la crête qui va des Ecrins au Pic de la Cavale en passant par l'Ailefroide occidentale, le sommet des Bans et le Pic Jocelme.

III. PRESENTATION GEOLOGIQUE SOMMAIRE

Le massif des Ecrins-Pelvoux dans la chaîne alpine

Le massif des Ecrins-Pelvoux appartient à la succession des massifs cristallins connus sous le nom de "massifs cristallins externes" des Alpes occidentales. Ceux-ci s'échelonnent depuis la Suisse jusqu'à la Méditerranée le long de tout l'arc alpin et en forment l'ossature. Cette dorsale plus ou moins discontinue de terrains métamorphiques et granitiques est constituée, du N au S, par les massifs suivants :

- Aar-Gothard
- Mont-Blanc - Aiguilles Rouges
- Belledonne - Taillefer et Grandes Rousses
- Ecrins - Pelvoux
- Argentera (Mercantour), séparé des précédents par le hiatus où s'est mise en place la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Tous ces massifs présentent de grandes analogies pétrographiques et structurales. On s'accorde pour distinguer tous les terrains métamorphiques et migmatisés :

- des matériaux attribuables à un socle calédonien ou plus ancien, composant la majeure partie du flanc nord de l'Aar (Kandersteg-Innertkirchen) et des Aiguilles Rouges (avec probablement deux ensembles successifs : série de Fully et série des Aiguilles Rouges proprement dites) ; ce moyau ancien bien étudié par les géologues suisses doit se retrouver dans la "série brune" définie dans le massif de Belledonne par P. BORDET et dans une bonne partie de l'Argentera. Nous verrons que dans le massif des Ecrins-Pelvoux ces faciès bien antérieurs à l'Hercynien se retrouvent également sur de grandes surfaces.

- Les "séries" proprement hercyniennes dont les prototypes peuvent être pris dans Belledonne : ce sont les séries verte et satinée de P. BORDET, ensembles essentiellement détritiques et volcaniques acides ou basiques assez faiblement métamorphisés, mais affectés par les vastes intrusions granitiques viséennes (300 - 350 MA).

Ces roches parfois regroupées jusqu'à présent sous la dénomination de "cristallin indifférencié" sont localement recouvertes par des sédiments détritiques du Carbonifère supérieur, peu ou pas métamorphiques mais assez souvent pincés le long de larges fractures et de ce fait fréquemment écrasés. Ces faciès, datés en général du Stéphanien, peuvent localement débiter au Westphalien D et paraissent représenter les premiers produits de destruction ("molasse") de la chaîne hercynienne. Le Permien, en épandages très localisés, puis le Mésozoïque, reposent en discordance sur tous les terrains précédents.

L'architecture de chacun de ces massifs est assez complexe, puisque, loin de ne contenir que des restes de la chaîne hercynienne, ils comprennent aussi des masses importantes de chaînes bien antérieures ; c'est donc sur un édifice déjà très diversifié qu'interviendront les déformations alpines. En fait ce sont ces dernières qui sont les plus visibles ; mais si dans le massif de l'Aar par exemple ou le long des flancs orientaux ("internes") de la plupart de ces massifs, c'est un régime d'écailles, dans la mise en place des nappes, qui prévaut, le plus souvent les massifs cristallins externes sont réputés être le soubassement autochtone de la zone alpine dauphinoise. Aussi leurs lignes structurales majeures sont presque uniquement celles qui résultent de leur surrection tardive : failles plus ou moins chevauchantes, souvent jalonnées par des lambeaux pincés de la couverture.

Le massif des Ecrins-Pelvoux entre parfaitement dans ce cadre schématique. Cependant il possède la particularité de ne pas être allongé en un chaînon parallèle aux zones structurales alpines mais de se présenter en un massif grossièrement circulaire. Cette forme est peut-être due à sa situation privilégiée, à la charnière de la courbure principale de l'axe des Alpes occidentales.

Notre but sera d'essayer de distinguer dans la partie orientale de ce haut massif dauphinois les différents faciès des roches cristallines qui le composent. Nous verrons ensuite que la succession d'événements qui l'ont marqué, s'insère bien dans le canevas connu plus au Nord ; sur un substratum ancien, très métamorphique et granitisé, s'installe une sédimentation volcano-détritique qui est métamorphisée et injectée de granites lors de la phase hercynienne majeure. Les déformations alpines ultérieures guideront l'érosion qui sculptera les reliefs importants de ces montagnes. De ce fait l'étude de la morphologie quaternaire mérite une attention particulière.

IV. LE QUATERNAIRE

Si, comme beaucoup de régions montagneuses, le massif du Pelvoux offre une très forte proportion d'affleurements, il ne faudrait cependant pas négliger le Quaternaire, qui joue un rôle important dans la morphologie. Les deux principaux facteurs qui guideront la formation de ce Quaternaire sont :

- la raideur des versants, qui ne permet l'accumulation de dépôts qu'en de rares endroits privilégiés moins raides, et au fond des thalwegs ou des vallées.
- L'altitude élevée jointe à une humidité assez importante, qui permet l'existence de micro-climats propices à des phénomènes glaciaires importants.

Nous étudierons successivement les formes liées à la topographie ou à l'altération, puis celles liées aux glaciers.

A. Formes d'altération ou d'érosion

Il s'agit de tous les cônes divers, torrentiels, d'éboulis, d'avalanche, etc., des couloirs d'éboulis, de quelques petits replats alluviaux, de glissements, très rares d'ailleurs, enfin des formes éluviales.

Un point sur lequel nous ne reviendrons pas ensuite est la terminologie "ancien" et "récent" employée dans la légende de la carte. Nous avons entendu par "ancien" toutes les formations où une importante couverture végétale a eu le temps de se former, en opposition aux formations "récentes", où la période entre deux apports est trop courte pour que cela puisse se produire. Toutefois, pour le glaciaire, nous réserverons le terme "récent" pour toutes les formations postérieures aux dernières grandes glaciations.

1) La morphologie en cône

Plusieurs types sont aisément différenciables :

a) les cônes d'éboulis ou d'avalanches. Ils sont formés presque exclusivement de matériaux amenés par simple gravité aux débouchés des couloirs ou par les grosses avalanches de neiges au printemps. Dans leurs formes les plus caractéristiques, on peut observer un granoclassement assez net, les plus gros éléments formant la base.

b) les cônes de déjection. En principe caractérisés par leur pente plus douce, et un classement inverse, ils sont assez rares. On a plus généralement des cônes d'éboulis remodelés, ou simplement empruntés, par les torrents. Nous parlerons

toutefois de cônes de déjection, car l'apport solide de ces torrents peut être énorme : c'est ainsi par exemple qu'en août 1968, au cours d'orages très violents, la route en aval de Béassac fut noyée en deux heures, sur 50 m de long, par une nappe de boue et de caillasse atteignant plus d'un mètre d'épaisseur.

c) Les écroulements sont fréquents en raison du diaclasage intense de la roche, existent à toutes les échelles ; ils contribuent souvent de manière spectaculaire à l'érosion. Ils peuvent être très importants, comme celui qui limite à l'aval en R. G. les formations lacustres du Pré de Madame Carle. Certains sont très récents : par exemple celui flanc E de l'éperon S de la Pointe Guyard qui date de 1938, ou celui de la Grande Costa au-dessus d'Entreïles-Aigues, encore plus récent puisqu'il ne date que de 1967.

2) Les couloirs d'éboulis ou d'avalanches

Il s'agit presque toujours de la répercussion dans la topographie des cassures, dont les zones de mylonite souvent plus tendres que la roche saine sont rapidement érodées. On a alors des couloirs très rectilignes, souvent très profonds et étroits, qui servent de collecteur aux avalanches ou aux chutes de pierres et qui sont eux-mêmes tapissés d'éboulis, coupés de blocs coincés parfois très gros. (La canalisation extrême due à ces couloirs permet d'expliquer en partie les formes aussi nettes, presque théoriques des cônes). Il y a de très nombreux exemples de couloirs d'éboulis alignés ainsi sur une ligne de fracture ; on peut citer en particulier les couloirs qui suivent toute la grande fracture qui va du sommet du Pelvoux à la pointe de Claphouse.

3) Les replats fluviaux

En réalité, il faudrait souvent parler de replat (ou de petite plaine) fluvio-lacustre. En effet leur origine n'est souvent due qu'au comblement d'un ancien lac, autrefois situé soit derrière un barrage naturel - le plus souvent écroulement (Pré de Madame Carle) ou jonction de deux cônes torrentiels venus de part et d'autre de la vallée (petite plaine d'Entre-les-Aigues-, soit derrière un verrou (replat de la Romanche en amont du Pas de l'Ane).

Mais il y a aussi de vraies alluvions fluviales, avec parfois des terrasses, qu'il faut en général attribuer à une histoire très locale. Ainsi la plaine d'Ailefroide, au confluent des torrents de Saint-Pierre et de Celse-Nière : toute sa partie ouest est occupée par une petite terrasse, séparée des alluvions actuelles par un ressaut de raccordement, faible certes (1 m environ) mais très net.

On peut faire appel à deux hypothèses au moins pour l'expliquer :
- celle d'une rupture du barrage du lac du Pré de Madame Carle, situé en amont sur le torrent de Saint-Pierre, qui aurait été suivie d'une érosion brusquement beaucoup plus importante à l'aval.

- celle d'une variation du niveau de base à un épisode interglaciaire antéwurmien.

Cette deuxième hypothèse paraît plus plausible, car la terrasse est fossilisée par des cônes d'éboulis dont l'âge est probablement voisin de celui du grand écroulement qui barre le Pré de Madame Carle. Cela signifierait pour la terrasse une époque de formation antérieure à celle du lac, à laquelle il deviendrait bien sûr impossible de la relier.

4) Les glissements

Ils sont rares et affectent surtout le domaine sédimentaire limitrophe. Ainsi, par exemple, les importants glissements des terrains liasiques aux environs de l'Alpe du Villar-d'Arène, ou ceux du flanc sud est de la Blanche, sous la Croix du Chastellet, dans les niveaux argileux du flysch nummulitique, ici en dalle structurale. On en connaît toutefois dans le cristallin au Peyron des Claux et à la base du ravin du Riou du Gerpa, au Nord d'Entre-les-Aigues. Ici il s'agit d'un énorme paquet bien individualisé (point coté 2265m), dont le départ a été facilité par une zone importante de mylonite.

5) Les formes d'altération

La pente raide jointe au gros pouvoir d'érosion des glaciers ou des torrents ne permet pas en général la subsistance d'une couche d'altération importante. Mais sur la plupart des replats ou des vires à altitude suffisamment modeste (moins de 2 000 ou 2 500 m), il y a une couche de terre et de pierrailles mélangées, utilisée par la végétation (où elles empêchent l'observation). Nous avons regroupé cartographiquement avec les éboulis anciens, ces formations-là.

Bien qu'il ne s'agisse plus à proprement parler d'altération nous classerons aussi ici le "faux-éboulis" de calcaire nummulitique, à l'Est de la crête allant de la Blanche à la Rouya. Il s'agit d'une vieille dalle entièrement morcelée par un lapiazage poussé à l'extrême, et qui, bien qu'il n'y ait eu aucun transport, prend ainsi l'aspect d'un éboulis sur le granite sous-jacent.

B. Les phénomènes glaciaires ou péri-glaciaires

Le massif du Pelvoux a une altitude moyenne élevée : plus de la moitié de la surface est à une altitude supérieure à 2 500 m, ce qui peut être considéré comme l'altitude inférieure moyenne des glaciers (en réalité elle varie beaucoup, allant de 2 000 m pour un grand glacier exposé surtout au Nord comme le glacier Noir, à 2 900 m pour un petit glacier exposé Sud Est comme le glacier de la Pierre). Cette altitude générale élevée permet un développement des glaciers actuels très important.

Mais il ne faut pas oublier qu'à une époque récente une glaciation beaucoup plus importante a laissé son empreinte sur le massif, et que même à l'époque historique, il y a eu des crues et des décrues importantes ; ce qui explique l'emboîtement de moraines apparemment très fraîches (pour se persuader de ces mouvements rapides, il suffit de comparer à l'état actuel des glaciers celui qu'ils offrent sur de vieilles photos du début du siècle, ou sur la carte topographique qui date de 1930, ou enfin sur les photos aériennes de 1960 !).

1) Le glaciaire ancien

Par glaciaire ancien, il faut entendre tout ce qui est l'oeuvre des grandes glaciations quaternaires. Vraisemblablement, seul de Wurm a laissé une empreinte encore reconnaissable ; de toutes les façons, nous parlerons de Wurmien, dans l'impossibilité où nous sommes de le distinguer d'épisodes plus anciens, faute de corrélations transversales avec des régions bien étudiées de ce point de vue.

Les glaciers anciens ont joué un rôle extrêmement important dans la morphologie : ce sont eux en effet qui ont donné leur allure si particulière aux vallées pelvusiennes (photo n° 1).



Photo n° 1 : vallée de la Romanche. Au fond : Roche-Méane.

Mais on retrouve aussi leur trace dans des dépôts morainiques dont l'érosion actuelle a en général supprimé toute forme nette. Ils ne subsistent plus que sous forme de placages de cailloutis à certains flancs de vallée dont seule la très grande hétérogénéité et les éléments allochtones attestent l'origine glaciaire. Ils peuvent couvrir des surfaces assez importantes, comme sur le versant E du sommet de la Blanche ou sur le replat de Séguret d'Avant Foran.

2) Le glaciaire récent

a) Les moraines

Elles sont très abondantes, plus ou moins importantes, et de types variés;

- les moraines latérales ou médianes sont en général de forme simple ; elles alignent leurs crêtes régulières, parallèles aux rives du glacier, sur des distances souvent assez grandes (moraine R. G. de la branche N du glacier Noir : 4 km ; glacier du Casset : 2 km).

Elles peuvent être multiples : ainsi le glacier du Monétier offre en rive droite six moraines juxtaposées, témoins d'à-coups dans le recul actuel de ce glacier.

- Les moraines frontales, souvent plus complexes, gardent la marque des formes variées qu'à pu prendre la langue du glacier au cours de son histoire récente. En particulier, à côté des stades de recul classiques, elles montrent des stades d'avancée : il n'est pas rare de voir aux flancs du glacier actuel de vieux lambeaux de moraines frontales dont seuls les côtés ont subsisté, après que le centre eut été emporté au cours d'une avancée marquée par un cirque morainique frontal plus en aval.

Souvent lorsqu'une moraine est abandonnée par le glacier, elle est reprise par une érosion nivale et torrentielle importante. Il y a des exemples où la moraine, gorgée d'eau, provoque une véritable coulée boueuse. Une des plus belles illustrations de ce phénomène est la grosse coulée bien visible du Lautaret, sur le flanc E du pic de Combeynot.

b) Les glaciers rocheux

On en dénombre plusieurs. Parmi les plus importants, nous pouvons citer, du Nord au Sud : ceux de Combeynot ; celui à la base du glacier d'Arsine ; celui du vallon de Claphouse.

Il s'agit d'accumulation de dépôts d'allure morainique, en particulier à cause des différentes crêtes emboîtées, mais dont la surface est hors de proportion avec l'étendue du glacier actuel. Les mécanismes créant de telles

accumulations étant mal connu, il est difficile de les classer de manière génétique. Toutefois, dans la région qui nous intéresse, nous les séparerons en deux catégories :

- les glaciers rocheux liés à un glacier actuel
- les glaciers rocheux isolés.

a) Dans le premier cas (qui est celui d'Arsine et du vallon de Claphouse) il semble que le glacier rocheux ne soit qu'une accumulation anormalement importante de moraines frontales dues à des épisodes antérieurs, et sous lesquelles il existe probablement encore de la glace ; cette glace explique peut-être d'ailleurs les mouvements d'écoulement apparent du glacier rocheux.

b) Dans le second cas (qui s'observe dans le massif de Combeynot) il s'agit sans doute au départ du même processus que précédemment. Mais il n'y a plus trace de glace. Le mouvement qui semble parfois encore affecter ces masses caillouteuses, alors qu'il est peu probable qu'une quantité suffisante de glace ait pu subsister, est sans doute à attribuer à la grande instabilité du matériel morainique dès qu'il contient de l'eau.

DEUXIEME PARTIE

ETUDE PETROGRAPHIQUE DU COMPLEXE VOLCANO-SEDIMENTAIRE

DE LA REGION COMBEYNOT-EYCHAUDA

I. PRESENTATION GENERALE

A. Situation géographique

Le complexe volcano-détritique, qui est l'objet de cette étude, se situe à la périphérie du massif des Ecrins-Pelvoux, sur sa bordure orientale.

Il forme une longue bande d'affleurements d'orientation méridienne, dont la largeur varie irrégulièrement du Nord au Sud. Cette bande débute au col du Lautaret, se poursuit vers le Sud par les montagnes du Monétier (pics du Casset) et se termine à la latitude de Vallouise dans la vallée de l'Eychauda.

Au Nord, le complexe atteint son extension maximale et constitue le flanc nord, entre 2 100 m et 2 800 m, du petit massif de Combeynot (3 155 m) dont l'ossature est un granite, équivalent de celui du Pelvoux. Ce massif, de forme elliptique, est très bien individualisé et constitue à lui seul une entité géographique, satellite du massif des Ecrins-Pelvoux proprement dit.

Il est bordé au Sud Ouest par le synclinal liasique d'Arsine, au Nord par le col du Lautaret et la vallée de la Guisane, au Sud Est par la vallée du Grand Tabuc.

Les têtes de Sainte Marguerite sont à relier à ce massif, mais séparées de celui-ci par la vallée du Petit Tabuc.

Le terme Combeynot sera toujours envisagé au sens géologique et inclura donc les crêtes de Sainte Marguerite.

Plus au Sud, il se réduit à une bande étroite, souvent difficile à suivre en raison de l'extension de la couverture sédimentaire et des complications tectoniques en écaillés successives affectant à la fois le socle cristallin et le sédimentaire sus-jacent (autochtone ou charrié).

Cette zone intermédiaire est donc très perturbée et constitue l'essentiel des écaillés de l'Yret, de la crête des Grangettes et de la Croix de Cibouit. On observe même un redoublement de ce complexe au niveau de la crête des Grangettes.

Cet écaillage, bien qu'il interrompe apparemment l'unité entre la région du Lautaret et celle de l'Eychauda, ne compromet cependant pas la continuité du complexe, car au Nord comme au Sud nous avons toujours rencontré les mêmes faciès pétrographiques.

Au Sud il s'élargit brusquement et constitue le flanc est de la montagne de la Cime, face à l'alpage de Chambran dans le vallon de l'Eychauda.

Ce complexe, d'autre part, est fort bien limité géologiquement : il est encadré par le granite du Pelvoux sur sa bordure ouest et par la nappe du Flysch qui le recouvre à l'Est. La direction des couches est Est-Ouest puis devient méridienne en direction du Sud. Le pendage toujours fort, varie entre 60° - 90°.

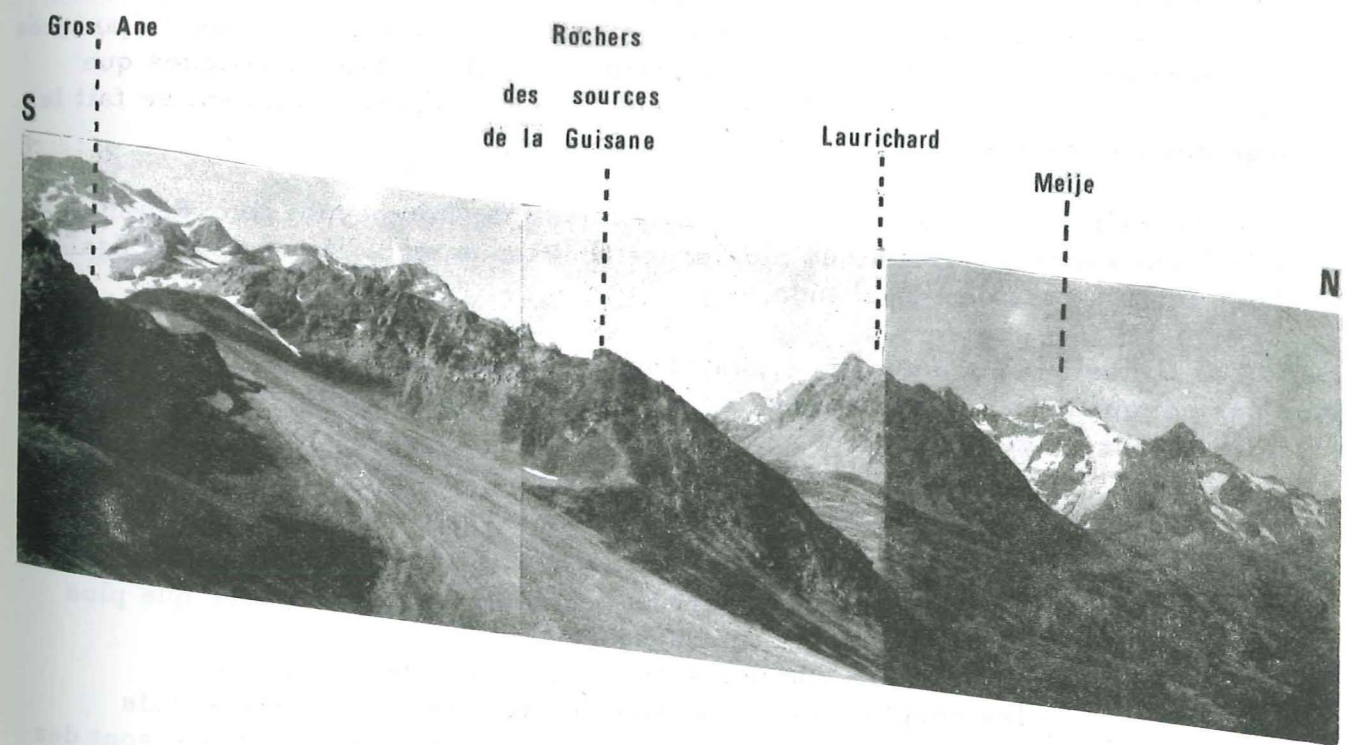


Fig. 1. Panorama du versant nord du massif de Combeynot

B. Historique

La carte de P. TERMIER au 1/80 000 peut donner un bref aperçu de la géologie de Combeynot et de l'Eychauda ; c'est encore la seule en vigueur, aussi l'avons-nous souvent utilisée pour guider notre étude. L'ensemble du complexe avait la dénomination schistes cristallins X injectés de filons d'aplite et de microgranite. Ce que nous considérons comme les grauwackes du rocher de Guerre sont signalés sous le nom de "cornéennes du Tabuc" en raison de leur grain très fin et de leur aspect. Les écailles cristallines étaient désignées sous le nom d'"aplite". Il semble que certains faciès leucocrates aient été confondus et appelés ainsi "aplite", car l'intense mylonitisation de ces écailles rend la roche difficilement reconnaissable à ce niveau.

C. Les différents faciès

Le complexe volcano-détritique de Combeynot-Eychauda forme un tout homogène et bien individualisé. En outre les différents faciès qui le constituent, passent de l'un à l'autre en toute continuité. Il serait donc préférable de l'envisager dans son ensemble, mais pour des raisons de commodité d'exposé nous avons été amenés à y différencier un certain nombre de faciès lithologiques caractéristiques que nous décrirons successivement. Dans chaque cas, on indiquera comment se fait le passage aux autres roches et comment il se produit.

Tous les faciès ont été définis dans le massif de Combeynot pour des questions de localisation géographique plus précise. Bien entendu ils englobent également les faciès types de l'Eychauda.

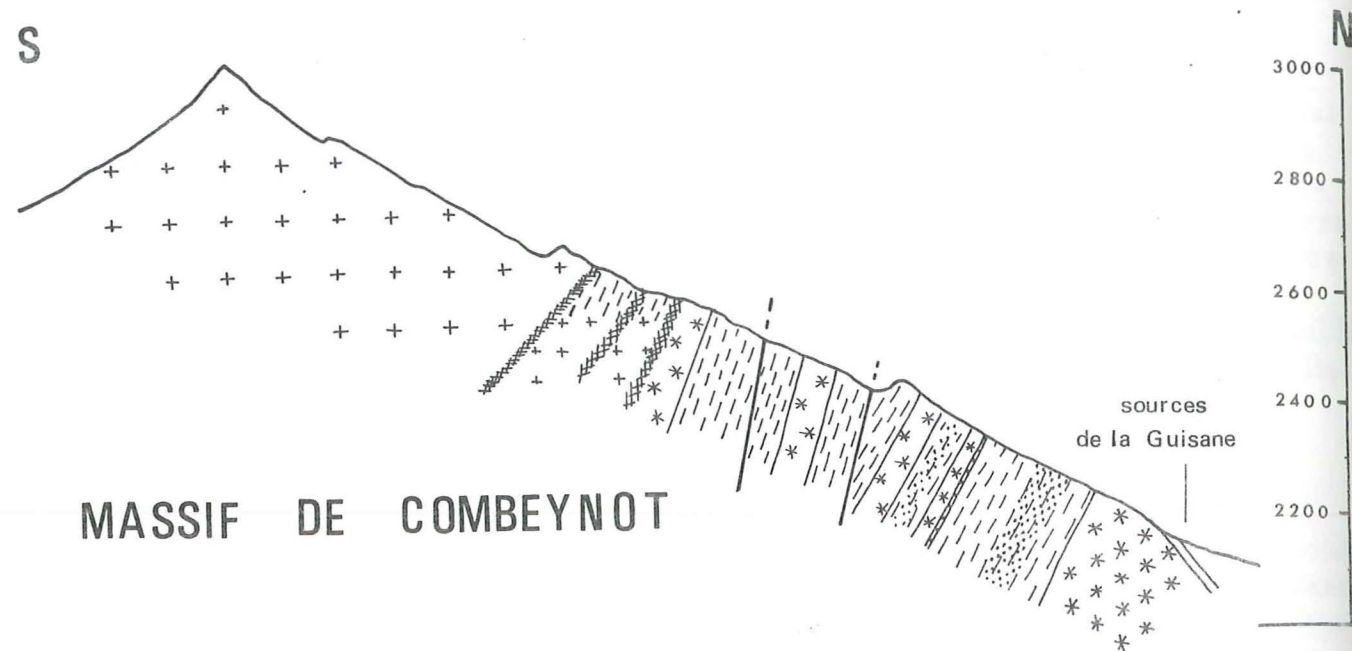
Les faciès que nous avons définis, sont tous métamorphiques. Cependant pour des commodités de description, nous avons anticipé dans la dénomination concernant leur origine.

a) Les faciès volcaniques

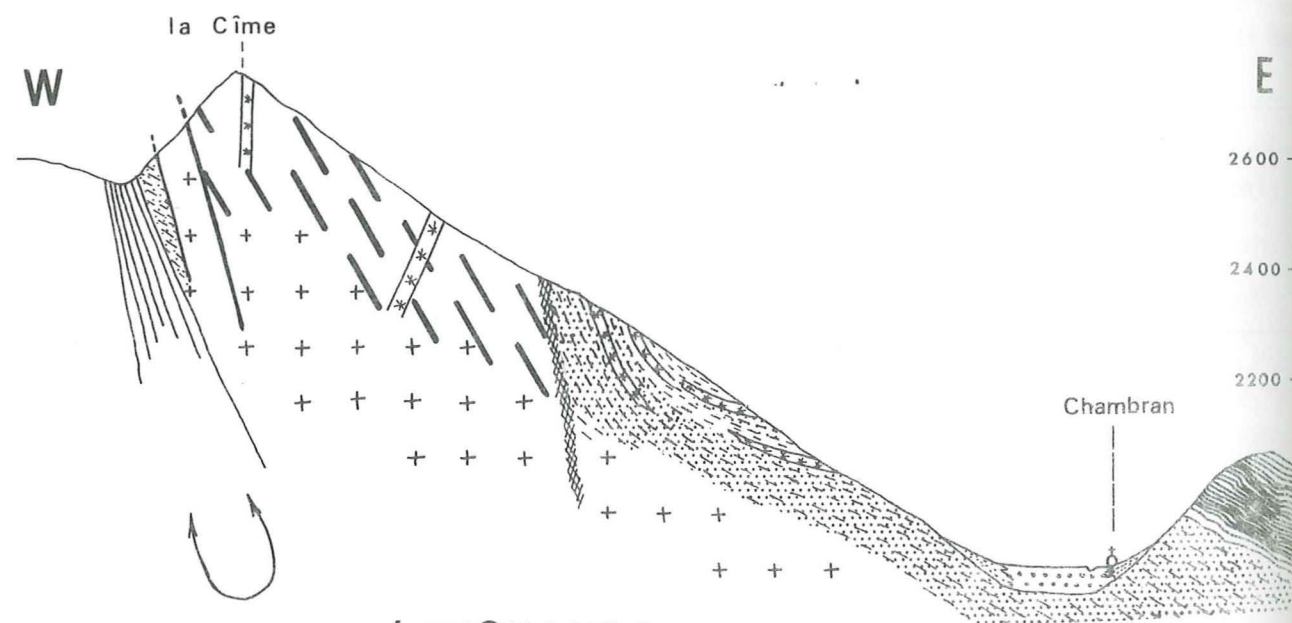
- Les rhyolites, très leucocrates au Combeynot (rocher des sources de la Guisane), et vert bouteille à l'Eychauda parce que plus riches en minéraux ferro-magnésiens ;
- la microbrèche noire de la pyramide de Laurichard ;
- les porphyroïdes arkosiques : roches composées de tufs rhyolitiques remaniés, mêlés à des sédiments arkosiques. Ce sont des faciès monotones, très épais qui se rencontrent essentiellement au Combeynot.

b) Les faciès détritiques

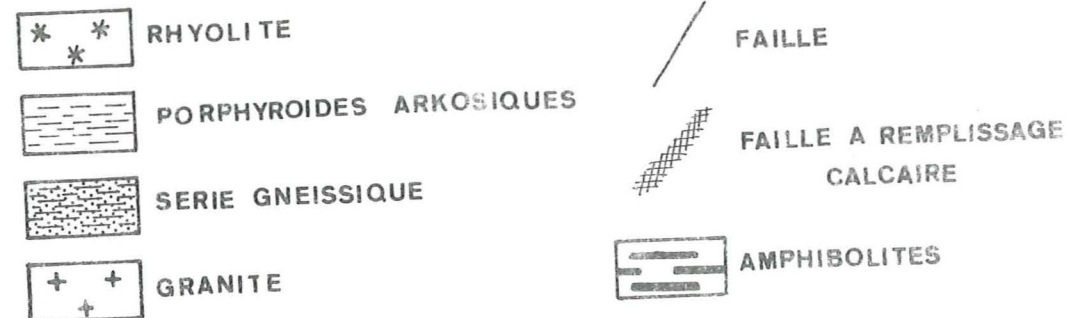
- roches détritiques psammitiques à allure trompeuse de gneiss.



MASSIF DE COMBEYNOT



VALLON DE L'EYCHAUDA



- . Gneiss des Clochettes à granulométrie très variable (éléments de 0,5 mm à 6 cm).
- . Gneiss de Laurichard.

- Les grauwackes exclusivement cantonnées aux rochers de Guerre.

En fin de compte, nous avons affaire à un complexe volcano-détritique où tous les faciès passent de l'un à l'autre par variation progressive, latérale et verticale.

A cela s'ajoute une répétition des faciès (voir planche n° 1) imputable soit à la tectonique soit à la stratigraphie.

II. DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

Les faciès volcaniques

A. LES RHYOLITES

P. TERMIER (1899) puis P. BELLAIR (1948) considéraient ces rhyolites comme des filons intrusifs dans la série des schistes cristallins, en relation avec le cortège filonien du granite type Pelvoux, et également comme un faciès de bordure de ce granite.

Cependant, R. OZOUK (1955) montra que, contrairement à l'opinion admise généralement, les rhyolites de Saint-Christophe-en-Oisans (de même type que celles de Combeynot) appartenaient à la série encaissante des schistes cristallins. Ces laves avaient été mises en place avant la montée des granites.

Dans sa géologie du granite (1946) E. RAGUIN reconsidère les vues de P. TERMIER, et fait de ces rhyolites un faciès de bordure du granite (microgranite).

1/ Mode de gisement

Ces laves se présentent en horizons successifs très allongés, intercalés dans de puissants niveaux détritiques : porphyroïdes arkosiques ou gneiss. L'épaisseur de ces formations volcaniques peut varier de 10 à 100 m et l'étendue recouvre plusieurs centaines de mètres.

Une observation attentive montre que ces horizons rhyolitiques ne présentent pas l'homogénéité habituelle d'un filon de rhyolite à épontes franches. On

constate même que d'un bord à l'autre, la rhyolite ne présente pas les mêmes caractéristiques.

Sur un bord, la rhyolite a un aspect bréchiq ue grossier et se mêle avec des éléments de la roche encaissante. Exceptionnellement, on peut voir de petits niveaux conglomératiques (P. TERMIER, 1899) limitant rhyolite et encaissant.

Sur l'autre bord, le passage aux formations encaissantes se fait de façon très progressive : on voit apparaître dans la rhyolite une très fine stratification parallèle à la stratification générale des roches, de plus en plus nette quand on se rapproche de l'encaissant (voir fig. 2).

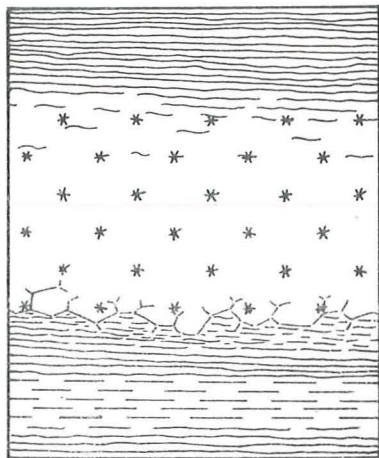


Fig. 2. Gisement de la rhyolite

De ce fait, il est très difficile de dire, sur une zone de 1 à 2 m, si l'on a affaire à une rhyolite ou à des porphyroïdes arkosiques car tel est l'encaissant dans ce cas particulier.

Au coeur du "banc" la rhyolite demeure homogène et compacte sans aucune particularité.

Ces caractères ont une valeur générale pour tous les niveaux rhyolitiques rencontrés, autant que les conditions d'observation le permettent.

Quelquefois, la rhyolite passe directement à des gneiss sur ses deux bords et on observe de nouveau un aspect bréchiq ue.

2/ Etude pétrographique

a) Echantillon GL 64 : rhyolite blanche (rochers des sources de la Guisane - Combeynot, altitude 2 500 m)

Ces laves se présentent en masse très compacte et sont difficiles à casser. Leur grande dureté fait qu'elles donnent un léger ressaut dans la topographie.

Il est malaisé d'obtenir une cassure fraîche pour l'observation des minéraux, car la roche a subi un diaclasage tel, qu'à chaque coup de marteau, celle-ci se débite en parallélépipèdes de plus en plus petits dont les faces sont ternies, oxydées ou choriteuses. Les éboulis par contre fournissent des échantillons de bien meilleure qualité.

La couleur générale de la rhyolite varie entre le gris vert foncé et le vert pâle très clair. Les phénocristaux abondent : le quartz se présente en belles sections automorphes à éclat gras (3 mm de diamètre) ; les feldspaths, beaucoup plus nombreux que le quartz, sont le plus souvent en amas de plusieurs phéno-

cristaux ou bien en phénocristaux solitaires sensiblement de même taille que le quartz; ils ont un éclat blanc nacré à rosé.

Sur grand échantillon, la rhyolite présente une très discrète schistosité soulignée par de petits amas biotitiques bruns. Lorsque la lave est parcourue par des microfractures, celles-ci sont remplies par de la chlorite ou du quartz.

Cette rhyolite peut s'observer facilement dès les premiers affleurements cristallins de la base du massif, au pied même des rochers des Sources de la Guisane à l'altitude 2 150 m, derrière le chalet des Couchettes au col du Lautaret.

Dans ce massif, la rhyolite se présente toujours sous le même aspect, à ceci près, que la couleur de la pâte peut varier ainsi que celle des feldspaths. Il n'en reste pas moins que la composition minéralogique est la même.

Etude microscopique (planche II, fig. 1)

Les constituants de cette roche sont :

quartz	biotite
plagioclase An (28-30)	chlorite
feldspaths potassiques	minéraux opaques
	apatite - zircon

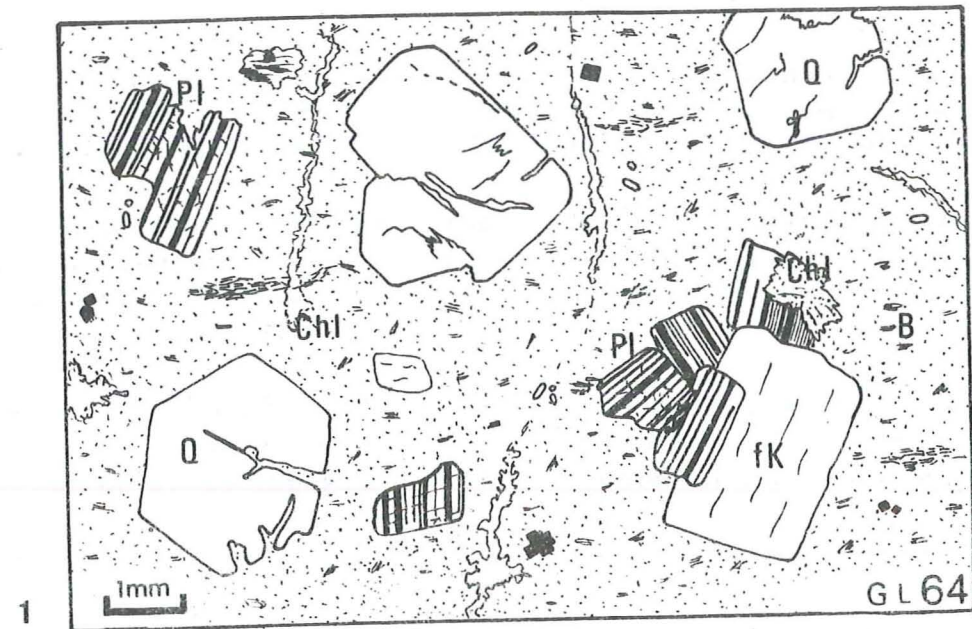
La pâte est formée d'un agrégat quartzo-feldspathique microcristallin.

La lave peut également surprendre par la fraîcheur et la netteté de la structure volcanique primitive : les minéraux constitutifs ne montrent aucune altération due à un vieillissement de la roche ; seule une très légère foliation peut s'observer, soulignée par de fines biotites.

. Le quartz se présente toujours en très belles sections automorphes, mais la corrosion en doigt de gant est plus ou moins prononcée. Quelle que soit son allure générale, il a toujours une extinction roulante, jamais franche. Quand il est un peu étiré, il présente alors une extinction en damier.

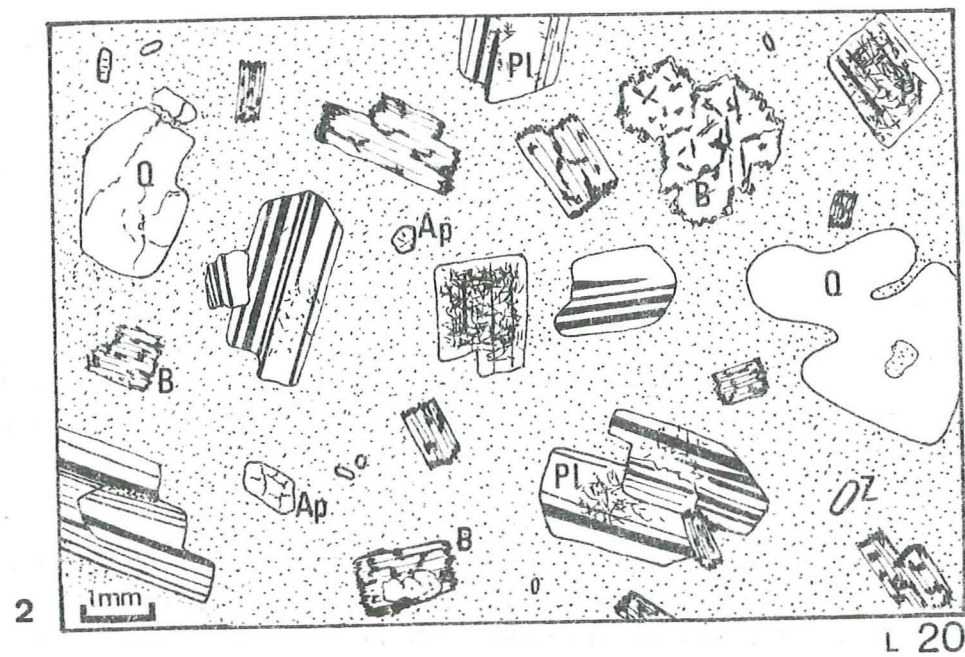
. Les plagioclases sont en phénocristaux soit solitaires dans la pâte, soit regroupés en amas. Leur degré d'altération est variable et ils peuvent présenter l'aspect classique de plagioclases séricitisés. Certains sont entièrement pseudomorphisés en séricite et quartz (pl. III, photo 2).

Planche II



1 Rhyolite blanche
Echantillon GL 64

Rocher des sources de la Guisane (alt. 2 500 m), massif de Combeynot. Dans une pâte microcristalline, baignent des phénocristaux de quartz (Q), de plagioclase (Pl), de feldspaths potassiques (fK). Une fine trame de biotite (B) souligne la foliation. Des microfractures à remplissage de chlorite (Chl) recourent indifféremment la roche.



2 Rhyolite verte
Echantillon L 20

Montagne de la Cime - vallon de l'Eychauda. La pâte microcristalline est riche en quartz très corrodé (Q), en plagioclases (Pl), en biotites chloritisées (B), en grandes apatites (Ap) et en zircons (Z).

. Les feldspaths potassiques, souvent maclés Carlsbad, sont tous perthitiques (perthites en veines ou en filonnets). Ils sont généralement de plus grande taille et peuvent englober des plagioclases.

. Les biotites, toujours de très petite taille, sont en amas orientés et donnent à la rhyolite sa schistosité. Elles ont un pléochroïsme brun rouge clair à verdâtre, mais irrégulièrement réparti. De plus les clivages sont riches en minéraux opaques.

On peut considérer qu'elles tendent à se déstabiliser en chlorite.

La pâte de la rhyolite est entièrement dévitrifiée et se compose d'un agrégat finement cristallin quartzo-feldspathique riche en zircons et en très petites apatites. On y trouve également un peu de pyrite.

Dans les zones de microfractures très ténues, de la chlorite amiboïde (pennine) très fraîche d'aspect, cristallise, ainsi que du quartz et de l'albite.

Si la fracturation est très poussée, la rhyolite présente de longues traînées vertes recoupant la roche en tous sens.

b) Echantillon L 20 : rhyolite verte (montagne de la Cime - vallon de l'Eychauda)

Egalement très dure, cette roche se repère par les "bancs" à arêtes vives qu'elle forme sur le terrain. La couleur vert sombre provient de la très grande abondance de biotites chloritisées.

Le quartz sous forme de cristaux automorphes, est peu représenté par contre la densité générale des phénocristaux est plus grande que dans la rhyolite de Combeynot.

L'orthose cristallise en très grands cristaux roses pouvant atteindre plusieurs centimètres ; la macle de Carlsbad peut se repérer à l'oeil nu en faisant miroiter les sections.

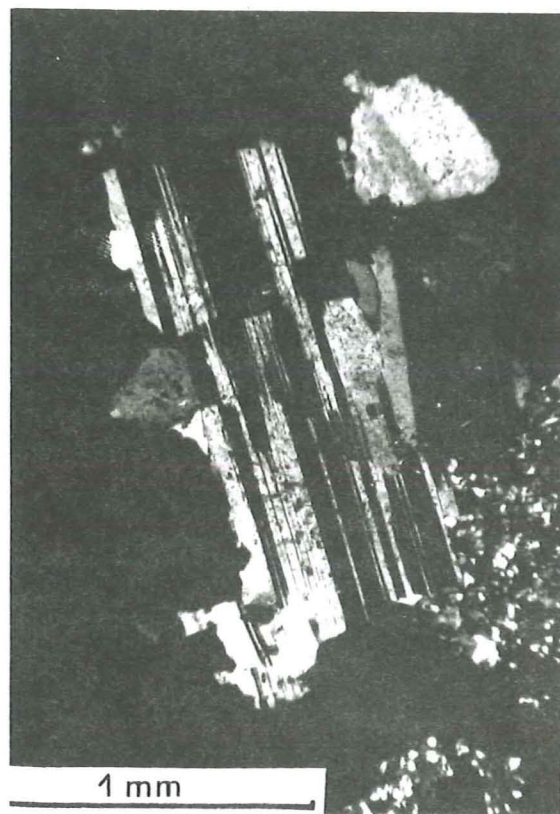
Les plagioclases, toujours de très petite taille, sont blanc verdâtre.

Les biotites particulièrement abondantes, ne sont pas orientées : elles se présentent en belles sections hexagonales vert bouteille à reflet bronzé.

Etude microscopique (planche II, fig. 2)

Les constituants de cette roche sont les suivants :

quartz	apatite
plagioclase (An 30)	zircon
orthose	rutile
biotite	épidote
	minéraux opaques



1



2

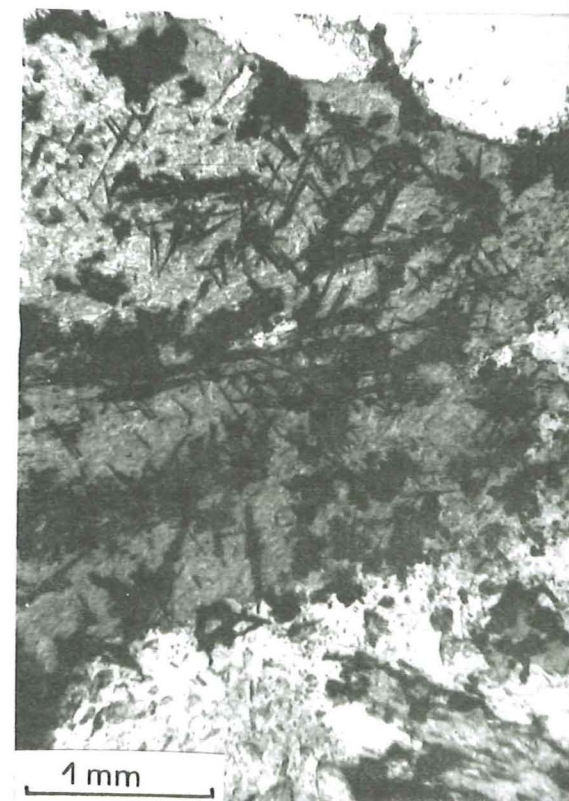
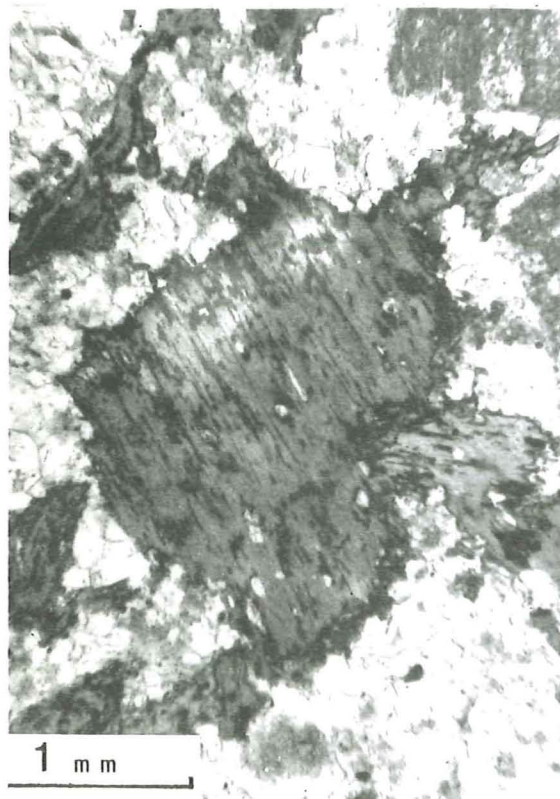


Planche III

Détails des rhyolites

Photo 1 Plagioclase englobé par un feldspath potassique (sombre). Sur le trajet d'une veine perthitique (bande plus claire sur le bord gauche) le plagioclase est cassé. Il s'agit de perthite d'origine tectonique.
Peyron des Claux - vallon de l'Eychauda
échantillon L 27 - LP x 40.

Photo 2 Phénocrystal de plagioclase complètement pseudomorphosé en séricite et quartz. La forme du cristal primitif est intacte.
Rochers des sources de la Guisane - Combeynot
échantillon GL 50 - LP x 15.

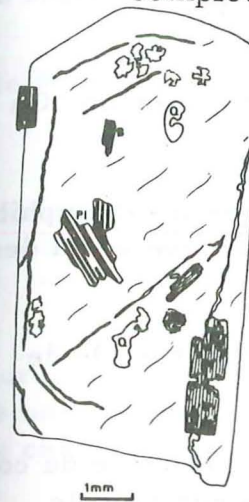
Photo 3 Biotite chloritisée avec son exsudat ferro-titané dans les clivages et à la périphérie.
Crête de la Cime - vallon de l'Eychauda.
échantillon L 26 - LN x 25.

Photo 4 Aiguilles de rutile maclées sagénite en épitaxie sur le plan 001 d'une biotite chloritisée.
échantillon L 26 - LN x 25.

Dans une pâte dévitrifiée quartzo-feldspathique fine et homogène abondent les phénocristaux de :

. quartz automorphe à golfes de corrosion très profonds ; souvent même le cristal s'arrondit aux angles, se "fond" dans la pâte et perd sa forme hexagonale. Il développe alors à sa périphérie, avec la pâte quartzo-feldspathique une petite auréole micropegmatitique.

. Plagioclases (An 30), souvent salis par altération. Certains sont complètement séricitisés et présentent une légère zonation.



De tous les feldspaths observés ce sont les seuls à montrer une altération en épidote. Celle-ci s'observe de préférence en bordure des plagioclases.

. Feldspaths potassiques poecilites en grands cristaux pouvant atteindre plusieurs centimètres (fig. 3) englobant quartz, plagioclase, biotite, etc.

Ce sont selon toute vraisemblance des phénocristaux de dernier temps de cristallisation de la lave.

Fig. 3. Feldspath potassique poecilite

Ces feldspaths sont toujours perthitiques. Ce sont des perthites en veine d'origine tectonique apparues au cours de déformations mécaniques. En effet nous avons pu observer le phénomène suivant : un plagioclase englobé par un feldspath potassique poecilite montre une série de cassures en escalier, finement soulignées par les macles. La zone de cassure se prolonge dans l'orthose par de très grosses veines de perthite. Ce phénomène se répète chaque fois qu'une veine de perthite traverse un plagioclase (photo-fig. 4).

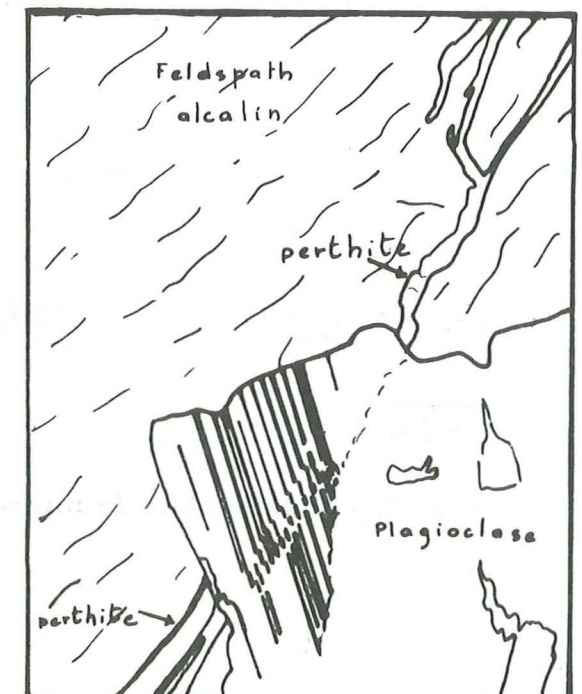


Fig. 4. - Microphoto et interprétation d'une perthite

. Biotite non orientée, très abondante. Elle présente tous les signes d'une chloritisation en pennine :

- pléochroïsme dans les vertikaki
- couleur de polarisation violette à lie de vin
- abondance des exsudats ferro-titanés.

Elles contiennent également de nombreuses inclusions d'apatite et de zircons caractéristiques à leur auréole pléochroïque. Lorsqu'on observe une section de biotite suivant le plan (001), on peut remarquer que le sphène des exsudats s'accompagne de rutile maclé sagénité (planche III photo 4).

La pâte est riche en apatite pouvant atteindre 1 mm et en zircon. On trouve aussi de la pyrite, mais toujours en très petite quantité.

On peut remarquer, mais très rarement, de fines baguettes d'amphibol les complètement altérées en épidote, chlorite et quartz. (On y trouve aussi des pseudomorphoses d'albite).

c) Echantillon GL 58; microbrèche rhyolitique (pyramide de Laurichard (altitude 2 420 m)

Sur le flanc nord de la pyramide de Laurichard, face à la route du col du Lautaret se trouve un horizon rhyolitique que l'on peut suivre sur plus de 250 m. La puissance semble de 5 à 10 m.

Cet horizon rhyolitique très étendu, se trouve interrompu en plusieurs endroits par des niveaux noirs de microbrèche rhyolitique. L'extension de ces niveaux est d'une trentaine de mètres en moyenne ; exceptionnellement il en existe un que l'on peut suivre sur 80 m. Le passage entre rhyolite et microbrèche se fait brusquement soit par bisautage, soit par intrication des deux faciès (fig. 5).

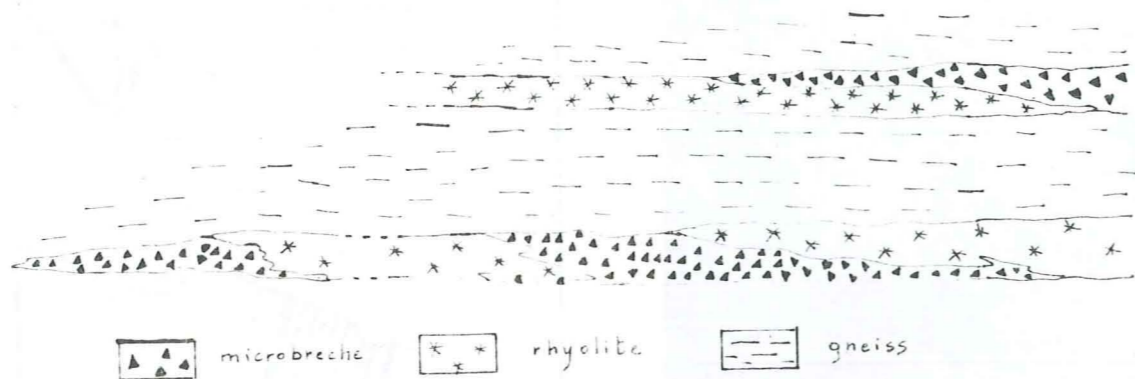


Fig. 5. - Gisement de la microbrèche dans la rhyolite

En masse cette microbrèche est absolument noire et ne montre que quelques plages polyédriques de quelques centimètres carrés à peine plus claires que le fond de la roche.

On ne distingue aucun minéral à l'exception de débris de quartz miroitants.

Aspect microscopique

Très hétérogène, cette brèche ne présente aucun granoclassement. Elle se compose des éléments suivants :

- morceaux anguleux de rhyolite pouvant atteindre quelques centimètres
 - débris très nombreux de minéraux, constituant la majeure partie de la roche : quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite.
- Si l'on en juge par la taille des éléments (0,2 à 5 mm) l'émiettement est considérable.

La particularité de cette brèche vient de son ciment composé de quartz microcristallin, d'une purée de séricite, et de traînées noirâtres pouvant former des nuages opaques. Nous avons interprété ces traces noirâtres comme des résidus charbonneux.

L'analyse chimique a confirmé la présence de carbone dans cette roche, en quantité non négligeable.

Pour expliquer la présence de carbone au sein de cette brèche, on peut penser qu'au moment de l'épanchement, la rhyolite explosait dans des niveaux détritiques riches en débris de végétaux, ou qu'il s'agit d'un épandage de type ignimbritique s'effectuant au sein des sédiments.

L'émiettement général a conduit à former une brèche remaniant tous ces éléments.

L'étendue de cette formation est assez dérisoire et il ne faut pas lui donner une importance excessive, mais il est intéressant de noter qu'il existe dans le Massif Central des formations pyroclastiques acides très épaisses, riches en niveaux charbonneux : ce sont les "tufs anthracifères".

3/ Etude pétrochimique

Les rhyolites sont pétrographiquement variées d'un massif à l'autre, aussi allons-nous voir leurs différences en étudiant leur caractères pétrochimiques.

a) Triangle Q - Ab - Or

Rapportées sur un diagramme silice-albite-orthose (fig. 6), les valeurs se cantonnent de façon très homogène entre le pôle rhyolitique (33) et le pôle dacitique (22) moyens (M. CHENEVOY, 1968) ainsi que dans "le domaine des roches extrusives tenant 86 % d'Ab + Or + Q normative" (O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN, 1958).

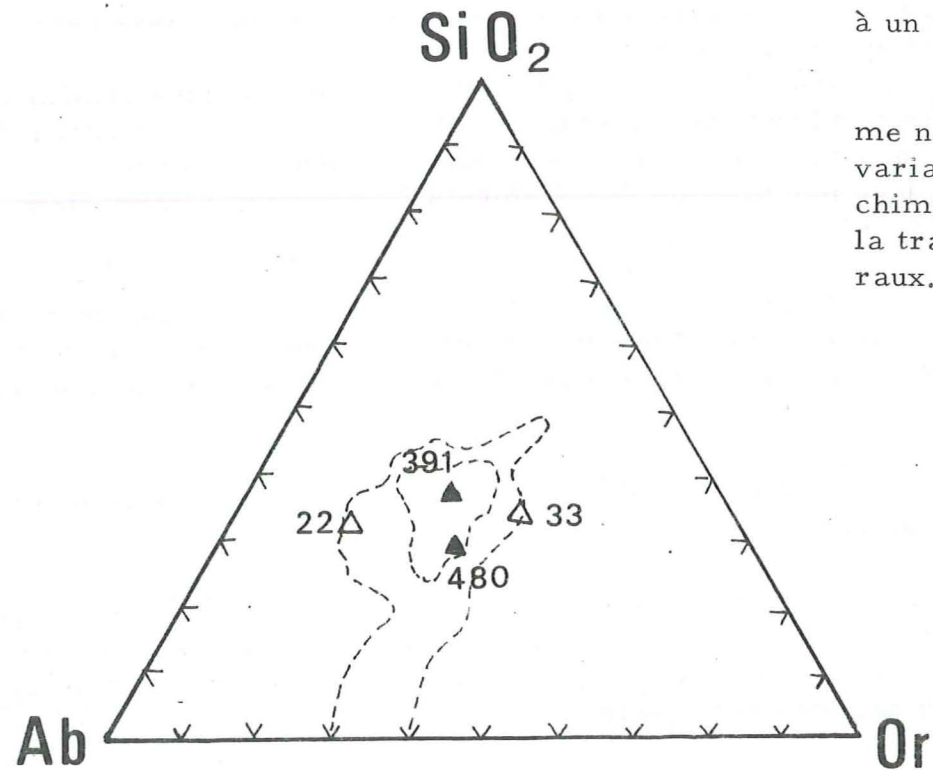


Fig. 6. - Triangle Q - Ab - Or

b) Diagramme de J. Jung (planche IV). Le diagramme de calcoalcalinité de J. Jung

$$R = \frac{100 \text{ CaO}}{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$$

montre que la rhyolite de Combeynot par son indice

R, appartient au domaine des rhyolites sensu stricto alors que celle de l'Eychauda, voisine du domaine des dacites, ressemble plutôt à une estérellite.

On a donc affaire à un matériel rhyodacitique.

Mais ce diagramme ne fait pas ressortir les variations de composition chimique responsables de la transformation des minéraux.

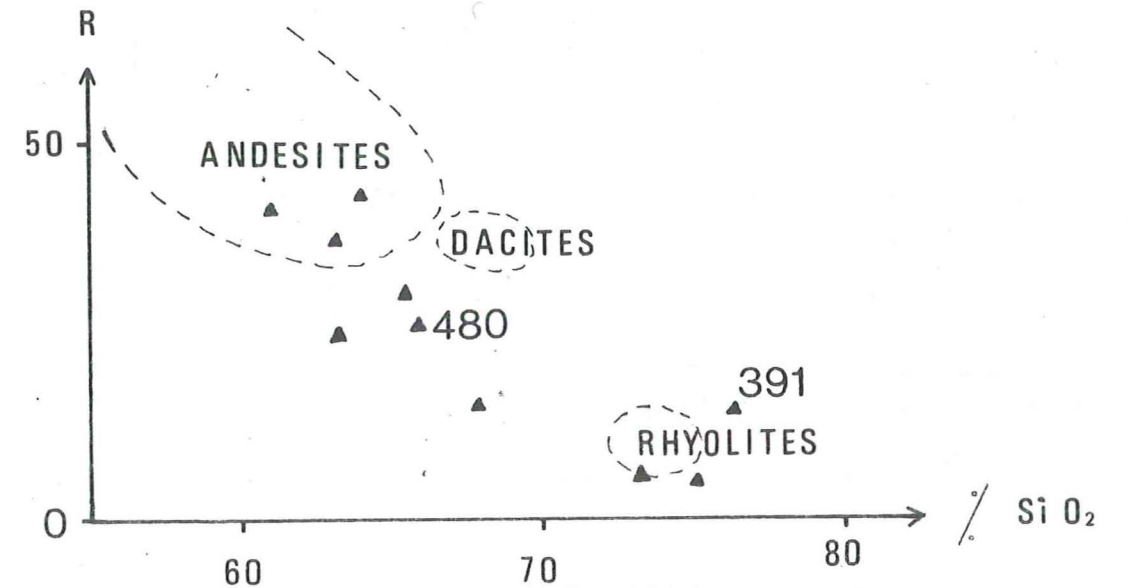


Planche IV. Diagramme de J. Jung

c) Calcul des normes virtuelles et des paramètres CIPW-Lacroix

Un calcul de la norme a donné les pourcentages de minéraux virtuels suivants :

n°	Q	Or	Ab	An	Pyr	Ilm	Mag	Ap	Cor	Total
391	34,7	24,2	33	3,4	4,5	0,3	0,8	0,15	-	101,05
480	22,05	27,8	26,7	11,9	12,5	10,9	1,16	traces	1,9	104,91

Le calcul des paramètres CIPW - Lacroix a donné :

n°	p	q	r	s	h	k	l	m
391	I	(3)4	'2	3'	'2	1	1	2'
480	I'	'4	2'	3'	2	1	1	2

Par leurs paramètres, ces deux sortes de rhyolites (391 et 480) appartiennent cependant à un magma rhyolitique monzonitique.

Rappelons que les rhyolites décrites par R. OZOUK (1965) ont les paramètres suivants :

- rhyolite de l'Alpe du Pin I (II) 4. 2. 4
- rhyolite de la Bernadière (I) II 4. 3. 3

la première correspond à la famille akéritique tandis que la seconde se classe dans la famille monzonitique.

4/ Conclusion partielle sur l'étude des rhyolites

Les rhyolites de Combeynot et de l'Eychauda sont des laves épanchées, incluses dans les gneiss. Ce ne sont ni des filons recoupant, ni des faciès de bordure du granite de Combeynot, bien que la composition chimique puisse révéler un vague lien génétique.

Elles forment un tout indissociable avec le complexe détritique. De plus, elles ont conservé de façon intacte leur caractère primitif de lave. Elles ont acquis cependant une très fine schistosité soulignée par une trame micacée dans la foliation.

Bien qu'appartenant toutes deux à un magma rhyolitique monzonitique, ces rhyolites diffèrent cependant par quelques caractères :

- la rhyolite de Combeynot semble légèrement plus alcaline tandis que celle de l'Eychauda est un peu plus calco-magnésienne.

Elles s'apparentent toutes deux aux rhyolites de Saint-Christophe - en-Oisans.

B. LES PORPHYROIDES ARKOSIQUES

Ce sont d'anciennes laves (rhyolites) ou tufs rhyolitiques demantelés, plus ou moins mêlés à des venues détritiques, puis métamorphisés.

J. DE LAPPARENT (1909) a défini très précisément les porphyroïdes sensu stricto comme des "roches porphyriques dans lesquelles on voit des phénocristaux plus ou moins étirés de feldspaths et de quartz baigner dans une pâte schisteuse".

Or l'étude de ces roches a montré des différences notables dans certains faciès qui pouvaient présenter des structures nettement détritiques. Cette définition devenait donc insuffisante pour caractériser les termes extrêmes : aussi avons-nous choisi le terme "porphyroïde arkosique" (P. VIALON, 1966) pour montrer la double origine de ces formations, à la fois volcanique acide et détritique par démantèlement de rhyolites, puis mélange à des formations arkosiques.

1/ Mode de gisement

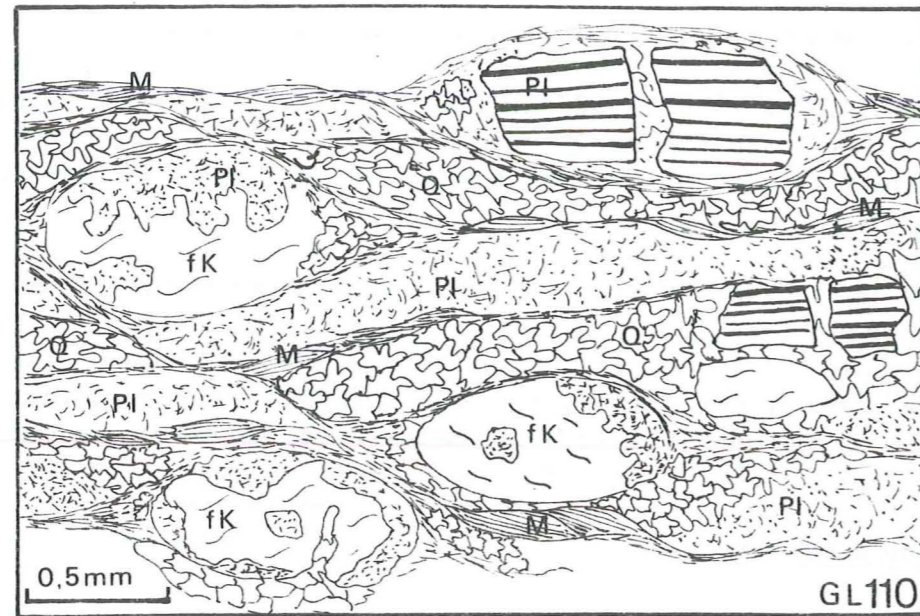
Ces faciès se rencontrent immédiatement au-dessus des horizons rhyolitiques ; le passage entre ces deux formations se fait très progressivement. On voit apparaître vers le sommet du niveau rhyolitique massif un très fin litage ou rubanement qui s'affirme de plus en plus pour être essentiel dans les niveaux franchement porphyroïdiques (voir fig. 2).

Ce sont de loin, les roches les plus importantes par leur extension dans le massif de Combeynot. Elles forment alors des horizons de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur dont la monotonie n'est rompue que par les "bancs" massifs de rhyolite ou par des passées de roches micacées à texture de gneiss.

Elles constituent tout le flanc nord de la montagne de la Madeleine entre 2 200 m et 2 950 m ; la partie terminale de l'arête des Clochettes (2 600 à 2 700 m) et une bonne partie des rochers des sources de la Guisane.

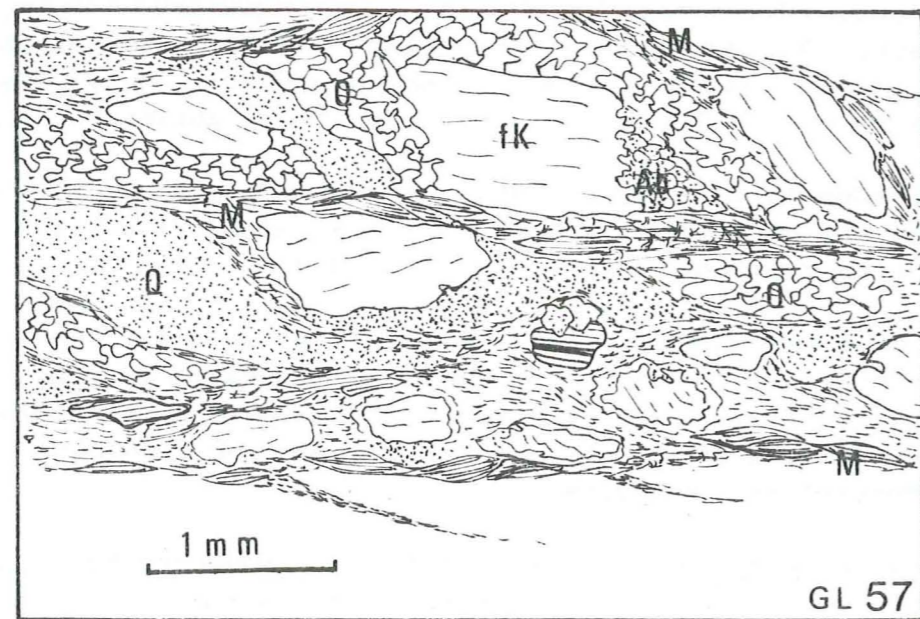
Nous ne connaissons pas la polarité vraie de la succession des gneiss, rhyolites et porphyroïdes, mais topographiquement ces dernières se situent au-dessus des autres faciès. Aussi pour la commodité de l'exposé nous considérerons que l'on "monte" dans la suite stratigraphique du complexe volcano-détritique lorsque l'on passe à ces porphyroïdes arkosiques.

Le passage des porphyroïdes aux formations voisines (roche micacée à structure gneissique) se fait de manière insensible, et, ce qui est toujours de règle, avec des récurrences de passées porphyroïdiques dans les niveaux de roches gneissiques et vice-versa.



1

GL 110



2

GL 57

1 Porphyroïde arkosique

Echantillon GL 110

Rocher des sources de la Guisane - massif de Combeynot.
 Dans la pâte composée de rubanements phylliteux (M) qui moulent des
 plages quartzo-plagioclasiques (Q-Pl) s'orientent des ovoïdes de felds-
 paths potassiques (fK) et, plus rarement, de plagioclasses (Pl).

2 Porphyroïde arkosique

Echantillon GL 57

Base des rochers des sources de la Guisane - massif de Combeynot.
 La structure est plus grossière et irrégulière que dans la roche précé-
 dente.

Ces roches sont blanches en masse et ont un grain très fin. Il semble que ce sont ces roches que P. TERMIER a dénommées "aplite" sur sa carte Briançon au 1/80 000, au Combeynot essentiellement, et dans les écailles cristallines de l'Eychauda.

2/ Etude pétrographique

Ces faciès sont très monotones et varient assez peu d'un secteur à l'autre. L'examen des lames minces a confirmé la très grande homogénéité des faciès.

On peut signaler toutefois quelques exceptions dont l'extension géographique demeure faible;

- porphyroïde très biotitique, plissotée = porphyroïde schisteuse
- porphyroïde grossière où les éléments sont peu transformés.

a) Description d'un faciès moyen

Le faciès type est une porphyroïde arkosique très claire (échantillon GL 110, pl. V, fig. 1), beaucoup plus leucocrate que la rhyolite de Combeynot, qui présente une structure schisteuse très prononcée soulignée par des lits de très fins micas blanc-verdâtre.

Aspect macroscopique

Suivant la schistosité de la roche qui semble correspondre à la stratification générale des formations, s'orientent dans la pâte quartzo-feldspathique de petits yeux de feldspaths ovoïdes sensiblement tous de même taille. Ces ovoïdes peuvent être de forme très irrégulière (échantillon GL 57, pl. V, fig. 2).

Ces roches présentent toujours le même type de diaclases à remplissage limonitique et chloriteux, vu précédemment dans les rhyolites.

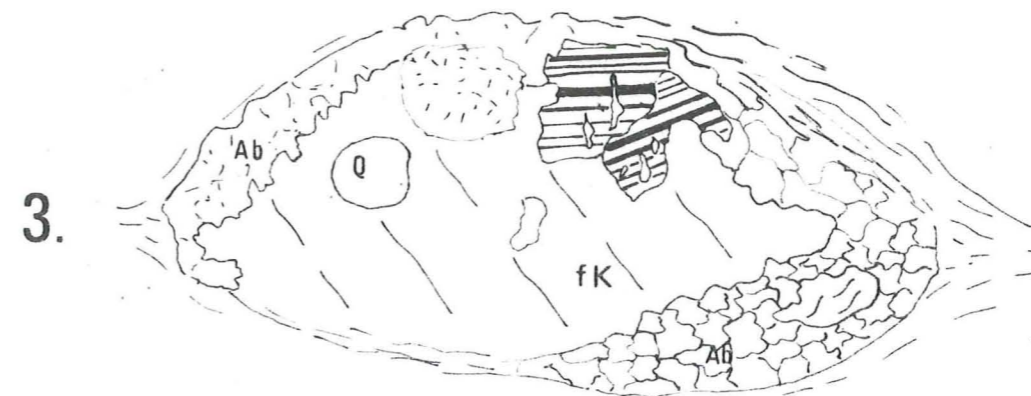
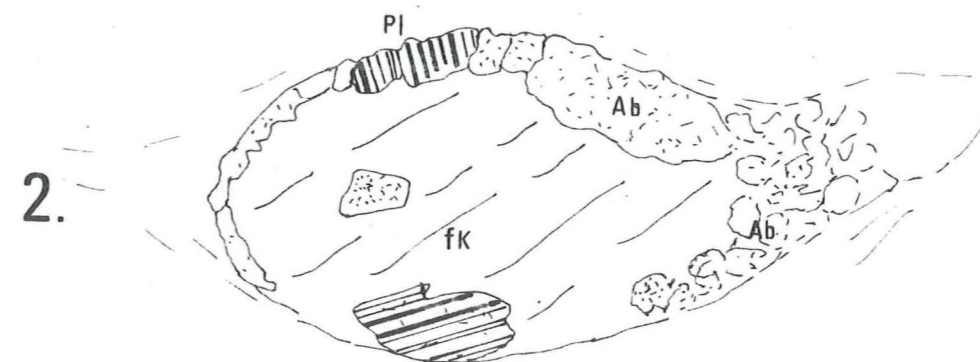
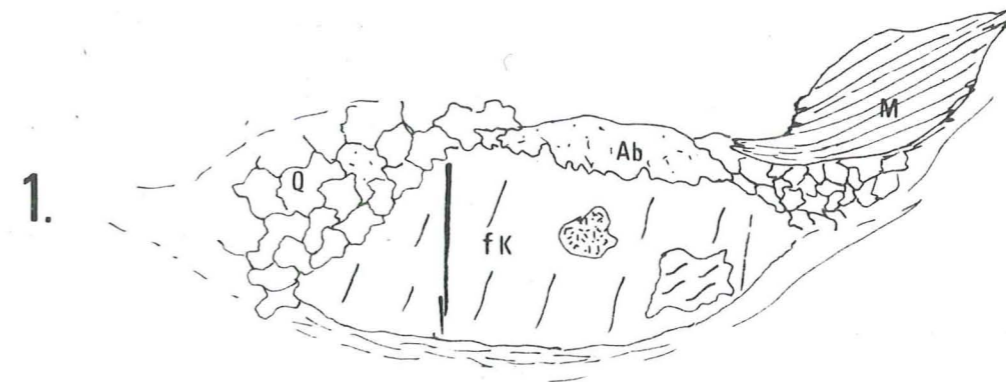
Aspect microscopique

La trame est composée de rubanements phylliteux englobant des amandes et des lentilles quartzo-feldspathiques.

Les rubans phylliteux

Ils sont composés de deux sortes de biotites :

très fines biotites (taille : 40 à 50 μ), vert pâle à incolore en lumière naturelle, riches en minéraux opaques dans les clivages. Elles forment la majeure partie des lits micacés et emballent de grandes biotites.



1 mm

Grandes biotites (taille : 0,2 à 0,5 mm), peu abondantes, tordues, déchiquetées, vert pâle également en lumière naturelle. On trouve aussi des minéraux opaques dans leurs clivages et à leur périphérie.

Elles tendent à se morceler à leur extrémité, à s'effiloche en passant aux fines biotites qui les rongent et les envahissent dans les zones cassées et déchiquetées.

Les plages quartzo-plagioclasiqes (50 à 100 μ)

On y voit s'orienter régulièrement des yeux de feldspaths suivant la schistosité générale. Ces ovoïdes sont constitués de feldspaths potassiques pour la plus grande part. Ceux-ci présentent une forme elliptique souvent parfaite et soulignée par la trame biotitique.

Ces ovoïdes de feldspaths potassiques contiennent souvent des restes d'autres feldspaths, car ils englobent et assimilent partiellement des plagioclases (pl. VI) : cela se traduit par des petites taches sales dans les feldspaths potassiques, qui sont des plagioclases presque totalement transformés, ou bien par des reliques plagioclasiqes myrmékitiqes encore reconnaissables. Sur sa périphérie le feldspath potassique présente une pseudo-structure en mortier, irrégulière : en effet celui-ci s'entoure d'une bordure quartzo-albitique bourgeonnante qui se prolonge à son extrémité par une petite queue d'étirement de même nature.

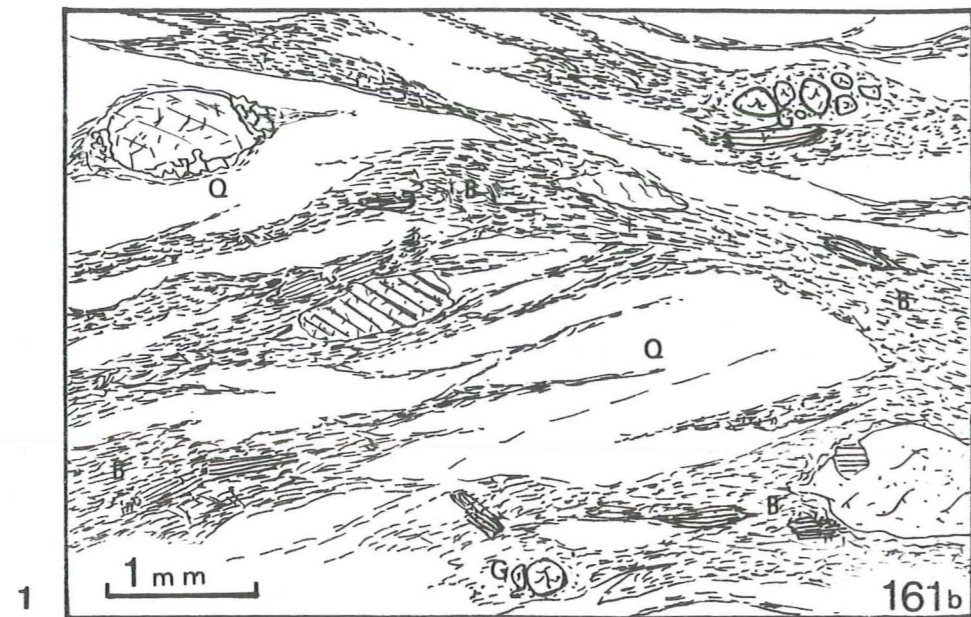
Celle-ci se fond peu à peu dans les rubanements micacés. Quelquefois, ces ovoïdes quartzo-feldspathiqties sont cassés et recimentés par une veine d'albite ou de quartz. Ils sont toujours perthitiqes (perthite en veines et en filaments).

Outre ces feldspaths potassiques, il existe également des ovoïdes de plagioclases. Ceux-ci sont beaucoup plus rares, de forme elliptique moins régulière, très souvent altérés, cassés et recimentés, par un matériel quartzo-albitique.

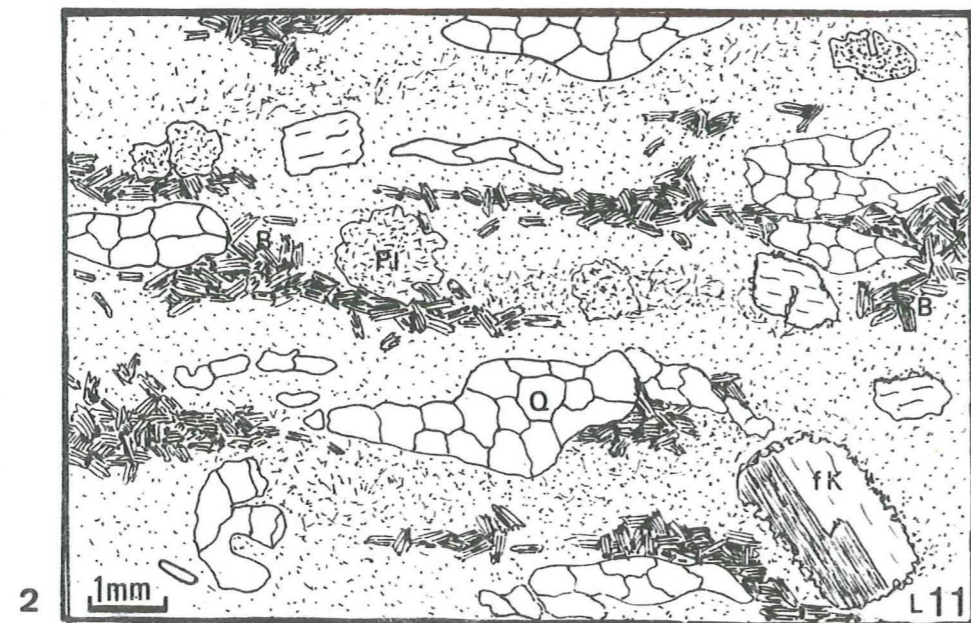
Les autres faciès de porphyroïdes arkosiques sont des particularités par rapport à ce type moyen, selon que les rubanements micacés ou, au contraire, les ovoïdes feldspathiqties prennent de l'importance.

b) Description d'une porphyroïde schisteuse

Faciès plissé à biotite. Echantillon GL 161 b (montagne de la Madeleine, altit. 2 650 m) (pl. VII, fig. 1)



- 1 Porphyroïde schisteuse
 Echantillon GL 161 b
 Montagne de la Madeleine (altit. 2 650 m)
 Massif de Combeynot.
 La pâte se compose de plages de quartz replissées (Q), soulignées par de la biotite (B). On peut noter des débris de grenats (G).



- 2 Porphyroïde grossière
 Echantillon L 11
 Verrou du lac de l'Eychauda (altit. 2 500 m).
 Le quartz (Q) forme des fuseaux allongés, la biotite (B) recristallise en paquets orientés.
 Les débris de plagioclases (Pl) et de feldspaths potassiques (fK) sont visibles.

Aspect macroscopique

Là, les phyllites prennent le pas sur les nodules et lentilles feldspathiques. La roche, en masse, est brune et montre un aspect de lits plissotés inhabituels dans ce secteur et ces faciès. Les très nombreux microplis des plages de quartz sont soulignés par la biotite qui moule également des yeux de feldspaths moins nombreux et irrégulièrement répartis.

Par sa grande teneur en biotite, ce faciès paraît constituer un intermédiaire entre la porphyroïde arkosique type et les gneiss que nous décrirons plus loin. Par ailleurs sa parenté avec les grauwackes est assez nette en raison de ses constituants et de la finesse de son ciment.

Aspect microscopique

La pâte de la roche est composée par des alignements replissés de quartz engrenés, mêlés à de fines paillettes de biotite.

Ces biotites sont légèrement décolorées (pléochroïsme brun clair) et sont riches en minéraux opaques et en sphènes. Dans le feutrage des fines biotites, on retrouve dispersées dans la trame de plus grandes biotites décolorées, riches également en minéraux opaques dans leurs clivages. Elles sont souvent réduites à l'état de squelette car, d'une part elles sont envahies et détruites par des feldspaths potassiques et du quartz et d'autre part les fines biotites ont tendance à recristalliser à leurs dépens.

Les cristaux de plagioclases vaguement ovoïdes sont irrégulièrement répartis ; ils sont plus rares et plus petits que dans le faciès type, et souvent salis et altérés par de nombreuses particules opaques et par de la séricite. Les bandes de quartz et de biotites les moulent toujours étroitement. La pâte de la roche est riche en débris de grenats, en apatites et en zircons.

c) Description d'une porphyroïde grossière

Faciès grossier. Echantillon L 11 : verrou du lac de l'Eychauda (altit. 2 500 m) (pl. VII, fig. 2).

Aspect macroscopique

La roche est très claire, constituée par de gros éléments de quartz et de feldspaths étirés dans un plan de schistosité très prononcé. On repère aisément les lentilles de quartz allongées et les fins lits de biotites qui soulignent l'orientation plane de la roche.

Aspect microscopique

Comme les précédentes, ces roches présentent également une pâte quartzo-plagioclàsique en plages allongées, mais au grain irrégulier. Des plages de quartz en gros grains engrenés forment des fuseaux allongés. Quelquefois la forme d'un cristal de quartz automorphe est encore reconnaissable. Les grands cristaux de feldspaths potassiques sont enveloppés par une couronne bourgeonnante d'albite et de quartz. Ils sont toujours perthitiques. On reconnaît quelquefois des macles de Carlsbad. Les plagioclases, en grands débris de forme quelconque, sont toujours très altérés ou salis par des particules opaques.

Les biotites, groupées en paquets forment une trame orientée suivant la schistosité de la roche. Elles sont fortement altérées et décolorées : le pléochroïsme est vert pâle sur la bordure et brun clair au centre ; de plus, elles sont riches en exsudats ferro-titanés. Ces biotites s'altèrent en donnant des chlorites.

La pâte est riche en apatites et en zircons souvent cassés.

3/ Conclusion partielle sur les porphyroïdes arkosiques

En fin de compte, ces roches apparaissent comme un mélange : par leur caractère, elles s'apparentent aux rhyolites vues plus haut (restes de phénocristaux plus ou moins morcelés de quartz et de feldspath, pâte fine englobant de gros phénocristaux, passage relativement continu aux rhyolites, chimisme (voir plus loin, etc.) et aux faciès nettement détritiques que nous allons voir maintenant (faciès clastiques de phyllites et de certains éléments feldspathiques, ainsi qu'un passage continu aux "gneiss" et aux grauwackes).

Elles s'en singularisent cependant par l'alternance de lits micacés qui englobent les débris de phénocristaux. On peut concevoir que leurs constituants proviennent à la fois d'épandages détritiques vrais et directement, de produits magmatiques effusifs. Nous allons voir qu'en effet les porphyroïdes arkosiques, justifiant ainsi leur dénomination, peuvent être d'origine ignimbrétique (tufs rhyolitiques directement dérivés des laves sous-jacentes) mais néanmoins liées aux sédiments environnants (provenant du démantèlement d'un socle granitogneissique).

Les faciès détritiques

A. LES GNEISS

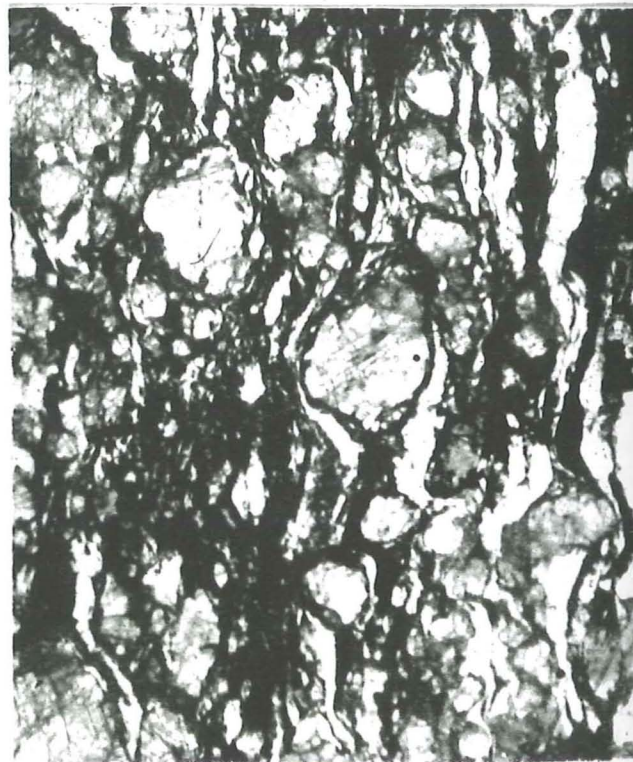
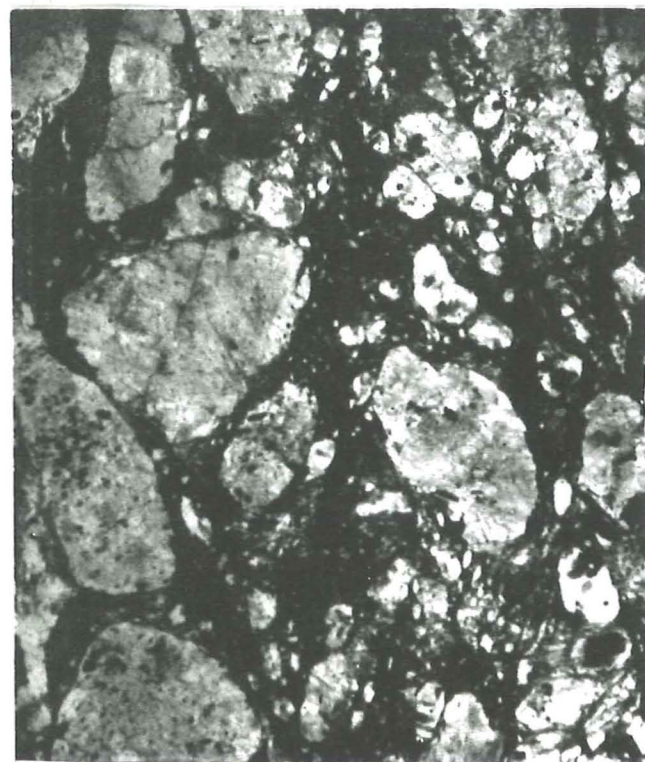
Sous cette dénomination très générale, nous avons voulu caractériser un faciès particulier où alternent des lits micacés et des nodules feldspathiques, non qualifier un degré de métamorphisme.



1



2



Gneiss

- Photo 1 Gneiss alcalin à biotites complètement chloritisées. Les déformations mécaniques ont donné des queues d'étirement de quartz à chaque feldspath.
Vallon de l'Eychauda - face Chambran (alt. 2 100 m).
Echantillon L 22 - LN x 15.
- Photo 2 Gneiss à grain fin, riche en biotites peu chloritisées.
Vallon de l'Eychauda - face Chambran (alt. 1850 m)
Echantillon L 14 - LN x 40.
- Photo 3 Gneiss très grossier à plagioclases mal orientés dans la trame biotitique. La structure détritique primitive est très bien conservée.
Rochers des sources de la Guisane - Combeynot (alt. 2 350 m).
Echantillon GL 53 - LN x 25.
- Photo 4 Gneiss à structure plus régulière. L'ondulation provient de ce que les feuillets micacés se sont moulés sur les minéraux blancs plus durs.
Arête des Clochettes - Combeynot (alt. 2 250 m).
Echantillon GL 168 - LN x 25.

Nous verrons en effet que ces roches dérivent de faciès détritiques psammitiques où le métamorphisme (faible, on le verra) développe une foliation qui est celle d'un "gneiss" compte tenu de la composition minéralogique initiale de la roche.

L'alternance des feuillets clairs (plage de quartz et feldspaths ocellés) et de feuillets sombres (lits de biotites) est particulièrement remarquable. Cela confère à ces roches un aspect trompeur de faciès très métamorphique que ne justifient ni les recristallisations minéralogiques, ni le gisement. En effet ces "gneiss" se trouvent encadrés dans des formations à caractère nettement détritique, peu métamorphiques.

1/ Mode de gisement

On rencontre ces gneiss dans tout le complexe. Dans le massif de Combeynot ils affleurent surtout dans les arêtes des Clochettes, intercalés entre les rhyolites et les porphyroïdes arkosiques. C'est là qu'on a défini le type "Gneiss des Clochettes", faciès à biotite brune et à yeux feldspathiques. Mais ce faciès se retrouve aussi en passées limitées au sein des grandes masses de porphyroïdes arkosiques.

A la pyramide de Laurichard existe un autre gneiss (à biotite chloritée et décolorée) qui constitue notre deuxième type.

Dans le vallon de l'Eychauda, seuls les "Gneiss des Clochettes" sont présents. Quel que soit le type de gneiss, on retrouve le même mode de gisement: c'est une roche qui passe à son encaissant, latéralement ou verticalement, par variations progressives ou intrusions compliquées. On a donc, là comme ailleurs, les mêmes difficultés à délimiter de façon précise un horizon déterminé puisque tous les intermédiaires entre les différents faciès existent. Il en est d'ailleurs de même en ce qui concerne les deux grands types que nous avons définis, et qui constituent deux pôles extrêmes d'une variation continue.

2/ Etude pétrographique

GNEISS DES CLOCHETTES

Le gneiss type a été défini sur l'arête des Clochettes, face au col du Lautaret, dans le massif de Combeynot.

Il présente un granoclassement à grande échelle : c'est ainsi que l'on passe des gneiss fins (50 à 100 μ) aux gneiss très grossiers (4 à 6 cm) avec toutes les dimensions intermédiaires de grain.

Le faciès type moyen, que l'on rencontre le plus souvent, peut être décrit comme suit :

- a) Echantillon GL 109
base est de l'arête des Clochettes (alt. 2 150 m)
(pl. IX, fig. 2)

Aspect macroscopique

La roche est brun sombre en masse, criblée de petits yeux de feldspaths blanc à blanc verdâtre, à granulométrie très hétérogène (0,5 à 5 mm) à l'échelle de l'échantillon.

Ces feldspaths ne présentent pas de forme bien définie : ils peuvent conserver un vague contour polyédrique à bords arrondis, ou bien prendre un aspect lenticulaire ou sphérique. Le feuilletage de la roche est souligné par l'orientation des lits de biotite et par la disposition générale des lits de feldspaths, ce qui semble définir une stratification.

Etude microscopique

Les minéraux constituants sont les suivants :

plagioclase (An 25-30)	chlorite
feldspath potassique	apatite
biotite	allanite
quartz	tourmaline
	zircon
	minéraux opaques

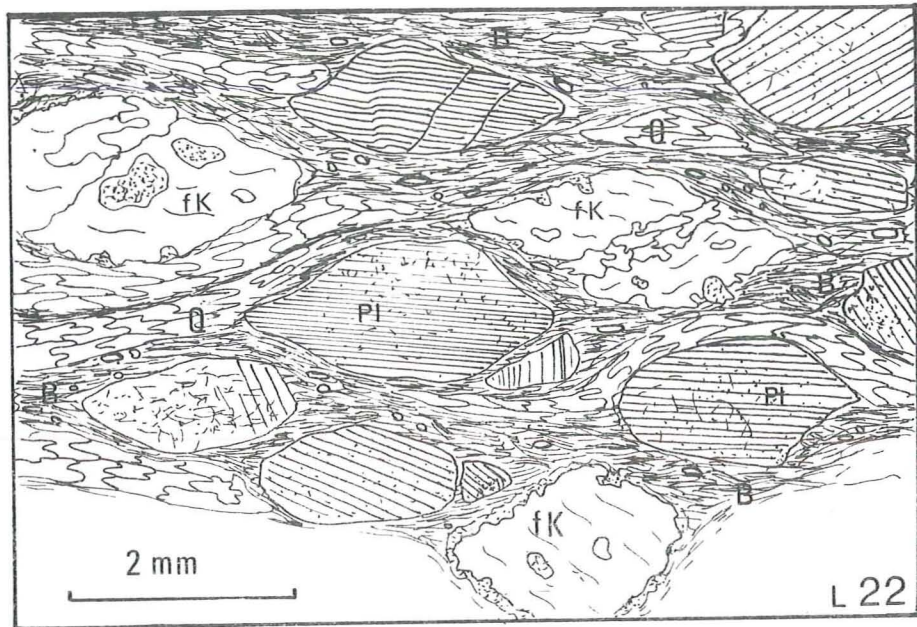
L'orientation de la roche est donnée par les feuillets de biotite qui se moulent étroitement sur les feldspaths, minéraux plus durs : cela provoque aussi l'ondulation de ces lits biotitiques (planche VIII, photo 4).

Tous les feldspaths ont une forme grossièrement arrondie, sphérique, elliptique ou lenticulaire, mais ne possèdent jamais les contours nets comparables aux phénocristaux de laves. Ils sont souvent tordus (pl. XII, photo 1). A l'échelle de la lame mince la granulométrie est moins disparate que sur grand échantillon, car le champ d'observation est plus réduit.

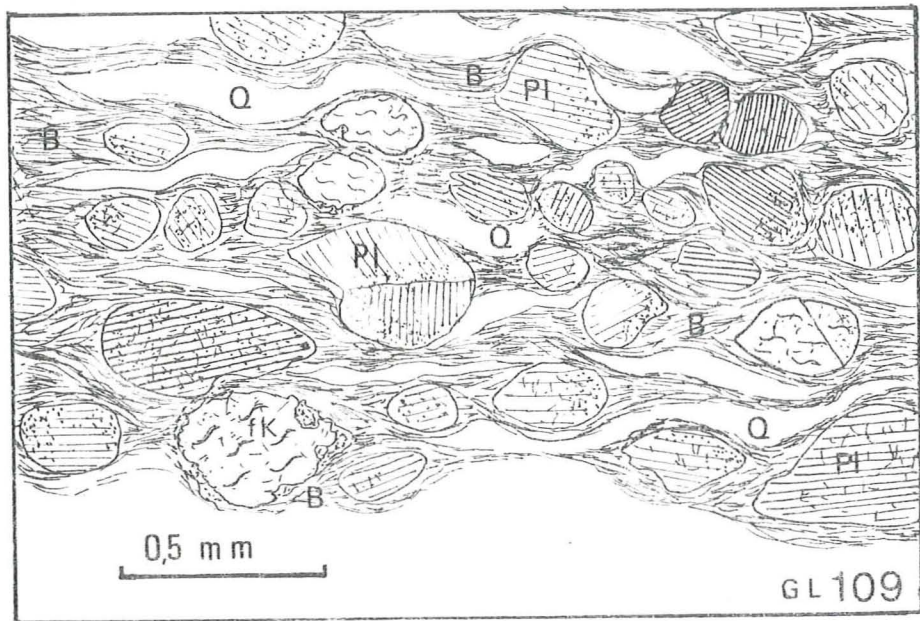
Ces feldspaths sont de deux sortes.

- Plagioclases : ce sont les plus abondants. Ils ont des contours nets ; ils sont souvent cassés et recimentés, altérés en séricite et salis par des particules opaques ; par contre, il n'y a pas d'altération en saussurite.

Lorsqu'ils sont en bon état de conservation on peut noter des macles fines et régulières d'albite et celles de l'albite-péricline ce qui leur confère un net caractère volcanique (M. GORAI, 1961).



1



2

- 1 Gneiss alcalin à biotite
 Echantillon L 22
 Montagne de la Cime (alt. 2 100 m)
 Vallon de l'Eychauda.
 Les ovoïdes de feldspaths potassiques (fK) et de plagioclases (Pl)
 s'orientent dans la trame composée des biotites (B).
- 2 Gneiss des Clochettes
 Echantillon GL 109
 Base E de l'arête des Clochettes (Alt. 2 150 m).
 Massif de Combeynot.
 Les ovoïdes de plagioclases (Pl) sont dominants. Les plages de quartz
 (Q) et de biotites (B) se moulent sur ces minéraux plus durs.

- Feldspaths potassiques : très altérés eux aussi en séricite, également cassés, ils sont souvent perthitiques. Ils sont peu abondants. Ils développent une très faible auréole quartzo-albitique à leur périphérie. Cette couronne se reconnaît car elle contient toujours des impuretés qui l'assombrissent. Mais soulignons-le, cette auréole a peu d'extension et la transformation des minéraux est beaucoup moins avancée que dans les feldspaths potassiques des porphyroïdes arkosiques.

Le quartz forme des plages allongées, ondulées dans les lits des biotites. Lorsqu'il est de grande taille il présente une structure engrenée, et son extinction est toujours onduleuse.

Quelquefois il se présente en fines plages recristallisées, amiboïdes.

Les biotites, abondamment représentées, sont brun acajou et constituent la trame phylliteuse. Leur orientation générale est toujours très régulière. Elles sont de deux sortes, différentes par leur taille et leur origine.

- Les grandes lamelles : ce sont de grandes biotites (0,5 à 1 mm), tordues, souvent déchiquetées sur leur bordure. Leur contour est énergiquement souligné par des alignements de granules opaques et de sphène en quantité moindre. Elles sont riches en inclusions d'apatite et de zircon de forme arrondie et toujours entourés d'une auréole pléochroïque caractéristique.

Certaines de ces biotites sont quelquefois disposées obliquement par rapport à l'orientation générale de la roche : elles sont alors tordues et cassées, voir même émiettées.

Il arrive également que ces biotites soient morcelées en plusieurs débris plus ou moins alignés et qui ont la même orientation optique. Ces morceaux sont reliés entre eux par un feutrage de très fines biotites de même couleur brun acajou et de quartz. Le contour ancien d'un tel squelette est toujours souligné par des alignements de minéraux opaques et par du sphène.

- Les petites paillettes : la fine biotite brun acajou est présente partout dans la trame. On la rencontre de préférence dans la partie où les grandes biotites sont tordues ou cassées ou lorsque celles-ci s'effilochent à leur extrémité. Ces biotites fines envahissent alors les grandes biotites et tendent même à les remplacer, car on en trouve en amas au coeur des grandes biotites dont les formes sont restées apparemment intactes.

Les chlorites sont d'un vert très limpide, amiboïdes. Elles sont peu abondantes et ne se rencontrent pas dans toutes les lames minces. Lorsqu'elles

sont présentes, elles se disposent toujours suivant des zones de microfractures très fines, qui recourent l'orientation moyenne de la roche ; elles recourent alors indifféremment les minéraux rencontrés.

Ces chlorites, très fraîches d'aspect, ne contiennent jamais d'exsudats ferro-titanés.

Ces constituants essentiels et relativement grossiers sont cimentés par une mésostase plus fine. Celle-ci est composée par les biotites très fines et par du quartz ; elle est riche en minéraux accessoires :

- . apatite : automorphe, en tonnelets trapus n'excédant pas 0,2 mm;
- . tourmaline : débris de cristaux cassés apparemment d'origine détritique;
- . sphène en granules subautomorphes, toujours associés aux biotites. Il arrive quelquefois que le sphène recristallise sous forme de fines aiguilles de sagénite (cf. planche III, photo n° 4), comme dans les rhyolites;
- . zircons trapus, reconnaissables dans les biotites grâce à leur auréole pléochroïque. Dans la mésostase ils sont souvent cassés et abîmés ce qui trahit leur origine détritique;
- . allanite : en rares cristaux automorphes de 1 mm. Cette épidote riche en terres rares, est toujours très altérée.

A côté de ce faciès moyen, on trouve également des gneiss à grain plus grossier.

b) Echantillon GL 53 : gneiss à structure grossière
rochers des sources de la Guisane-Combeynot
(pl. X, fig. 1)

Les yeux de feldspaths peuvent atteindre plusieurs millimètres mais leur couleur est franchement vert bouteille. L'aspect général est le même que le gneiss type.

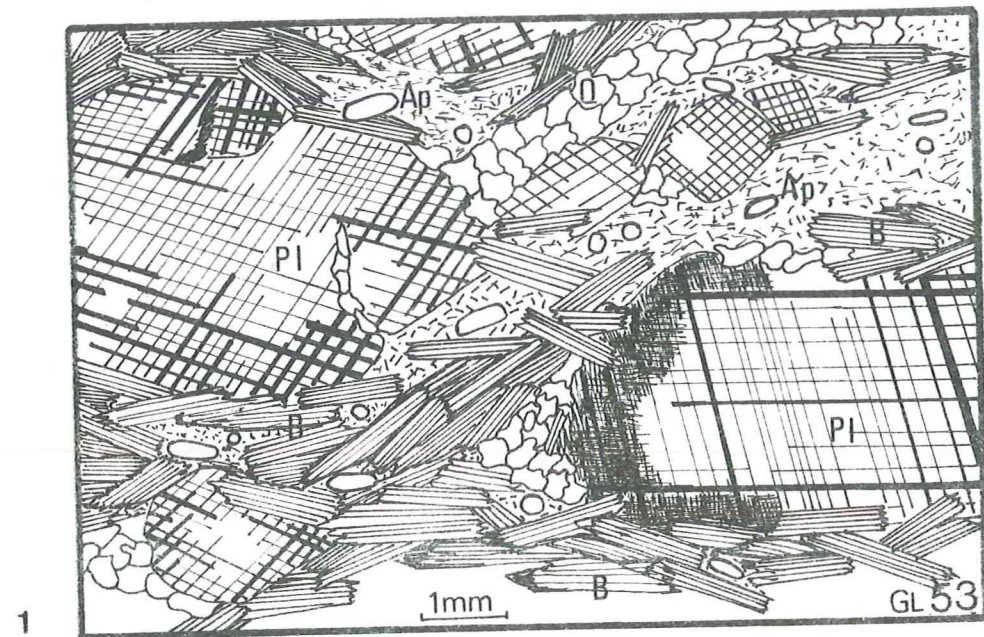
Aspect microscopique

Ces gneiss montrent une structure détritique nette, très bien conservée. Les feldspaths sont disposés sans ordre dans la trame biotitique et la granulométrie est très hétérogène (100 μ à 2 cm). Leur contour est arrondi, souvent quelconque.

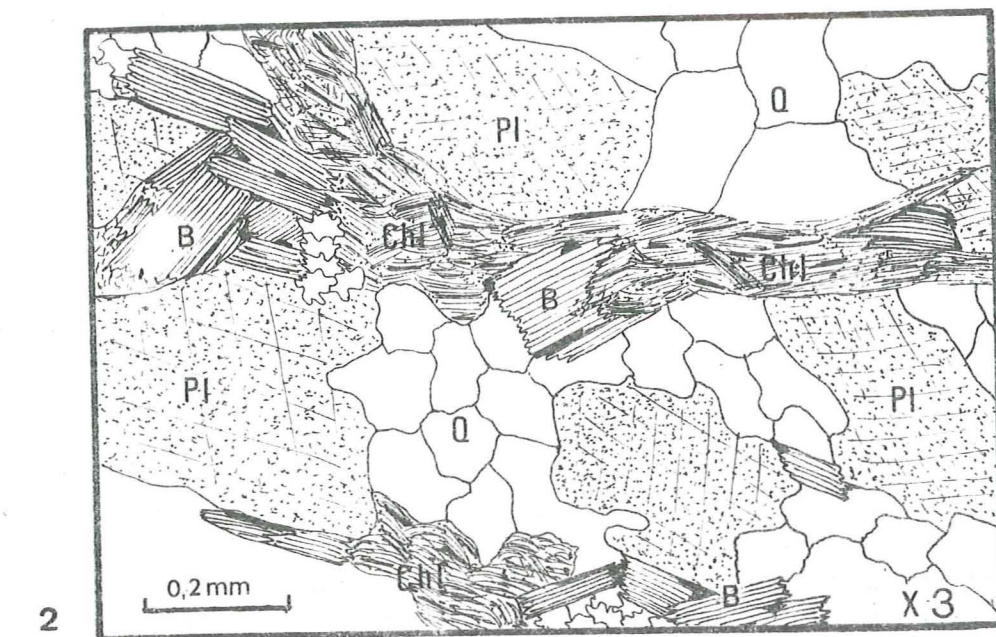
Ils sont tous très altérés en séricite ou salis par des traînées noirâtres.

Les biotites sont brun acajou et riches en exsudats ferro-titanés. Le cortège des minéraux accessoires est également très abondant : ceux-ci ont aussi un aspect détritique par leur forme anguleuse (zircon-tourmaline-allanite).

Localement ces faciès peuvent devenir plus alcalins et comporter une proportion en feldspaths potassiques plus grande que dans les faciès courants. Ce sont des roches brun clair à yeux de feldspath blanc.



- 1 Gneiss grossier, type Clochettes.
 Echantillon GL 53
 Rocher des sources de la Guisane (alt. 2 350 m)
 Massif de Combeynot.
 Les biotites (B) soulignent la foliation et moulent des plagioclases (Pl).
 La matrice se compose de quartz (Q) et de fines biotites riches en apatite (Ap).



- 2 Gneiss de Laurichard
 Echantillon X 3
 Pyramide de Laurichard (alt. 2 650 m)
 Massif de Combeynot.
 La trame phylliteuse se compose de biotites chloritisées (Chl) et de biotites décolorées (B) qui moulent des plagioclases très altérés (Pl) et des plages de quartz (Q).

c) Echantillon L 22 : montagne de la Cime
vallon de l'Eychauda (alt. 2 100 m)
(pl. IX, fig. 1)

Aspect macroscopique

En raison de la grande proportion de feldspaths, la roche est beau-
coup plus claire. La forme des feldspaths est très régulière (4 à 5 mm) : ils
se présentent en ellipsoïdes ou en lentilles sensiblement toutes de même taille.

Aspect microscopique

Les minéraux constitutifs sont les suivants :

plagioclase (An 30)	apatite
feldspath potassique	zircon
quartz	sphène
biotite	minéraux opaques

Les plagioclases sont très séricitisés ; ils sont de même type que
ceux décrits dans les autres faciès.

Les feldspaths potassiques sont amiboïdes, xénomorphes, à tendance
poecilitique, jamais maclés Carlsbad. Il est courant de voir sur la bordure de
ces feldspaths des plagioclases de petite taille, capturés et partiellement digé-
rés. Les déformations tectoniques ont donné à ces feldspaths une pseudo-struc-
ture en mortier : les parties broyées à la périphérie d'un cristal sont composées
de petits bourgeons d'albite et de quartz recapturés par le feldspath potassique.

Un autre effet de la tectonique est la perthitisation quasi générale.
Les microperthites sont orientées de façon quelconque, et peuvent se manifester
tout d'abord de manière discrète sous forme de taches floues, ou bien sous
forme de filaments enchevêtrés. Si la perthitisation est plus avancée les taches
évoluent en veines plus ou moins épaisses qui s'anastomosent. Souvent ces vei-
nes d'albite traversent le feldspath et viennent former une couronne qui rejoint
les bourgeons albitiques précédemment décrits.

Les biotites sont moins abondantes que dans le faciès type et forment
des lits plus fins. De plus, elles sont décolorées et très altérées en pennine. El-
les s'accompagnent toujours d'un abondant exsudat ferro-titané.

Il n'y a pas de microfractures à chlorite dans les gneiss que nous
avons examinés. Par sa structure, sa composition minéralogique, ce faciès
de gneiss riche en feldspath et quartz n'est pas sans rappeler les porphyroïdes
arkosiques. Ce faciès, par différents caractères intermédiaires entre gneiss
et porphyroïdes arkosiques, illustre bien la difficulté de classement de ces ro-
ches.

GNEISS DE LAURICHARD

Ce faciès a été rencontré exclusivement à la pyramide de Laurichard,
au Sud Ouest du col du Lautaret.

Ce gneiss varie peu d'un point à l'autre de son gisement : le grain est
sensiblement toujours le même et la composition minéralogique identique (seule
la proportion de biotites décolorées varie).

Nous allons donc définir un gneiss type qui aura les caractères moyens
de tout le gisement.

. Echantillon X 3 : faciès moyen des gneiss de la pyramide
de Laurichard (pl. X, fig. 2)

La roche en masse est d'un beau vert bouteille et présente d'abondantes
paillettes de micas blancs non orientés. La texture gneissique est peu nette sur
l'échantillon et même difficile à voir car la trame phylliteuse, qui permet d'habi-
tude de la repérer est extrêmement tordue et plissotée.

Les feldspaths eux-mêmes sont gris/verdâtre et ne tranchent pas sur
le fond de la roche.

Aspect microscopique

Les constituants habituels de la roche sont les suivants :

plagioclase	chlorite
feldspath potassique	apatite
quartz	zircon
biotite	sphène
muscovite	tourmaline
	minéraux opaques

Un examen général de la lame montre d'emblée la très grande abondan-
ce de biotites. Celles-ci, orientées souvent de façon quelconque, déterminent des
lits plissotés soulignant la trame de la roche.

Les plagioclases, de forme anguleuse, sont très altérés. Ils sont salis,
opacifiés par de fines particules argileuses ("clouded feldspar" des
auteurs anglo-saxons). Le degré d'altération étant assez poussé, il n'est
pas toujours aisé de retrouver des portions maclées suffisamment bon-
nes pour déterminer la nature des plagioclases. A cela s'ajoute une
altération inégale suivant les individus maclés d'un même minéral.

Les feldspaths potassiques sont peu nombreux, amiboïdes, poeciliti-
ques, englobant des restes de plagioclases et du quartz. Ils sont légè-
rement perthitiques et sont enveloppés par un fin liséré d'albite.

Les biotites abondamment représentées, sont de plusieurs sortes. :
 - Biotites chloritisées vert kaki ; le degré de chloritisation est différent suivant les lamelles d'un même individu : cela se traduit par des alternances de feuilletts vert kaki et brun (pl. XII, fig. 4). Le pléochroïsme est le suivant :

Ng = vert kaki	Ng = brun rouge
Np = vert pâle	Np = jaune pâle

Elles sont tordues et déchiquetées à leurs extrémités. Ce type de biotite est abondant. Elles sont grossièrement orientées et riches en minéraux opaques.

- Biotites décolorées complètement; avec de fines traînées opaques dans les clivages. Certaines petites lamelles d'un même individu ont échappé à la décoloration totale et ont gardé une couleur vert kaki très pâle.

Elles sont plus grosses et plus trapues que les biotites chloritisées, et sont également tordues ou effilochées. Leur orientation dans la roche est quelconque.

- Biotites très fines, remplissant toute la trame des grandes biotites. Elles se développent aux dépens des grandes dans les zones cassées ou tordues, chaque fois que les grandes biotites s'effilochent à leur extrémité ou bien sont rongées. On en trouve même en remplacement total d'une lamelle dans un même individu. Elles ont le même pléochroïsme vert kaki.

Il existe également de petits amas de muscovite d'orientation quelconque.

Le cortège des minéraux accessoires est toujours abondant : apatite, zircon, tourmaline. Seule la tourmaline présente de belles sections automorphes.

La roche est souvent parcourue par des microfractures à remplissage de quartz et de chlorite amiboïde d'un vert très limpide et à couleur de polarisation violet d'aniline (pennine).

- Le conglomérat de P. TERMIER

La description pétrographique des "gneiss" serait incomplète si l'on ne mentionnait pas la présence, au sein de ces roches, de petits niveaux conglomératiques que P. TERMIER (1899) avait déjà noté lorsqu'il s'était penché sur le problème du "microgranite de la Guisane";

"sur l'arête escarpée qui descend, vers les sources de la Guisane, du pic central de Combeynot, à l'altitude d'environ 2 400 m, j'ai observé, parmi les schistes métamorphiques en question, un banc de conglomérat à galets (de la grosseur d'une noix) de granite et de gneiss. Il s'agit donc, indubitablement, d'une formation sédimentaire."

Nous avons retrouvé ce conglomérat, ainsi qu'un autre situé sous l'arête des Clochettes.

. Conglomérat de P. TERMIER, à 2 450 m d'altitude.

Il se trouve à la limite entre un niveau de gneiss des Clochettes et un horizon rhyolitique. Sa puissance qui n'excède pas 1,50 m, varie assez rapidement; aussi a-t-il été difficile de suivre sur une grande distance ce conglomérat. De plus celui-ci apparaît comme un accident local au sein des gneiss.

Aspect macroscopique

Ce conglomérat se compose de galets quartzeux et quartzofeldspathiques (0,5 à 4 cm) emballés dans une matrice claire, très sériciteuse, à fine schistosité.

Ces galets, aux contours arrondis, sont relativement peu nombreux et présentent une granulométrie hétérogène.

. L'autre se trouve au pied de l'arête des Clochettes, vers 2 150 m d'altitude face au col du Lautaret.

Ce conglomérat se trouve toujours intercalé dans les gneiss des Clochettes. Sa puissance est d'environ 2 m.

Aspect macroscopique

Il se compose également de galets quartzeux et quartzofeldspathiques (2 à 4 cm) d'aspect anguleux, emballés dans une matrice de couleur sombre. Celle-ci se compose de fines biotites et de particules ferrugineuses. Ces galets sont plus nombreux que dans le premier conglomérat.

3/ Conclusion partielle sur les gneiss

Les gneiss sont des faciès qui passent souvent de façon continue aux porphyroïdes arkosiques. Une très forte foliation due à la grande abondance de micas est leur caractéristique essentielle. Ce sont des biotites souvent en grandes lamelles, morcelées, tordues, décolorées ou chloritisées et reprises par un fin feutrage de petites paillettes de biotite d'une plus grande fraîcheur apparente.

Ces feuilletts de phyllite moulent d'abondants feldspaths : plagioclases et feldspaths potassiques aux contours ellipsoïdaux ou arrondis, toujours très altérés (séricite et argile), mais fréquemment auréolés par de fines recristallisations albitiques.

Le quartz entre également dans la composition de ces lentilles et amygdales, sous forme d'agrégats polycristallins engrenés et étirés.

Les recristallisations, modestes, de ces roches ne doivent pas faire illusion : aussi la dénomination de "gneiss" choisie, ne reflète-t-elle que l'aspect de la roche, non ses caractères de métamorphisme.

B. LES GRAUWACKES

1/ Définition

Nous allons employer ici le mot "grauwacke" au sens le plus international du terme (allemand : grauwacke, anglais : greywacke), afin d'éviter toute confusion possible avec l'ancienne dénomination "grauwackes de Coblenz" désignant une roche carbonatée riche en moules de fossiles.

Laissons la parole à C. GAGNY (1962) qui va nous donner les définitions et les précisions concernant ces faciès. Les grauwackes du Culm vosgien sont prises ici comme point de référence.

"Le terme de grauwacke peut s'appliquer à une roche détritique sombre dans laquelle la proportion de débris de roches éruptives ou métamorphiques l'emporte souvent sur celle des minéraux clastiques, quartz, feldspaths, micas, amphiboles, et pyroxènes.

Le ciment est constitué par une phase détritique plus fine, riche en chlorite et parfois en particules schisteuses.

Le grauwacke est donc une roche détritique définie d'une part par la nature des éléments dominants et d'autre part par la composition du ciment.

Aucune notion de morphologie n'intervient.

On voit donc que le terme de grauwacke peut désigner une roche détritique aussi bien de la classe des brèches que celle des arénites ou celle des lutites."

On peut utiliser les expressions suivantes :

• grauwacke-brèche	éléments constituants / diamètre	2 mm
• grauwacke-arénite	" "	62 μ à 2 mm
• grauwacke-lutite	" "	4 μ à 62 μ
• schiste	" "	< à 4 μ

Dans l'étude de notre complexe, nous pourrions étendre le terme de "grauwacke" à certaines formations particulières rencontrées.

Ainsi le faciès "porphyroïde plissotée à biotite" pourrait correspondre avec la définition d'une grauwacke, ainsi, à la rigueur, que le faciès "porphyroïde grossière".

En schématisant à l'extrême, nous pourrions appeler tout le complexe "grauwacke". Cette uniformisation excessive serait en fin de compte inexacte, car elle ne tient plus compte des particularités propres à chaque faciès.

D'autre part les roches que nous allons décrire sont des grauwackes typiques et leur aire de répartition est parfaitement localisée et limitée au sein du complexe.

Même si certaines porphyroïdes arkosiques ou certains gneiss ont des faciès qui rappellent étrangement les grauwackes, nous avons préféré les inclure dans la description des faciès types respectifs.

2/ Gisement

Les roches dont il est question ici, correspondent à ce que P. TERMIER dénommait "cornéennes du Tabuc" au moment de la réalisation de la carte Briançon au 1/80 000, et que nous abandonnons, car le terme évoquait un métamorphisme de contact qui n'existe pas. Cette dénomination était tout de même justifiée, car ces roches sont remarquables par la finesse et la régularité de leur grain, ce qui leur donnait un aspect "corné".

Tous les termes définis ci-dessous ont été rencontrés dans le massif de Combeynot au niveau des rochers de Guerre (2 350 m) situés sur la roche de la Gardette (3 057 m).

Cette zone s'étend jusqu'au bois du Casset puis disparaît sous le flysch nummulitique à l'Est. A l'Ouest les grauwackes passent très progressivement aux gneiss puis aux porphyroïdes, par variation latérale de faciès. On peut noter ainsi que la granulométrie générale de la série va décroissant d'Ouest en Est.

Les grauwackes rencontrées sont des roches extrêmement fines, toujours de couleur sombre ; elles montrent des alternances monotones de faciès fins et de faciès plus grossiers. Ces alternances sont de quelques millimètres.

Ajoutons que les grauwackes sont uniques en leur genre dans le complexe volcano-détritique de Combeynot, la région des rochers de Guerre est la seule qui en montre.

3/ Etude pétrographique

- a) Echantillon GL 151 : grauwacke-lutite
sous le rocher de Guerre -rive gauche du vallon du Fontenil -alt. 2 110 m (pl. XI, fig. 1)

Aspect macroscopique

La roche est massive, de couleur sombre, souvent noire ; l'altération donne une patine rousse suivant les zones diaclasées.

Aucun minéral n'est reconnaissable à l'oeil nu car le grain de la roche est excessivement fin. Le seul caractère immédiatement accessible est la très fine et très régulière stratification de la roche.

On peut observer des microfigures de slumping qui perturbent la régularité de la stratification, ainsi que des microfailles qui décalent les couches repérables lorsqu'il existe des alternances à granulométrie différente.

De façon très monotone, alternent des bandes millimétriques gris sale criblées de points noirs, avec des bandes noires. Un examen attentif montre que ces dernières résultent de l'accumulation et de la concentration de ces points noirs qui sont des biotites.

Parfois à côté de ces points, se trouvent des taches jaunes de même taille qui sont des microdébris de feldspaths.

Aspect microscopique

La lame mince ne montre aucun granoclassement, ni dans les bandes claires, ni dans les bandes sombres.

- Les bandes claires sont constituées par un agrégat microcristallin de quartz et de feldspaths (20 à 30 μ) engrenés et les points noirs se révèlent être des petits amas de biotite très fine (40 à 50 μ) brun acajou, entourés de granules de sphène et de minéraux opaques.

Sur des échantillons identiques, mais parcourus par des microfractures, ces biotites tendent à se décolorer. Elles prennent des teintes de polarisation anormales : bleu vert sur leur bordure alors que le coeur reste brun acajou. Cette décoloration de la biotite est un début de chloritisation.

- Dans les bandes sombres il y a une plus grande densité de ces mêmes biotites brun acajou (50 μ) dispersées, mais orientées très régulièrement suivant la stratification de la roche.

Celles-ci emballent des micronodules composés de séricite et de quartz. Nous avons interprété ces amas quartzo-phylliteux comme le résultat de la pseudomorphose complète de plagioclases. Ils ont une forme régulière, ovoïde rarement polyédrique. Par ce caractère, ils rappellent les yeux de feldspath des porphyroïdes arkosiques.

Des granules de sphène (30 à 40 μ) abondent à proximité de ces amas. Suivant les zones de microfractures, on peut remarquer des recristallisations de pyrite, de quartz et plus rarement de chlorite.

b) Echantillon GL 127 : grauwacke-arénite
extrémité ouest du rocher de Guerre (alt. 2 440 m)
(pl. XI, fig. 2)

Aspect macroscopique

La roche, en masse, est gris vert. La patine rousse qui recouvre les diaclases rend difficile la recherche de la stratification, car celle-ci ne se voit pas aisément. La matrice est vert pâle, très fine et homogène. On voit tout au plus, des petits cristaux anguleux miroitant qui se révèlent être des débris de quartz, et des petits cristaux clairs, ternes, qui sont des feldspaths.

Aspect microscopique

L'examen des lames minces montre une très nette stratification, soulignée par des lits de très fines biotites brun clair. La pâte de la roche est une masse microcristalline à grain non homogène, composée de quartz, feldspath et minéraux opaques.

La dimension des grands éléments est de l'ordre de 0,2 à 1 mm. Ce sont des débris souvent anguleux de quartz, de plagioclases complètement opacifiés, de feldspaths potassiques et de grandes biotites (100 à 150 μ).

Les feldspaths potassiques ont souvent recristallisé : ils présentent un aspect amiboïde et peuvent englober d'autres minéraux.

Les grandes biotites ont leurs clivages riches en oxydes. Elles ont une couleur vert très pâle à blanc. Elles sont réduites la plupart du temps à un état squelettique car elles se font envahir par du quartz et des feldspaths potassiques.

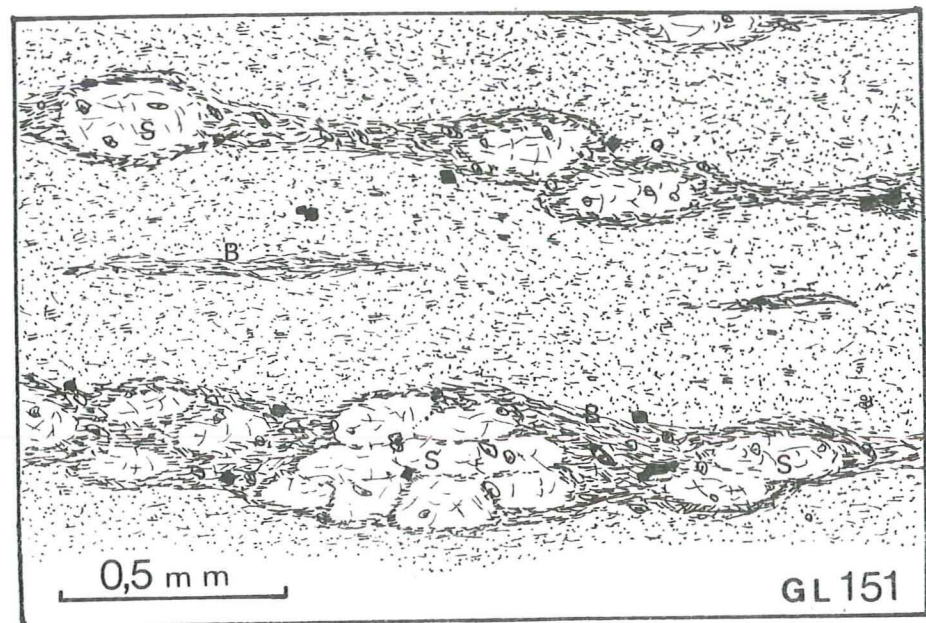
La stratification est soulignée par des lits de très fines biotites brunes. Elles moulent souvent les grands minéraux.

La pâte est riche en débris d'apatite, de zircon et de sphène. De même, des cristaux de pyrite sont toujours présents, surtout au niveau des microfractures.

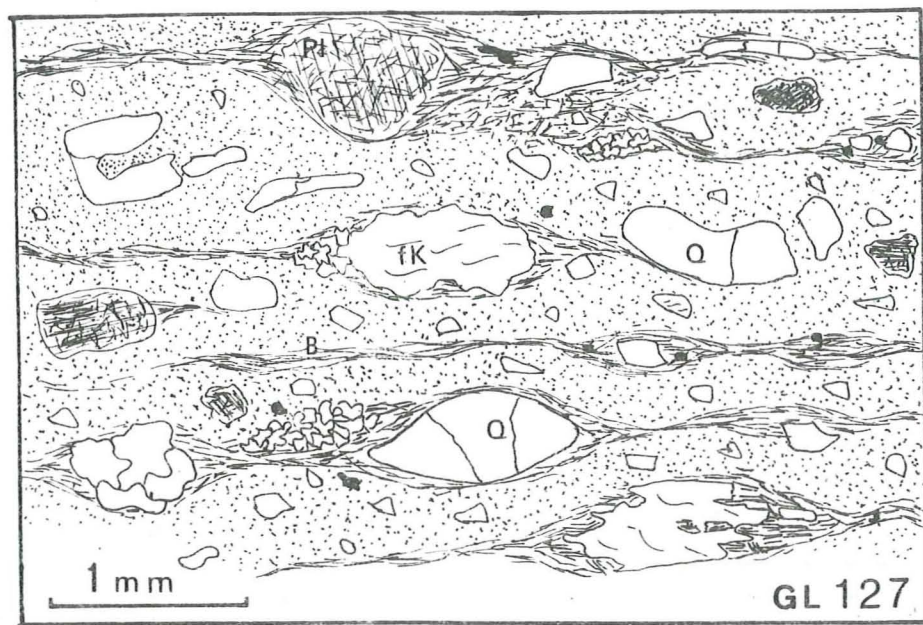
Par sa structure et ses minéraux, cette roche rappelle le faciès des porphyroïdes arkosiques mais à structure plus fine.

"Les grauwackes, comme l'arkose, requièrent un environnement tel que l'érosion, le transport et le dépôt sont si rapides que la décomposition chimique complète des matériaux n'a pas lieu." (F. L. PETTIJOHN, 1949).

La couleur sombre de la roche, et la présence de pyrite nécessitent des conductions réductrices du milieu.



1



2

1 Grauwacke-lutite
 Echantillon GL 151
 Sous le rocher de Guerre-rive gauche du vallon de Fontenil, Alt. 2 110 m.
 La roche, très fine, montre des alternances de lits quartzo-feldspathiques et des lits biotitiques (B) qui moulent des feldspaths complètement pseudomorphosés en séricite (S).

2 Grauwacke-arénite
 Echantillon GL 127
 Extrémité ouest du rocher de Guerre. Alt. 2 440 m.
 La structure plus grossière permet de reconnaître des débris de plagioclases (Pl), de feldspaths potassiques (fK) et de quartz (Q) moulés par une trame biotitique (B).

4/ Conclusion partielle

Il serait très fastidieux de vouloir énumérer toutes les variétés rencontrées au cours de nos investigations. Il importe surtout de noter l'intérêt de la présence de ces grauwackes typiques dans le complexe volcano-détritique de Combeynot.

Ce sont généralement des roches à grain très fin; cependant leurs constituants ont conservé leur forme anguleuse de produits détritiques. Il faut souligner également que les micas d'origine sédimentaire sont abondants et que les recristallisations intéressent les feldspaths potassiques comme les biotites.

Ces feldspaths bourgeonnent à partir d'anciens éléments clastiques ou bien aux dépens de vieux micas; les biotites, en très fines paillettes évoquent celles des porphyroïdes arkosiques et des gneiss et se développent dans toute la roche sans doute aux dépens d'argiles ou d'anciens débris illitiques très finement morcelés.

Conclusion générale à l'étude pétrographique

L'examen successif des roches du complexe, s'il permet de caractériser les faciès types, montre également qu'à côté de ceux-ci peuvent exister des faciès intermédiaires, dont les caractéristiques sont telles qu'ils peuvent se réclamer à la fois de plusieurs faciès types.

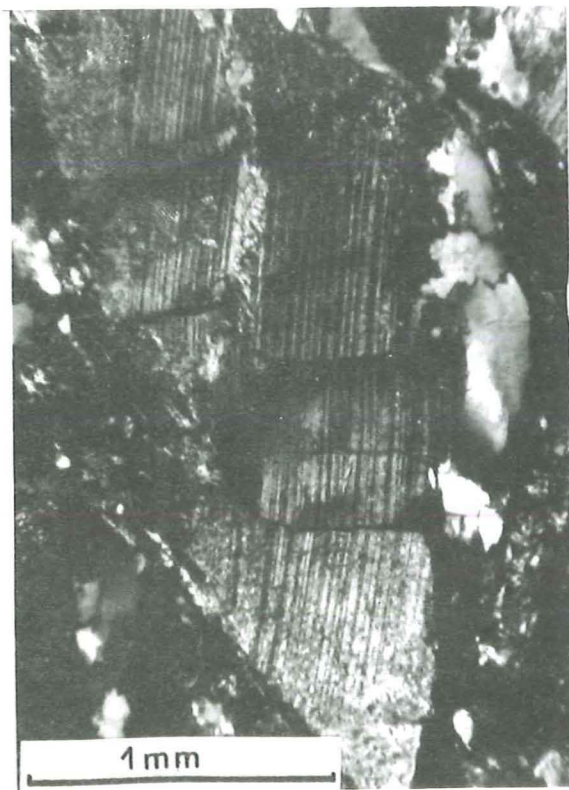
C'est ainsi que la rhyolite, lave très alcaline hololeucocrate, qui forme des horizons épanchés au sein du complexe sédimentaire passe de façon relativement continue aux porphyroïdes arkosiques. Ces roches proviennent du démantèlement des tufs rhyolitiques dérivés des rhyolites puis du mélange de ceux-ci à des formations purement détritiques arkosiques.

De même, les porphyroïdes arkosiques, lorsqu'ils s'enrichissent en biotites détritiques, et lorsque la proportion de lentilles feldspathiques varie, passent peu à peu aux "gneiss" ou bien aux grauwackes.

Ces gneiss se remarquent alors à leur grande abondance de micas qui moulent des ovoïdes de feldspaths.

Ce complexe forme, en fin de compte, un ensemble assez peu dissociable où l'on peut définir, pour l'origine de nos roches, deux pôles extrêmes :

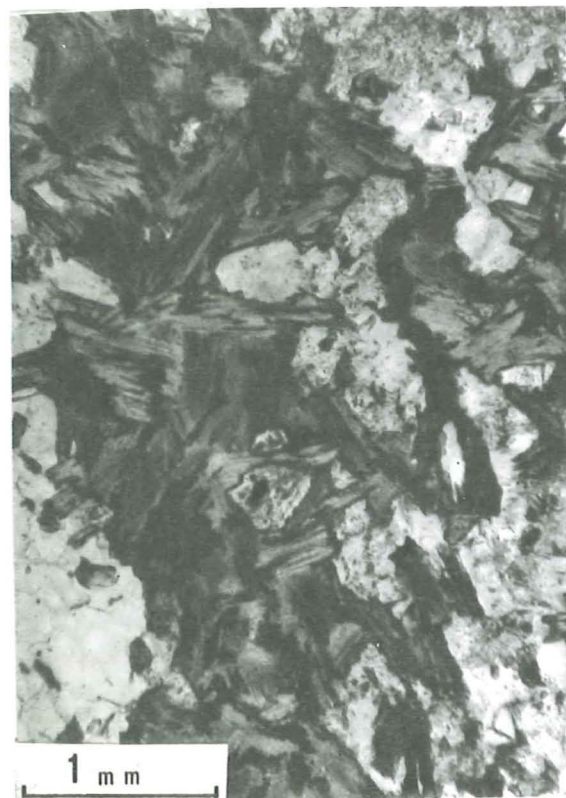
- le pôle volcanique représenté par les rhyolites et les porphyroïdes arkosiques ;
- le pôle détritique représenté par les gneiss et les grauwackes.



1



2



3



4

Planche XII

- Photo 1 Plagioclase tordu et cassé dans un gneiss à biotite.
Vallon de l'Eychauda - face Chambran. Alt. 2 100 m
Echantillon L 22 - LP 3,5/0,01 . x 40.
- Photo 2 Gros "gale" de feldspath dans une porphyroïde arkosique à fine matrice quartzo-feldspathique.
Verrou du lac de l'Eychauda - Alt. 2 500 m
Echantillon L 9 - LP 3,5/0,01 . x 40.
- Photo 3 Amas de biotites orientées suivant le litage de la roche (porphyroïde grossière).
Verrou du lac de l'Eychauda - Alt. 2 500 m
Echantillon L 11 - LP 10/0,025 . x 25.
- Photo 4 Amas de biotites chloritisées : la chloritisation se fait à un degré différent suivant les lamelles d'un même individu (gneiss de Laurichard)
Pyramide de Laurichard - Alt. 2 650 m - Combeynot
Echantillon GL 107 b - LN 10/0,025 . x 25.

III. CARACTERES PETROCHIMIQUES DU COMPLEXE VOLCANO-SEDIMENTAIRE

L'étude pétrographique précédente a permis de dégager, par la comparaison des différents faciès, les deux grandes catégories de roches qui intervenaient dans la constitution du complexe :

- une tendance volcanique pure, illustrée par les laves : les rhyolites, et par les porphyroïdes arkosiques provenant de la transformation des tufs rhyolitiques qui se mêlent à des sédiments ;

- une tendance nettement sédimentaire illustrée par des roches à structure détritique souvent bien conservée : les gneiss et les grauwa-ckes.

Nous avons vu, lors de la description des gisements, qu'il y avait intrication générale de tous les faciès, ce qui pouvait justement donner aux roches des faciès intermédiaires une double appartenance.

Dans le but de préciser les caractères de ces roches qui paraissent donc appartenir à une famille assez homogène, nous avons effectué des analyses chimiques totales, rapportées sur les tableaux suivants :

Provenance des échantillons

Tableau I

n° 391	Rhyolite blanche GL 169 Base de l'arête des Clochettes - Alt. 2 200 m Combeynot Analyste : F. KELLER - 18 avril 1969
n° 480	Rhyolite verte L 20 Montagne de la Cime - vallon de l'Eychauda Analyste : F. KELLER - 21 novembre 1969
n° 418	Microbrèche rhyolitique GL 58 Pyramide de Laurichard - Alt. 2 420 m. Combeynot Analyste : F. KELLER - 20 juin 1969
n° 448	Porphyroïde arkosique GL 84 Arête des Clochettes - Combeynot Analyste : B. USELLE - 26 septembre 1969
n° 449	Porphyroïde arkosique GL 102 Arête des Clochettes Analyste : B. USELLE - 26 septembre 1969

n° 450	Porphyroïde arkosique GL 52 Rochers des sources de la Guisane - Alt. 2 450 m Analyste : B. USELLE - 3 octobre 1969
n° 393	Porphyroïde schisteuse GL 161 b Montagne de la Madeleine - Alt. 2 650 m - Combeynot Analyste : B. USELLE - 25 avril 1969

Tableau I

ANALYSES CHIMIQUES DES FACIES VOLCANIQUES

n° d'analyse	391	480	418	448	449	450	393
SiO ₂	76,25	65,65	68,70	73,85	77,60	75,05	68,45
Al ₂ O ₃	12,10	15,55	16,20	14,20	11,50	13,85	14,75
Fe ₂ O ₃	0,55	0,75	1,15	0,75	0,65	0,45	1,05
FeO	0,90	2,55	1,75	0,05	0,25	0,90	2,25
MgO	1,05	3,45	1,80	0,35	0,45	0,70	1,50
CaO°	1,35	2,40	1,10	1,20	1,35	1,50	1,60
Na ₂ O	3,90	3,15	1,05	3,90	2,50	3,45	2,95
K ₂ O	4,05	3,75	4,70	4,55	3,70	3,40	4,35
TiO ₂	0,15	0,50	0,45	traces	0,10	0,10	0,40
P ₂ O ₅	0,05	0,40	0,20	0,20	0,25	0,05	0,25
MnO	0,05	0,05	0,10	traces	traces	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,35	2,50	2,70	0,35	0,75	0,90	1,60
H ₂ O ⁻	traces	0,10	0,05	0,10	0,15	0,05	0,05
Total	100,75	100,80	99,95	99,50	99,25	100,45	99,25

Tableau II

- n° 389 Gneiss fin à faciès grauwacke GL 161
Arête des Clochettes - Combeynot
Analyste : F. KELLER - 27 juin 1969
- n° 421 Grauwacke à débris de quartz
Rocher de Guerre - Combeynot
Analyste : F. KELLER - 27 juin 1969
- n° 443 Grauwacke fine à sphène GL 120
Extrémité ouest du rocher de Guerre - Alt. 2 450 m
Analyste : B. USELLE - 19 septembre 1969
- n° 451 Grauwacke grossière GL 149
Base du rocher de Guerre - rive gauche du vallon du Fontenil -
Combeynot
Analyste : B. USELLE - 3 octobre 1969
- n° 404 Gneiss de Laurichard GL 104
Pyramide de Laurichard - Combeynot
Analyste : B. USELLE - 16 mai 1969
- n° 474 Gneiss à biotite GL 53
Rocher des sources de la Guisane - Alt. 2 350 m
Analyste : F. KELLER - 21 novembre 1969
- n° 475 Gneiss à biotite L 22
Montagne de la Cime - vallon de l'Eychaуда
Analyste : F. KELLER - 21 novembre 1969

Afin de rendre les comparaisons plus faciles entre ces roches et avec des analyses types, nous avons été amenés à construire un certain nombre de diagrammes qui illustrent bien les caractères fondamentaux du complexe volcano-détritique de Combeynot-Eychaуда et permettent d'en saisir l'évolution.

Ces diagrammes sont les suivants :

- diagramme Q-Ab-Or de O. F. Tuttle et N. L. Bowen (1958)
- diagrammes de H. de La Roche
 - diagramme Al/3 - K et Al/3 - Na (1968)
 - diagramme de présentation chimique globale (1965)
 - diagramme de présentation des caractères chimiques liés aux silico-aluminates (1965)
- courbe de F. L. Pettijohn (1949)

Tableau II

ANALYSES CHIMIQUES DES FACIES DETRITIQUES

n° d'analyse	389	421	443	451	404	474	475
SiO ₂	63,25	68,80	65,30	64,30	67,30	58,85	68,55
Al ₂ O ₃	16,55	15,55	15,50	13,20	15,10	16,30	14,80
Fe ₂ O ₃	1,30	1,00	1,45	1,15	1,65	2,30	1,05
FeO	4,55	1,80	4,90	4,00	2,95	4,85	3,40
MgO	3,15	2,25	1,95	5,70	2,10	5,05	2,65
CaO	1,00	1,95	2,30	2,90	1,35	1,40	0,35
Na ₂ O	1,15	3,25	2,40	2,05	3,05	1,80	2,55
K ₂ O	4,80	3,80	2,35	2,55	3,60	5,40	3,70
TiO ₂	0,55	0,35	0,70	0,50	0,60	0,70	0,40
P ₂ O ₅	0,15	0,30	0,15	0,25	0,40	0,45	0,20
MnO	0,15	0,05	0,05	0,10	0,05	0,15	0,05
H ₂ O ⁺	2,60	1,30	2,25	2,50	1,65	2,40	2,10
H ₂ O ⁻	0,25	0,25	0,30	0,25	0,15	0,15	0,30
Total	99,45	100,65	99,60	99,45	99,95	99,80	100,10

1. Diagramme Q-Ab-Or de O. F. Tuttle et N. L. Bowen (1958)

On peut déjà distinguer des faciès qui se rapprochent nettement des roches volcaniques acides par leur composition chimique et des faciès plus dispersés, éloignés de ce domaine (roches à caractère plus nettement sédimentaire).

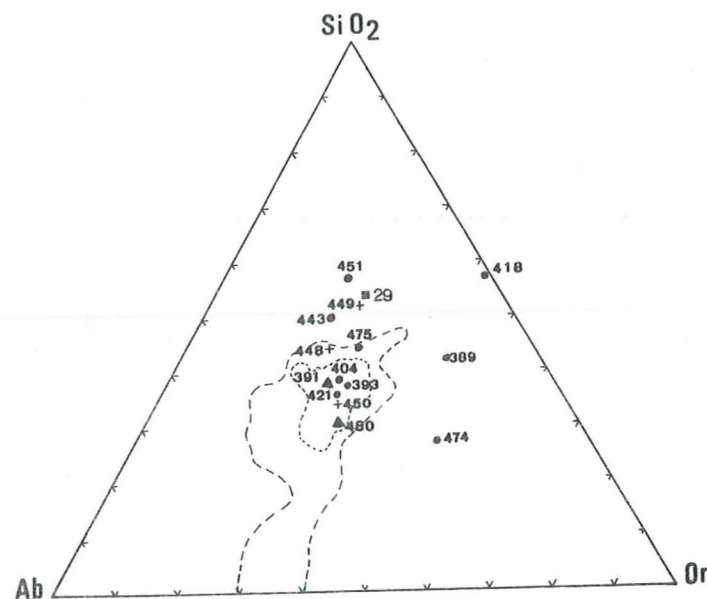


Fig. 7. - Triangle Q-Ab-Or

A titre de comparaison, nous avons reporté le pôle arkosique moyen (29) provenant de la moyenne de 29 analyses (M. CHENEVOY, 1968) situé à l'opposé du domaine volcanique.

Les porphyroïdes arkosiques et les grauweekes, hors du domaine volcanique, se rapprochent de ce point moyen. Ces faits montrent que les porphyroïdes arkosiques ne tirent pas leur origine uniquement de formations volcaniques (rhyolite). Il faut admettre plusieurs possibilités.

- Ce sont des tufs rhyolitiques contaminés par un apport de sédiments plus ou moins étrangers aux laves du complexe qui modifie notablement la composition chimique initiale.
- Ce sont des tufs plus ou moins mêlés à ces mêmes sédiments puis repris et refondus par le matériel volcanique avant solidification.
- Ce sont des sédiments, qui se sont peut-être mêlés à des produits volcaniques mais pas nécessairement, ou bien qui proviennent directement de laves acides où la désagrégation et la sédimentation auraient entraîné un tripartiel des éléments.

Sur ce triangle (fig. 7) les auteurs ont défini un domaine qui correspond à celui des "roches éruptives tenant 86 % ou plus d'Ab+Q+Or normatifs" (pointillés).

Les points figuratifs des rhyolites (391-480) sont inscrits dans ce domaine. Quant à ceux des porphyroïdes arkosiques (389-421-443-451) s'ils s'implantent largement sur le domaine volcanique, ils tendent également vers un domaine sédimentaire très siliceux.

Pour tenir compte de cette origine volcano-sédimentaire et de leur évolution dans le métamorphisme, nous avons choisi de dénommer ces roches : porphyroïdes arkosiques, terme proposé par P. VIALON (1966) pour souligner la double origine de ces formations : à la fois volcanique acide, et détritique (démantèlement sur place des rhyolites et apport vraisemblable de matériaux arrachés à des roches de nature voisine, granite, gneiss, etc., préexistantes).

Nous avons évité l'emploi du terme "leptynite" celui-ci peut en effet prêter à confusion dans la terminologie pétrographique française ; en outre le terme "porphyroïde arkosique" nous a paru plus descriptif pour un faciès peu recristallisé et relativement plus riche en micas qu'une leptynite banale.

Les grauweekes de leur côté, présentent la même répartition que les porphyroïdes arkosiques. Cela fait ressortir la variation des éléments constitutifs de ces roches qui se nourrissent de débris minéraux pyroclastiques chimiquement intacts, ce qui leur donne un caractère de roche volcanique lorsque ces éléments sont dominants.

Quant aux grauweekes à minéraux clastiques dominants, elles sortent du domaine des roches volcaniques et tendent vers un pôle détritique plus marqué (tel celui de l'arkose moyenne).

En dehors de ce domaine homogène et bien circonscrit, se dispose une série de points représentatifs de roches assez peu siliceuses, à caractère autre que volcanique, puisqu'en dehors du domaine défini par O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN. Ce sont les gneiss, riches en biotites, à caractère particulier.

Nous allons voir, au cours de l'étude des diagrammes suivants que ces roches s'inscrivent toujours en dehors du domaine éruptif. Cela traduit une origine différente, car l'extraordinaire richesse en biotite ne peut en aucun cas venir du volcanisme acide rhyolitique, d'autant plus que le groupe rhyolite-porphyroïde arkosique-grauwacke constitue un domaine très homogène chimiquement comme peuvent en témoigner les diagrammes.

2. Diagrammes de H. de La Roche

. Diagramme rectangulaire Al/3-K et Al/3-Na (1968)(fig. 8).

Ce diagramme qui possède un bon pouvoir séparateur, permet de différencier facilement les roches à caractère sodique, des roches à caractère potassique.

Ainsi le secteur des roches sédimentaires va se trouver à droite du diagramme par suite du processus de dégradation sédimentaire qui provoque une diminution importante du rapport $\frac{Na}{Al}$.

Al

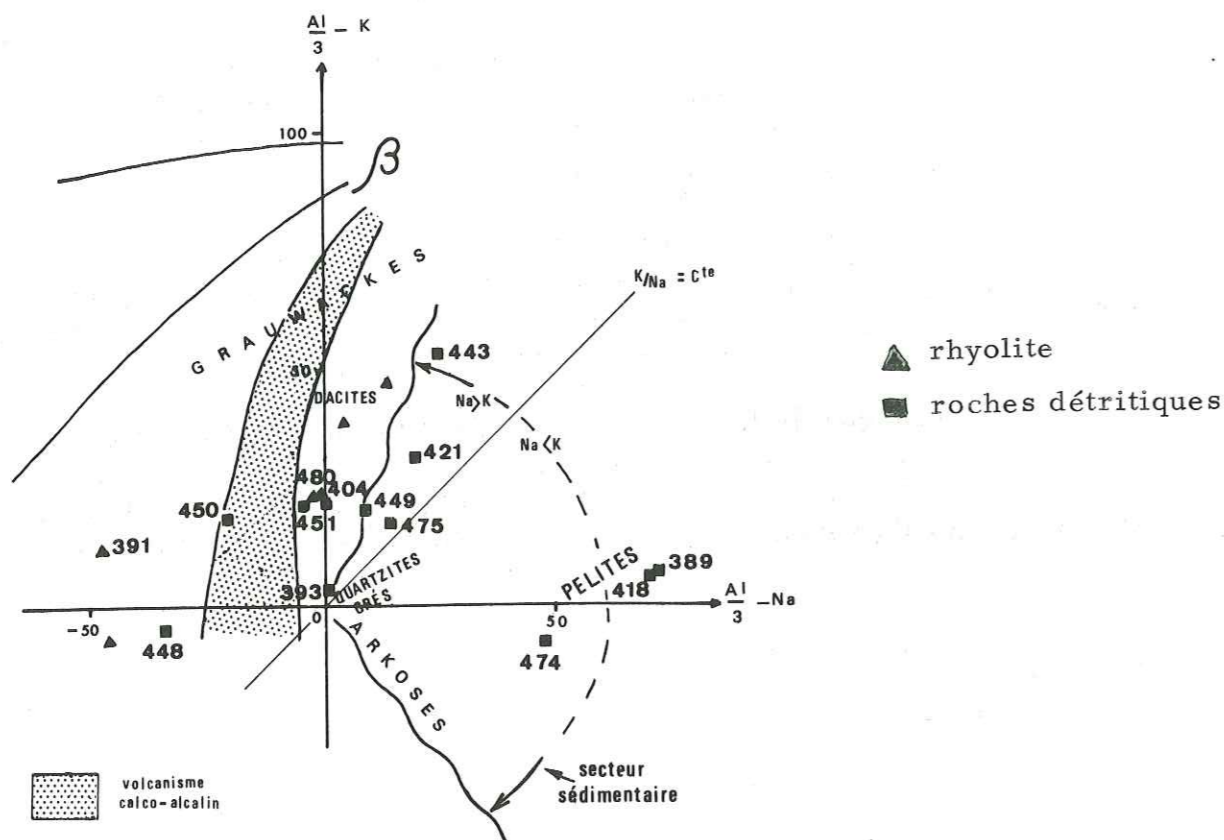


Fig. 8. - Domaines et tendances volcaniques et sédimentaires présentés en fonction du comportement différentiel de Na, K, et Al (d'après H. de La Roche, 1968).

On utilise ce diagramme dans lequel un point représente 100 gr de roche d'après les valeurs Na, K, Al, exprimées en millièmes pour cent. Le comportement différentiel de Na, K, et Al permet de séparer les domaines volcaniques et sédimentaires.

D'emblée deux domaines bien différenciés s'opposent :

- domaine à caractère sodique dominant où $Na > K$. C'est la zone propre du volcanisme où rhyolites (391-480) et porphyroïdes arkosiques (393-448-449-450) sont largement implantées. Ces deux catégories se trouvent toujours intimement mêlées dans le domaine volcanique défini par le diagramme. A ce domaine purement volcanique vient se surajouter le domaine des grauwackes (389-421-443-451) situé à la limite entre le secteur sédimentaire et le secteur volcanique. Leur caractère également sodique vient de ce qu'elles ont été alimentées par le volcanisme rhyolitique, caractérisé par une grande richesse en sodium et en potassium.

"Les grauwackes s'enracinent largement dans le domaine volcanique. Ceci est lié au fait que beaucoup d'entre elles se "nourrissent" de débris d'origine ignée chimiquement intacts" (H. de LA ROCHE, 1968).

- Domaine des "pélites" où la grande richesse en Al et K rejette les points représentatifs à l'opposé du domaine volcanique, et se traduit minéralogiquement dans nos roches par une très forte teneur en micas (biotite et séricite).

Nos roches ne sont pas pour autant des pélites ; ce sont les gneiss riches en biotite, qui par leur condition de formation très particulière (milieu peu oxydant) ont donné ce faciès, où une bonne part de la biotite a pu se conserver intégralement. De plus le métamorphisme a permis également une formation de biotite à partir de fins débris argileux.

. Diagramme de présentation chimique globale (fig. 9)

Nous avons voulu, avec ce mode de représentation, comparer les domaines sédimentaires définis par H. de LA ROCHE (1968) dans son étude sur les schistes paléozoïques essentiellement détritiques du massif de Lys-Caillouas (Pyrénées), avec le complexe de Combeynot-Eychauda.

H. de LA ROCHE a montré qu'il existait, pour les roches éruptives comme pour les roches détritiques, une relation de la forme : $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ (total) + $TiO_2 + CaO = \frac{k}{100} (100 - SiO_2)$ qui apparaît comme une sorte de permanence géochimique à l'échelle de la lithosphère".

Pour les schistes paléozoïques pyrénéens, le facteur a été déterminé avec la précision suivante : $k = 73 \cdot Al_2O_3 + Fe_2O_3$ (total) + $TiO_2 + CaO + (0,73 \times SiO_2) = 73$, tolérance $\pm 2,5$.

L'étude de la variation de ces termes se fait suivant un diagramme triangulaire classique :

$$(\% SiO_2 \times 0,73) - (\% Al_2O_3) - (\% Fe_2O_3 \text{ total} + TiO_2 + CaO).$$

Or, lorsque nous avons voulu caler nos analyses sur ce modèle, nous avons constaté un décalage systématique de tous nos points. Une rapide vérification nous a amené à voir que le coefficient k, s'il était représentatif des schistes pyrénéens, cadrerait mal avec le complexe de Combeynot-Eychauda.

Cela nous a conduit à modifier le facteur k.

Nous avons obtenu pour notre région une valeur $k = 67$

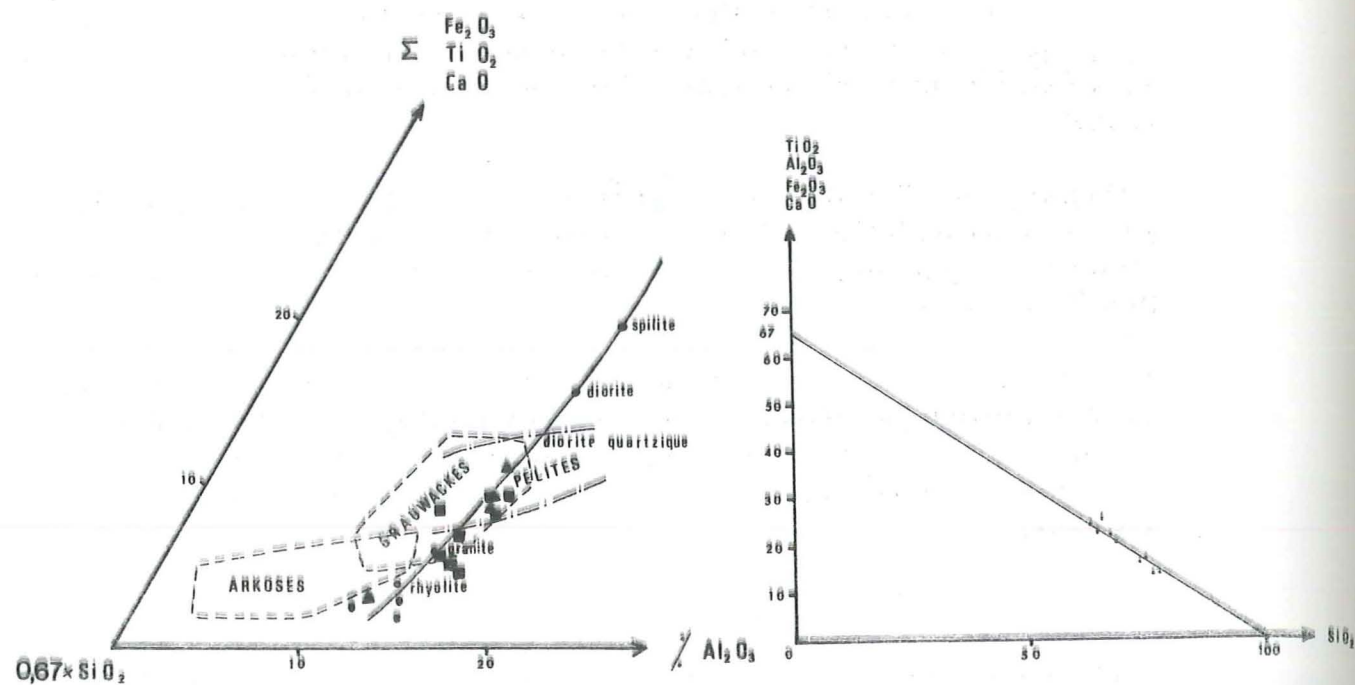


Fig. 9. - Diagramme de présentation chimique globale d'après H. de La Roche (1965)

Nos analyses forment une suite continue qui s'aligne remarquablement suivant la "igneous line" de Daly (in de LA ROCHE, 1965) depuis la rhyolite jusqu'à la diorite quartzique.

Cette suite recoupe également le domaine des arkoses, des grauwackes et des pélites, mais ne permet pas une différenciation nette de tous les domaines car ceux-ci se chevauchent beaucoup trop. On note cependant que les caractères pétrochimiques des grauwackes ne sont pas contredits, ni ceux des porphyroïdes arkosiques, situées sur le domaine des arkoses tout près de la rhyolite.

. Diagramme de présentation des caractères chimiques liés aux silico-aluminates. Triangle K₂O - Na₂O - MgO (fig. 10)

L'étalement des points permet une détermination plus précise des domaines et nous retrouvons ainsi les trois tendances du complexe :

- Tendance arkosique avec un groupe de points à droite de ce domaine et limité par le pôle "granite" et le pôle "rhyolite" de la "igneous line" de Daly.

C'est le domaine du volcanisme alcalin illustré par les rhyolites de Combeynot (391) et par les porphyroïdes arkosiques (448-449-450) que l'on trouve toujours ensemble. La rhyolite de Combeynot,

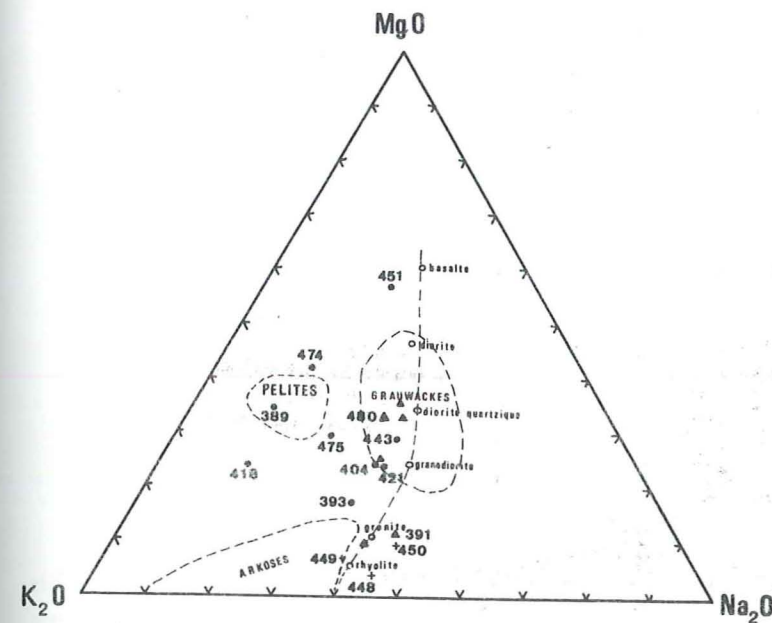


Fig. 10. - Triangle K₂O - Na₂O - MgO d'après H. de La Roche (1965)

- Domaine "pélites", toujours aussi particulier, illustré par les gneiss riches en biotite. Les fortes teneurs en Al et K donnent la composition chimique d'une pélite (389-418-474-475).

3. Courbe de F. L. Pettijohn (1949)

L'ensemble de ces points se répartit suivant une "courbe idéale" (tireté) à pente plus forte que celle définie par l'auteur. Cette pente traduit le peu d'ampleur de variation de la silice et son abondance dans les sédiments.

Porphyroïdes arkosiques (448-449-450) et rhyolites (391) se cantonnent étroitement sur le pôle arkosique (de même que le granite de Combeynot) montrant toujours la même identité chimique de ces formations.

par sa composition est plus proche du pôle "granite" par contre celle de l'Echanda (480) se rapproche d'une diorite quartzique. Par cet étalement des points il semble bien que le chimisme de ce volcanisme ait varié au cours de l'élaboration du complexe. On doit s'attendre également à une même variation pour les roches détritiques dérivant de ces roches volcaniques.

- Domaine "grauwackes" où les points s'étaient largement. Il est logique de voir les roches pyroclastiques "monter" la ligne de Daly puisque celles-ci calquent leur variation chimique sur celles des roches volcaniques.

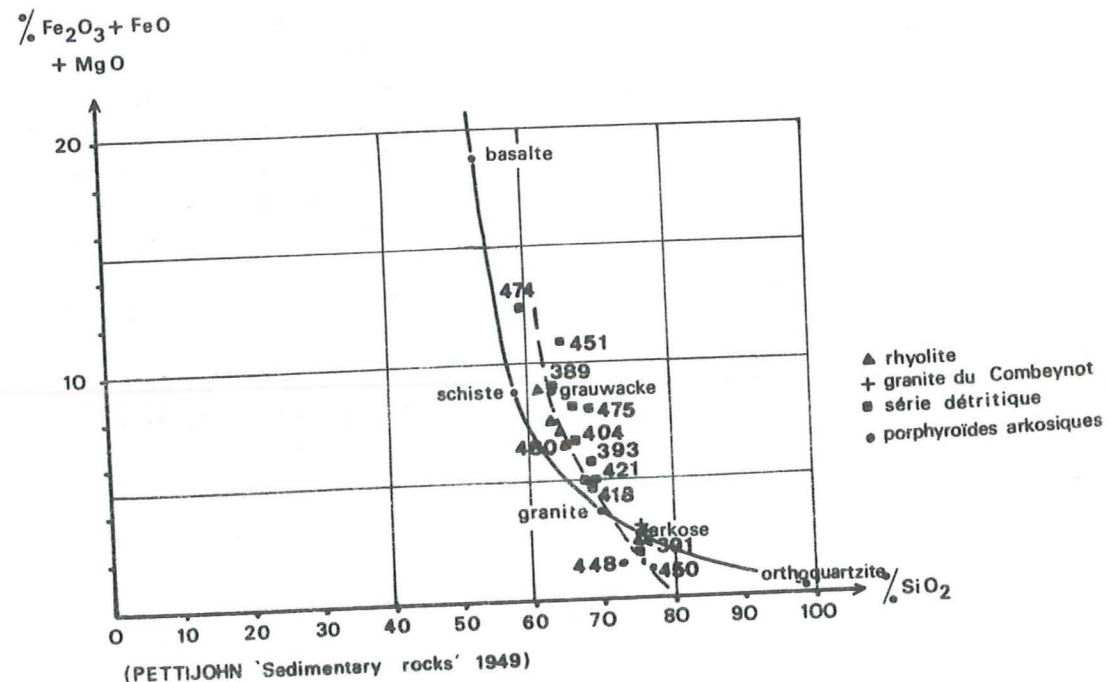


Fig. 11. - Courbe de F. L. Pettijohn

Le reste des points s'échelonne entre "granite" et "grauwackes" traduisant ainsi tous les termes intermédiaires entre le domaine sédimentaire et le domaine volcanique.

Comme le souligne très justement H. de LA ROCHE "la recherche des limites tranchées entre deux domaines sédimentaires et volcaniques est illusoire puisque à une extrémité du cycle les formations volcano-sédimentaires offrent une gamme complète de transition".

C'est pourquoi, comme l'ont montré les diagrammes précédents, on remarque des points représentatifs de roches qui demeurent sur des zones intermédiaires aux domaines extrêmes.

CONCLUSION

A la lueur de ces différents diagrammes nous avons montré qu'il existait une remarquable homogénéité de ce complexe entre le pôle volcanique acide et le pôle des grauwackes.

- Les rhyolites et les porphyroïdes arkosiques montrent une identité chimique non négligeable, ce qui prouve bien que ces dernières proviennent de la transformation des rhyolites ou de leurs équivalents tufacés plus ou moins mêlés à leur détritits même.

A ces porphyroïdes viennent se mêler des venues détritiques arkosiques donnant à ces roches une composition mixte, justifiant le nom choisi.

- Les grauwackes, de même, offrent une gamme de transition entre le pôle volcanique et le pôle détritique, puisque dans leur constitution pétrographique entrent des minéraux clastiques et des minéraux pyroclastiques en proportion variable.

Seules les roches types à caractère bien tranché peuvent être discernées sans ambiguïté, car les porphyroïdes tendent vers des arkoses pures ou vers des gneiss à biotite, de même que certaines grauwackes.

- De leur côté les gneiss s'inscrivent totalement en dehors de ce domaine volcanique par leurs caractères pétrochimiques, et constituent un domaine purement sédimentaire. Cela est justifié par la présence de biotite en quantité considérable qui ne peut en aucun cas provenir du volcanisme acide rhyolitique mais semble parfaitement pouvoir, d'une part dériver de matériaux granitogneissiques préexistants, d'autre part résulter de la recristallisation de minéraux argileux. D'où l'on peut inférer que les gneiss proviennent de grès plus ou moins feldspathiques, pélitiques et psammitiques, ce qui permet d'envisager une liaison avec les arkoses vraies.

TROISIEME PARTIE : LE METAMORPHISME

Un trait constant et remarquable du métamorphisme dans la région nord est du massif des Ecrins-Pelvoux (Combeynot) est son extrême faiblesse. En effet les minéraux développés au cours des recristallisations sont tous de très petite taille, et ils se forment le plus souvent aux dépens des minéraux résiduels préexistants encore visibles.

Il en résulte que les modifications apportées par ce métamorphisme dans le complexe volcano-détritique sont très peu importantes ; la structure primitive est assez bien conservée et la roche initiale devait être fort peu différente de celle observée actuellement.

I. RAPPEL PETROGRAPHIQUE SUR LES ROCHES INITIALES

Avant de caractériser le degré de métamorphisme qui a affecté l'ensemble du complexe, nous allons rappeler brièvement les différents minéraux formés au cours des recristallisations.

a) Rhyolites

Nous avons, à maintes occasions, rappelé combien cette lave avait gardé toute la fraîcheur de sa structure primitive.

Le quartz rhyolitique, s'il demeure automorphe, est souvent tordu, plus rarement morcelé : il présente une extinction onduleuse ou en damier. Les phénocristaux de plagioclases sont séricitisés à divers degrés. Certains le sont entièrement (pl. V, photo 2) mais conservent leur forme primitive. Seuls les plagioclases de la rhyolite de l'Eychauda montrent une altération en épidote (saussuritisation). Les feldspaths potassiques sont généralement très perthitiques et montrent de belles veines d'exsolution d'albite. Les biotites sont destabilisées en chlorite avec leur exsudat ferrotitané habituel.

La pâte est entièrement dévitrifiée, constituant un "fond homogène". Au cours du métamorphisme on notera la formation de minéraux suivants :

- . biotites formant une fine trame orientée
 - . séricite dans les plagioclases, et exceptionnellement saussurite
 - . muscovite aux dépens des feldspaths potassiques
 - . chlorite en remplissage de microfractures qui recourent la roche.
- De plus la rhyolite a acquis une réorientation générale de tous ses minéraux soulignée par sa trame de biotite.

b) Porphyroïdes arkosiques

Ces roches sont beaucoup plus modifiées en raison de la compétence originelle moindre ; la schistosité se fait alors plus apparente.

- Les grands ovoïdes de feldspaths potassiques toujours limpides, sont tous perthitiques. Ils développent à leur périphérie une auréole quartzo-albitique que viennent rejoindre les veines de perthite qui sortent du feldspath.
- Les plagioclases, toujours très altérés, sont séricitisés.
- Les grandes biotites sont effilochées, tordues, rongées par une trame de néobiotite.
- Le quartz recristallise en grandes plages de cristaux engrenés ou bien en plages amiboïdes. Il conserve cependant une extinction onduleuse.

Au cours des recristallisations apparaît :

une fine trame de biotites, elle-mêmes chloritisées, formées soit à partir d'une matrice argileuse, soit aux dépens de vieux débris de biotites préexistants dans la roche.

L'albite cicatrice les zones de fractures des plagioclases lorsque la roche a été un peu mylonitisée. Elle apparaît également, comme nous venons de le voir, dans les perthites des feldspaths potassiques.

c) Gneiss

Nous avons vu que la grande quantité de biotites, qui faisaient l'originalité de ces roches, n'était pas due à une phase de métamorphisme, mais se trouvait initialement dans la roche.

- Les plagioclases conservent leur contour grossier primitif, mais leur forme ovoïde a dû être accentuée au cours du dynamométamorphisme. Ils sont plus ou moins séricitisés ; cependant les macles albite et albite péricline sont toujours reconnaissables.

Dans les gneiss de Laurichard, où la proportion de feldspath potassique est plus grande, l'altération des plagioclases est plus poussée.

Il arrive parfois que les plagioclases soient complètement altérés en fines particules argileuses.

- Les feldspaths potassiques sont toujours perthitiques mais souvent altérés.
- Les grandes biotites détritiques réagissent différemment :

Dans les gneiss des Clochettes, elles ne sont pas destabilisées et conservent leur couleur brun acajou ; par contre elles sont rongées par la trame de nouvelles biotites.

Dans les gneiss de Laurichard, les biotites sont destabilisées en chlorite, mais cette altération est inégalement observée suivant les lamelles d'un même individu (pl. XII, photo 4).

Les transformations dues au métamorphisme sont également faibles :

- . fine trame orientée de biotite
- . chlorite à partir de biotite (quand il y a du feldspath potassique)
- . chlorite de néoformation dans les microfractures
- . séricite dans les plagioclases.

Enfin une transformation peu fréquente et localisée s'observe à la pyramide de Laurichard ;

amas de muscovite dans les feldspaths
kaolinisation des feldspaths
apparition de tourmaline.

c) Grauwackes

Ces roches également sont peu transformées :

- les fins débris de plagioclases sont entièrement transformés en séricite et quartz.
- Il apparaît une fine trame de biotite dans toute la roche.

Nous voyons en fin de compte, que le complexe volcano-détritique a été peu modifié et que les recristallisations nouvelles ont affecté les minéraux de façon superficielle, sans les transformer intégralement.

On constate que la biotite détritique n'est pas tout à fait stable dans ce métamorphisme mais qu'elle se conserve et donne naissance à de nouvelles biotites ainsi qu'à de la chlorite et même éventuellement à des feldspaths potassiques.

Les plagioclases, par contre, ne sont plus stables dans ces conditions et s'altèrent en séricite, voire même en épidote (plus rarement).

L'albite au contraire apparaît et demeure stable, soit à partir des perthites des feldspaths potassiques, soit à partir des plagioclases, soit en auréoles enveloppant les feldspaths potassiques.

Si faible que paraisse l'importance des recristallisations, elles sont cependant présentes dans toutes nos roches : cela nous permet de dire que les minéraux suivants sont caractéristiques de tout ce complexe.

Ce sont : quartz - albite - biotite - muscovite (séricite) - chlorite - épidote.

A côté de ces minéraux très généralement représentés, viennent des associations beaucoup plus localisées faisant figure d'exception ou d'accident au sein du complexe : particules argileuses - tourmaline - muscovite - chlorite - cantonnés à la pyramide de Laurichard.

Il est déjà possible d'établir une chronologie relative des événements car nous voyons certains minéraux caractéristiques destabilisés (biotite destabilisée en chlorite). Cela nous permet de dire que se sont produites deux paragenèses distinctes, d'intensité différente (deuxième moins forte que la première puisqu'il y a eu destabilisation). Cette deuxième paragenèse est donc une rétro-morphose.

II. PARAGENESES

S'il est encore relativement aisé de déterminer qu'elle fût la part du métamorphisme dans les recristallisations, il n'en est pas de même lorsqu'on est amené à vouloir préciser les caractères de chaque paragenèse. L'empreinte du métamorphisme est très faible ce qui fait que les transformations minérales ne sont pas totales et il subsiste de nombreux résidus. Aussi sera-t-il difficile de définir sans ambiguïté les paragenèses, car celles-ci n'auront pas de caractéristiques bien tranchées.

A ce stade, il est permis d'hésiter entre deux sous-faciès des Schistes verts :

- B. 1.2 à quartz - albite - biotite - épidote - chloritoïde, et
- A 1.1 à quartz - albite - biotite - muscovite - chlorite.

La faiblesse des recristallisations dans notre région ne permet pas de prendre parti de façon péremptoire, bien que l'absence de chloritoïde puisse infirmer le sous-faciès B. 1.2. Aussi admettons-nous que nous avons affaire ici au sous-faciès A 1.1 à quartz - albite - biotite - muscovite - chlorite.

Quant à la seconde paragenèse, il est difficile de trouver des minéraux réellement significatifs pour pouvoir la caractériser : elle s'annonce encore plus faible que la précédente. Son seul effet majeur a été de destabiliser les minéraux formés au cours de la précédente, ainsi que les minéraux résiduels déjà destabilisés par celle-ci.

Cette rétro-morphose se traduit essentiellement par une chloritisation des biotites et une altération plus poussée des plagioclases. Or cette chloritisation est localisée, puisqu'elle n'affecte pas tout le complexe, ni toutes les roches. Il semble que ce phénomène soit en relation avec un épisode hydrothermal tardif, dernière manifestation de la mise en place du granite de type Pelvoux, intrusif dans le complexe.

Cet épisode hydrothermal ne semble pas se borner à une décoloration des biotites : il se manifeste également par la mise en place de rares filons pegmatitiques riches en tourmaline dans les niveaux arkosiques et gneissiques de la pyramide de Laurichard.

Cette manifestation hydrothermale typique est responsable également d'un début de kaolinisation des feldspaths au voisinage de ces filons pegmatitiques.

III. REPRESENTATION GRAPHIQUE SUR UN DIAGRAMME ACF - A'KF

L'étude pétrographique a montré que nos roches étaient caractérisées par l'assemblage minéralogique suivant :

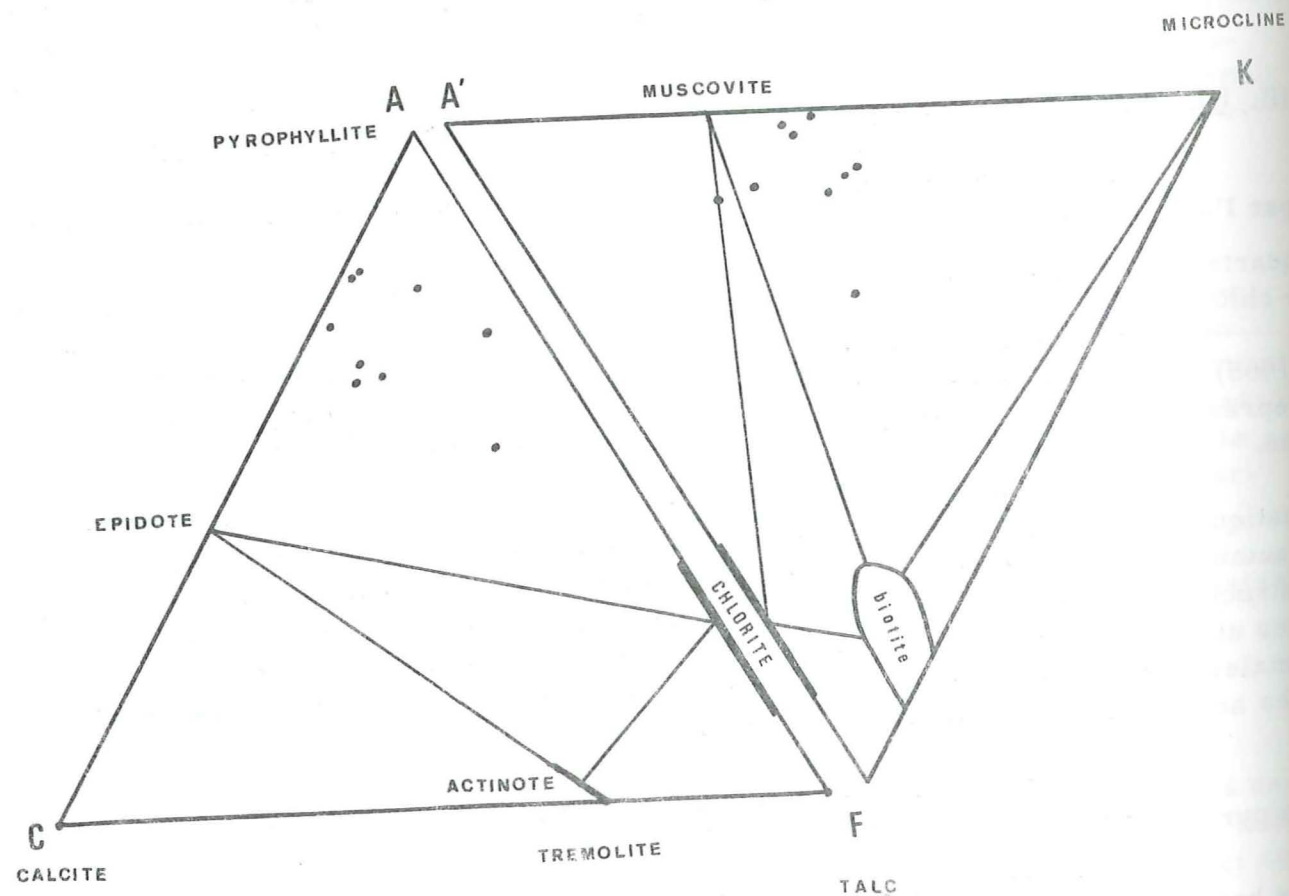
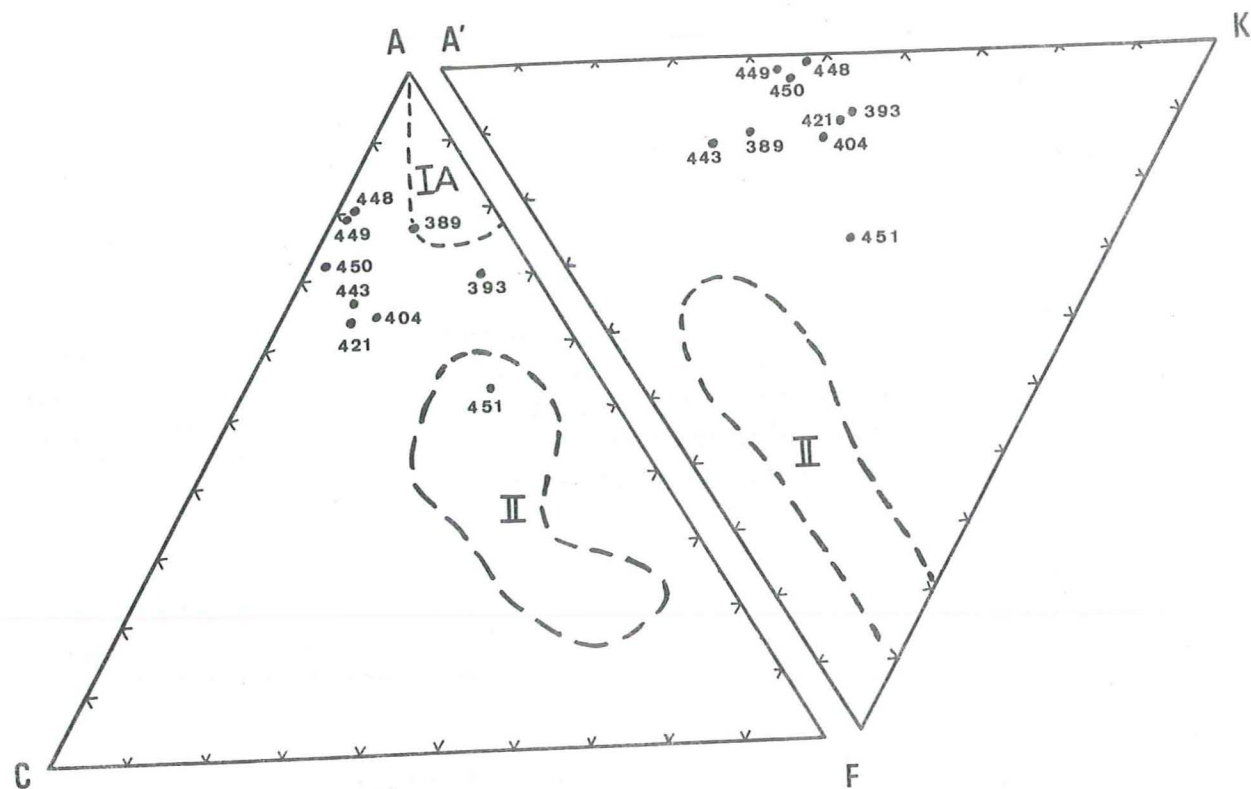
quartz + plagioclase (albite) + feldspath potassique + biotite + muscovite (séricite) + chlorite.

En comparant ces données avec les diagrammes de H. G. F. Winkler (1965) nous allons tenter de préciser les caractères du métamorphisme. Les points représentatifs de nos roches se répartissent de façon très homogène sur le diagramme.

Sur le triangle ACF - A'KF (pl. XIII) des roches sédimentaires et magmatiques, le complexe volcano-détritique se situe hors de tout domaine défini par l'auteur, contrairement à toute attente. Nous avons vu cependant lors de l'étude pétrochimique que ces roches étaient effectivement des grauwackes. Les paramètres utilisés par H. G. F. Winkler, s'ils permettent de caractériser des grauwackes banales, sont insuffisants ici pour saisir les caractères de nos roches (matériau très acide pauvre en éléments ferro-magnésiens).

Sur le diagramme ACF (pl. XIII), les points se cantonnent dans le triangle pyrophyllite - épidote - chlorite.

On pourrait s'attendre à trouver dans nos roches un peu de chlorite et une bonne proportion de pyrophyllite.



Nos roches n'offrent que de la chlorite provenant de la destabilisation des biotites.

La séricitisation des plagioclases conduit à la formation de séricite et de quartz ainsi qu'à la formation d'albite. Leur saussuritisation doit être faible en raison de la basse teneur en calcium des plagioclases : il se forme très peu d'épidote.

"Anorthite et plagioclase ne sont instables que dans le métamorphisme à basse température, l'anorthite du plagioclase se transforme en effet en zoisite (épidote) alors que l'albite s'individualise en petits cristaux".

H. G. F. WINKLER (1965).

Nos roches par contre, ne contiennent pas de pyrophyllite, car dans le diagramme A'KF les points se situent dans le triangle muscovite - feldspath potassique - biotite, hors du domaine de la pyrophyllite. Celle-ci ne peut se former en raison de l'excès de potasse et du déficit corrélatif en alumine : il se formera essentiellement de la séricite (muscovite) à partir des plagioclases. Il se forme peu de biotite, et seulement à partir des biotites détritiques ou à partir de ciment pélitique. Quant aux feldspaths potassiques, leur présence est toujours marquée, soit sous forme de résidus, et c'est ce qui nous intéresse ici, par ses bourgeonnements, soit à partir des restes détritiques.

La paragenèse observée concorde avec celle définie par H. G. F. Winkler pour caractériser le sous-faciès A 1.1 du faciès Schiste vert à faible pression et faible température.

IV. CONCLUSION

1. Caractères des différentes phases de recristallisation

Les divers événements qui ont marqué notre complexe, se sont déroulés suivant des périodes bien déterminées de l'orogénèse.

- La première phase importante correspond au métamorphisme général de ce complexe. On peut estimer que cet épisode se situe durant la phase majeure de l'orogénèse hercynienne, correspondant à la phase sudète.

En effet pour R. LAURENT (1967) les massifs cristallins externes : Aiguilles Rouges, Belledonne, proviennent du "métamorphisme d'une séquence géosynclinale unique, d'âge dévonien à carbonifère inférieur probablement, constituée de séries sédimentaires schisto-gréseuses et d'un complexe volcanique de type ophiolitique.

Cette séquence géosynclinale a été métamorphisée durant la phase majeure de l'orogénèse hercynienne (Carbonifère inférieur à moyen)."

Le complexe volcano-détritique a subi un métamorphisme d'une extrême faiblesse, correspondant à la paragenèse Schiste vert A 1.1 de faible pression et faible température.

- La deuxième phase est marquée par la mise en place de batholites granitiques (granites de type Pelvoux d'âge viséen supérieur).

Ce granite à caractère hypovolcanique (voir travaux de A. BARBIERI), se manifeste en fin d'évolution par une mise en place de filons pegmatitiques. Cela entraîne une recristallisation de muscovite, chlorite et tourmaline, ainsi qu'une chloritisation des biotites du complexe ; mais cette rétro-morphose, inégalement observée, est plus poussée au voisinage des granites et des pegmatites, et dans le granite lui-même.

Cette activité hydrothermale, très limitée, s'observe dans la zone de la pyramide de Laurichard.

Un autre effet de cette activité est la mise en place des filons de quartz à molybdenite recoupant le complexe.

Si le granite est responsable d'un début de chloritisation, nous allons voir également que ce phénomène n'est pas unique et qu'il se reproduit bien après la mise en place du granite.

2. Problème de la chlorite

Les chlorites observées dans nos roches ne se présentent pas sous le même aspect : il y a deux générations de chlorite.

Les conditions de formation de cette chlorite permettent de penser que ces deux événements ne sont pas nécessairement contemporains.

- La première chloritisation consiste en la rétro-morphose des biotites. Celles-ci sont destabilisées et épigénisées en chlorite, tout en conservant leur forme primitive. Ces biotites destabilisées se reconnaissent à leur abondant exsudat ferro-titané.

La deuxième chloritisation se manifeste par un dépôt de chlorite dans les diaclases. Alors que celles-ci sont très nombreuses au sein du massif granitique (la chloritisation pouvant se faire sur plusieurs décimètres d'épaisseur), les roches encaissantes sont plus modestement parcourues par des microfractures ou de très fines diaclases à remplissage de chlorite.

3. Age des différents événements

L'événement le plus récent qui a marqué nos roches est la mise en place de filons de chlorite dans des cassures à la faveur de violentes déformations qui ont affecté un édifice cristallin déjà rigide.

Il est permis de penser que cet événement est étranger à l'orogénèse hercynienne, donc postérieur à celle-ci, étant donné qu'il affecte un socle déjà induré. Nous serions tenté de voir dans ces dépôts de chlorite dans les diaclases, un témoignage de l'activité de l'orogénèse alpine.

En effet celle-ci s'est manifestée essentiellement dans tout l'arc alpin par de très fortes déformations, et seulement, dans les zones plus internes par un métamorphisme généralisé des massifs anciens.

Quant aux événements qui ont affecté nos roches, on peut les rapporter à l'orogénèse hercynienne.

L'activité hydrothermale du granite se situe à la fin de sa mise en place. Celui-ci a été daté du Viséen supérieur (330-310 MA). (J. M. BUFFIERE, 1964).

Il est raisonnable d'attribuer le même âge à ces événements.

Quant à la phase majeure de l'orogénèse hercynienne, conduisant au métamorphisme et au plissement du complexe, on peut la rapporter, selon R. LAURENT (1967), au Carbonifère inférieur à moyen. Cela permet de situer le paroxysme au Viséen durant la phase sudète.

Récemment dans une étude générale sur les chaînes orogéniques, H. J. ZWART (1967) a montré qu'il existait une dualité de caractères entre l'orogène hercynien et l'orogène alpin.

L'orogène hercynien est caractérisé par une fosse peu profonde mais très large, par un métamorphisme de basse pression, une migmatisation abondante ainsi que la mise en place de nombreux batholites granitiques, et par une tectonique cassante. Selon l'auteur, également, la présence constante d'un socle antéhercynien aurait influencé tous les caractères de cet orogène.

Si faible qu'elle soit l'empreinte du métamorphisme, ce schéma semble bien correspondre aux caractéristiques des événements hercyniens qui se sont déroulés dans le massif des Ecrins-Pelvoux et à sa périphérie.

QUATRIEME PARTIE : TECTONIQUE

Si la phase majeure de surrection du massif de Combeynot se situe durant l'orogénèse alpine, le matériau marqué par ces déformations est proprement hercynien, et, de plus, métamorphisé et affecté d'une foliation.

Cela laisse penser qu'avant cette orogénèse, se sont déroulés des événements qui ont permis le métamorphisme, le plissement et l'érection de la chaîne hercynienne. Une fois érigée, cette chaîne a été rapidement érodée (pénéplaine antétriasique) car on trouve sur ce massif cristallin un Trias discordant.

L'orogénèse alpine déforme et porte le massif à son altitude maximale : à cette période le métamorphisme dépose dans les diaclases ainsi formées de la chlorite. Puis le massif subit le vigoureux écaillage dû à l'arrivée des nappes. L'érosion enfin, activée par l'intense diaclasage des roches, amène le massif à son altitude actuelle.

En raison de la position périphérique du massif de Combeynot les déformations alpines ont été d'une telle ampleur (surrection, écaillage) qu'elles ont oblitéré toute trace d'orogénèse antérieure. Il sera donc difficile de retrouver des structures proprement hercyniennes, celles-ci étant complètement déformées du fait de leur remobilisation au cours de l'orogénèse alpine.

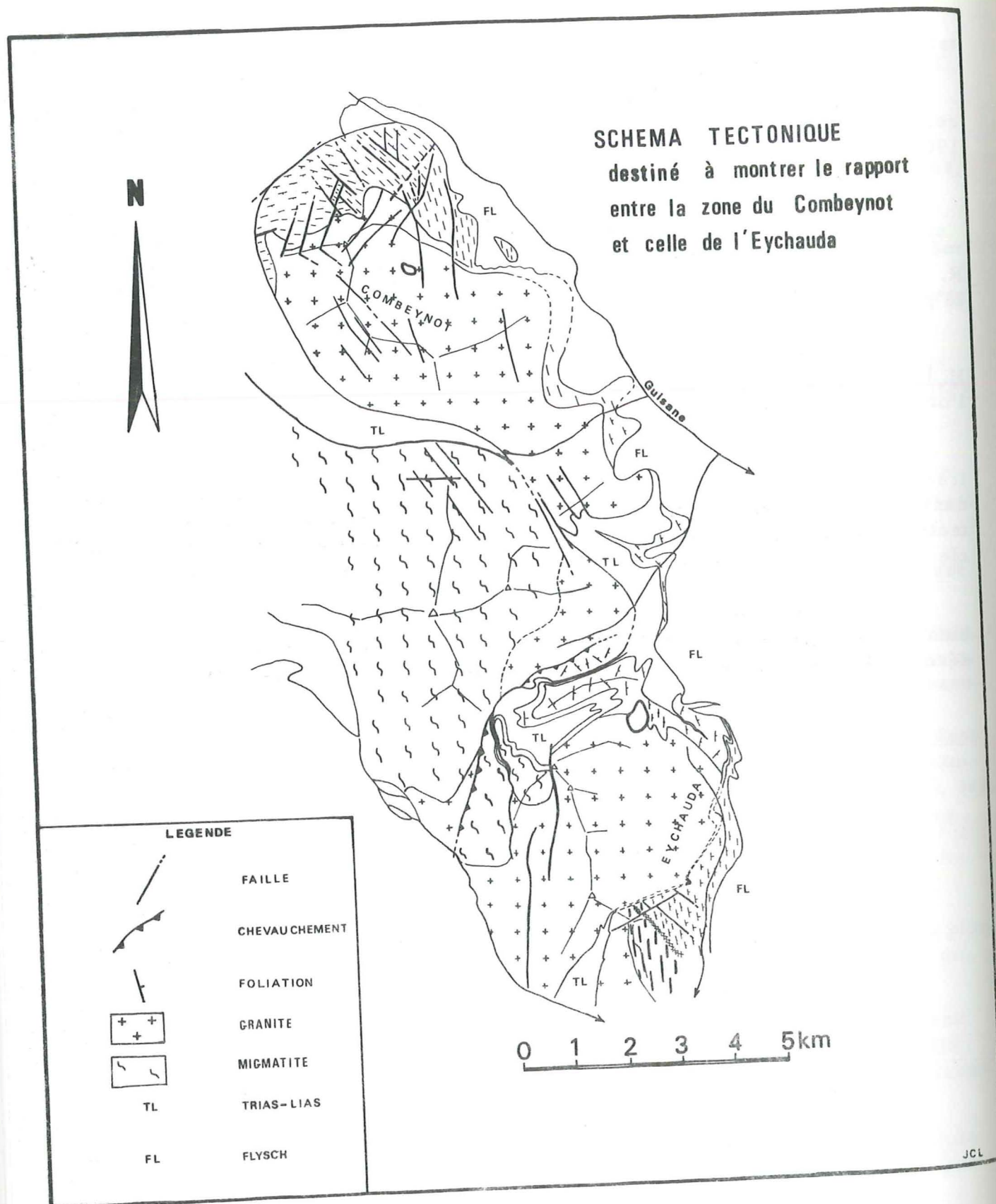
1/ Déformations récentes

Nous entendons par ce terme toutes les cassures qui se sont produites à l'orogénèse alpine : elles sont donc prépondérantes dans la région étudiée.

a) Failles très chevauchantes

Les coupes que donnent P. GIDON (1954) et J. VERNET (1965) montrent des structures très spectaculaires déversées vers l'Ouest. Ce sont les écailles cristallines de la crête des Grangettes, de la Croix de Cibouit, du rocher de l'Yret ...

Le synclinal liasique d'Ailefroide fait également partie de ces accidents. Sa bordure orientale chevauchante constitue la montagne de la Cime. Au Nord Est de la Colette de Coste Vieille, le synclinal disparaît car les lèvres se referment mais la cicatrice est jalonnée par des lambeaux de calcaires rubéfiés, coincés dans le cristallin (torrent de Coste Vieille) ainsi que par des brèches composées d'éléments cristallins hétérogènes. Le Lias réapparaît dans la cascade de Chambran, puis dans le vallon de l'Eychaуда et se poursuit en direction du col de l'Yret (J. VERNET, 1965).



b) Failles verticales et failles peu inclinées

Très nombreuses dans tout le massif, ce sont elles qui ont guidé la morphologie actuelle : le moindre couloir emprunte et souligne une direction de cassure.

Dans le massif de Combeynot, on rencontre les directions de failles suivantes :

- N 0° à N 20°. Ces failles sont plus ou moins parallèles à la bordure occidentale du massif, limitée par le synclinal d'Arsine. Leur pendage est soit vertical, soit dirigé vers l'Est. (Le grand filon de lamprophyre, visible depuis le col du Lautaret, emprunte une direction de faille N 0° - 20° E).

Cette disposition générale détermine des dièdres dans tout le massif et suggère la répartition suivante :

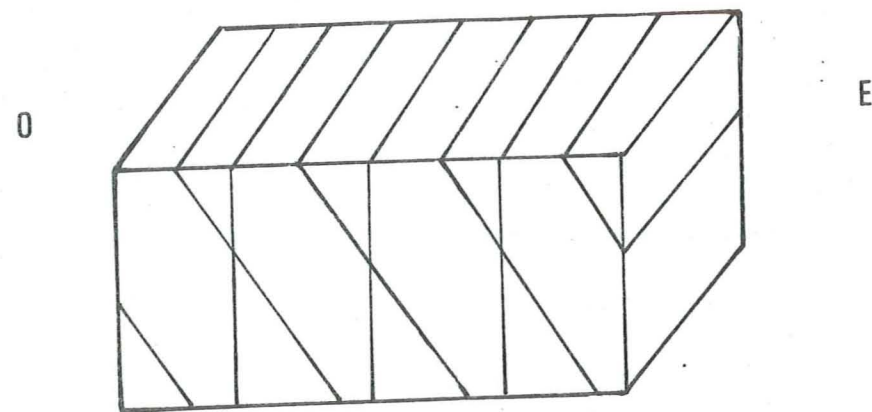


Fig. 12. - Bloc diagramme des répartitions de failles

Cela peut rendre compte, éventuellement, d'un déversement du massif vers l'Ouest.

- N 40° et N 140° : Ces failles peu nombreuses sont verticales. Il semble qu'elles aient joué par coulissage.

L'ensemble de ces failles peut se présenter sous deux aspects :

- Failles soulignées par une épaisse bande de mylonites. Au voisinage immédiat, la roche est extrêmement diaclasée.

- Failles ouvertes à remplissage bréchique, cimenté par un calcaire plus ou moins dolomitique de couleur blanche, brune ou rouge. Certaines peuvent atteindre plusieurs mètres de puissance.

Ce sont des filons clastiques, improprement dénommés "cipolins".

Ces failles se sont ouvertes au moment de l'érection de la chaîne, quand le massif travaillait à la distension, permettant ainsi un remplissage de matériau provenant de la couverture sédimentaire sus-jacente.

Une autre grande structure chevauchante est représentée par le massif de Combeynot. Ce petit massif satellite du Pelvoux, se trouvant à la périphérie, a "encaissé" le vigoureux écaillage dû à l'arrivée des nappes ; cela se traduit par un diaclasage intense de tout le massif et par une tendance au chevauchement sur le synclinal liasique d'Arsine.

Le phénomène a été longuement étudié par P. GIDON (1954) et J. VERNET (1965), qui en donnent une interprétation radicalement opposée.

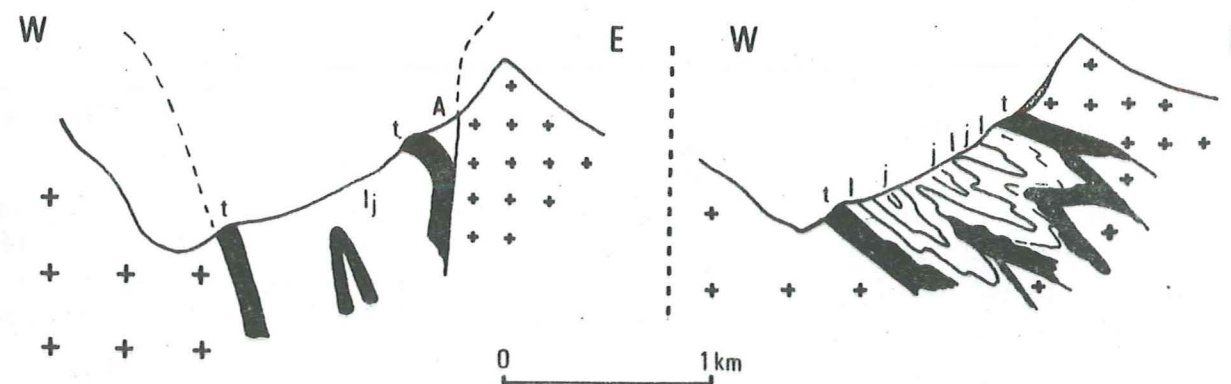


Fig. 13. - Coupe du synclinal d'Arsine d'après J. VERNET et P. GIDON

Pour P. GIDON, le massif de Combeynot chevauche largement le synclinoorium d'Arsine. Les écailles cristallines sous-jacentes, perturbant le synclinal expliquent sa complexité.

Quant à J. VERNET, il rejetait catégoriquement l'interprétation de P. GIDON et ne voyait pas le massif charrié sur le synclinal. Il justifiait le pendage inverse du Trias sur le flanc oriental, par un fauchage de couche (structure collapse).

De notre côté, nous avons pu noter que les roches avaient subi un intense diaclasage et que le massif était parcouru par un réseau de failles favorables à la déformation sous l'effet de la poussée des nappes.

Malgré la difficulté d'observation liée à la présence d'importantes formations quaternaires, nous avons pu observer dans le synclinal, sous les alpages de Pradiou (sous le P.C. 2518) une structure qui semblerait favorable à un chevauchement important du massif vers l'Ouest ou du moins, à un style de faille inverse. (fig. 14).

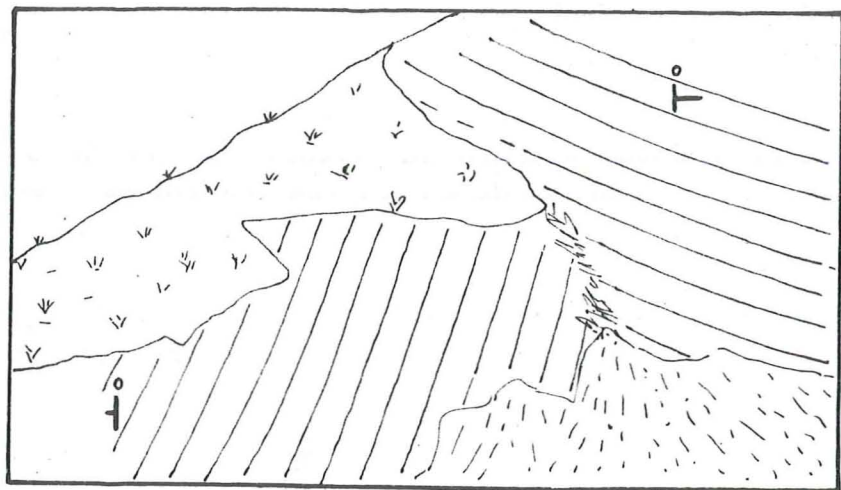


Fig. 14. - Structure chevauchante observée dans le synclinal d'Arsine

De plus l'examen de la bordure occidentale du synclinal d'Arsine montre que le cristallin était parcouru par des failles transversales au synclinal qui décalaient celui-ci (C. GILLOT)* On peut penser qu'un jeu de failles est-ouest a pu amener le synclinal dans la position qu'il occupe actuellement par des décrochements successifs vers l'Ouest de ces parties nord (fig. 15).

Les mauvaises conditions d'affleurement sur la bordure orientale n'ont pas permis de retrouver des décrochements analogues. Bien que l'ensemble de nos observations soit relativement favorable à l'idée d'une déformation du massif vers l'Ouest, le manque de données sur ce problème ne nous autorise pas à prendre parti catégoriquement.

2/ Déformations anciennes

Le recensement des failles proprement hercyniennes n'est pas possible dans cette étude. En effet l'intensité des déformations alpines a été telle que toutes les structures antérieures ont été complètement oblitérées. Quant à celles qui ont subsisté, elles ont complètement rejoué.

Les filons clastiques précédemment décrits, peuvent être des accidents hercyniens/ou fini-hercyniens vu leur mode de formation ; mais l'intense mylonitisation que l'on observe confirme leur rejeu durant l'orogénèse alpine.

Malgré le bouleversement de cette zone et la discontinuité d'affleurement entre le massif de Combeynot et le vallon de l'Eychauda, il est facile de relever les foliations acquises par les roches du complexe au cours du métamorphisme hercynien.

* C. GILLOT-BARBIERI.

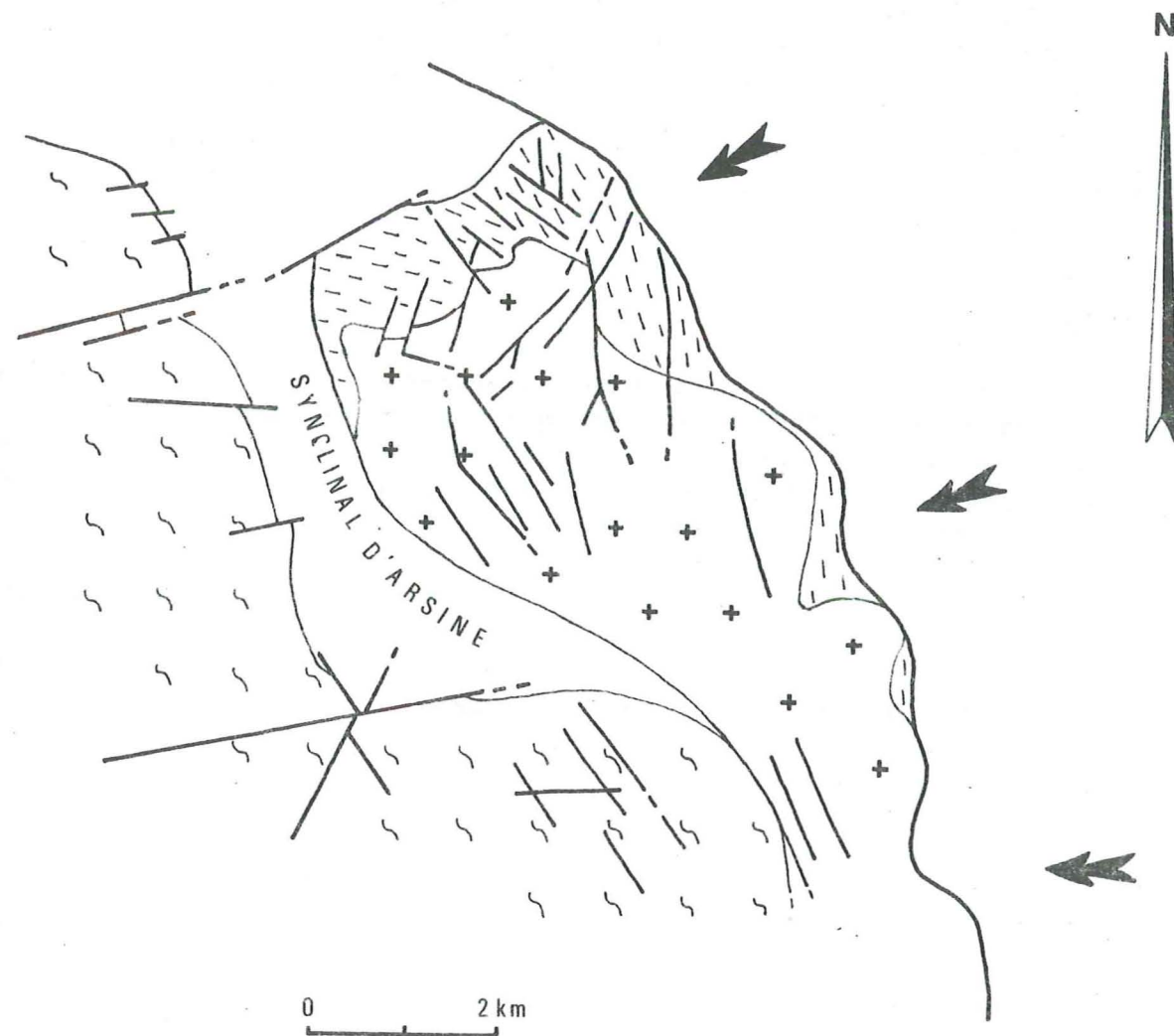


Fig. 15. - Schéma structural du synclinal d'Arsine et du massif de Combeynot

A l'Ouest du massif de Combeynot (pyramide de Laurichard) la foliation générale est N 100 - 110° avec un pendage fort : 60 à 80° S.

Progressivement, par un jeu de failles qui découpent le complexe en petits compartiments, la foliation devient N 140° (pendage vertical à subvertical) en direction du Sud Ouest (arête des Clochettes). Elle devient franchement méridienne N 0° à N 160° (pendage vertical à subvertical) vers le rocher de Guerre puis dans le vallon de l'Eychauda.

Nous n'avons jamais remarqué la moindre charnière de plis dans le complexe, mais cela n'exclut pas qu'il ait été replissé étant donné les valeurs toujours élevées des pendages.

CONCLUSION

Le massif de Combeynot, comme les autres massifs cristallins externes, se caractérise par un style tectonique rigide. Il présente une structure isoclinale, apparemment simple, toujours très fortement pentée et découpée par un jeu de failles tardives, comme l'a montré H. J. ZWART (1967) dans les autres chaînes de l'orogène hercynienne en Europe.

L'orogène alpine est marquée par la surrection du massif, puis par le bouleversement créé par l'arrivée des nappes.

Enfin l'érosion amène le massif à son aspect actuel.

CINQUIEME PARTIE : DISCUSSION

Les études précédentes ont permis de faire ressortir le caractère particulier du complexe Combeynot-Eychauda et de montrer que pour une bonne part, nos roches, à côté de faciès dont l'origine volcanique était indiscutable, présentaient des faciès purement sédimentaires.

De plus la transformation des roches a été suffisamment faible pour permettre la conservation des minéraux originels ainsi que celle de leur structure sédimentaire.

A. Les roches initiales

Les rhyolites, qui peuvent surprendre par leur extrême fraîcheur, ont été peu modifiées : la structure volcanique initiale est parfaitement bien conservée. Sous l'effet du métamorphisme et par vieillissement, la pâte s'est peu à peu dévitrifiée ; la roche, en outre, a été légèrement déformée : elle a acquis une schistosité à grande échelle soulignée par de très fines biotites.

Ces rhyolites, d'autre part, ne sont pas des filons intrusifs sécants dans le complexe sédimentaire : ce sont des produits volcaniques épanchés et interstratifiés dans les sédiments (gneiss) comme peut en témoigner leur mode de gisement.

Les porphyroïdes arkosiques proviennent de la désagrégation et de la transformation de la partie superficielle des coulées de rhyolites qui devait correspondre à des niveaux tufacés peu ou mal consolidés recouvrant la masse rhyolitique sous-jacente compactée sous l'effet de son propre poids.

Ces tufs, par leur nature, se sont prêtés facilement à l'érosion et à la désagrégation. L'épaisseur de ces niveaux porphyroïdiques indique que la quantité de tufs rhyolitiques ou de rhyolite désagrégée a été considérable, très supérieure à la masse de rhyolite restée intacte.

Les porphyroïdes arkosiques comme les rhyolites (à l'exception de la rhyolite de l'Eychauda), sont des roches pauvres en micas, sauf les fines biotites de recristallisation. Par contre, existent à côté de ces roches, des "gneiss" et certains niveaux de porphyroïdes qui contiennent des micas en proportion notable.

Or le matériel volcanique initial n'est pas favorable à la formation de

biotites dans les conditions du métamorphisme. C'est pourquoi nous attribuons une origine détritique aux grandes lamelles de biotite que l'on rencontre dans les porphyroïdes arkosiques et en quantité prépondérante dans les "gneiss".

Ces roches ont constitué des niveaux arkosiques psammitiques où ces biotites détritiques ont été peu désagrégées en argiles. Ce matériel argileux était donc favorable à une recristallisation de biotites lors du métamorphisme.

La présence de ces vieux micas détritiques conservés dans les roches montrent :

- une contamination des tufs rhyolitiques par des sédiments argileux voir même psammitiques, produisant ainsi un mélange volcano-détritique justifiant l'appellation de porphyroïdes arkosiques ;
- une origine détritique psammitique pour les "gneiss" ;
- des conditions de sédimentation peu favorable à la destruction de ces micas (ainsi qu'à celle des feldspaths) bien que l'on puisse observer cependant une décoloration locale des biotites ;
- un métamorphisme suffisamment faible pour que la biotite subsiste, malgré la formation de néobiotite, soit à ses dépens, soit à partir de fins sédiments argileux.

Seules, des variations dans les conditions de sédimentation ont pu permettre une telle répartition des biotites. Cela permet d'expliquer également les variations latérales et verticales de faciès, les récurrences ainsi que l'intrication générale de ces faciès.

L'épaisseur de ce complexe témoigne de l'ampleur et de l'étendue de l'activité volcanique responsable d'une telle accumulation de matériaux.

Le problème se pose alors de savoir dans quelles conditions se sont produites ces émissions. Cela nous amène à rechercher leur origine dans les très nombreux filons rhyolitiques reconnus dans la série des migmatites d'Arsine, socle ancien métamorphisé sur lequel repose, vraisemblablement par contact tectonique, le complexe détritique.

Ces dykes sécants dans les migmatites se trouvent être très nombreux à proximité du complexe :

- vallée de la Romanche, au-dessus du Pas de l'Ane à Falque ;
- sommet du Riéou d'Arsine (alt. 2 750 m) ;
- rive gauche du Glacier Blanc. Au niveau du refuge, entre 2 550 et 2 800 m, la série migmatitique est lardée de filons rhyolitiques d'orientation méridienne ;
- dans le vallon de l'Eychauda, également, on peut trouver à proximité du complexe (montagne de la Cime - Peyron des Claux) de grands filons de rhyolite.

Les horizons rhyolitiques épanchés dans le complexe sont très voisins chimiquement et pétrographiquement des filons sécants dans les migmatites. Il est donc permis de penser que ces derniers sont les cheminées d'émission de la rhyolite, en raison d'une part de leurs caractères pétrochimiques et d'autre part, de la proximité géographique.

Il existe également, mais géographiquement très éloignés, dans la vallée des Bans de très nombreux dykes de rhyolite (polis glaciaires de Peyre-Arguet) qui pourraient être des cheminées d'émission de la rhyolite du complexe.

Il est difficile cependant d'estimer leur rapport exact avec le complexe de Combeynot-Eychauda, car il n'y a aucun lien entre ces deux régions. De plus les rhyolites semblent plus tardives que celles du complexe, car à la fois elles recoupent et sont recoupées par des aplites de granite de type Pelvoux. Or dans le massif de Combeynot le granite est intrusif dans le complexe plissé et métamorphisé.

Si l'on prend le granite comme critère chronologique absolu, les rhyolites de Peyre-Arguet sont trop jeunes pour avoir quelque relation avec le complexe.

Il semble cependant que le granite ne se soit pas mis en place de façon contemporaine dans tous les points du massif des Ecrins-Pelvoux et que celui de Peyre-Arguet (granite des Bans) soit le plus ancien car syntectonique (A. BARBIERI, 1970).

Dans l'hypothèse la plus favorable le doute subsiste et nous préférons jusqu'à plus ample connaissance ne pas relier les rhyolites de Peyre-Arguet au complexe de Combeynot-Eychauda.

B. Comparaison avec les faciès voisins

Par sa situation originale dans le massif des Ecrins-Pelvoux, le complexe volcano-sédimentaire est aisé à individualiser.

Nous allons voir, en outre, qu'il n'est pas le seul reconnu jusqu'à ce jour dans le massif et que certaines régions, par leurs caractères, semblent s'apparenter très nettement à ce complexe.

LE COMPLEXE VOLCANO-SEDIMENTAIRE

a) Dans les massifs cristallins externes

Une comparaison avec les travaux récents de R. OZOCAK (1965) a permis de montrer que les schistes cristallins de la haute vallée du Vénéon (Nord Ouest du Pelvoux) présentaient de très nombreuses affinités avec le complexe de Combeynot-Eychauda.

L'auteur ayant défini les groupes suivants :

- groupe des gneiss du Plan du Lac
- groupe des migmatites de Saint-Christophe

concluait à son étude que :

" les gneiss du Plan du Lac dérivent d'une série sédimentaire de type arénacé où le faciès dominant était constitué par des roches arkosiques plus ou moins argileuses et quartzeuses. "

Quant au groupe de Saint-Christophe, celui-ci comprenait des anatexites, embréchites, amphibolites migmatitiques ainsi qu'un volcanisme acide représenté par des rhyolites et des porphyroïdes.

L'auteur attribuait également une origine sédimentaire à cette série migmatisée, mais s'étonnait cependant de trouver au sein de ces migmatites, des rhyolites et des porphyroïdes si peu transformées, interstratifiées dans cette série.

"Par contre on peut se demander pourquoi ces rhyolites, interstratifiées dans une série migmatisée, n'ont pas subi un métamorphisme plus intense. Non seulement elles ne sont transformées qu'en porphyroïdes schisteuses, mais encore il reste beaucoup de résidus nettement rhyolitiques peu ou pas transformés. Ceci est d'autant plus curieux que dans des conditions de métamorphisme assez voisines, on connaît dans le massif de Belledonne (R. MICHEL et P. BERTHET, 1958) des formations volcaniques acides analogues, mais qui sont normalement transformées en ortholeptynites (leptynites de Gavet dans la vallée de la Romanche).

Finalement nous considérons les porphyroïdes de Saint-Christophe et leurs résidus rhyolitiques comme contemporains de la série cristallophyllienne du Haut-Vénéon. "

Son étonnement était fort légitime, mais cette anomalie de faciès provenait de l'inexactitude de ses observations.

Reprenant les travaux de cet auteur, et comparant les deux domaines, nous sommes arrivés à la certitude que nous avons affaire à un même matériel volcano-détritique à volcanisme acide.

- Le groupe du Plan du Lac correspond très précisément aux gneiss des Clochettes et aux gneiss de Laurichard.

- Le groupe des migmatites de Saint-Christophe s'est révélé être, non pas une série de migmatites comme l'auteur l'envisageait, mais une série typi-

quement volcano-détritique légèrement métamorphisée.

Les embréchites ne sont autres que des porphyroïdes arkosiques plus riches en biotites que celles de Combeynot, tendant ainsi vers un faciès de "gneiss".

De même nous avons retrouvé, dans la description de certaines "migmatites" de Saint-Christophe des porphyroïdes arkosiques typiques.

Il semble que, manquant de données précises sur la série volcano-détritique à l'échelle régionale, R. OZOUAK n'ait pas reconnu les caractères exacts de ces roches. En particulier le développement de biotite et de feldspath potassique dans un matériel sédimentaire qui en contenait dès l'origine, est tout à fait compatible avec un faible métamorphisme et il n'est pas besoin de faire appel à une migmatisation dans ce cas précis.

À l'ensemble de ce complexe volcano-sédimentaire il attribuait un âge antéhouiller (antéviséen supérieur si l'on se réfère à la mise en place du granite du Pelvoux dans ces formations).

Plus récemment, P. GIBERGY a mis en évidence un important complexe volcano-sédimentaire, à volcanisme acide, dans la région du Valbonnais (Ouest du Pelvoux). Ce complexe comprend des rhyolites, leptynites, schistes, conglomérats et grauwackes. L'auteur a eu la chance de découvrir dans ces formations des empreintes d'organismes attribués selon toute vraisemblance au Viséen supérieur (1968). La base de ces formations est composée de conglomérats que l'auteur estime raisonnablement rapporter à une discordance stratigraphique. Ceux-ci semblent être le prolongement au Nord de conglomérats métamorphiques que P. LE FORT (1964) a mis en évidence dans le massif cristallin du Chaillol et qu'il estimait antéhercyniens. Dans le massif du Chaillol même, la taille des blocs peut atteindre plusieurs mètres cubes alors que la dimension des blocs diminue du Sud Est au Nord Ouest pour être de l'ordre du décimètre.

Nous retrouvons de même, au Nord Ouest du Pelvoux et prolongeant peut-être le complexe du Valbonnais, dans la série cristallophyllienne du Tabor de la Matheysine, des formations volcano-détritiques analogues. C'est le groupe du Tabor-Lavaldens (R. MICHEL et G. VERROLLET, 1961) où l'on rencontre des masses résiduelles non transformées de laves à caractère rhyodacitique au sein des leptynites : groupe des leptynites de Lavaldens. Ce groupe se poursuit par de puissantes formations amphiboliques, témoignant d'un volcanisme basique : groupe des amphibolites du Tabor.

Un âge hercynien avait été avancé pour ces formations car elles étaient affectées par un métamorphisme antéstéphanien.

L'étude des conglomérats dans la série détritique (schistes cristallins antéhouillers) du Taillefer oriental a montré à F. CARME (1965) l'existence d'une série volcanique de type spilite-kératophyre, qui se poursuivait par une épaisse

série sédimentaire. Ce genre de formation est suffisamment particulier pour que nous puissions voir dans ce conglomérat le prolongement de celui du Valbonnais et celui du Chaillol.

Les grands traits des massifs cristallins externes semblent également répondre à ce schéma bien qu'à ce niveau, l'on ne retrouve plus les mêmes faciès de roche. Il existe bien une série volcano-sédimentaire plissée et métamorphisée ayant conduit à l'élaboration de la chaîne de Belledonne : ce sont les séries verte et satinée (C. BORDET, 1957). Elles représentent un énorme complexe volcano-sédimentaire alimenté par un volcanisme qui débute par des émissions basiques :

- la série verte composée d'amphibolites, de gneiss amphibolitiques et de micaschistes, puis qui évolue progressivement vers des produits plus acides ;

- la série satinée composée de leptynites, quartzites, micaschistes et schistes sériciteux principalement.

Au point de vue faciès, la série sédimentaire aurait débuté par un complexe pélitique et arénacé, ensuite les sédiments seraient devenus plus détritiques ; alors se serait de nouveau produite une sédimentation schistogréseuse suivie d'épisodes de plus en plus détritiques (D. DONDEY, 1960).

De ces deux séries, C. BORDET avait fait un complexe devonodinantien : la série satinée serait l'équivalent du Culm, la série verte du Dévonien.

On peut se demander alors, dans quelle mesure la série satinée n'est pas l'équivalent du complexe pyroclastique de Combeynot à matériau essentiellement acide. Les conditions de sédimentation originelles n'étant pas nécessairement les mêmes, il est normal qu'on ne retrouve pas exactement le même genre de matériau.

De proche en proche, par comparaison successive de faciès équivalents, nous arrivons à regrouper peu à peu autour du massif des Ecrins-Pelvoux, des séries volcano-sédimentaires largement représentées. Celles-ci s'accompagnent souvent de formations très détritiques (conglomérats de Chaillol, Valbonnais, Taillefer ...) ou plus fines (leptynites, grauwackes, schistes ...) alimentées par un volcanisme acide ou basique. Ce dernier est généralement le plus ancien lorsque l'on peut établir une chronologie des événements. Il est représenté localement par des roches ultrabasiques (ophiolites vraies) qui sont les pyroxénolites, gabbros et serpentinites de Chamrousse et du Tabor (G. CHOUBERT 1934, E. DEN TEX 1949, F. CARME 1965) ; celles-ci correspondraient au

niveau "amphibolique" de la série verte dans Belledonne (P. LE FORT et E. EHRSTRÖM, 1970).

Si la nature même des sédiments détritiques varie, reflétant ainsi la variation des conditions de sédimentation, le caractère général de ces faciès demeure le même : complexe volcano-sédimentaire à volcanisme acide ou basique (la composition pétrochimique des matériaux détritiques étant évidemment commandée par celle du volcanisme).

- Un volcanisme acide entraîne la présence de leptynites, quartzites, porphyroïdes, micaschistes sériciteux ...

Un volcanisme basique, celle d'amphibolites, gneiss amphibolitiques, schistes verts ...

Au fur et à mesure que nous avançons dans nos investigations, nous voyons se préciser peu à peu les caractères de chaque domaine ainsi que la très grande similitude de tous les événements qui s'y sont déroulés.

Les caractéristiques peuvent s'énoncer comme suit :

- dépôt d'un complexe volcano-sédimentaire sur un vieux socle, accompagné d'un volcanisme se rapprochant plus ou moins du type spilite-kératophyre avec possibilité de mise en place de masses ultrabasiques (T. JUTEAU et G. ROCCI 1966 - P. LE FORT et E. EHRSTRÖM 1970).

- Faible métamorphisme antéstéphanien (faciès schiste vert).

- Intrusion d'un (ou plusieurs) granite d'âge viséen à viséen supérieur, pouvant passer sur sa bordure à des faciès volcaniques.

Nous avons limité cette étude comparative aux régions les plus proches de notre complexe mais il est bon de signaler que l'on trouve des formations analogues dans les autres massifs cristallins externes de l'arc alpin :

- Argentera - Mercantour
- Mont-Blanc - Aiguilles Rouges
- Aar - Saint Gothard.

b) Dans la chaîne hercynienne

Sortant du domaine précis des massifs cristallins externes, nous retrouvons également dans le Massif Central des faciès de roches présentant des caractères analogues.

Il existe, reposant en discordance sur un vieux socle précambrien très métamorphisé et granitisé (série des monts du Lyonnais), une épaisse série de type volcano-sédimentaire (série de la Brévenne). Celle-ci est composée de grès, grauwackes, calcaires, etc., et s'accompagne d'un volcanisme de type spilite-kératophyre (J. M. PETERLONGO, 1960).

Ces terrains datés du Dévonien supérieur au Viséen inférieur, sont affectés par un léger métamorphisme à la phase hercynienne, ne dépassant pas le faciès schiste vert.

A cette évolution sont liés deux granites hercyniens, l'un précoce, syntectonique : le granite de Montagny ; l'autre, plus tardif, Viséen supérieur et nettement intrusif : le granite de Saint-Laurent-de-Chamousset (homologue du granite de Mayet de Montagne) qui passe sur sa bordure à des faciès rhyolitiques.

Poursuivant plus avant notre comparaison, nous allons voir également que le massif des Vosges répond à ces caractères. Seule la phase métamorphique antéstéphanienne n'est pas représentée.

Le schéma vosgien sera assez analogue à celui du Massif Central et à celui des massifs cristallins externes :

- socle ancien (Vosges moyennes) constitué par un noyau très migmatisé à enclaves basiques de pyroxénites, éclogites, etc., le socle profond réapparaît en horst (faciès granulite des Bagenelles) ;

- puissante série volcano-détritique constituée essentiellement par des grauwackes. C'est le Culm dévono-dinantien des Vosges méridionales très bien daté stratigraphiquement. (C. FOURQUIN, 1969).

• Viséen inférieur N - Série de Malvaux
S - Série de Plancher Bas - suite d'Urbès.

• Viséen supérieur N - Série de Thann
S - Série de Giromagny - suite de la Lauch.

Ces séries ne sont pas métamorphosées, mais sont recoupées par le granite du Ballon d'Alsace et le granite du Champ du Feu. Tous deux passent respectivement sur leur bordure à des trachyandésites et à des rhyolites.

Le granite du Ballon d'Alsace est daté avec précision du Viséen moyen (C. FOURQUIN, 1966).

De plus ce faciès Culm est alimenté par un volcanisme de type spilite-kératophyre que T. JUTEAU et G. ROCCI (1968) ont pris comme prototype définissant ainsi un volcanisme initial "hercynotype" pouvant se retrouver dans toutes les chaînes hercyniennes de l'Europe occidentale.

L'examen attentif des grauwackes du rocher de Guerre (Combeynot) a montré une parfaite similitude avec les grauwackes types du Culm vosgien.

Nous avons étudié plus précisément des grauwackes de la suite d'Urbès et de la suite de la Lauch. Celles-ci se sont révélées rigoureusement semblables à celles du rocher de Guerre ; les seules différences notables provenaient des recristallisations dues au métamorphisme.

C. Le volcanisme spilite-kératophyre

Nous pouvons nous demander, connaissant maintenant l'importance de l'activité volcanique au moment du dépôt des sédiments, si le volcanisme qui régnait au Pelvoux à ce moment-là, n'obéirait pas au même schéma que celui proposé par T. JUTEAU et G. ROCCI pour définir un volcanisme "hercynotype", puisqu'on rencontre aussi bien des termes acides que des termes basiques.

La seule recherche abordée en ce sens dans les massifs cristallins externes, revient à P. LE FORT et E. EHRSTRÖM (1970) dans une étude géochimique des faciès volcano-sédimentaires. Nous nous sommes efforcé de regrouper toutes les analyses chimiques concernant le volcanisme des séries volcano-sédimentaires précédemment décrites. Nous avons utilisé les analyses de P. TERMIER (1899), P. BELLAIR (1948), E. DEN TEX (1950), C. BORDET (1957), A. C. TOBI (1959), R. OZOUK (1965).

La comparaison du volcanisme des massifs cristallins externes avec le modèle proposé par T. JUTEAU et G. ROCCI peut conduire à une idée plus cohérente sur l'évolution de ce volcanisme et montrer par quel processus celle-ci a pu se dérouler.

Un obstacle surgit dans l'étude de ce volcanisme : il est bien évident que le nombre insuffisant d'analyses chimiques ne permet pas d'être catégorique quant à l'interprétation d'une telle évolution. Rien n'autorise à priori, de vouloir rattacher le volcanisme basique de Belledonne aux émissions rhyolitiques du Pelvoux. Cependant, nous avons été tentés de comparer ces deux volcanismes, apparemment sans relation, suivant les critères utilisés par T. JUTEAU et G. ROCCI.

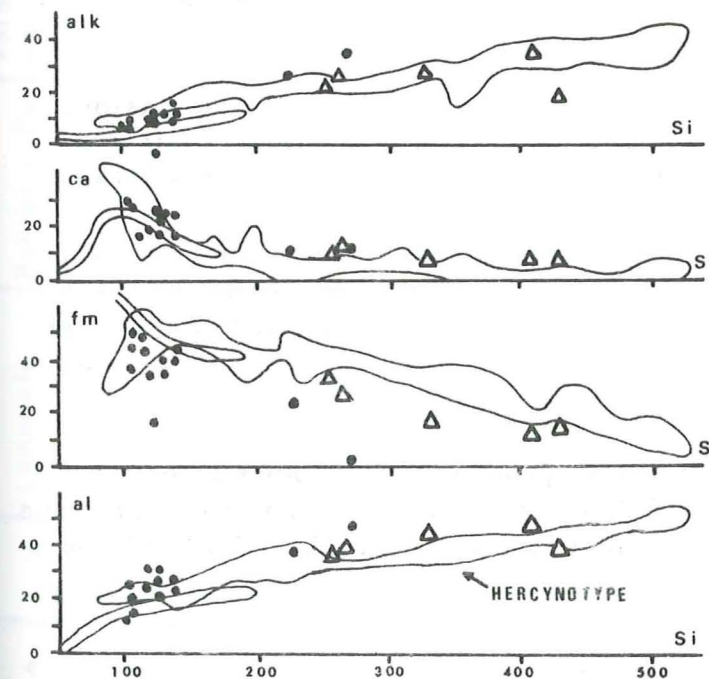


Fig. 16. - Représentation graphique des paramètres Al, Fm, Ca et Alk de P. Niggli en fonction du paramètre Si (d'après G. ROCCI et T. JUTEAU, 1968).

- Amphibolite (Belledonne)
- ▲ Rhyolite (Pelvoux)

La représentation graphique des paramètres de Niggli a permis à ces auteurs de définir précisément le domaine du volcanisme hercynotype.

Le report de nos points montre une nette analogie avec ce domaine (fig. 16). Les valeurs se disposent suivant une droite idéale passant dans le domaine "hercynotype" et se répartissent dans ce domaine de façon homogène, suggérant l'évolution continue d'une même série volcanique. Dès lors il serait possible d'appliquer le schéma vosgien à cette série volcanique, et d'y voir le même type d'évolution.

A la vue de ces premiers résultats, qui en fin de compte, présentent des grandes similitudes avec le modèle, nous serions tentés de voir dans le volcanisme des massifs cristallins externes le résultat de la silicification progressive d'un magma basique d'autant plus que P. LE FORT et E. EHRSTRÖM (1970) arrivent à des conclusions analogues. Ce volcanisme serait alors l'homologue de celui du massif dévonien de Schirmeck (Vosges septentrionales), lequel correspond à l'évolution d'une série de type "spilite-kératophyre", prise par T. JUTEAU et G. ROCCI (1968) comme prototype définissant ainsi un volcanisme initial hercynotype.

Dans cette évolution, l'importance du socle antéhercynien influe directement sur la sédimentation d'une part et sur le volcanisme initial d'autre part.

"Les fosses dévono-dinantiennes de l'orogène hercynien sont remplies de sédiments détritiques siliceux : grès, grauwackes, arkoses, conglomérats, schistes et phanites, si typiques de la sédimentation géosynclinale hercynienne."

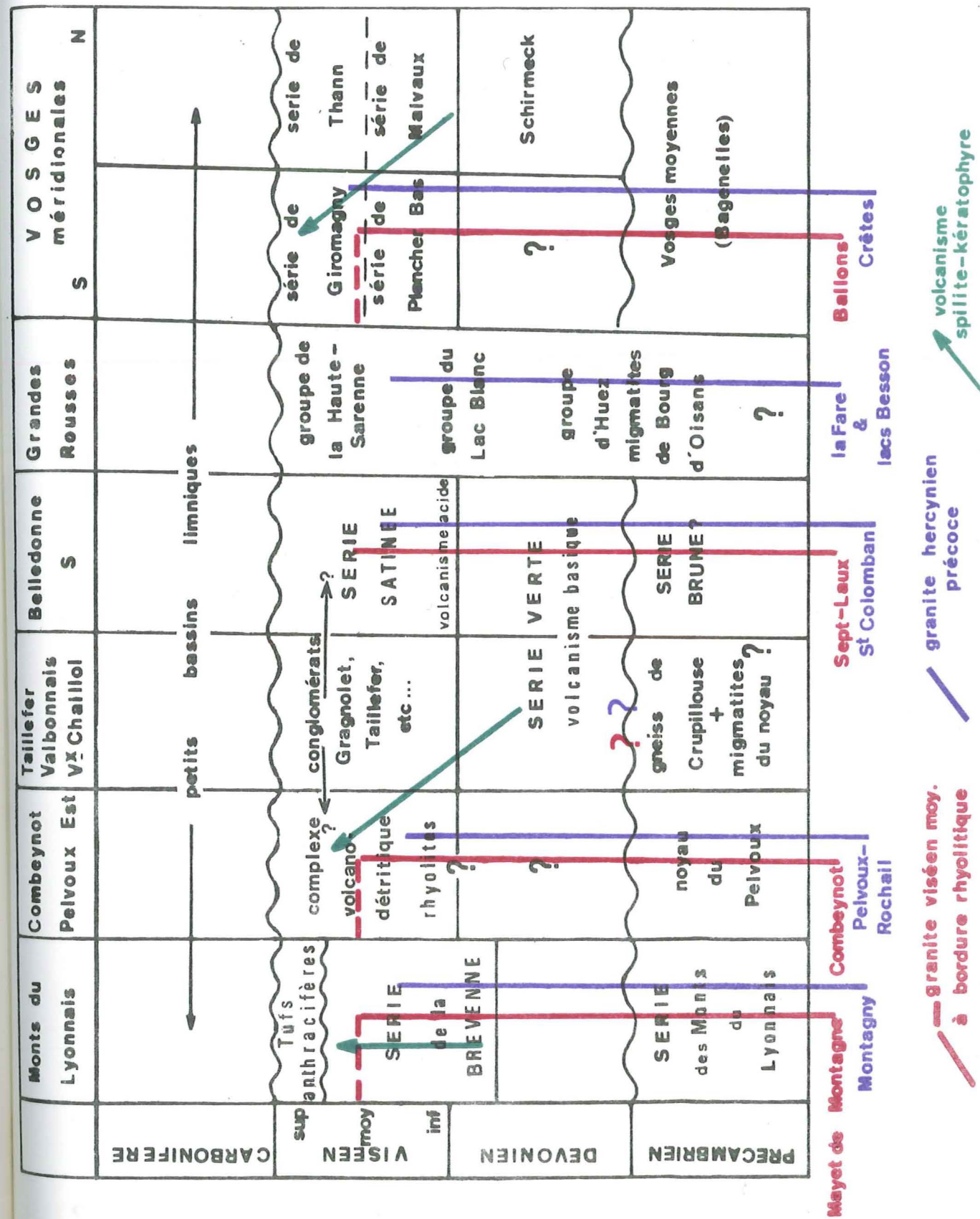
De même :

"Par sa mobilisation locale sur le trajet des roches basiques, l'écran sialique (socle antéhercynien) peut jouer un rôle chimique actif."
T. JUTEAU et G. ROCCI (1968).

Ainsi par sa contamination progressive au cours de son ascension, le magma basique va-t-il s'enrichir en éléments acides. Cela se traduit par l'évolution des laves basiques vers les rhyolites, avec tous les termes intermédiaires.

Devant une telle concordance des faits, nous sommes amenés à voir qu'il existe une relation très étroite entre le complexe de Combeynot et les séries volcano-sédimentaires des massifs cristallins voisins. Les différences entre les faciès de roche proviennent, ce qui est naturel, des variations dans les conditions de sédimentation.

Quant au volcanisme, il est normal qu'il soit plus abondamment représenté pétrographiquement à proximité des centres d'émission. Nous pensons donc que nous sommes dans ce cas au Combeynot, au vallon de l'Eychauda ou à Saint-Christophe.



En s'éloignant de ces points, les laves sont facilement la proie de l'érosion et perdent leur structure volcanique. Par contre les caractères pétrochimiques de ces laves se conservent à travers les roches détritiques d'origine volcanique ce qui permet ainsi de retrouver leur origine.

Afin de comparer entre elles les régions étudiées par les différents auteurs, il nous a paru indispensable de reporter un tableau leurs caractéristiques et d'établir une corrélation même si certaines liaisons appartiennent encore au domaine de l'hypothèse.

D. Conclusion

Les comparaisons successives avec des faciès voisins ainsi qu'avec ceux des Vosges ou du Massif Central nous ont amené peu à peu au fait suivant : le complexe volcano-détritique de Combeynot représente un dépôt de type Culm dont l'âge dévono-dinantien peut être avancé.

Il semble également que toutes les séries volcano-détritiques des massifs cristallins externes puissent se calquer sur le même modèle.

Ce complexe de Combeynot repose par contact tectonique sur un vieux socle métamorphique très migmatisé (migmatites d'Arsine) qui présente également des caractéristiques du faciès granulite (Sud Ouest du massif Peyre-Arguet dans la vallée des Bans, travaux de A. PECHER, 1970) comme les massifs des monts du Lyonnais et les Vosges moyennes.

L'érosion de ce vieux socle a alimenté la sédimentation de ce complexe constituant ainsi un important dépôt détritique. Puis ce dépôt a été faiblement métamorphisé durant l'orogénèse hercynienne où il a été plissé. Enfin le granite type Pelvoux s'est mis en place dans ce complexe au Viséen supérieur.

CONCLUSIONS GENERALES

Au terme de cette étude, il est possible de dégager les grands traits de l'histoire géologique de notre région, correspondant à la bordure nord est du massif des Ecrins-Pelvoux (Combeynot-Eydauda) et de les présenter schématiquement comme suit :

- au Dévono-Dinantien, la destruction d'un relief proche (socle anté-hercynien) alimente une importante sédimentation de type Culm.

- Ces sédiments sont :

- des grauwackes
- des arkoses
- des grès psammitiques et pélitiques
- de rares conglomérats.

Ces formations sont très intriquées ; on passe de l'une à l'autre par variation progressive de faciès. Elles sont souvent très grossières, traduisant un dépôt dans un bassin de subsidence peu profond.

- Un puissant volcanisme acide alimente cette sédimentation très détritique. Celui-ci se caractérise par des émissions de rhyolites qui se mettent en place dans ces sédiments. Ces émissions sont formées :

- de rhyolites massives
- de tufs rhyolitiques.

Ces derniers peu consolidés, se mêlent à des sédiments arkosiques.

Ce volcanisme est de type spilite-kératophyre. Il est caractéristique de la chaîne hercynienne en Europe occidentale.

Cependant, la seule fraction acide de ce volcanisme s'observe dans le massif de Combeynot, sa fraction basique correspond à la série verte de Belledonne.

Au cours de l'orogénèse hercynienne, ce complexe volcano-sédimentaire est marqué par les événements suivants :

1/ Métamorphisme extrêmement léger

Sous-faciès A. I. I. à quartz - albite - biotite - muscovite - chlorite du faciès schiste vert à faible pression et faible température.

Les roches acquièrent une foliation, mais leur structure primitive est peu affectée :

- . la rhyolite possède une légère schistosité
- . les tufs rhyolitiques mêlés aux arkoses se transforment en porphyroïdes arkosiques
- . les arkoses et grès psammitiques prennent un faux aspect de "gneiss" très métamorphiques
- . les grauwackes sont peu modifiées.

Au cours du métamorphisme l'ensemble du complexe est plissé.

2/ Intrusion d'un batholite granitique (type Pelvoux) dans ce complexe

Ce granite est remarquable par :

- son âge viséen supérieur (330-310 MA)
- son caractère hypovolcanique
- sa faible activité hydrothermale :
 - . mise en place de rares pegmatites à tourmaline
 - . chloritisation partielle des roches encaissantes
 - . faible minéralisation en molybdénite.

3/ Surrection du massif marquée par

une tectonique cassante, à dalles isoclinales, découpées par un jeu de failles, comme dans les autres massifs cristallins externes. Cela donne un style "horst et graben".

L'érosion va rapidement transformer ce premier relief hercynien en pénéplaine sur laquelle se déposera le Trias.

L'orogénèse alpine, enfin, marque profondément la région :

- les vieilles structures hercyniennes sont rajeunies
- le métamorphisme est pratiquement inexistant : sa seule manifestation est une activité hydrothermale déposant de la chlorite dans les diaclases
- le massif atteint son altitude maximale
- la bordure nord est du massif des Ecrins-Pelvoux subit un écaillage complexe provoqué par une tectonique tangentielle en nappes de charriage, tandis que le massif de Combeynot, sous le "coup de butoir" des nappes, tend à chevaucher le synclinal d'Arsine.

Ainsi par ses différents caractères :

- dépôt de formations sédimentaires dévono-dinantiennes
- volcanisme effusif acide,

la région du massif de Combeynot et du vallon de l'Eychauda s'apparente aux séries volcano-sédimentaires hercyniennes qui constituent les autres massifs cristallins externes.

On peut donc envisager une liaison entre les différents bassins de sédimentation.

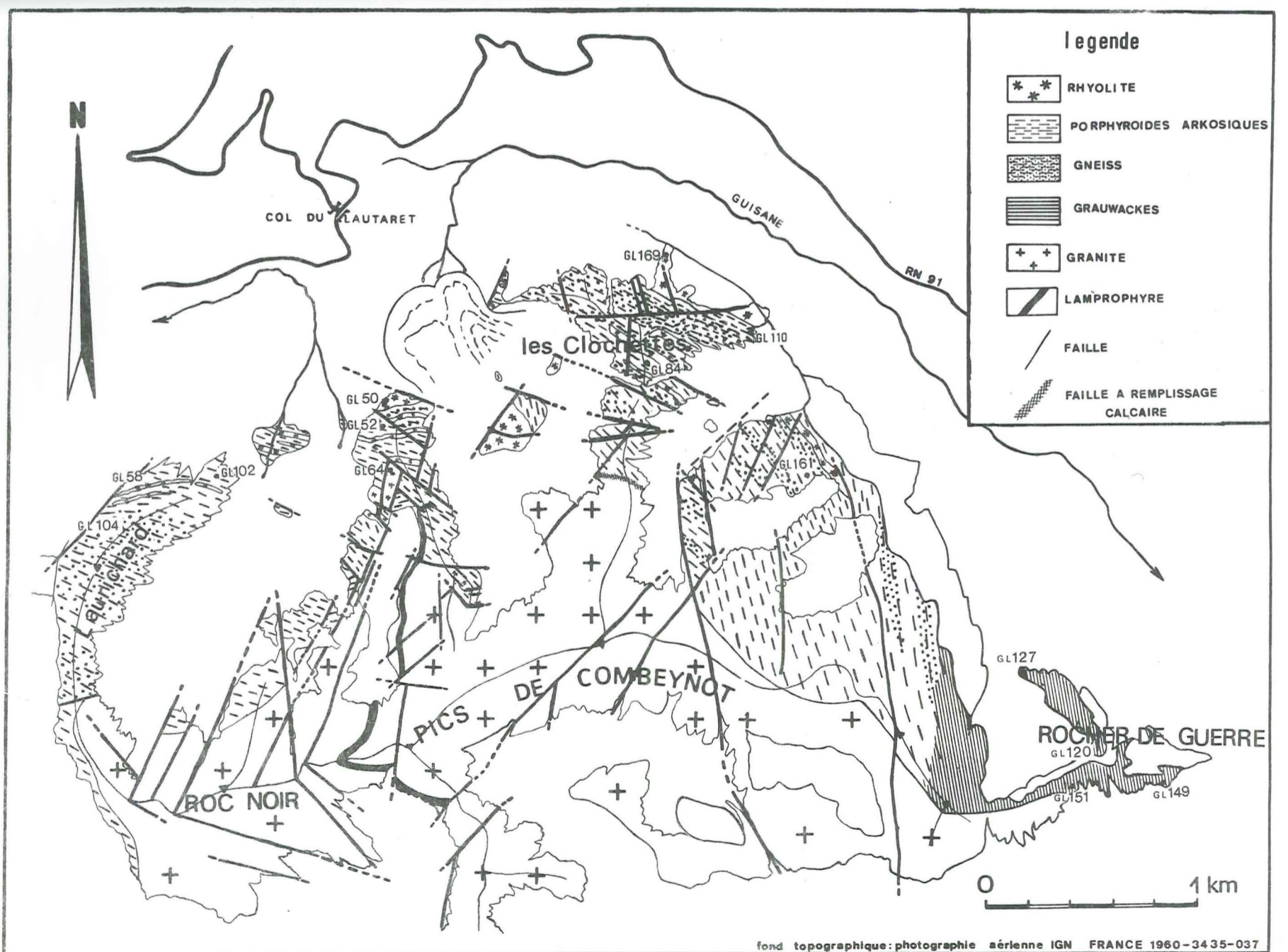
De mêmes les caractéristiques de l'orogénèse hercynienne en Europe occidentale se retrouvent dans le massif des Ecrins-Pelvoux :

- dépôts de sédiments de type Culm sur un socle précambrien très métamorphisé, à faciès granulite localement
- volcanisme associé spilite-kératophyre
- faible métamorphisme hercynien du faciès schiste vert
- intrusion d'un granite viséen pouvant passer sur sa bordure à des rhyolites
- tectonique cassante.

Cette étude, qui a permis de broser à grands traits la géologie de ce secteur, ne prétend pas avoir résolu tous les problèmes car il reste de très nombreux points à approfondir : il faut donc la considérer comme un point de départ pour des recherches plus précises.



PANORAMA DU MASSIF DE COMBEYNOT
PRIS DU COL DU GALIBIER



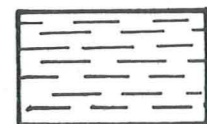
LEGENDE



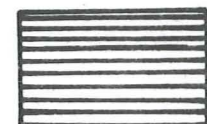
RHYOLITE



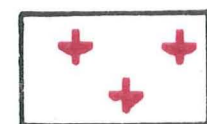
LAMPROPHYRE



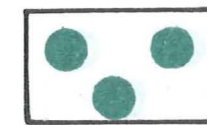
GNEISS & PORPHYROIDES



GRAUWACKES



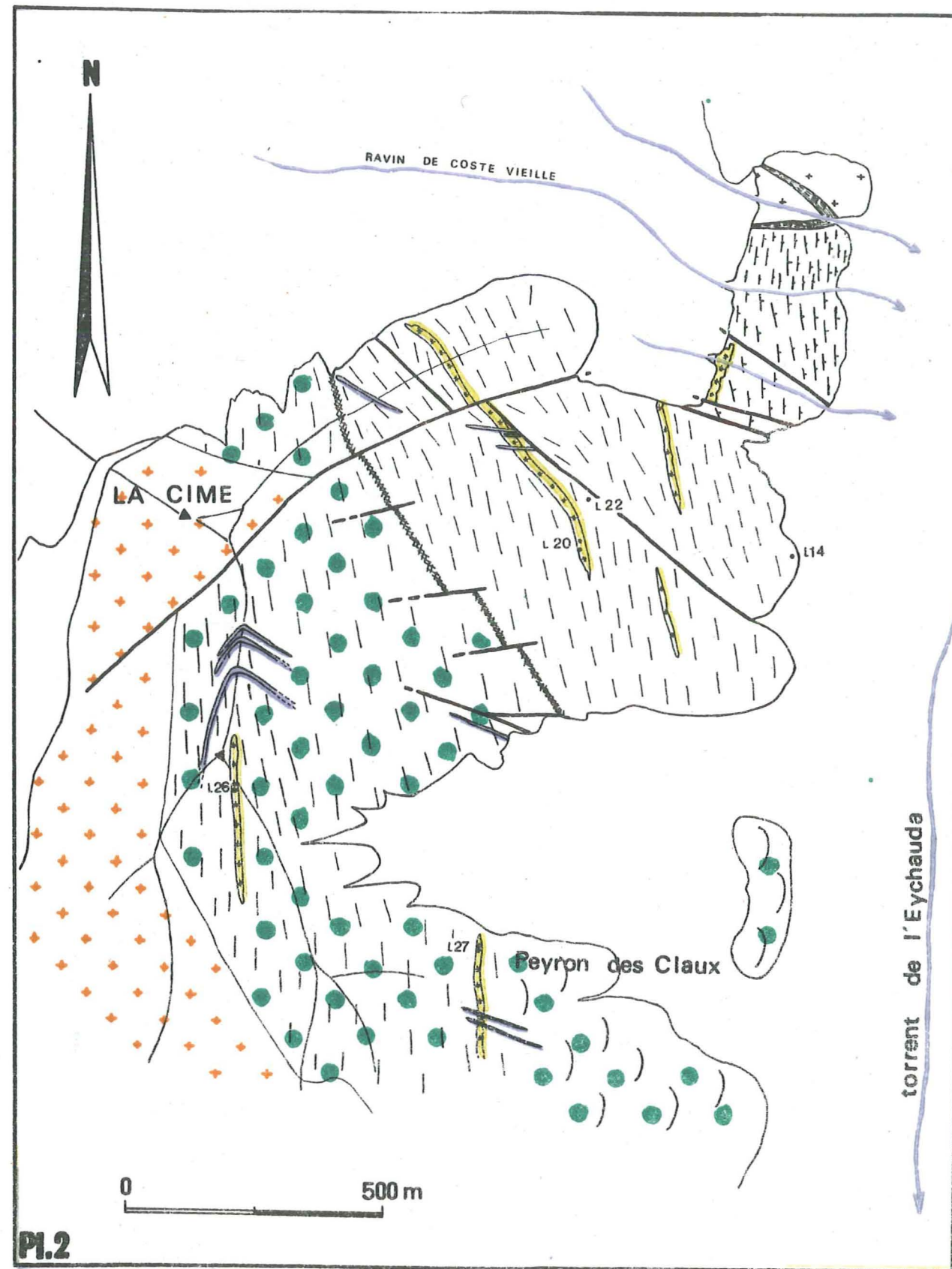
GRANITE



AMPHIBOLITE



FAILLE A REMPLISSAGE BRECHIQUE



Pl. 2

BIBLIOGRAPHIE

- ALTHAUS (E.), 1967. - The triple point andalusite-sillimanite-kyanite : an experimental and petrologic study. Contrib. Mineral. and Petrol., 16, p. 29-44.
- BAGGIO (P.), FERRARA (G.) MALARODA (R.), 1967. - Results of some Rb/Sr age determination of the rocks of the Mont-Blanc tunnel. Boll. Soc. geol. Ital., 86, p. 193-212.
- BAHEZRE (D.), MICHEL (R.), VIALON (P.), 1965. - Etude de quelques phyllites colorées des schistes cristallins des Alpes piémontaises à la microsonde électronique de Castaing. Bull. Soc. fr. Min. Crist., 88, p. 267-272.
- BAILEY (H.), STEVENS (R.E.), 1960. - Selective staining of K feldspar and plagioclase on rocks slabs and thin sections. Am. Mineralogist, 45, p. 1020.
- BARBIER (R.), 1942 a. - La zone subbriançonnaise et ultradauphinoise au Nord du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 23, p. 135-142.
- " 1942 b. - Le problème du flysch au Nord du Pelvoux. - C.R. Acad. Sci. fr., 215, p. 363-365.
- " 1946. - Le nummulitique autochtone au Nord du Pelvoux. C.R. Soc. géol. Fr., p. 97-98.
- " 1956. - Remarques sur la tectonique et la stratigraphie de la zone dauphinoise orientale au Nord du Pelvoux. C.R. Soc. géol. Fr., p. 49-51.
- " 1963. - La tectonique de la zone ultradauphinoise au Nord Est du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 39, p. 239-246.
- BARBIER (R.), VERNET (J.), 1956. - La tectonique de la bordure nord du massif du Pelvoux. C.R. Soc. géol. Fr., p. 131-132.
- BARBIER (R.), DEBELMAS (J.), 1966. - Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au Nord du Pelvoux (Alpes occidentales). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 42, p. 135-142.
- BANHAM (P.H.), 1966. - Barth's feldspar geothermometer : a rapid method. Norsk. geol. T., 46, p. 349-352.
- BARTH (T.F.W.), 1962. - Theoretical Petrology. London, Wiley.
- " " 1962. - The feldspar geologic thermometer. Norsk. geol. T. 42, p. 330-339.
- BEAUMONT (E. de), 1854. - Faits pour servir à l'histoire des montagnes de l'Oisans. Ann. Mines, Fr. (2), t. 5.
- BELLAIR (P.), 1948. - Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I - Le haut massif Mém. Carte géol., 355 p.

- BELLIÈRE (J.), 1958. - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Hte-Savoie). Thèse, Mém. Soc. géol. Belgique, 81, fasc. 1, 198 p.
- BORDET (Cl.), 1957. - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). Thèse d'ingénieur-docteur - ronéotypé.
- " (P.), 1962. - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (sensu stricto). Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 59, n° 269.
- BORDET (P.), BORDET (Cl.), 1962. - Belledonne - Grandes-Rousses - Aiguilles Rouges - Mont-Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre-mémoire professeur Fallot (2). Mém. Soc. géol. Fr., p. 310.
- BURRI (C.), 1962. - The optical orientation of the plagioclase. Norsk. geol. T., 42, p. 207-214.
- BOWEN (N. L.), TUTTLE (O. F.), 1950. - The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. J. Geol., U.S.A., t. 58, n° 5.
- BUFFIÈRE (J. M.), 1964. - Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif de Rochail (secteur NO du Pelvoux). Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble, p. 46-79.
- CARME (F.), 1965. - Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes cristallins antéhouillers du Taillefer (chaîne de Belledonne, Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Fr., t. 250, n° 25, p. 6656-6659.
- CHENEVOY (M.), 1968. - Les gneiss amygdalaires du Massif Central. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr., 10, fasc. 3, p. 177-195.
- CHESSEX (R.), DELALOYE (M.), KRUMMENACKER (D.) et al., 1963. - Nouvelle détermination d'âge Pb total sur des zircons. - Bull. Soc. Suisse Mineral. Pétr., n° 43, p. 43-60.
- CHESSEX (R.), LAURENT (R.), 1968. - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. - Eclogae geol. Helv., 61, fasc. 1, p. 1-18.
- COULSON (A. L.), 1932. - The Albite-Ala B twinning of plagioclase feldspars in certain acidic rocks from Sirohi-Stale, Pajputana. Record. Geol. Surv. India, 65, p. 173-184.
- DAVOINE (P.), 1968. - La géochimie des leptynites (distinction ortho-para). Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 26, p. 5-57.
- DEBELMAS (J.), 1960. - Panorama géologique du col du Lautaret, Grenoble, Allier.
- " 1961 a. - La zone subbriannonnaise entre Vallouise et le Monétier (Htes-Alpes) feuille de Briançon au 1/80 000°. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 58, n° 264, p. 131-146.
- " 1961 b. - L'âge des "calcaires de Vallouise" (zone subbriannonnaise à l'Est du massif du Pelvoux). C.R. Acad. Sci., Fr., t. 252, p. 299-300.

- DEBELMAS (J.), GIDON (P.), 1950. - Sur la tectonique du versant sud est du massif du Pelvoux : l'écaille de l'Eychauda. C.R. Acad. Sci. Fr., t. 231, p. 495.
- DE WAARD (D), 1965. - A proposed subdivision of the granulite facies. Ameri. Journ. Scien., 263, p. 455-461.
- DIDIER (J.), 1964. - Les enclaves de granite dans la littérature géologique. Bull. B.R.G.M., Fr., 3, p. 31-48.
- " " Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, 23, p. 9-254.
- DIETRICH (R. V.), 1962. - K feldspar structural states as petrogenetic indicators. Norsk. geol. T., 42, t. 2, p. 394-412.
- DONDEY (D.), 1960. - Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes françaises). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 36, p. 285-368.
- DONNAY (J. D.), 1940. - Width of albite twinning lamellae. Amer. Mineralogist, 25, p. 578-586.
- " 1943. - Plagioclase twinnings. Geol. Soc. Amer., Bull., 54, p. 1645-1652.
- ELLENBERGER (F.), BOGDANOFF (S.), COLLOMB (P.), 1967. - Polymétamorphisme et "effets de couverture" dans la zone axiale de la Montagne Noire (Espinouse et Caroux, Hérault). C.R. Soc. Géol. Fr., fasc. 6, p. 223-224.
- ELLER (J. P. Von), 1961. - Les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et les séries voisines des Vosges moyennes. Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, n° 19, 160 p.
- ERNST (W. G.), 1968. - Amphiboles. Crystal chemistry, phase relation and occurrence ... Berlin-Heidelberg - New York Springer, X 126 p., fig.
- ESKOLA (P.), 1952. - On the granulites of Lapland. Amer. J. Sci., Bowen volume, p. 133-171.
- FAURE-MURET (A.), 1955. - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. Carte géol. Fr.
- FONTEILLES (M.), GUITARD (G.), 1968. - "L'effet de socle dans le métamorphisme". Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 91, p. 185-206.
- FORESTIER (F. H.), 1961. - Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français). Thèse, Clermont-Ferrand.
- FORESTIER (F. H.), LASNIER (B.), 1969. - Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut-Allier. Existence du faciès granulite dans le Massif Central français. Contrib. Mineral. und Petrol., 23, p. 194-235.

- FOURQUIN (Cl.), 1966. - Données géologiques précisant l'âge des différentes phases de la mise en place du granite du Ballon d'Alsace (Vosges méridionales). C.R. Acad. Sci., Fr., t.262 - Série D, p. 1509-1512.
- " 1969. - Observations sur l'histoire et la stratigraphie antésudètes des Vosges méridionales. C.R. Acad. Sci., Fr., t. 269, p. 6-9.
- FREY (B.), 1937. Classification moderne des roches éruptives. Rabat, imprimerie officielle.
- GAGNY (Cl.), 1962. Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales. Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, t. 15 fasc. 4, p. 139-160.
- GATES (R. M.), 1953. - Petrogenic significance of perthite. Geol. Soc. Amer., Mem, 52, p. 55-59.
- GIBERGY (P.), 1968. - Découverte des "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série cristallophyllienne des massifs cristallins externes des Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Fr., t. 267, p. 1251-1254.
- GIDON (M.), 1965. - Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du massif du Pelvoux. - Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 41, p. 177-185.
- GIDON (P.), 1951. - La couverture mésozoïque du Pelvoux à l'Est. C.R. Acad. Sci., Fr., p. 1046.
- " " 1951. - Acquisitions nouvelles et considérations générales sur la tectonique du Pelvoux. C.R. Soc. géol. Fr., p. 268.
- " " 1954. - Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire, dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 31, p. 1 à 202.
- " " 1955. - Résultats d'une tectonique du Pelvoux. Rev. Géogr. alp. Fr. p. 126-149.
- GIDON (P.), DEBELMAS (J.), 1950. - Sur la tectonique du versant Sud Est du Pelvoux, écaïlle de l'Eychaüda. C.R. Acad. Sci., Fr., p. 495.
- GIGNOUX (M.), 1936 a. - Tectonique et stratigraphie du Nummulitique à l'Est du Pelvoux. Bull. Soc. géol. Fr., t. 6 (5), p. 425.
- " 1936 b. - Stratigraphie de la bordure ouest du Briançonnais entre Briançon et le Galibier : origine de la "quatrième écaïlle" Briançonnaise. Bull. Soc. géol. Fr., t. 6 (5), p. 135.
- " 1936 c. - Le prolongement de la zone du flysch des Aiguilles d'Arves à l'Est du Pelvoux. C.R. Soc. géol., Fr., séance du 23 novembre 1936.

- GIGNOUX (M.), MORET (L.), 1937. - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci., Grenoble, t. 21.
- " " 1952. - Géologie dauphinoise ou initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble. Paris, Masson. 1 vol.
- GIRAUD (P.), 1952. - Les terrains métamorphiques du massif des Grandes Rousses (Isère). Bull. Soc. géol., Fr., t. 2 (6), p. 379-402.
- GOLDSMITH (J. R.), LAVES (F.), 1954. - K-Feldspar structurally intermediate between Microcline and Sanidine. Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 6, p. 100-118.
- GORAI (M.), 1961. - Petrological studies on plagioclase twing. Amer. Mineralogist, 36, p. 884-901.
- GRAUERT (B.), 1966. - Rb-Sr determinations on orthogneisses of the Silvretta. Earth Planetary Sci. Letters, 1, 139.
- GUIARD (G.), 1958. - Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le massif du Canigou. C.R. Soc. géol. Fr., p. 23.
- GUIARD (G.), RAGUIN (E.), SABATIER (G.), 1960. - La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées orientales. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 83, p. 48-56.
- HALL (M.), 1941. - The relation between colour and chemical composition in biotites. Amer. Mineralogist, vol. 26, p. 29-33.
- HAMEURT (J.), 1968. - Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes - 2 tomes. Thèse - Faculté des Sciences, Université, Nancy.
- HAYAMA 1959. - Some consideration on the colour of biotite and its relation to metamorphism. Journ. geological Soc., 65, p. 21-30.
- HERICART de THURY (L.). - Description minéralogique du département de l'Isère 1806. - Montagnes et mines d'argent de Chalances. - J. Mines, 20, p. 41.
1807. - Mines d'or de l'Isère. J. Mines, 21, p. 10.
1812. - Minerai de plomb de Montjean près de Vizille. - J. Mines, 26.
- HIETANEN (A.), 1967. - On the facies series in various type of metamorphism. J. Geol., U.S.A., 75, n° 2, p. 187-214.
- HOUCHEMAND-ZADEH (A.), 1969. - Métamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran central). Thèse Ingénieur-Docteur, Grenoble.
- HSU (L. C.), 1968. - Selected phases relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. Journ. Petrol. 9-1, p. 40-83.

- JAGAPATHI-NAIDU (P. R.), 1954. - Minerals of charnockites from India. Thèse, Université de Bâle (Suisse), in : "Schwerzerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen" Bd 34, Heft 2, 1954.
- JÄGER (E.), 1962. - Rb/St age determinations on micas and total rocks from the Alps. J. geophys. Res., U.S.A., 67, p. 5293-5306.
- JUNG (J.), 1954. - Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. Ann. Hébert-Haug (Paris), 8, p. 245-258.
- JUNG (J.), CHENEVOY (M.), 1951. - Sur la présence dans les Vosges d'un gisement de durbachite et sur l'origine de cette formation. C.R. Acad. Sci. Fr., t. 232, p. 868-869.
- JUTEAU (T.), ROCCI (G.), 1966. - Etude chimique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Vosges septentrionales). Evolution d'une série spilite-kératophyre. Sci. de la Terre, Mém. Fr., t. II, n° 1, p. 68-104.
- " " 1968. - Spilite-kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le métamorphisme initial. Geol. en Mijnbouw, Nederl., 47, (5), p. 330-339.
- KERN (R.), WEISBROD (A.), 1964. - Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. Paris, Masson.
- KRUMMENACHER (D.), 1959. - Le cristallin de la région de Fully (Valais). Bull. Suisse de Mineral. Petr. 39. p. 152-266.
- KRUMMENACHER (D.), BORDET (P.), LE FORT (P.), 1965. - Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. (Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques). Bull. Soc. Suisse Mineral. Petr. 45. p. 855-874.
- LAMEYRE (J.) 1966. - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, n° 29, fac. 12.
- " 1958. - La partie nord du massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 34, p. 83-152.
- LAPADU-HARGUES (P.), 1958. - Observation à propos des amphibolites. C.R. Soc. géol. Fr., 1, pp. 132-133.
- LAPPARENT (J. de), 1909. - Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. Bull. Soc. fr. Minéral. (32), p. 174-304.
- " 1923. - Leçons de pétrographie, Paris, Masson, 501 p.
- LA ROCHE (H. de), 1965. - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées orientales. - Geol. Rdsch. Dtsch., 55, n° 2, p. 274-301.
- " 1968. - Comportement géochimique différentiel de Na, K, et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude de formations métamorphiques et pluto-niques. C.R. Acad. Sci., Fr., 267, sér. D, n° 1.
- LASNIER (B.), 1968. - Découverte d'une granulite à disthène et almandin associée à la péridotite à grenat du massif de Courtilles (Haute-Loire). Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 91, p. 490-494.

- LAURENT (R.), 1968. - Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie, France). Thèse, Univ. Genève.
- LAURENT (R.), CHESSEX (R.), 1968. - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv., 61, n° 1, p. 1-18.
- LAURENT (R.), CHESSEX (R.), DELALOYE (H.), 1967. - La méthode géochronométrique du "Pb total" appliquée à l'étude géologique du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Colloque, Datation par radioactivité, Monaco.
- LEAKE (B. E.), 1964. - The chemical distinction between ortho and paraamphibolite. J. Petrol., G.B., 5-2, p. 238-254.
- LE FORT (P.), 1964. - Sur l'existence d'un important conglomérat métamorphique dans le massif cristallin de Chaillol (Hautes-Alpes). C.R. Acad. Sci., Fr., 258, p. 4097-4099.
- LE FORT (P.) et al., 1969. - De l'existence d'un socle précambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C.R. Acad. Sci., Fr., 268, sér. D., p. 2392-2395.
- LE FORT (P.), EHRSTROM (C. E.), 1970. - Caractéristiques géochimiques des formations métamorphiques d'origine volcano-sédimentaire et sédimentaire dans le massif de Chaillol et Belledonne (Alpes françaises) à paraître dans Rev. Sci. de la Terre, Nancy, 1970).
- LORY (Ch.), 1864. - Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme et Hautes Alpes). Grenoble (1860-1864).
- MARMO (V.), 1959. - On the stability of potash feldspar. Bull. Comiss. géol. Finl., 184, n° 1, 55 p.
- MEHNERT (K. R.), 1968. - Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam, Elsevier.
- MICHEL (R.), BERTHET (P.), 1958. - Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère). C.R. Acad. Sci., Fr., 246, p. 1888-1890.
- MICHEL (R.), BUFFIERE (J. M.), 1963. - Caractère pétrographique et pétrochimique du granite du Rochail. C.R. Acad. Sci. Fr., 256, p. 1812.
- MICHEL (R.), BUFFIERE (J. M.), 1963. - Nature et origine de la syénite du Lauvitel. C.R. Acad. Sci., Fr., 256, p. 225.
- MICHEL (R.) et VERNET (J.), 1956. - Les trois formations calcaires du Pelvoux. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 33.
- MICHEL (R.) et VERROLLET (G.), 1962. - Sur la présence de roches volcaniques dans la série cristallophyllienne du Tabor et de la Matheysine (Isère). C.R. Soc. géol. Fr., n° 10, p. 321.
- MICHOT (P.) 1951. - Essai sur la géologie de la catazone. Acad. r. Belge. Bull. Cl. Sci., 37, sér. 5, p. 260-276.
- MICHOT (J. R.), 1962. - Composition des plagioclases résiduels et des plagioclases d'origine anatectique élaborés lors du phénomène de palinogénèse basique. Norsk. geol. T., 42, p. 467-476.

- MIYASHIRO (A.), 1964. - Oxidation and reduction in the Earth Crust with selected reference to the role of graphite. Geoch. Cosm. Acta, 28, p. 717-729.
- MOINE (B.), LA ROCHE (H. de), 1968. - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R. Acad. Sci. Fr., 267, n° 25, p. 2084-2087.
- NICOLAS (A.), 1966. - Le complexe Ophiolites-Schistes Lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis. Thèse doctorat d'Etat, Grenoble.
- ORVILLE (P. M.), 1962. - Alkalimetasomatism and Feldspar. Norsk. geol. T., 42, t. 2, p. 283-316.
- OZOUK (R.), 1965. - Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (massif du Pelvoux). Thèse 3e cycle, Grenoble.
- PERCHUK (L. L.), 1967. - The biotite-garnet geothermometer. Trad. Doklady Akad. nauk. SSSR, 177, n° 2, p. 411-414.
- PETERLONGO (J.), 1955. - Etude des phénomènes métasomatiques dans les amphibolites des monts du Lyonnais. Bull. Soc. géol. Fr., 5, p. 361-374.
- " 1960. - Les terrains cristallins des monts du Lyonnais. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, n° 4.
- PETTIJOHN (F. L.), 1949. - Sedimentary Rocks. New-York, Harper and Brothers.
- PIZIGO (M.), 1965. - Les principales textures des roches. Bull. B.R.G.M., août 1965.
- QUIN (J. P.), 1961. - Les zonages des plagioclases dans les estherellites du massif de l'Esterel (Var). Thèse, 3e cycle, Lab. Pétr. Fac. Sci. Paris.
- RAGUIN (E.), 1946. - Géologie du granite. Paris, Masson.
- RAMBERG (H.), 1955. - Natural and experimental boudinage and pinch and swells structure. J. Geol. U.S.A., 63, p. 512-526.
- " 1959. - Evolution of pygmatic folding. Norsk. geol. T., 39, p. 99-151.
- RICHARDSON (S. W.) et al., 1968. - Kyanite-sillimanite equilibrium between 700° et 1500°. Amer. J. Sci., 266, p. 513-541.
- ROUBAULT (M.), 1963. - Détermination des minéraux des roches. 1 vol., Lamarre-Poinat ed., 365 p.
- TANE (J. L.), 1963. - Contribution à l'étude des laves spilitiques du Pelvoux. Thèse 3e cycle, Grenoble.
- TERMIER (P.), 1896. - Sur la tectonique du massif du Pelvoux. Bull. Soc. géol. Fr., 24, sér. 3, p. 734.
- " 1897. - Sur le granite du Pelvoux. C.R. acad. Sci., Fr., 8 février.
- " 1898. - Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. - Bull. Soc. géol. Fr., (3), 26, p. 165.
- " 1899. - Microgranite de la vallée du bord NE du massif du Pelvoux. Bull. Soc. géol. Fr., 27, p. 199.

- TERMIER (P.), 1900. - Le massif du Pelvoux et le Briançonnais. Livret guide du Congrès géologique International de 1900, n° 13.
- " 1903. - Les montagnes entre Briançon et Vallouise (écaïlles briançonnaises, terrains cristallins de l'Eychauda, massif de Pierre Eyrautz, etc.). Mém. Carte géol. Fr.
- " 1920. - Les mylonites de la 4e écaïlle briançonnaise. C.R. Acad. Fr., 171, p. 663.
- " 1928. - Les nappes des Aiguilles d'Arves entre le Lautaret et la Vallouise. C.R. Acad. Sci. Fr., 186, p. 49.
- TOBI (A. C.), 1959. - Petrographical and geological investigation in the Merdaret Lac Crop region. Thèse, Leiden.
- " 1962. - Characteristic patterns of plagioclase twinning. Norsk. geol. T., 42, p. 264-271.
- TOURET (J.), 1969. - Le socle précambrien de la Norvège méridionale. Thèse d'Etat, Nancy.
- TRÖGER (W. E.), 1959. - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1, Ed. E. Scheveizerbart'sche Stuttgart.
- TURNER (F. J.), 1951. - Observation in twinning of plagioclase in metamorphic rocks. Amer. Mineralogist, 36, p. 581-589.
- " 1966. - Some limits of pressure in regional metamorphism as indicated by stability fields of some critical minerals. Colloque de Neuchatel, 18-21 avril 1966.
- VANCE (J. A.), 1961. - Polysynthetic twinning in plagioclase. Amer. Mineralogist, 46, p. 1097-1119.
- VERROLLET (G.), 1961. - Etude des schistes cristallins de la bordure orientale du Tabor de la Matheysine. Diplôme d'études supérieures, Grenoble.
- VIALETTE (Y.), 1962. - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium du Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, 6, 88 p.
- VIALON (P.), 1966. - Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira. Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse, Grenoble, n° A. O. 1095.
- WAHLSTROM (E. E.), 1950. Introduction to theoretical petrology. New York, J. Wiley et Sons.
- WINKLER (H. G. F.), 1965. - La genèse des roches métamorphiques. Gap, Ophyrs.
- WYNNE-EDWARDS (H. R.), 1968. - Plutonites, gneisses and granulites of the granulite facies. Queen's Univ. Kingston, Canada (non publié).
- ZWART (J.), 1967. - The duality of orogenic belts. Geol. en Mijnbouw, Nederl., 46, n° 8, p. 283-309.
- TUTTLE (O. F.), 1952. - Optical Studies on Alkali Feldspars. Amer. Journal of Sci., Bowen volume, p. 553-567.
- VERNET (J.), 1965. - La zone Pelvoux-Argentera. Etude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. Bull. Serv. Carte géol., t. 60, n° 275.
- WINKLER (H. G. F.), 1967. - Petrogenesis of metamorphic rocks. 2e ed., Springer-Verlag, New-York.

Vu,
Grenoble, le
Le Président de la thèse

R. MICHEL

Vu,
Grenoble, le
Le Doyen de la Faculté des Sciences

E. BONNIER

Vu, et permis d'imprimer
Le Recteur de l'Académie de Grenoble

M. NIVEAU

IMPRIME AU LABORATOIRE
DE GEOLOGIE ET MINERALOGIE
—
FACULTE DES SCIENCES DE GRENOBLE
—

1er trimestre 1970