



HAL
open science

Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux: le socle ancien - Alpes françaises.

Arnaud Pecher

► **To cite this version:**

Arnaud Pecher. Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux: le socle ancien - Alpes françaises.. Géologie appliquée. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1970. Français. NNT: . tel-00576930

HAL Id: tel-00576930

<https://theses.hal.science/tel-00576930>

Submitted on 15 Mar 2011

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

*Qu'est ce qu'un
suffrage quelconque ?*

THESE

Choisis ce que tu

PRÉSENTÉE

veux - Arnaud.

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

Arnaud PECHER

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

- LE SOCLE ANCIEN -

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

II - Le complexe intermédiaire

III - L'ensemble volcano-détritique

IV - Les granites ; aperçu sur la géochronométrie du massif

A. PECHER

C. BARBIERI-GILLOT

J.C. LACOMBE

A. BARBIERI

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

A monsieur Pierre VIALON,

qui ne ménagea ni sa peine, ni ses conseils,
et qui sut me guider tout au long de ce travail
avec une intelligence et une gentillesse
que je n'oublierai pas.
Puisse-t-il rester mon maître...

AVANT - PROPOS

A la fin de ce travail, c'est avec un plaisir sincère que je me conformerai ici à l'usage qui veut que l'on remercie ceux qui ont contribué à son élaboration.

Ils sont trop nombreux, maîtres, parents, amis, pour que je puisse tous les citer ici. Qu'ils soient cependant assurés de ma reconnaissance.

Je tiens tout spécialement à exprimer ma gratitude aux professeurs R. MICHEL, qui a accepté de me confier ce travail, et P. GIRAUD, qui n'hésita pas à consacrer une partie de son temps à mes problèmes pétrographiques.

Monsieur J. VERNET, en m'acceptant comme collaborateur au Service de la Carte pour la feuille Saint-Christophe-en-Oisans, dont il avait la responsabilité des levés, me permit une aide matérielle du B. R. G. M. non négligeable. Mais surtout je lui sais gré de m'avoir si souvent fait profiter de son expérience, tant géologique que montagnarde de ce massif qu'il connaît mieux que tout autre. Puisse notre amour commun de l'Oisans être un lien durable entre nous.

Que tout le personnel enseignant du laboratoire, à qui je dois ma formation géologique, trouve ici le témoignage de ma reconnaissance. Je ne saurais oublier non plus les techniciens, sans lesquels tout apprentissage de recherche m'eut été impossible. Je pense en particulier à Madame KELLER et à Madame USELLE, à qui je dois les analyses chimiques qui figurent en annexe ; à Monsieur TELMAT, dont je sus apprécier la gentillesse lorsque je lui réclamai des lames minces dans des délais de plus en plus courts, au fur et à mesure que ce travail avançait ; à Madame TELMAT et à Monsieur CHABERT, entre les mains desquels ce texte pris forme...

Cette thèse fut un travail en montagne, et je ne saurais oublier l'aide que tous les montagnards m'apportèrent : la section du Club Alpin français de Briançon, qui accepta de nous offrir la gratuité dans ses refuges ; le guide Tiapa LANGEVIN, de Vallouise, et sa femme Annette ; leur accueil toujours chaleureux et leur hospitalité légendaire furent un soutien constant au cours de ces étés de terrains ; Marcelline et Paul JUGY, auxquels il m'est difficile d'exprimer ma gratitude, tant ils furent pour moi intentionnés ; qu'ils sachent combien j'ai été touché par leur gentillesse.

Enfin, je pense qu'il ne faut pas que j'omette de citer ici Agnès, qui accepta avec philosophie et bonne humeur la vie d'épouse de géologue montagnard.

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
<u>PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION</u>	1
I - Historique	1
II - Situation géographique	5
III - Situation géologique sommaire	8
IV - Le Quaternaire	9
<u>DEUXIEME PARTIE - DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES</u>	15
I - Introduction	17
A. - Nomenclature	17
1) Gneiss	17
2) Migmatites	17
B. - Présentation régionale	18
II - L'ensemble de Peyre-Arguet	20
A. - Les amphibolites	20
1) Description macroscopique	20
2) Description microscopique	21
B. - Les gneiss à flammèches	23
1) Gisement, description macroscopique	23
2) Relation des différents faciès entre eux	24
3) Etude microscopique	24
C. - Conclusion	28
III - L'ensemble de Claphouse	34
A. - Les gneiss des Bans	34
1) Description macroscopique	34
2) Liaison de ces gneiss avec les faciès voisins	36
3) Description microscopique	36
4) Conclusion	38
B. - Les gneiss du Sélé	38
1) Gisement, description macroscopique	38
2) Description microscopique	39
3) Conclusion	40
C. - Les gneiss biotitiques de la base de Claphouse	40
1) Localisation, relation avec les faciès voisins	40
2) Description macroscopique	41
3) Description microscopique	41
4) Conclusion	43

	<u>Pages</u>
D. - Les gneiss amphibolitiques de Claphouse	43
1) Les niveaux amphibolitiques ou serpentiniteux	43
2) Les migmatites amphibolitiques	46
E. - Conclusion à l'Ensemble de Claphouse	46
IV - Les faciès de l'Ailefroide-Pelvoux et de la Selle	52
A. - Les faciès de l'Ailefroide-Pelvoux	52
1) Les amphibolites	52
2) Les anatexites	54
B. - Les faciès du vallon de la Selle	54
1) Les gneiss de la pointe de Chabournéou	54
2) Les gneiss à aspect détritique	56
C. - Résumé	57
V - Les filons sécants	64
A. - Le granite à amphibole	64
1) Gisement	64
2) Description macroscopique	64
3) Description microscopique	64
B. - Les filons acides	65
1) Gisement	65
2) Description macroscopique	66
3) Description microscopique	66
C. - Les filons basiques	68
<u>TROISIEME PARTIE - CHIMISME ET METAMORPHISME DU SOCLE CRISTALLOPHYLLIEN</u>	73
I - Chimisme des ensembles de Peyre-Arguet et de Claphouse	75
A. - Amphibolites de Peyre-Arguet	76
1) Données chimiques	76
2) Données pétrographiques	77
3) Conclusion	78
B. - Gneiss de Peyre-Arguet	78
1) Données chimiques	78
2) Critères pétrographiques	81
3) Conclusion	81
C. - Ensemble de Claphouse	81
1) Gneiss des Bans	81
2) Gneiss rubanés biotitiques	84
3) Conclusion	84
II - Métamorphisme des ensembles de Peyre-Arguet et de Claphouse	88
A. - Ensemble de Peyre-Arguet	88
1) Introduction	88
2) Diagrammes ACF-A'KF	89
3) Conditions lors de la formation des gneiss	91
4) Conditions de l'apparition du faciès granulite	96
5) Traces de reprise dans un épisode métamorphique postérieur	98

	<u>Pages</u>
B. - Ensemble de Claphouse	98
1) Gneiss des Bans	98
2) Gneiss de Claphouse	101
C. - Conclusion	102
III - Etude des faciès Pelvoux-Ailefroide et Selle	104
A. - Faciès Pelvoux-Ailefroide	104
B. - Faciès de la Selle	104
1) Lithologie initiale	105
2) Le métamorphisme	105

QUATRIEME PARTIE - DEFORMATIONS ET TRANSFORMATIONS POSTERIEURES A LA MIGMATISATION

<u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	107
I - Déformations et transformations postérieures à la migmatisation	109
A. - Tectonique post-migmatitique ancienne	109
1) Structures engendrées par le plissement hercynien	109
2) Rôle particulier des amphibolites de l'Ailefroide	110
B. - Tectonique récente	111
1) Cassures non chevauchantes	112
2) Tectonique chevauchante	113
3) Tectonique plissée dans le sédimentaire	113
C. - Rétromorphose	113
D. - Conclusion	115
II - Conclusions générales	116
A. - Ensembles distingués dans le socle cristallophyllien	116
B. - Succession des événements dans le massif Pelvoux-Ecrins	118
C. - Place de l'Est Pelvoux dans les massifs hercyniens	119

ANNEXE

Analyses chimiques
Planches hors-texte
Bibliographie

LISTE DES FIGURES - PLANCHES HORS-TEXTE

- I - Schéma orohydrographique
 II - Carte géologique simplifiée
 III - Carte géologique de la rive gauche de la haute vallée des Bans
 IV - Schéma structural.

<u>Figures</u>	<u>Pages</u>
<u>Figures non numérotées</u>	
Le massif du Pelvoux : situation géographique	5
Schéma orohydrographique	6
<u>Figures numérotées</u>	
1 Apatite granulée	22
2 Gneiss de Soureille-Bœuf (échantillon N 1)	29
3 Gneiss sombre (échantillon J 50a)	31
4 Gneiss clair (échantillon J 52a)	31
5 Gneiss sombre (échantillon J 45)	33
6 Gneiss sombre (échantillon AF 5)	33
7 Aspect macroscopique des gneiss œillés (échantillon J 20)	35
8 Gneiss du Sélé (échantillon F 2)	47
9 Gneiss des Bans (échantillon J 20)	49
10 Gneiss des Bans (échantillon J 19)	49
11 Gneiss biotitique de Claphouse (échantillon H 16)	51
12 Gneiss biotitique de Claphouse (échantillon G 17)	51
13 Gneiss de Chabournéou (échantillon Sa)	59
14 Gneiss à aspect détritique (échantillon N 2)	59
15 Pyroxénite du vallon de Claphouse (échantillon G 16)	60
16 Relation des différents filons entre eux	65
17 Plagioclase zoné	67
18 Granite à amphibole	71
19 Rhyolite	71
20 Localisation des échantillons pour analyse chimique	75
21 Diagramme de Leake	77
22 Valeur du coefficient (k)	80
23 Diagramme K.C.N. de Frey	82
24 Diagramme de Pettijohn	85
25 Diagrammes ACF - A'KF	85
26 Diagramme de H. de la Roche (Al/3-K),(Al/3-Na)	86
27 Diagramme triangulaire H. de la Roche MgO-Na ₂ O-K ₂ O	86
28 Diagramme triangulaire H. de la Roche (Fe ₂ O ₃ (total) + TiO ₂ + CaO), (Al ₂ O ₃), (0,69 SiO ₂)	87
29 Gneiss de Peyre-Arguet, diagramme ACF - A'KF	90
30 Contrôle de la réaction (biotite + sillimanite \rightleftharpoons orthose + grenat) par le graphite	92

<u>Figures numérotées</u>	<u>Pages</u>
31	Validité des domaines de stabilité définis par une réaction du type $A + B \rightleftharpoons C + D$ 93
32	Variation en fonction de P_{H_2O} des courbes d'équilibre $P_s = f(T)$ de certains assemblages minéraux 95
33	Gneiss des Bans, diagrammes ACF - A 'KF' 99
34	Gneiss des Bans, domaine de stabilité de la paragenèse 100
35	Gneiss de Peyre-Arguet, idem 100
36	Gneiss de la Selle : diagrammes ACF - A 'KF' 106
37	Synclinal d'Ailefroide 114

Photos

1	Vallée de la Romanche, au fond, Roche-Méane 12
2	Faciès agmatitique du Sellar 61
3	Amphibolites de l'Ailefroide ; faciès stromatique 63
4	Amphibolites de l'Ailefroide, faciès très mobilisé 63

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'antracite 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 cœur 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 amphibolites.

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.).

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_γ). Ces schistes cristallins avaient déjà subi antérieurement une gneissification régionale et comportaient, intercalées dans leurs niveaux, des bandes d'amphibolites et de gneiss amphibolitiques 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 des cheminées des orthophyres houillers.

Aussi 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. Parcourant le massif en tous sens, il note avec minutie et un souci d'objectivité rares, les moindres affleurements des 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 du Mésozoïque qui parsèment le massif par ses nombreuses publications : (1950 - 1951 - 1952 - 1953 - 1954 - 1955 - 1956 - 1957 - 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 (1938) ;

M. LEMOINE (1951).

vinrent peu à peu éclaircir 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 métamorphisée 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 micaschiste 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 (1957) 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 a 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-Sarrene : 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, 1957).

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 kératophyre.

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.

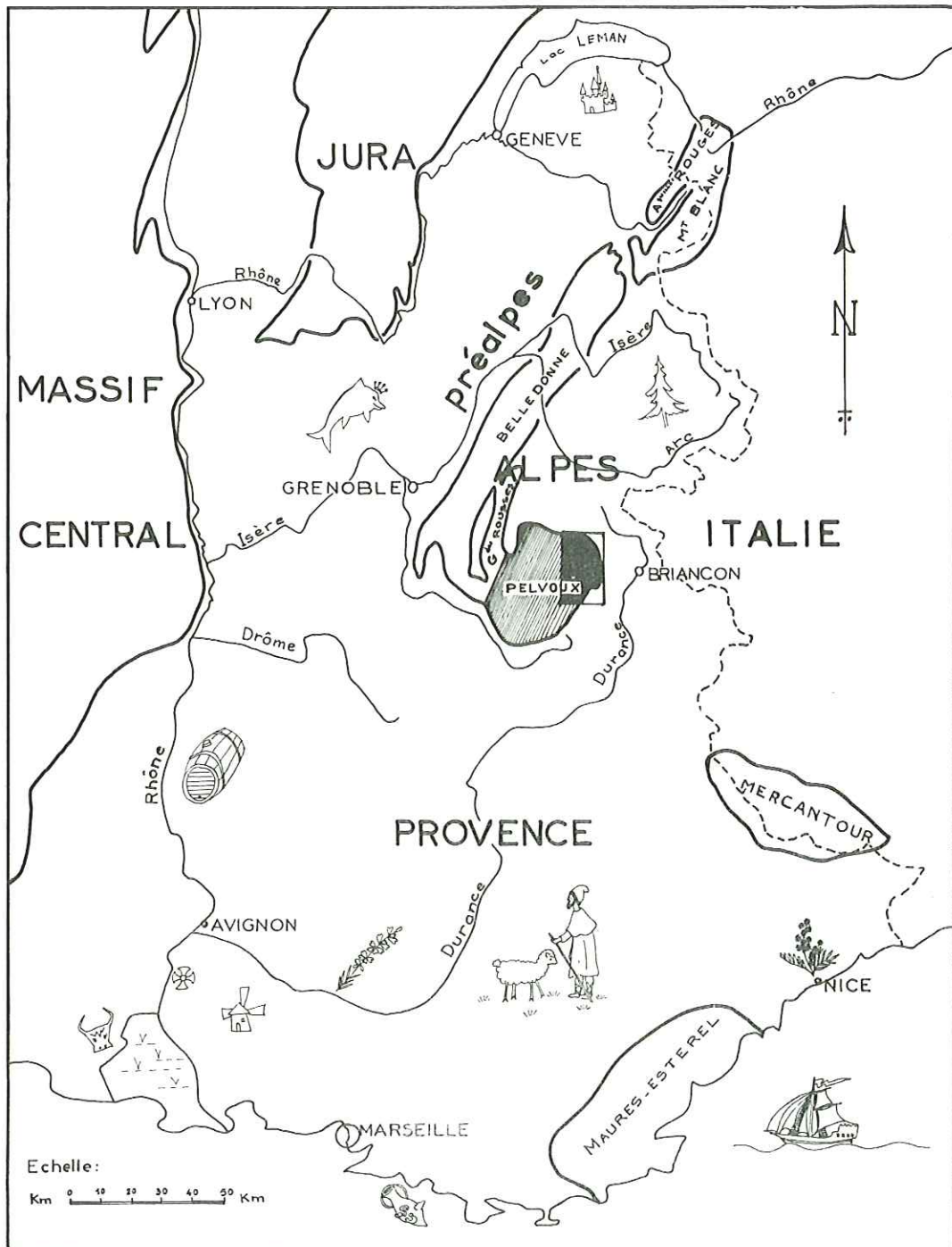
En effet, l'orogène alpin avait provoqué un bombement général du massif. Son rôle a été essentiellement cassant, produisant un vigoureux écaillage à l'Est et un déversement relatif du massif sur le sédimentaire à l'Ouest.

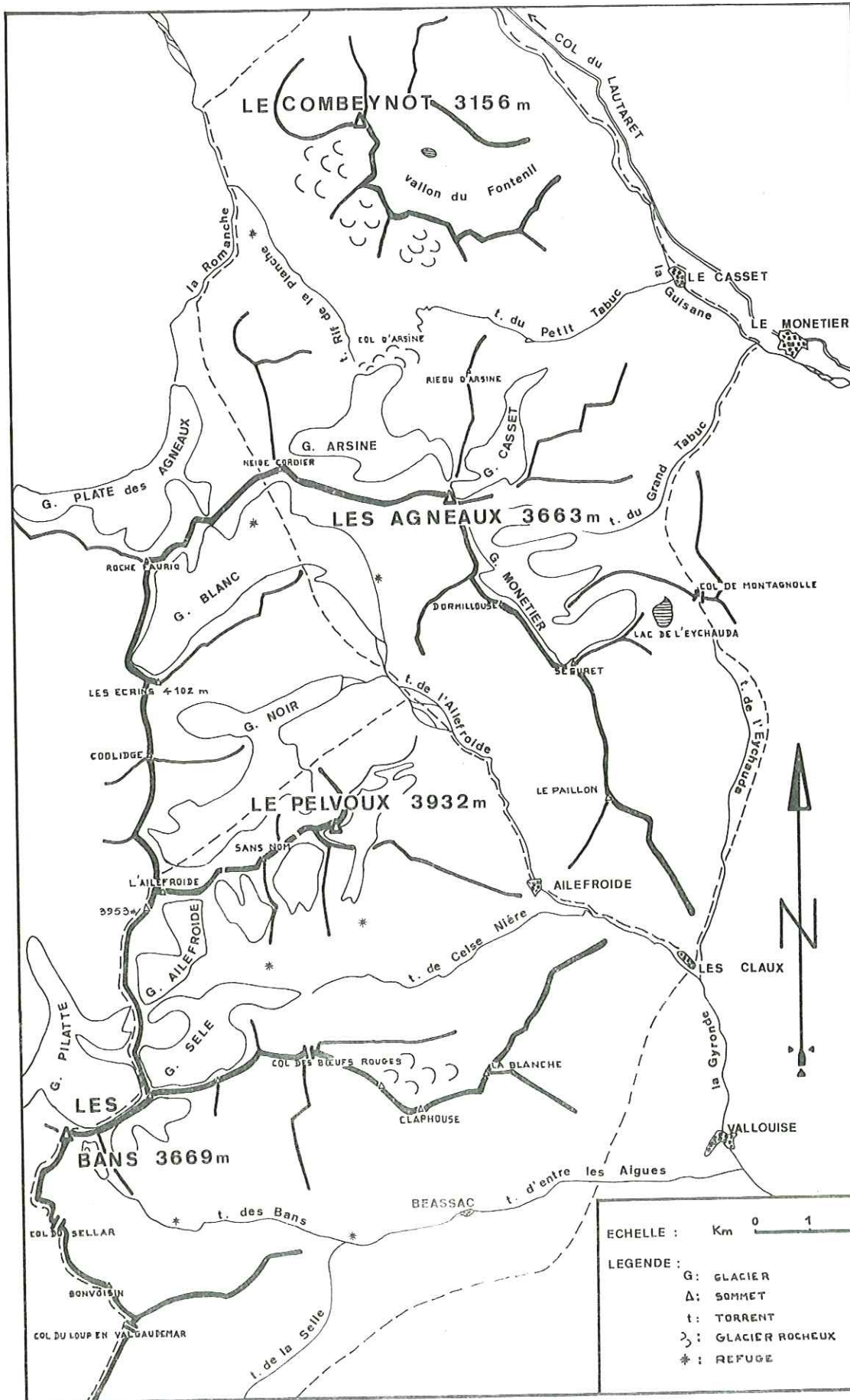
Enfin, le massif était géologiquement isolé des autres massifs cristallins externes, car on ne connaissait aucune correspondance avec les séries verte et satinée de Belledonne ou celles des Grandes Rousses.

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).





OROGRAPHIE



ECHELLE : Km 0 1 2 Km

- LEGENDE :
- G: GLACIER
 - Δ: SOMMET
 - t: TORRENT
 - ⌋: GLACIER ROCHEUX
 - *: REFUGE
- I LEVES: GILLOT
LACOMBE

II LEVES: BARBIERI
PECHER

OROHYDROGRAPHIE REGIONALE (cf. schéma p. 6)

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 ceinturent.

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 importante 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 mètres 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, crénaux 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 DES ECRINS-PELVOUX ET LES VALLONS LATÉRAUX

LE MASSIF 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 Bœufs-Rouges (3 515 m), se referment en verrou, en aval du village d'Ailefroide avec des "3 000 m" ; la cime du Paillon, la Blanche et la pointe du Riéou-Blanc ; au centre de cette forte-résse, isolé tel un donjon, le Pelvoux (pointe Puiseux 3 946 m) se dresse entre la vallée de Celse-Nière et celle de l'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 Bœufs-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 LATÉRAUX

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 Villard-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 - SITUATION 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 Nord au Sud, 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 dans les terrains métamorphiques et migmatitisés :

- 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 noyau 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 épendages 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 la Aar par exemple, ou le long des flancs orientaux ("internes") de la plupart de ces massifs, c'est un régime d'écaillés, 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 compose. 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 volcanodétritique 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 des dépôts qu'en de rares endroits privilégiés moins raides, et au fond des talwegs 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" ou "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 neige 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 de 1 m d'épaisseur ;
- c) - les écroulements, fréquents en raison du diaclasage assez 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 est de l'éperon sud de la pointe Guyard qui date de 1938, ou celui de la Grande-Costa au-dessus d'Entre-les-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 Mme 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 anté-würmien.

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 2 265), 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 subsistence 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. Nous avons regroupé cartographiquement avec les éboulis anciens ces formations, là où elles empêchent l'observation.

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

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 1 930, ou enfin sur les photos aériennes de 1 960).

1) Le glaciaire ancien

Par glaciaire ancien, il faut entendre tout ce qui est l'œuvre des grandes glaciations quaternaires. Vraisemblablement, seul le Würm a laissé une empreinte encore reconnaissable ; de toutes façons, nous parlerons de Würmien, 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 pelvosiennes (photo n° 1). 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 seuls la très grande hétérogénéité et les éléments allochtones attestent l'origine glaciaire. Ils peuvent couvrir des surfaces assez importantes, comme sur le versant est du sommet de la Blanche, ou sur le replat de Séguret d'Avant Foran.



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

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 nord 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'a 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 est 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

ces telles accumulations étant mal connus, 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 due 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 - DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES

I - INTRODUCTION

II - L'ENSEMBLE DE PEYRE-ARGUET

III - ENSEMBLE DE CLAPHOUSE

CHAPITRE I - INTRODUCTION

A. - NOMENCLATURE

Le socle pelvousien, sujet de notre étude, est formé, pour la plus grande partie, de terrains très métamorphiques, en général migmatisés. Une certaine confusion, due à l'abondance de termes propres à telle ou telle école, subsiste dans la nomenclature pétrographique de tels ensembles. Aussi, avant d'entamer la description des roches rencontrées, nous rappellerons rapidement ici les définitions que nous avons adoptées pour certains termes.

1) Gneiss

Ce terme, utilisé de très longue date, a acquis, par la suite, une signification zonéographique : un gneiss correspond classiquement à une roche cristallophyllienne formée à une profondeur déjà assez grande, sous la zone des micaschistes.

Nous avons préféré, pour faciliter notre travail sur le terrain, ne garder à ce mot qu'un sens purement descriptif ; dans le texte qui va suivre, par "gneiss" il faut entendre une roche faite d'une succession de minces lits de nature pétrographique différente, ayant subi des recristallisations métamorphiques.

Pour caractériser l'"étage métamorphique", c'est-à-dire la zone de la croûte où ont été acquis les caractères minéraux et structuraux de la roche, nous utiliserons la terminologie de H.G.F. WINKLER, qui parle de "faciès métamorphiques".

Cette notion de faciès est particulièrement intéressante, car, basée sur les conditions d'équilibre de minéraux clefs, choisis en fonction du chimisme de la roche, elle permet, dans une certaine mesure, de cerner les conditions thermodynamiques (pétrogénétiques) régnant au moment de la cristallisation de la roche.

2) Migmatites

Nous avons utilisé la nomenclature définie au congrès géologique de 1960 à Copenhague, due à DIETRICH et MEHNERT (citée dans MEHNERT, 1968). Dans celle-ci, les principaux termes utilisés au cours de cette étude se définissent ainsi :

Migmatite

"Roche hétérogène, composite à l'échelle mégascopique, faite de plusieurs parties différentes pétrographiquement ; l'une est le matériel rocheux préexistant ("country rocks") dans un état plus ou moins métamorphique ; les autres, plus récentes, sont d'aspect en général plutonique (pegmatitiques, aplitiques, granitiques)" (POLKANOV, 1960, in MEHNERT 1968).

On peut y distinguer :

a) Une partie ancienne non mobilisée, qu'on appellera :

- paléosome, s'il s'agit de la roche préexistante peu ou pas modifiée ;
- restite, s'il s'agit de la roche préexistante modifiée par le départ de nombreux éléments.

b) Une partie récente mobilisée :

- le néosome (terme presque synonyme dans ce cas de "mobilisat"), qui peut être, selon les endroits :
 - soit plus riche en éléments leucocrates que le paléosome ; on parle alors de leucosome.
 - soit plus riche en éléments sombres, ferromagnésiens ; on l'appellera alors mélanosome.

On voit donc qu'il est très difficile de parler de migmatites sans introduire d'idée génétique. En particulier, nous avons dû faire appel aux expressions "partie mobilisée" et "partie non mobilisée". Par mobilisation, il faut entendre un processus aboutissant à la formation de minéraux ou d'associations minérales dans des roches préexistantes, par migration géochimique des éléments mobiles, à des échelles très variées, allant du minéral au massif.

De même, la notion de migmatite implique une chronologie à au moins deux temps dans la formation de la roche. A la limite, dans certains cas, (migmatites bien réglées, "stromatiques"), on pourra hésiter entre gneiss (histoire identique pour toute la roche) et migmatite (histoire différente du paléosome et du néosome).

Enfin, parmi les migmatites, en fonction de la disposition spatiale, visible sur le terrain, du paléosome et du néosome, on distinguera schématiquement les textures suivantes (entre parenthèses ont été indiqués les termes de signification la plus voisine dans la nomenclature de J. JUNG et M. ROQUES) :

- Texture agmatitique (agmatite et dyadisite) : migmatite à allure de brèche ; éléments de paléosome à arêtes aiguës, "cimentés" par un néosome plus ou moins abondant.
- Texture stromatique (épibolite) : migmatite à structure stratifiée.
- Texture surrétique : texture où certains lits plus compétents sont étirés, boudinés, le néosome remplissant les espaces entre les boudins.
- Texture ptygmatitique : texture où le néosome prend l'allure de veines plissées (plis sans plans de cisaillement ou d'étirement).
- Texture œillée (migmatite œillée) : texture où le néosome prend l'aspect d'yeux étirés dans le plan de foliation.
- Texture en schlieren (anatexite ou nébulite) : texture où le paléosome prend une allure assez diffuse, en lambeaux irréguliers, aux bords tourmentés, dans un néosome abondant.
- Texture nébulitique (anatexite ou nébulite) : la distinction entre paléosome et néosome devient difficile. Leur composition est voisine ; les différences sont plus quantitatives que qualitatives. Le paléosome n'est alors plus qu'à l'état de fantôme.

Cette classification est pratique pour décrire avec précision un affleurement. Cartographiquement, la classification suivante, plus simple, a parfois été préférée (J. TOURET, 1969) ; elle comprend trois termes principaux, en fonction de l'importance de plus en plus grande du néosome par rapport au paléosome :

- 1) Les endomigmatites (agmatite, dyadisite), où le mobilisat est réduit, et où le paléosome prédomine.
- 2) Les migmatites rubanées (épibolites, embréchite), où le mobilisat se ségrège en lits assez réguliers.
- 3) Les migmatites granitoïdes (anatexite) où la quantité de néosome est telle que le rubanement s'estompe ; la roche prend alors un aspect granitique ou granito-gneissique.

Toutefois, comme le souligne J. TOURET, il faut tenir compte de l'échelle d'observation.

Il n'y a pas correspondance rigoureuse entre la terminologie de MEHNERT et celle de TOURET. Cependant, les migmatites à texture agmatitique (du moins lorsque le mobilisat est suffisamment réduit), surrétique et ptygmatitique sont des endomigmatites, celles à structure stromatique et œillée des migmatites rubanées, et celles à structure nébulitique et en schlieren des migmatites granitoïdes.

B. - PRESENTATION REGIONALE

Le terrain qui a servi de support à notre travail est la moitié sud de la partie orientale du massif Ecrins-Pelvoux. Ce secteur recouvre la vallée de Celse-Nière (entre le chaînon Ailefroide-Pelvoux au Nord et celui de Bœufs-Rouges-Pointe Guyard au Sud) et celles des Bans et de la Selle (entre les crêtes Bans - Bœufs-Rouges au Nord, Bans - Pic de la Cavale à l'Ouest, et Pic de la Cavale - Aiglière au Sud Est).

La partie la plus importante des affleurements est bien sur le socle cristallin ; il existe toutefois çà et là des "synclinaux" mésozoïques et quelques buttes nummulitiques, dont nous ne parlerons que dans la mesure où ils donnent des indications sur la tectonique récente (post-hercynienne).

Quant au socle cristallin anté-houiller, il comprend essentiellement deux grandes familles de roches :

- les granites intrusifs, étudiés par A. BARBIERI ;
- l'ensemble gneiss-migmatites (schistes X de la feuille Briançon au 1/80 000, et certaines parties du granite, la carte ne différenciant pas les granites d'anatexie des granites intrusifs).

Il faut aussi ajouter, pour être complet, les nombreux filons et quelques petits affleurements très limités de granite à amphiboles.

L'ensemble gneiss-migmatites, qui avait jusqu'à présent peu intéressé les géologues ayant travaillé sur ce massif, est, dans le détail, extrêmement varié et montre de nombreux faciès pétrographiques différents, dont les relations réciproques sont souvent peu nettes.

Afin de faciliter la description de ces faciès, nous les avons regroupés, de manière qui peut paraître arbitraire, en trois ensembles :

- Ensemble de Peyre-Arguet,
- Ensemble de Claphouse,
- Ensembles Pelvoux-Ailefroide et Selle.

(Le nom attribué à chacun de ces ensembles est le nom du lieu où affleurent leurs faciès les plus caractéristiques ; leur extension géographique est bien entendu beaucoup moins limitée).

Nous verrons par la suite, qu'en fait ce découpage se justifie, chaque ensemble ainsi défini correspondant à une histoire géologique particulière.

CHAPITRE II - L'ENSEMBLE DE PEYRE-ARGUET

Cet ensemble a été ainsi nommé car les terrains qui le composent n'affleurent pratiquement que dans la partie est des barres de Peyre-Arguet, entre le glacier occidental du Fournet au Nord, l'arête de Coste-Gounlier à l'Ouest et le fond de la vallée des Bans au Sud. En outre, cette région présente des conditions d'affleurement excellentes, sur de très beaux polis glaciaires, d'accès facile (chemin depuis le refuge des Bans). Enfin, les relations des différents faciès entre eux sont nettes car les contacts sont souvent peu tectonisés.

L'ensemble de Peyre-Arguet comprend deux termes principaux :

- un massif d'amphibolites,
- tout autour de ce massif, une zone de gneiss variés, regroupés sous le nom de gneiss à flammèches.

A. - LES AMPHIBOLITES

1) Description macroscopique

Elles forment à l'affleurement un petit massif nettement délimité, d'environ 1 km du Nord au Sud, sur 200 à 400 m de large d'Est en Ouest. Ses contours sont très découpés à l'Ouest, plus rectilignes à l'Est où le contact se fait par des cassures orientées N 150 ou N 170.

C'est une roche massive, très sombre, toujours recouverte d'une patine rouille.

Le matériel qui la forme peut être exclusivement mélanocrate, formé alors d'amphiboles enchevêtrées (taille pouvant atteindre 1 cm) et de grenats parfois gros (jusqu'à 1 cm), dont l'abondance est telle que la roche peut devenir une véritable grenatite (cas fréquent sur la bordure du massif).

Mais en général, on observe une sorte de rubanement, parfois assez net, dû à la présence de matériel leucocrate. Celui-ci peut être, soit en lentilles allongées, aux contours très francs à cette échelle, soit beaucoup plus diffus, le rubanement n'étant alors dû qu'à la variation des proportions respectives de matériel leucocrate et mélanocrate.

Vu de loin, ce rubanement se confond avec une foliation des amphibolites. En réalité, si on entend par foliation le plan défini par l'orientation des minéraux (ici les amphiboles), on s'aperçoit que celle-ci est oblique par rapport au rubanement. Il faut donc l'attribuer à un processus autre que métamorphique.

De tels rubanements ont été souvent décrits dans des massifs de roches basiques et ultrabasiqes (A. NICOLAS, 1966 qui cite plusieurs exemples). Ils sont interprétés comme le résultat d'une différenciation au sein d'un magma en train de cristalliser. Il se peut que nous ayons ici la trace d'une ségrégation de ce type.

Ces amphibolites, avons-nous dit, sont entourées de gneiss à flammèches. Le contact entre ces deux formations est net (passage en moins d'un m). Il n'y a pas concordance entre la direction de ce contact et celle des foliations ou de l'éventuel rubanement des amphibolites.

L'ensemble des gneiss à flammèches et des amphibolites comprend aussi des filonnets ou des amas pegmatitiques franchement sécants. Ils sont donc tardifs. Ils sont beaucoup moins développés dans les gneiss que dans les amphibolites, bien que même là leur abondance ne soit jamais très grande.

Recoupant enfin le tout, il faut noter quelques filons d'aplite (puissance inférieure à 1 m) et de microgranite (puissance jusqu'à 10 m), eux-mêmes recoupés par les filons estérellitiques décrits chapitre V.

2) Description microscopique

Minéraux principaux : amphibole, pyroxène, plagioclase ; structure granoblastique.

Au microscope, on peut observer les minéraux suivants :

a) Dans les parties mélanocrates

-- Hornblende verte. Elle forme le principal constituant de la roche. Les cristaux sont xénomorphes, présentant souvent des structures diablastiques nettes. Elle est de couleur brun vert assez pâle ; son pléochroïsme est peu accusé. Par endroits, en bordure ou en traînée dans la hornblende, apparaît une amphibole bleutée, que l'on peut sans doute attribuer à des phénomènes de déstabilisation.

Les caractères optiques sont les suivants :

$$2V = -64 \text{ à } -84^\circ ; Ng/c = 18 \text{ à } 45^\circ$$

L'angle d'extinction peut donc prendre une valeur anormalement élevée.

-- Pyroxène. Incolore ou très légèrement coloré dans les tons bruns, il est associé à l'amphibole sous forme de plages dispersées dans celle-ci, en général de même orientation optique, appartenant sans doute à un même individu presque totalement remplacé par la hornblende. La nature de ce pyroxène, qui est donc à l'état de relique, souvent très ouralitisée, est difficile à préciser. On a pu mesurer les caractères optiques suivants :

$$Ng/c = 23^\circ ; 2V = +8^\circ \quad \text{Pigeonite.}$$

$$Ng/c \text{ non déterminable} ; 2V = +56 \text{ à } +64^\circ ; \text{symétrie monoclinique. Il s'agit sans doute d'augite. Clivage du diallage fréquent.}$$

La transformation de pyroxène en amphibole peut se faire de manière très progressive ; il pourra y avoir apparition du clivage à 124° de l'amphibole et d'une teinte brunâtre sans que les propriétés optiques ne soient encore modifiées. Cela explique peut-être les valeurs anormalement élevées de l'angle d'extinction observées dans certaines amphiboles (valeurs de l'augite), qui seraient encore du pyroxène.

-- Plagioclase. Il se présente sous deux faciès différents. Le premier type, très frais d'aspect, est associé à la hornblende en structure diablastique, il peut aussi apparaître autour des grenats, ou reprendre de vieux plagioclases très altérés, diffus dans toute la roche ; ce sont alors les plagioclases de second type.

Premier type. Non altéré, en cristaux xénomorphes, il montre presque toujours des macles en biseau épaisses, que nous n'avons rencontrées qu'ici. Sa teneur en anorthite est variable (32 à 48 %, en général voisine de 42 %). Elle a été déterminée optiquement à la platine universelle, en utilisant les courbes de migration de l'ellipsoïde des indices (BURRI, 1956, in ROUBAULT, 1963). La précision obtenue est de l'ordre de 2 %.

Les lois de macle sont les suivantes, par ordre de fréquence décroissante :

Albite - A1a	Plan g1 (010) ;	axe perpendiculaire à (100)		
Albite	-/-	;	-/-	(010)
Manebach - A1a	Plan p (001) ;	-/-	(100)	

Des individus dont la teneur en anorthite est différente sont souvent associés. Cette variation est parfois faible (moins de 3 %) et on peut alors se demander dans quelle mesure il ne faut pas incriminer simplement le manque de précision de la détermination. Mais elle peut être beaucoup plus nette : ainsi on a pu observer une association polysynthétique de lamelles à 32 et 38 % d'anorthite.

Le nombre de mesure n'est pas suffisant pour tirer des conclusions sur la variation du type de macle en fonction de la teneur en anorthite, ou en fonction de la position du plagioclase. Toutefois, il est significatif que la loi Albite-A1a, considérée par tous les auteurs comme rare, soit la plus fréquemment observée ici.

Deuxième type. Toujours altéré, il existe dans toute la roche, en quantité plus ou moins abondante, souvent associé aux pyroxènes. Son altération n'a pas permis de le déterminer avec précision. Sa teneur en anorthite semble être de l'ordre de 45 %.

-- Grenat. Il est abondant, parfois gros (atteignant le cm). Dans certains cas automorphes, il est le plus souvent squelettique. Il est toujours cassé et altéré.

Il peut être directement en contact avec l'amphibole, mais en général il est entouré d'une zone altérée, puis d'une zone feldspathique (plagioclases décrits précédemment). Ceci peut être assimilé à une structure coronale grossière. Parfois l'aspect devient kélyphitique : il est alors dû à une auréole de chlorite, épidote, feldspath et actinote disposés radialement autour du grenat.

-- Quartz. Il est peu abondant, parfois absent. Il est souvent en structure engrenée avec les plagioclases du second type.

-- Sphène. Abondant, il se présente souvent sous forme de cristaux presque automorphes, losangiques, à clivage (110) net. Sa taille peut atteindre 1,5 mm. Presque toujours, il est accompagné ou rempli de minéraux opaques (ilménite ?) qui sont par ailleurs toujours assez abondant.

-- Apatite. De forme arrondie ou elliptique, de taille variable (jusqu'à 1/2 mm), elle est abondante. Le rapport longueur/largeur varie de 1 à 2 pour une apatite isolée. Toutefois, on a souvent plusieurs individus regroupés en agrégats faisant penser à de vieilles apatites granulées ; l'enveloppe de tels agrégats a un rapport longueur/largeur toujours supérieur, de l'ordre de 3 à 5 (figure n° 1 : apatite granulée ; échantillon J 29a).

Ces considérations morphologiques doivent être maniées avec prudence ; mais certains auteurs les ont considérées comme des indicateurs sur l'origine de la roche :

"On peut penser que les apatites longues et aciculaires ont une origine magmatique et se sont formées dans des conditions volcaniques avec un refroidissement rapide, et que les apatites xénomorphes trouvent leur origine dans les milieux métamorphiques" (A. HOUCHMAND-ZADEH, 1969, p. 72, synthétisant ainsi un certain nombre de travaux sur ce sujet).

-- Biotite. Elle n'est que très rarement présente. Elle se présente en petites baguettes trapues (taille moyenne : 100 x 250 microns), très pléochroïques : Ng brun rouge très foncé, Np presque incolore. Elle polarise dans les verts.

Elle ne forme jamais d'association orientée avec les amphiboles, mais des-

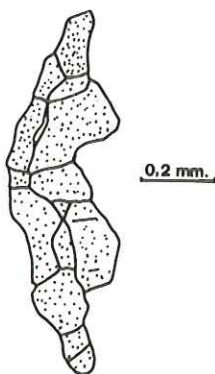


Figure n° 1

sine une nouvelle foliation différente (phénomène peu net car la légère foliation marquée macroscopiquement par les amphiboles est difficile à retrouver en lame mince).

b) Dans les parties leucocrates

Ces parties, rappelons-le, peuvent passer progressivement aux parties mélanocrates, ou au contraire avoir une bordure nette. C'est pour ce dernier cas que nous décrivons ici les minéraux :

-- Plagioclase. Il forme le constituant de loin le plus important. Toujours très séricitisé, son étude précise est difficile. Son aspect est celui du second type de plagioclase des parties mélanocrates, auquel il passe d'ailleurs latéralement. De vieilles formes automorphes rappelant des cristaux volcaniques se reconnaissent encore çà et là. Un seul a pu être mesuré avec une certaine précision : teneur en anorthite = 45 % ; type de macle = Manebach-Ala.

--- Pyroxène. Peu abondant, il n'a été observé que près du contact avec les parties mélanocrates. Il est toujours très ouralitisé, et non déterminable. Il semble cependant que ce soit le même que celui des parties mélanocrates (augite).

-- Quartz. Il est relativement plus abondant que dans les parties mélanocrates.

En résumé

Très succinctement, nous retiendrons dès maintenant les faits suivants :

- massif bien individualisé, sécant dans l'encaissant ("intrusif") ;
- rubanement identique à celui couramment décrit dans les massifs éruptifs de roches basiques ou ultrabasiques ;
- plagioclases automorphes et pyroxènes résiduels ;
- minéraux néoformés, sans doute en plusieurs étapes : amphiboles, plagioclases, biotite, et ayant certains caractères particuliers (macle Albite-A1a des plagioclases, amphiboles à caractères mal définis, parfois voisins de ceux des pyroxènes.)

Tout cela nous incite à faire de ce petit massif d'amphibolites un vieux massif de type gabbroïque, repris dans d'autres événements postérieurs à sa mise en place (amphibolitisation, apparition de plagioclases légèrement acides, puis biotites). Nous en discuterons plus longuement en IIIe partie.

B. - LES GNEISS A "FLAMMECHES"

1) Gisement. Description macroscopique

Ces gneiss forment une couronne de 50 à 500 m de large, autour du massif d'amphibolites de Peyre-Arguet.

Ils se présentent sous des faciès assez différents, mais où se retrouvent presque toujours les "flammèches". Ces flammèches sont de petites amandes faites d'un matériel gris vert plus ou moins clair, à éclat huileux, à aspect de quartz sale. Le grain est fin, et aucun cristaux ne se distinguant à l'œil nu, elles semblent monocristallines. Elles soulignent toujours le plan de foliation. A l'affleurement, sur certaines sections, elles apparaissent comme de petites flammes très étirées (longueur : 1 à 5 cm ; largeur : 0,1 à 1 cm), donnant alors leur aspect très caractéristique à ces faciès.

Très schématiquement, on peut regrouper ces gneiss en quelques grandes catégories :

a) Les gneiss sombres

Il s'agit de gneiss où alternent des lits (épaisseur = 1 à 2 mm) sombres et clairs. Les lits sombres, souvent très noirâtres, prédominent ; d'où l'aspect de la roche. On y reconnaît de petits cristaux de biotite dans une matrice ayant le même aspect gris vert que les flammèches. Les lits clairs, eux, sont plus grossièrement cristallins (grain = 1 mm). Le quartz et les feldspaths, qui sont les minéraux qui y prédominent ont ici une couleur jaunâtre (jaune "cassonade") caractéristique. Enfin, toute la roche est parsemée de petits grenats bruns ; localement de petits agrégats noirâtres de graphite accentuent l'aspect sombre général.

Çà et là, les lits sombres s'appauvrissent en biotite, deviennent discontinus, et la roche prend alors le faciès à flammèches caractéristique.

En outre, cette roche a toujours une patine rouille accusée, qui témoigne d'une quantité d'oxydes de fer probablement assez grande.

b) Les gneiss clairs fins

Comme les précédents, ce sont des gneiss assez peu plissotés (quoique certaines sections permettent de voir des plis en chevron centimétriques) offrant une succession de lits leucocrates quartzo-feldspathiques et de très minces inter-lits mélanocrates, biotitiques.

Le grain de la roche est fin (taille des minéraux de l'ordre du mm), l'aspect général clair. Même les quartz et feldspaths n'ont plus la couleur jaune des précédents. Le grenat est également abondant.

Les flammèches, minces (1 à 2 cm x 1 mm) apparaissent çà et là, au hasard semble-t-il ; elles sont beaucoup mieux individualisées que dans les gneiss sombres.

c) Les gneiss clairs grossiers

Il vaudrait mieux les appeler "gneiss clairs à flammèches grossières", par opposition aux précédents qui seraient les "gneiss clairs à flammèches fines". En effet, il s'agit d'un type voisin de (b), qui s'en distingue surtout par la taille considérablement plus développée des flammèches, qui peuvent atteindre ici plusieurs cm de long et 1 ou 2 cm de large. Il n'y a plus de lits biotitiques, à proprement parler, mais plutôt des traînées biotitiques floues, dans une matrice à grain très fin, essentiellement quartzo-feldspathique.

Ici encore, se reconnaissent çà et là des grenats ; mais ils sont assez rares.

d) Les gneiss sans flammèches

Ce sont des gneiss assez clairs, au litage fin et régulier, où ne se voit plus aucune flammèche. Il n'y a plus qu'une succession de niveaux verdâtres, biotitiques et chloriteux, et de niveaux leucocrates.

Mais nous les citons ici, parmi les gneiss à flammèches, car leur imbrication dans les faciès précédents est telle qu'on ne peut cartographiquement les séparer, même à grande échelle (1/10 000 par exemple).

e) Les gneiss de Soureille-Bœuf

Ce faciès, très peu développé (il occupe en effet une surface qui n'excède pas 20 m x 100 m) n'affleure qu'en un point du vallon de la Selle, vers 2 300 m d'altitude, dans le ravin de Soureille-Bœuf, au Nord de la cabane du Jas Lacroix. Cet affleurement, limité apparemment par des fractures, est toutefois important : c'est à notre connaissance le seul jalon de l'ensemble de Peyre-Arguet, en dehors de la région type.

Macroscopiquement, il est d'ailleurs assez différent de tous les faciès que nous venons de décrire : c'est un gneiss verdâtre, à litage assez fruste, à zones leucocrates minces et discontinues. Il n'y a pas de flammèches visibles. Ne serait-ce les très nombreux petits grenats, l'aspect serait plutôt celui d'une mylonite.

Toutefois, comme nous le verrons, sa structure microscopique le rattache sans équivoque aux gneiss ci-dessus.

2) Relations de ces différents faciès entre-eux

Les conditions d'affleurement très bonnes permettent de noter les particularités suivantes :

- Il n'y a jamais de "contact" entre ces différents types de gneiss ; le passage est certes rapide, mais toujours progressif.
- Le faciès le plus abondant est celui "gneiss sombre", le plus restreint celui "gneiss sans flammèches", qui n'affleure guère qu'à la base du glacier ouest du Fournet, au Nord du massif d'amphibolites, vers 2 900 m d'altitude. C'est aussi là que la ceinture de gneiss à flammèches est la plus réduite.
- En fait, il n'y a pas de localisation géographique spéciale à tel ou tel faciès, mais imbrication des différents faciès les uns dans les autres (dans certains cas on peut voir toutes les variétés sur un affleurement relativement limité). Cela incite à penser que ces gneiss forment un tout dont l'hétérogénéité actuelle pourrait refléter une lithologie initiale très diversifiée.
- Quant à la bande de gneiss à flammèches autour du massif d'amphibolites, sa constance est si remarquable et son extension si limitée au voisinage de ce massif qu'on ne peut douter de l'existence de relations génétiques entre amphibolites et gneiss.

Cartographiquement (planche hors texte n°III), nous avons séparé une zone où prédominent les gneiss sombres et une où prédominent les gneiss clairs. Il ne faut pas oublier que cette différence est très subjective, et ne traduit que fort mal les véritables conditions de gisement.

3) Etude microscopique (voir fig. n° 2 à 6, pp. 29, 31 et 33).

Tous les faciès comportent à peu près les mêmes minéraux et les mêmes structures ; seules les proportions relatives varient de l'un à l'autre. Aussi ne les séparerons-nous pas dans cette description. Ces minéraux sont les suivants : quartz, feldspath potassique, plagioclase, sillimanite, biotite, grenat, disthène, rutile, apatite, épidote, chlorite, minéraux opaques.

La structure est granoblastique et laminée (M. PIZICO, 1965, p. 26).

a) Les minéraux

-- Quartz. C'est l'élément majeur de ces faciès. Il se présente sous deux aspects différents :

- quartz en structure très engrenée, où les cristaux n'ont pas de direction privilégiée (structure allotrioblastique).

Il forme alors des cristaux de petite taille (0,1 à 0,5 mm), dépourvus de toute inclusion.

- quartz lamellaire : il s'agit maintenant d'une structure très particulière, où le quartz forme des cristaux très étirés (rapport longueur/épaisseur:5), son plus grand indice (Ng) étant dans le plan de foliation ("plattenquarze" des auteurs allemands). Il est parfois cassé de manière irrégulière ; les cassures sont alors presque toujours remplies d'un agrégat cryptocristallin jaunâtre ou rouille en lumière naturelle (ce sont sans doute des oxydes de fer).

A grossissement suffisant, de très fines inclusions peuvent se voir (longueur jusqu'à 25 microns, largeur : 1 à 2 microns). Celles-ci, difficilement déterminables, semblent être tantôt du rutile, tantôt de l'apatite, tantôt enfin (cas le plus fréquent) de la biotite.

Ces quartz lamellaires, associés à certains autres minéraux (voir plus loin sillimanite et biotite) forment des plans qui marquent la foliation et délimitent de petites couches à structure granoblastiques faites surtout de quartz du premier type et de feldspath.

-- Feldspath potassique. De petite taille, plus ou moins xénomorphe, il peut être assez abondant. En l'absence de mesure de triclinicité, il est difficile d'être affirmatif sur sa nature ; toutefois, comme il ne présente jamais d'aspect quadrillé ou moiré, il s'agit sans doute d'orthose.

La valeur de son angle $2V$ varie de -68° à -88° . Cela correspondrait à une orthose ayant une teneur en albite voisine de 40 à 50 % (ROUBAULT, 1963, reprenant les valeurs de TUTTLE, 1952). Mais cela n'est, sans doute, qu'approximatif, la détermination optique des feldspaths potassiques étant sujette à caution. (TUTTLE, en donnant ses courbes, fait la restriction suivante :

"Si la composition d'un feldspath est connue... l'angle optique et la position du plan des axes optiques permettront la classification dans l'une des quatre séries ci-contre : Microcline-Cryptoperthite ; Orthose-Cryptoperthite ; Sanidine-Anorthoclase cryptoperthite ; High sanidine-High albite".

D'autre part, TROGER précise que ces mêmes courbes donnent la composition du feldspath potassique en fonction d'un mélange à 93 % d'albite et 07 % d'anorthite). Aussi ne donnons-nous les valeurs $2V_x$ que pour pouvoir les comparer d'un faciès à l'autre.

Ce feldspath, en outre, est toujours perthitique (perthite en veines très fines ou "Hair perthite").

-- Plagioclases. Il se présente sous forme de petits cristaux, engrenés avec le quartz et le feldspath potassique. Il est en général suffisamment peu altéré pour être encore déterminable.

Il est fréquemment antiperthitique, montrant des petites plages de feldspath alcalin aux formes géométriques, allongées dans la direction des plans de macle.

Il est, en effet, toujours maclé, selon une des lois de macle suivantes (par ordre de fréquence décroissant) :

Albite-Ala	Plan gl ; axe perpendiculaire à (100)
Albite	-/- ; -/- (010)
Manebach	-/- ; -/- (001)

Ainsi, là comme dans les amphibolites, la loi de macle Albite-Ala est la plus répandue.

La teneur en anorthite de ces plagioclases est très constante ; 27 à 32 % d'anorthite, le plus souvent 28 %.

Quant à l'exsudat antiperthitique, la valeur de son angle $2V_x$ est -64° , ce qui correspondrait à une orthose à 65 % d'albite.

-- Sillimanite. Elle est toujours présente, en quantité plus ou moins grande. Elle peut être très abondante. Elle a plusieurs habitus.

Le plus souvent, elle est en association orientée avec du quartz lamellaire, de la biotite et de la séricite ; elle forme alors des paquets fibreux flexueux. (ex. : L.M. J45 et J50 a). Toutefois, dans cette matrice fibreuse, se reconnaissent encore souvent des morceaux de sillimanite prismatique (ex. : L.M. J52 a), ou au moins le fantôme de tels prismes.

Fréquemment, dans ces paquets de séricite - sillimanite, se voient de vieilles sections losangiques de sillimanite prismatique d'orientation complètement différente. Il s'agit manifestement là d'une génération antérieure. Parfois,

au cœur de ce prisme, préservé de la séricitisation postérieure, des petites tablettes d'aspect plus frais, à clivage (001) nettement visible, subsistent (ex. : L.M. J45 et A65).

Enfin, dans quelques cas, on a pu observer un troisième faciès : il s'agissait de petits prismes d'aspect très frais, surimposés sur les paquets fibreux, et perpendiculaires à la foliation.

Donc, il y a 3 générations apparentes de sillimanite :

- la première, sous forme de petits prismes très abîmés, dont seuls la morphologie externe et parfois le cœur sont encore reconnaissables;
- la seconde, de loin la plus importante, où la sillimanite fibreuse, associée à de la séricite souligne le plan de foliation visible macroscopiquement ;
- la troisième, enfin, faite des petits prismes d'aspect frais, obliques sur ce plan de foliation.

-- Biotite. Le plus souvent, elle se présente sous forme de baguettes trapues, au clivages nets ; sa longueur atteint 1 mm.

Dans la majorité des cas elle est associée à la sillimanite de seconde génération. Ça et là, elle englobe d'ailleurs aussi de petits prismes à section losangique de première génération (ex. : L.M. J45). En outre, il existe de nouvelles biotites plus petites qui reprennent les précédentes, avec des directions parallèles à celles de la troisième génération de sillimanite. Mais ce phénomène est toujours limité.

La biotite de ces gneiss, comme celle déjà observée dans les amphibolites, est très pléochroïque :

Ng brun-rouge souvent très foncé

Np parfaitement incolore

Elle polarise dans les tons verts.

La signification de la couleur des biotites a déjà été étudiée par plusieurs auteurs (J. HALLE, 1941 ; Y. HAYAMA, 1959 ; R. MICHEL, et P. VIALON, 1965, ...) Nous résumerons rapidement leurs conclusions ici.

La couleur de la biotite est fonction de sa composition chimique ; elle varie avec la teneur en MgO, et surtout celle de TiO₂ et du rapport de (Fe₂O₃ / Fe₂O₃ + FeO.)

Schématiquement, pour une valeur donnée de TiO₂, la coloration passera du vert au brun-rouge sombre quand (Fe₂O₃ / Fe₂O₃ + FeO) décroît, et pour une valeur donnée de ce rapport, la coloration suivra une évolution semblable quand TiO₂ croît. La couleur rouge brun indique donc un faible rapport Fe³⁺ / Fe total, et une forte teneur en TiO₂.

Pour HAYAMA, au fur et à mesure que l'intensité du métamorphisme croît, la teneur en Fe³⁺ décroît et celle en TiO₂ croît, ce qui entraîne que les biotites brun-rouge sont celles des roches très métamorphiques.

Le mica de nos gneiss serait donc de ce type.

Localement, cette biotite peut être chloritisée (formation de pennine). Cela se produit de préférence dans des zones où la forme tordue des biotites reflète une déformation tardive assez intense.

-- Grenat. De taille variable (jusqu'à 2 mm) il existe dans tous les faciès. Comme dans les amphibolites, il est cassé, chloritisé et non déterminable.

Il est souvent rempli d'inclusions : quartz, plagioclase antiperthitique, biotite ; cette dernière tend aussi à se substituer au grenat à partir de ses bordures.

-- Disthène. Dans la sillimanite fibreuse de seconde génération, on trouve parfois de vieilles plages très abîmées qui semblent être du disthène. Dans certains cas, cela est net (B⁺, α ≠ 0°) ; dans d'autres cas, il est trop transformé pour qu'on puisse être sûr qu'il ne s'agit pas plutôt de vieux restes de sillimanite en prisme. Par contre, dans les faciès de Soureille-Bœuf, il est abondant ; il se présente alors comme des petites tablettes (dont la taille atteint 1 mm) souvent associées au grenat (voir L.M. N1).

-- Rutile. Peu abondant, mais presque toujours présent, il existe sous trois formes :

- en petites baguettes très fines, en inclusions dans le quartz ;
- en petites plages aux contours xénomorphes, disséminées irrégulièrement dans la masse cristalline ;
- en fines aiguilles maclées sagénite en épitaxie sur la face p de la biotite.

-- Apatite. Elle peut prendre une certaine importance, sous forme de petits grains arrondis isolés. Leur taille ne dépasse guère 1/2 mm. Il semble également qu'elle puisse former certaines des petites baguettes limpides en inclusion dans le quartz lamellaire.

-- Epidote. Peu abondante, la pistachite apparaît dans les zones chloritisées. Dans les faciès de Soureille-Boeuf, il y a, par contre, une assez grande quantité d'allanite.

-- Minéraux opaques. Ils sont souvent très abondants, dans les gneiss sombres par exemple. Il faut noter, outre divers oxydes, la présence de graphite (qui existe à l'affleurement, et dont les raies caractéristiques sont apparues sur une analyse de roche totale aux rayons X). Nous n'avons sans doute pas présence simultanée d'oxydes et de graphite (il serait en effet anormal de trouver côte à côte des minéraux oxydés et un minéral réducteur), mais présence soit des uns, soit de l'autre. Faute d'étude au microscope métallographique, la répartition exacte n'est qu'approximative. Toutefois, le graphite semble former de préférence des petites lamelles associées à la biotite, dans les faciès les plus riches en silicates d'alumine.

b) Répartition des minéraux dans les différents faciès

Les caractères minéralogiques fondamentaux communs à tous les faciès sont les suivants :

- quartz lamellaire, soulignant la schistosité et délimitant de petites bandes à structure moins orientée ou grano-blastique ;
- dans ces bandes : feldspath potassique toujours perthitique, plagioclase souvent antiperthitique, grenat.

Ces caractères sont typiques des granulites. Nous considérerons donc les gneiss à flammèches de Peyre-Arguet comme des granulites (au moins au sens structural du terme).

Lorsque les flammèches existent, elles sont formées de quartz lamellaire et de sillimanite fibreuse orientés parallèlement, très finement imbriqués (ex. : L.M. 182 a, partie supérieure du dessin).

Nous résumons ici les caractères supplémentaires propres à tel ou tel faciès :

- gneiss sombres : biotite, grenats et minéraux opaques relativement très abondants ; graphite associé à la biotite.

Celle-ci reprend fréquemment le grenat, et est associée à la sillimanite (association orientée de lamelles de biotite et de sillimanite).

C'est dans ce faciès, et uniquement dans celui-ci, qu'existe parfois une génération tardive de biotite et de sillimanite oblique sur la foliation.

Enfin le feldspath potassique est moins abondant que dans les gneiss clairs. Sa structure est parfois poeciloblastique ; dans ce cas, il n'est pas perthitique.

- gneiss clair fin ; plus de minéraux opaques ; biotite peu abondante, jamais associée au quartz lamellaire et à la sillimanite, mais en structure granoblastique isogranulaire avec le quartz allotrioblastique et les feldspaths.

Feldspath potassique assez abondant ; grenats petits et éparpillés dans toute la roche.

- gneiss clair grossier ; la biotite disparaît presque complètement ; les zones faites d'un mélange de quartz lamellaire et de sillimanite (flammèches) prennent une grande extension.

- gneiss sans flammèches ; structure granoblastique isogranulaire (taille moyenne des cristaux ; 100 à 150 microns). Plus de quartz lamellaire, ni de sillimanite.

Minces lits discontinus de biotite (brun-rouge foncé lorsqu'elle n'est pas chloritisée, ce qui est rare, la chloritisation étant ici importante).

Grenats absents ; feldspath potassique, en général perthitique, abondant. ($2V = -80^\circ$; c'est une valeur plus forte que celle habituellement trouvée dans les gneiss à flammèches : il pourrait s'agir de microcline).

Plagioclase ; il faut noter que dans ce faciès, que seul son gisement rattache aux gneiss à flammèches, il y a encore des plagioclases à 28 % d'anorthite, parfois maclés Albite-Ala.

- gneiss de Soureille-Boeuf. (voir L.M. N1). Le grain est plus fin que dans les gneiss à flammèches (100 microns, au lieu de 300 à 600 pour les parties iso granulaires).

Le quartz est nettement prédominant, souvent en structure lamellaire très nette.

Plagioclase et feldspath potassique rares. Nombreux grenats, de taille assez importante (1 mm).

Pas de sillimanite, mais prismes de disthène, parfois légèrement obliques sur la direction de foliation marquée par le quartz lamellaire.

C'est ce faciès qui a la structure granulitique la plus caractéristique.

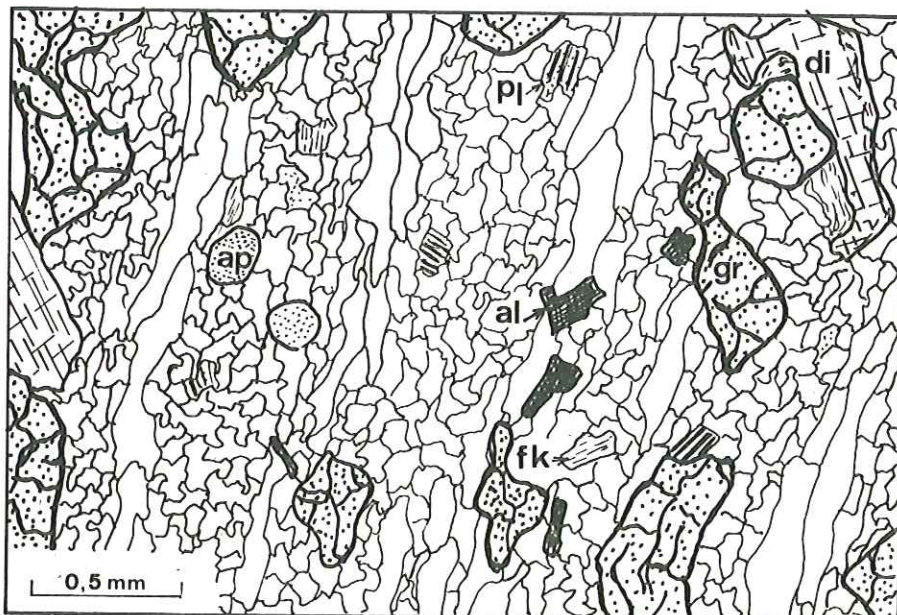
C. - CONCLUSION

Nous rappellerons ici, très succinctement, certains faits qui sont apparus au cours de cette description pétrographique :

- Les amphibolites sont vraisemblablement le résultat de l'évolution d'un vieux massif gabbroïque.
- Les gneiss à flammèches ont une structure de granulite. Ils ont subi des transformations complexes, se traduisant par plusieurs étapes de cristallisation successives. Leur disparité actuelle est sans doute le résultat d'une disparité initiale.
- La relation géographique étroite qui existe entre gneiss à flammèches et amphibolites indique très probablement une liaison directe de ces deux faciès au cours du métamorphisme.

ASPECT MICROSCOPIQUE DES GNEISS A FLAMMECHES

Figures n° 2 à 6



Lame N1

Figure n° 2 - Gneiss de Soureille-Bœuf (Echantillon N1)

Echantillon pris dans le ravin de Soureille-Bœuf (feuille I. G. N. Orcières 1/50 000.

x = 919,46 y = 287,46 z = 2320)

Roche essentiellement quartzeuse, à structure granulitique très nette. Nombreux grenats (gr) ; gros prismes de disthène (di). Plagioclases et feldspaths potassiques perthitiques rares.

Figure n° 3 - Gneiss sombre (Echantillon J50 a)

Région de Peyre-Arguet, rive gauche de la haute vallée des Bans (feuille I.G.N. Saint-Christophe-en-Oisans,

$x = 917,72$; $y = 290,04$; $z = 2550$ environ).

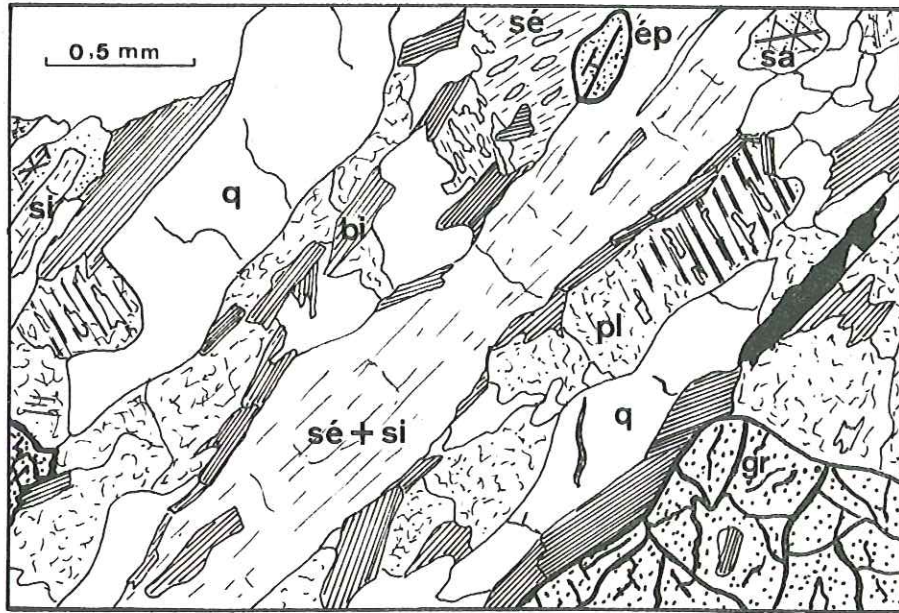
Aspect le plus courant; quartz lamellaire, non associé à la sillimanite. Séricite et sillimanite fibreuse étroitement liées ; biotite bien orientée, se développant localement aux dépens du grenat.

Figure n° 4 - Gneiss clair (Echantillon J52 a)

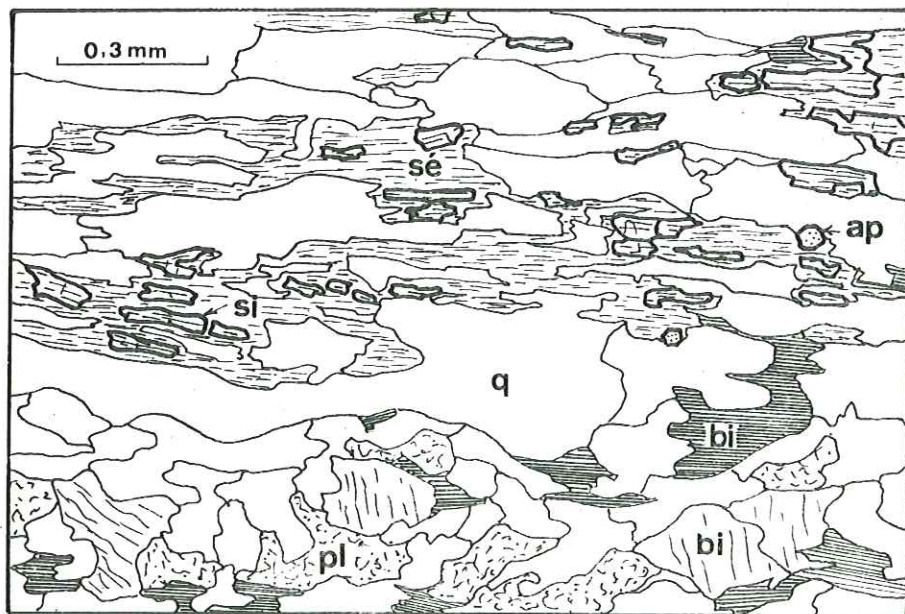
Région de Peyre-Arguet, rive gauche de la haute vallée des Bans (feuille I.G.N. Saint-Christophe-en-Oisans,

$x = 917,71$; $y = 289,98$; $z = 2530$ environ).

Partie supérieure de la lame : fragment de flammèche. Association orientée de quartz lamellaire, de sillimanite fibreuse et de séricite. Restes de prismes de sillimanite de même orientation. Partie inférieure : zone à structure granoblastique, à foliation plus fruste.



Lamé J50a



Lamé J52a

Figure n° 5 - Gneiss sombre (Echantillon J45).

Base de Peyre-Arguet, rive gauche de la haute vallée des Bans (feuille I. G. N. Saint-Christophe-en-Oisans,

x = 917, 81 ; y = 289, 63 ; z = 2200 m)

Echantillon voisine de J50 a, mais ayant gardé les traces d'une évolution complexe.

On notera, en particulier, les vieux prismes de sillimanite, à section losangique, repris indifféremment par de la biotite et de la sillimanite fibreuse ; ces dernières, marquent avec le quartz la foliation.

La biotite de première génération (située dans le plan de foliation) reprend le grenat (en haut à gauche).

Il existe une génération tardive de biotite et de sillimanite.

Le feldspath potassique est parfois pœciloblastique et non perthitique.

Figure n° 6 - Gneiss sombre (Echantillon A. FERRAGNE AF 5).

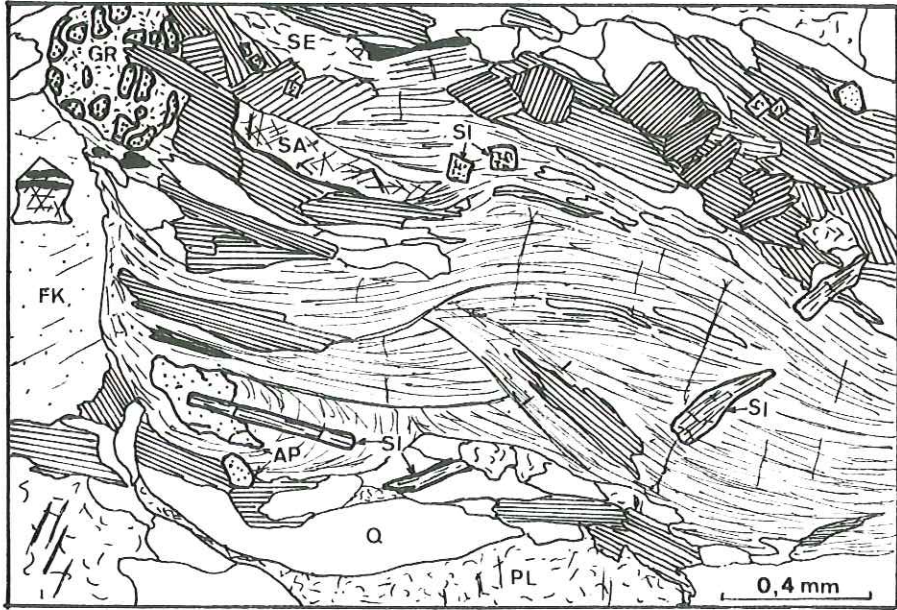
Région de Peyre-Arguet, rive gauche de la haute vallée des Bans (feuille I. G. N. Saint-Christophe-en-Oisans et vallon du Petit Fournet.

Détail d'un vieux prisme de sillimanite repris dans un niveau biotitique.

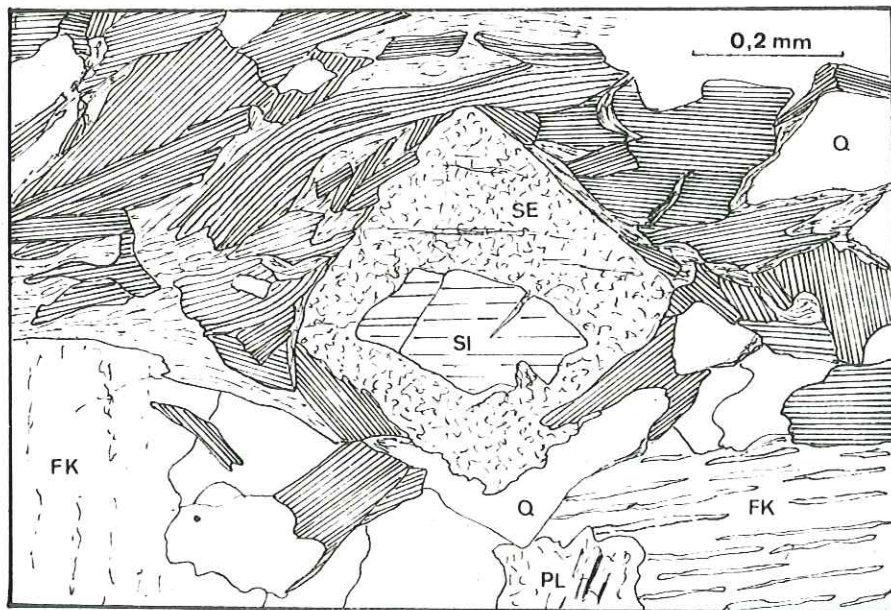
Ici, la taille du prisme de sillimanite est exceptionnelle : 400 microns, alors qu'elle n'excède pas, en général, 50 microns. Une partie a, de ce fait, été préservée de la séricitisation (partie centrale, où les clivages (010) de la sillimanite sont nets).

Tout autour du vieux prisme : biotite, sillimanite fibreuse et séricite.

Feldspath potassique à perthite en veines.



Lame J45



Lame AF5

CHAPITRE III - ENSEMBLE DE CLAPHOUSE

Cet ensemble comprend plusieurs faciès de prime abord assez hétéroclites, mais que nous avons regroupés ici pour faciliter leur description. Nous verrons d'ailleurs plus loin (IIIe partie) qu'en fait, génétiquement, ils forment un tout homogène.

L'ensemble de Claphouse peut se subdiviser en un certain nombre de faciès types, qui sont les suivants :

- Les gneiss rubanés des Bans, ainsi nommés car ils affleurent surtout en rive gauche de la haute vallée des Bans, sur les polis glaciaires de Peyre-Arguet, à l'Est de l'ensemble de Peyre-Arguet proprement dit.
On retrouve aussi de tels faciès dans le haut vallon du Rascrouset (vallon situé au Sud Ouest de la pointe du même nom), et en rive gauche du vallon de la Selle, sur les replats glaciaires situés vers 2600 m d'altitude, à la base de la pointe des Bouchiers.
- Les gneiss du Sélé, qui prolongent les précédents au Nord. Ils forment essentiellement le fond du cirque du Sélé et la pointe du même nom. Ils réapparaissent au Nord du granite du Sélé, sur les contreforts nord de la pointe du Riéou Blanc (sommet situé au Nord Est de la pointe Guyard).
- Les faciès amphibolitiques de Claphouse, qui affleurent principalement dans le fond du haut vallon de Claphouse.
- Les gneiss biotitiques de Claphouse. Ils forment la suite des précédents et occupent toute la base du vallon de Claphouse et de la crête de l'Agulier. On les retrouve de l'autre côté du torrent de Celse-Nière, sur les pentes inférieures sud et est du mont Pelvoux (le long du chemin du refuge du Pelvoux, par exemple).

Ces faciès étant très différents, nous les décrirons tour à tour, d'abord macroscopiquement, puis d'après lame mince.

Enfin, tous ces faciès ont été baptisés gneiss : nous ne reviendrons pas ici sur le sens qu'il faut attribuer à ce mot qui, avons-nous dit, est purement descriptif (cf. p. 17).

A. - LES GNEISS DES BANS

1) Description macroscopique

En rive gauche de la haute vallée des Bans, où nous définirons les faciès types, les limites approximatives de ces gneiss sont : au Sud, la vallée des Bans ; à l'Ouest, les faciès à flammèches de Peyre-Arguet ; au Nord, la crête des Bœufs-Rouges (crête qui joint le sommet des Bœufs-Rouges à la pointe Guyard) ; à l'Est enfin, le granite circonscrit du Riéou-Blanc.

Leur faciès le plus remarquable est un faciès de gneiss à tendance œillée, qui existe surtout à la partie supérieure des polis glaciaires, vers 2800 m d'altitude. Bien qu'il soit peu répandu ici, nous le décrirons en premier : c'est en effet celui dont les caractéristiques sont les plus tranchées.

Il s'agit d'un gneiss de teinte générale assez claire, fait de deux parties parfois peu nettement distinctes : une partie leucocrate très feldspathique ; une partie plus sombre, biotitique et chloriteuse.

Il n'y a pas de "lités" véritables, car les parties claires, bien que prédominantes, sont discontinues, formant des "poissons" aux extrémités effilées. De place en place, les parties feldspathiques se gonflent considérablement : ce sont les yeux.

Dans certains cas favorables, il est encore possible de distinguer dans ces yeux un cœur fait d'un feldspath automorphe (taille pouvant atteindre 2 ou 3 cm) orienté de manière quelconque par rapport à la direction de la foliation, prolongé aux extrémités par des traînées feldspathiques granulées, étirées dans ce plan de foliation. Nous avons manifestement là de vieux phénocristaux "abîmés" par des événements ultérieurs (granulation du feldspath, aspect fluidal).

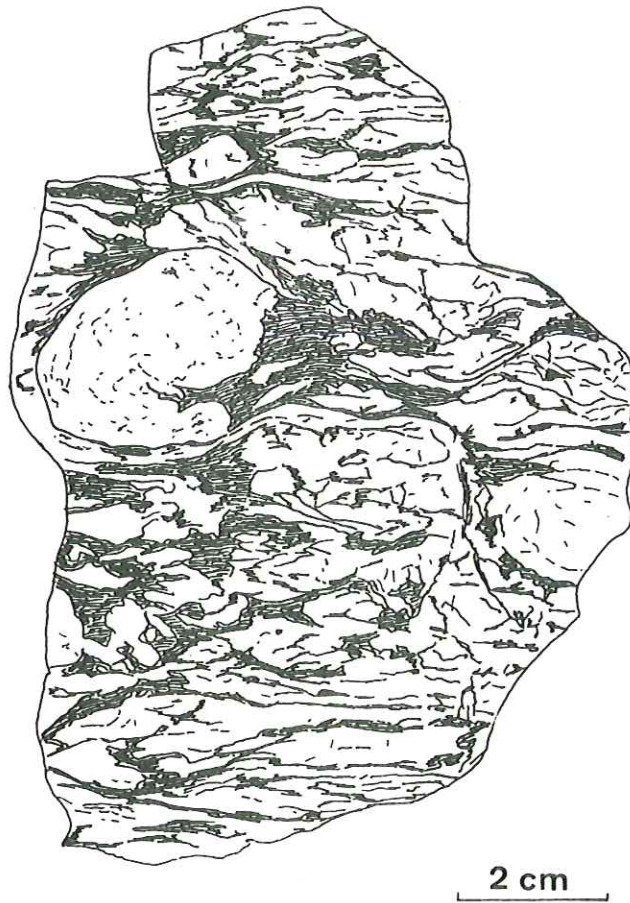


Figure n° 7 - Gneiss des Bans, faciès œillé.

Mais le plus souvent, ces feldspaths automorphes n'apparaissent plus ; seule se voit une amande granulée, souvent repliée sur elle-même (voir fig. n° 7 : cas un peu exceptionnel où l'une de ces amandes plissées est suffisamment peu écrasée pour que l'on puisse reconnaître un œil).

Quant aux parties sombres, elles forment une matrice continue de feuillets micacés ou chloriteux, contournant les yeux.

Mais ce faciès œillé est rarement préservé ; le plus souvent, il est remplacé par un faciès de gneiss rubanés, d'aspect général parfois proche. Mais les parties leucocrates, si elles peuvent encore former des niveaux irréguliers (renflements par endroits), ne sont plus discontinues. En corollaire, les parties sombres forment maintenant de minces interlits, souvent plus biotitiques que chloriteux.

Nous avons passage progressif de l'un à l'autre de ces faciès par simple aplatissage et étirement des yeux, qui finissent par se rejoindre pour former les lits clairs. En regardant avec un peu d'attention les gneiss rubanés, il est d'ailleurs rare qu'on ne puisse retrouver dans les niveaux feldspathiques des têtes de microplis, restes possibles des yeux plissés.

Ces faciès affleurent également dans la partie supérieure du vallon de la Selle. Ici le type prédominant est celui "gneiss œillé", où les vieux feldspaths se voient encore très nettement, car relativement peu abîmés (très bel exemple de ce faciès sur un gros bloc éboulé, à quelques mètres au Sud de la cabane du Jas Lacroix).

Dans ce cas, ce faciès n'est pas sans rappeler un faciès très répandu dans le Haut-Champoléon : les "gneiss de Crupillouse" (quoique dans ceux-ci les plages chlorito-biotitiques soient moins importantes, ne formant plus que des petites cupules entre les feldspaths, considérablement développés). Ces gneiss ont été cartographiés par P. TERMIER en partie comme des granites, en partie comme des gneiss (feuille Briançon 1/80 000) et sont interprétés aujourd'hui (P. LE FORT et al., 1968) comme des orthogneiss.

2) Liaison de ces gneiss avec les faciès avoisinants

Dans la région de Peyre-Arguet, ces gneiss sont en contact avec le granite du Riéou-Blanc à l'Est (contact très net avec un granite parfaitement intrusif) ; au Nord, le passage aux gneiss du Sélé se fait dans les flancs escarpés de la pointe des Bœufs-Rouges ; comme c'est en général le cas dans le massif du Pelvoux, les voies d'accès possibles aux crêtes sont soit des arêtes où le rocher très brisé, se voit mal, soit des couloirs, traces dans la morphologie de fractures, et où n'affleurent que de la mylonite et des roches très tectonisées.

Au Sud, le passage avec les faciès de la Selle se fait au fond de la vallée des Bans (il est alors masqué par les éboulis), ou de l'autre côté de la vallée, dans le raide versant nord de la crête de Malamort.

Par contre, à l'Ouest, les relations avec les faciès de Peyre-Arguet sont bien visibles ; nous noterons les faits suivants :

- le passage se fait latéralement (nous entendons par latéralement ; en suivant les directions de foliation) de manière continue ; il y a apparition progressive (mais assez brutale tout de même ; sur quelques dizaines de mètres) des faciès "gneiss des Bans" dans les faciès "gneiss à flammèches". Cela se fait par accroissement des parties quartzo-feldspathiques au détriment des parties biotitiques, et apparition de limites plus franches entre elles ;
- cela se fait régulièrement d'un niveau à l'autre, aussi y a-t-il une "interstratification" apparente des deux faciès dans la zone de passage ;
- jusqu'à une certaine distance de cette zone, on retrouve localement dans les gneiss à flammèches des petites passées proches du faciès "gneiss des Bans" ;
- de même, on peut encore trouver de petites flammèches caractéristiques isolées dans les gneiss des Bans, en dehors de la zone de transition (mais jamais très loin - 100 m au maximum - de celle-ci).

En fait, ce passage progressif peut ne pas se voir, les deux faciès étant souvent en contact tectonique.

Si dans les gneiss de Peyre-Arguet les différents faciès semblaient dus à des différences lithologiques d'un niveau à l'autre, le passage des gneiss à flammèches au gneiss des Bans semble devoir provenir autant d'une variation, peut-être latérale, du dépôt antémétamorphique que d'une variation dans ce métamorphisme.

D'autre part, l'existence de vieux feldspaths automorphes se granulant fait immédiatement penser à une roche d'origine "ortho" .

3) Description microscopique

Dans ces faciès, les minéraux sont les suivants : quartz, feldspath potassique, plagioclase, grenats, muscovite, silimanite et séricite.

-- quartz. En dehors de certaines zones, il est très abondant ; comme dans les gneiss à flammèches, il existe encore sous deux faciès :

- associé à d'autres minéraux (en particulier plagioclase) en structure isogranulaire engrenée. Sa taille n'excède pas alors 0,5 mm ;
- en structure lamellaire : il rappelle alors beaucoup les quartz des granulites. Il forme des plages étirées, pouvant atteindre 0,5 x 5 mm, parfois monocristallines, à extinction onduleuse (les flaques de quartz des gneiss de Peyre-Arguet étaient, pour leur part, presque toujours formées de plusieurs cristaux lamellaires associés). Très fréquemment, il est associé à de la biotite chloritisée et à de la séricite qui peuvent exister en inclusions, disposées parallèlement à l'allongement du quartz (alors que dans les gneiss à flammèches, les inclusions du quartz avaient une direction quelconque).

Il ne semble pas douteux qu'on ait d'anciennes plages quartzitiques de type granulitique ayant recristallisé pour donner l'assemblage actuel (voir lame J20).

-- Séricite et sillimanite. Associés au quartz lamellaire, on trouve des paquets bien orientés de séricite et de sillimanite fibreuse.

-- Biotite. Il n'y a plus que très rarement de la biotite, car elle est presque toujours chloritisée (formation de pennine, avec exsudation d'oxydes de fer dans les clivages). Mais certaines petites biotites incluses dans le quartz lamellaire sont moins transformées ; elles sont alors brun rouge, à pléochroïsme net, et ressemblent beaucoup à celle des gneiss de Peyre-Arguet.

-- Chlorite et muscovite. En certains points, le long de petites cassures semble-t-il, des agrégats de chlorite et de muscovite (petites paillettes de 50 x 400 microns au maximum) existent en assez grande quantité. Ils sont très nettement de génération tardive.

-- Plagioclase. Il apparaît en petits cristaux engrenés avec le quartz. En général, il est séricitisé (parfois, légère saussurisation avec apparition de tout petits grains d'épidote de taille inférieure à 2 microns). Sa teneur en anorthite varie entre 28 et 38 % (en général, voisine de 32 %). Là aussi, des individus de composition assez différente sont souvent associés : par exemple, association dans une macle albite d'individus de 32 à 37 % d'anorthite.

Les lois de macle Albite et Albite-Ala ont été observées en quantité à peu près égale (du moins à proximité de la limite avec les gneiss à flammèches, la macle Albite-Ala disparaissant au profit de la macle de type Albite lorsqu'on s'éloigne de cette limite).

-- Feldspath potassique. Assez peu abondant en dehors des yeux, il forme de petits cristaux régulièrement répartis dans les zones à quartz et plagioclase en structure engrenée. Il est à tendance xénomorphe assez nette.

Toujours perthitique (perthite en veines fines) la valeur de l'angle de ses axes optiques vaut : $2V = -76$. Il s'agirait (ROUBAULT, 1963) d'une orthose à 45 % d'albite.

-- Apatite. Peu abondante, elle forme des petits granules très ronds, dont la taille n'excède pas 0,2 mm.

-- Epidote. Elle est en général peu abondante (quelques petits grains isolés). Elle apparaît également en très faible quantité lors de l'altération du plagioclase (saussurite).

Composition des yeux

Ceux-ci sont formés en très grosse majorité par du feldspath potassique, auquel s'ajoutent en quantité beaucoup moindre un peu de quartz, plagioclase et biotite chloritisée.

La structure est granoblastique isogranulaire (taille des cristaux de l'ordre de 0,5 mm) ; les cristaux sont très peu engrenés.

Ces feldspaths potassiques sont perthitiques ; la valeur de l'angle des axes optiques $2V$ est très constante : -76 à -78° . La teneur en albite est sans doute voisine de 45 %.

Fréquemment, entre deux cristaux (soit deux feldspaths potassiques, soit un feldspath potassique et un plagioclase, soit un feldspath potassique et un quartz) un petit chapelet de grains d'albite apparaît (épaisseur des grains : environ 20 microns). Nous l'appellerons : "albite intergranulaire".

Quant aux plagioclases, peu nombreux, ils présentent parfois des caractères un peu particulier (voir lame J19).

Ce sont en général des plagioclases séricitisés (très peu d'épidote dans le produit d'altération), dont la teneur en anorthite, là aussi, oscille autour de 32 %, maclés soit Albite, soit Albite-Ala. Ils sont donc très analogues aux plagioclases décrits plus haut (p. 25).

Mais, il existe souvent tout autour un liséré pas du tout altéré, dans lequel se prolongent les macles de la partie séricitisée. Une mesure faite sur un feldspath de ce type (lame J19) a donné les résultats suivants :

- partie intérieure séricitisée : individus à 30 et 32 % d'anorthite associés par une macle de type Albite-Ala ;
- partie extérieure non séricitisée : mêmes individus à 30 et 32 % d'anorthite, mais associés par une macle de type Albite.

Cela indiquerait que les plagioclases, à leur périphérie, ont subi une recristallisation (changement du type de macle, tout en gardant les mêmes plans d'association (010)), mais que celle-ci s'est faite de manière isochimique.

Enfin, il existe du quartz, sous forme de cristaux aux contours peu découpés, éparpillés parmi les feldspaths. Ces plages sont rares, et leur taille n'excède pas 0,1 mm.

En conclusion, il semble que si ces yeux sont bien de vieux phénocristaux de feldspath potassique, ils aient été complètement granulés, puis recristallisés. L'apparition de bordures de réaction limitées montre que les recristallisations se sont faites à petite échelle ; aussi la composition constante du feldspath est-elle sans doute initiale et non pas due à une homogénéisation postérieure au cours de cette recristallisation. Elle reflète l'origine monocristalline de chaque "œil".

- En s'éloignant de la zone de passage, les faciès évoluent légèrement. On peut noter les différences suivantes :
- le quartz a des structures beaucoup moins nettes ; en général, il n'y a plus de cristaux lamellaires individualisés, mais des amas de petits quartz très engrenés entre eux ou avec les minéraux voisins. Seule l'enveloppe de ces amas quartzeux rappelle encore parfois le quartz de type granulitique ;
 - la macle Albite-Ala disparaît dans les plagioclases au profit de la macle Albite ;
 - la sillimanite fibreuse n'est souvent plus associée à de la séricite ;
 - enfin, en dehors des zones à tendance œillée, on a encore des petites plages de feldspath potassique prédominant nettement. Toutefois, elles ne forment plus des yeux, mais de véritables lits.

4) Conclusion

Il existe donc dans les gneiss des Bans de vieux éléments macroscopiques (flammèches) et microscopiques (quartz en structure lamellaire associé à de la biotite et de la sillimanite ; plagioclases maclés Albite-Ala) qui rappellent assez nettement les gneiss de Peyre-Arguet.

Mais ceux-ci s'atténuent ou disparaissent assez vite quand on s'éloigne du contact avec les gneiss à flammèches.

D'autre part, compte tenu du passage continu des gneiss œillés aux gneiss rubanés, les gneiss des Bans forment un ensemble particulier, assez homogène et très différent de celui de Peyre-Arguet.

On peut le caractériser par son abondance en feldspath potassique, formant localement des yeux. Ceux-ci jouent un rôle de témoin important : existant avant le stade final du processus de recristallisation, peut-être dus à un premier stade de ce métamorphisme, ou plus nettement antémétamorphiques, ils attestent de l'évolution complexe de ces roches.

B. - LES GNEISS DU SELE

1) Gisement ; description macroscopique

Ces gneiss forment le fond du haut bassin du glacier du Sélé. Ils prolongent vers le Nord les gneiss des Bans, mais les relations avec ces derniers sont peu visibles, le passage se faisant quelque part dans la crête des Bœufs-Rouges. D'autre part, ils affleurent peu, car ils sont en grande partie masqués par le glacier du Sélé et n'apparaissent guère que dans les versants abrupts qui l'entourent. Aussi ne les avons-nous étudiés qu'assez succinctement.

Macroscopiquement, ils présentent un faciès de gneiss très fins, massifs, assez homogènes. Le litage, quand il se voit, est souvent fruste et discontinu.

C'est une roche assez sombre, à très nombreuses petites biotites. Il n'y a pas ségrégation franche entre lits mélanocrates et lits leucocrates, mais plutôt apparition de minces passées quartzo-feldspathiques, plus claires, dans une matrice biotitique.

Ces gneiss sont souvent très "granitisés" : la roche prend alors un faciès clair, à grain plus grossier. La biotite disparaît. Seuls subsistent quelques minces lits discontinus et assez mal orientés de chlorite. Quant aux zones leucocrates, elles se développent aux dépens des précédentes.

Cette granitisation est très irrégulière. Elle est cependant plus nette vers le Nord Est (base de la pointe Guyard, pointe du Sélé, contrefort oriental du col de l'Ailefroide, au Nord de cette dernière) que vers le Sud (crête des Bœufs-Rouges). Elle augmente donc lorsqu'on va vers les faciès amphibolitiques de l'Ailefroide. De manière assez paradoxale, elle augmente aussi avec l'altitude ; ainsi par exemple, une coupe à travers l'arête est nord est de la pointe du Sélé montre à la base de l'éperon (vers 2 800 m d'altitude) des faciès fins peu "granitisés" ; mais au fur et à mesure que l'on monte ceux-ci disparaissent au profit de faciès très granitoïdes, qui forment le sommet (3 557 m).

2) Description microscopique

a) Faciès peu granitisé (voir fig. n° 8, p. 47)

La structure est granoblastique isogranulaire, assez mal orientée à cette échelle. La taille des minéraux dépasse rarement 300 à 400 microns. Lorsque l'orientation existe, elle est marquée par les biotites, qui s'alignent selon deux directions différentes, dont l'une est postérieure à l'autre et beaucoup moins nette.

On a pu observer les minéraux suivants :

-- Quartz. Il est en structure isogranulaire peu engrenée et ne présente jamais de structures lamellaires, à la différence des faciès précédents.

-- Plagioclase. Fréquemment non maclé, il ne se reconnaît alors qu'à sa légère séricitisation. Parmi les individus maclés, certains sont très altérés, d'autres, plus rares, pratiquement pas.

Les caractéristiques optiques sont les suivantes :

- individus séricitisés : teneur en anorthite voisine de 25 %, type de macle Albite ou Albite-Ala ;
- individus non séricitisés : teneur en anorthite analogue (23 à 26 %), mais macles de type Albite.

Nous retrouvons donc ici la dualité déjà décrite dans les gneiss des Bans : disparition des macles de type complexe dans des plagioclases apparemment recristallisés (non altérés), mais pas de changement dans la teneur en anorthite.

-- Feldspath potassique. Il n'existe pas (ou en très minime quantité) dans ce faciès.

-- Biotite. Elle est très abondante et assez régulièrement répartie dans toute la roche, sous forme de petites baguettes trapues, souvent très enchevêtrées. Sa taille est de l'ordre de 100 x 300 microns.

Son pléochroïsme est net : ng brun assez pâle, np incolore ; il est cependant beaucoup moins accusé que celui des biotites des gneiss de Peyre-Arguet.

Dans ces faciès du Sélé peu granitisés, elle n'est jamais chloritisée, sauf parfois le long de petites cassures.

-- Sillimanite. Elle existe assez fréquemment, dans quelques cas sous forme de tablettes bien conservées, de taille atteignant 0,5 mm (voir lame F2), le plus souvent en relique dans des paquets de séricite.

Elle est toujours orientée selon la première direction des biotites.

-- Apatite. Il en existe çà et là quelques petits granules, jamais automorphes, dans des plages sériciteuses.

-- Muscovite. Elle peut prendre une certaine extension dans les zones tectonisées. Ici comme ailleurs, elle est tardive.

-- Oxydes. Cette roche contient une grande quantité d'hématite.

b) Faciès très granitisé

La structure est peu orientée, souvent hétérogranulaire, engrenée. Les minéraux suivants apparaissent :

-- Quartz. Il se présente en général sous forme d'amas faits de petits cristaux très engrenés dont la taille ne dépasse guère 150 microns.

-- Plagioclase. Assez abondant, il est presque toujours altéré. Sa teneur en anorthite, là aussi, varie de 23 à 26 %. Il est maclé albite.

-- Feldspath potassique. Il prend une très grande importance dans ce faciès, où il forme près de la moitié de la roche (alors qu'il était absent auparavant).

Sa taille est assez grande (plus d'un mm) ; xénomorphe, il est fréquemment pœcilitique. Il englobe en particulier de nombreux restes plagioclasiques et souvent du quartz sous forme de petites gouttes.

Il est toujours légèrement perthitique (perthite en veines irrégulières, différente de celle des gneiss de Peyre-Arguet). L'angle 2V de ses axes optiques vaut -56° . Cette valeur serait celle d'une orthose contenant 25 % d'albite.

Il y a souvent des formes de réaction au contact feldspath alcalin - feldspath calco-sodique : par exemple, des bourgeons myrmékitiques se développent dans le feldspath potassique. En d'autres endroits, le plagioclase présente une auréole non séricitisée là où il est en contact avec l'orthose.

-- Biotite et chlorite. La biotite a complètement disparue dans ce faciès. Elle est en effet toujours chloritisée : il y a apparition de pennine, dont les clivages sont soulignés par des oxydes de fer.

Cette chlorite, du reste, est peu abondante. Il n'en reste guère que des petits amas épars, mal orientés (mais où peuvent se retrouver parfois deux directions de foliation), et çà et là, rongés par le feldspath potassique, quelques individus isolés.

-- Apatite. Elle est, semble-t-il, plus abondante que dans le faciès précédent, et en général associée à la chlorite.

Ainsi, ce faciès "granitisé" diffère nettement du précédent ; en particulier les feldspaths potassiques prennent une grande importance, peut-être aux dépens des biotites chloritisées.

Nous avons décrit là deux types extrêmes : le premier avait été récolté en rive droite du glacier du Sélé, à la base des escarpements de la pointe du Riéou-Blanc, le second au sommet de la pointe du Sélé, dans une zone proche du granite d'anatexie. Etant donné que le passage entre ces deux faciès se fait de manière continue sur le terrain, il est vraisemblable que tous les intermédiaires existent.

3) Conclusion

Il ressort, dès maintenant, de l'étude des gneiss du Sélé les faits suivants :

- c'est un faciès qui garde les traces d'une évolution complexe : vieille sillimanite, deux générations de biotite ;
- il y a une "granitisation" (feldspathisation). Celle-ci est variable, mais dans l'ensemble, est plus intense lorsqu'on se rapproche des faciès amphibolitiques de l'Ailefroide.

C. - LES GNEISS BIOTITIQUES DE LA BASE DE CLAPHOUSE

1) Localisation. Relations avec les faciès voisins

La base du vallon de Claphouse (c'est-à-dire sa partie qui est orientée Ouest Sud Ouest - Est Nord Est) est formé en rive droite par le granite de Claphouse (cf. A. BARBIERI) et en rive gauche par ces gneiss. Ils forment en effet toute la terminaison est de la crête de l'Agulier (crête qui sépare le vallon de Claphouse de la vallée de Celse-Nière), dont le flanc sud, peu raide, présente de bonnes conditions d'observation. Ils affleurent aussi dans les barres que traverse le

chemin de l'Alpe de Claphouse, vers 1800 m d'altitude. Enfin, ils existent dans la moitié inférieure du versant sud du mont Pelvoux.

Dans le vallon de Claphouse, ces gneiss sont limités à l'Ouest par des faciès très amphibolitiques, soit du type "sommet de l'Ailefroide" (voir chapitre III) soit du type Claphouse proprement dit, dont nous parlerons au paragraphe suivant.

Ils sont essentiellement biotitiques, mais comprennent toutefois quelques niveaux à amphibole prédominante, à la différence des gneiss des Bans. Dans la zone de passage au faciès type "sommet de l'Ailefroide", ces niveaux sont en général serpentineux plutôt qu'amphibolitiques. Nous les étudierons au paragraphe suivant.

Sur les flancs du Pelvoux, un phénomène (qui peut déjà s'observer, quoique à échelle plus réduite, dans le vallon de Claphouse) se voit nettement : la texture gneissique, au fur et à mesure que l'on monte, tend à disparaître par "granitisation" progressive ; le terme ultime de cette évolution est un véritable granite d'anatexie, qui forme les parties sommitales du Pelvoux et du pic Sans Nom, où il est recoupé par le granite circonscrit de Sialouze (ces granites correspondent sans doute au "granite ancien" et au "granite jeune" du pic Sans Nom que P. BELLAIR définissait en ce lieu).

Il faut noter que ce "granite d'anatexie" est, du point de vue topographique, au-dessus des zones beaucoup moins mobilisées de la base du mont Pelvoux ou de Claphouse.

Dans le vallon de Claphouse, le phénomène est très analogue : la granitisation envahit de plus en plus les gneiss au fur et à mesure que l'on monte, pour atteindre son stade maximum (anatexite) près du contact avec les amphibolites de type sommet de l'Ailefroide.

Il se passe donc ici une évolution très semblable à celle déjà observée dans les gneiss du Sélé, qui se transformaient de plus en plus quand on s'approchait des mêmes amphibolites.

2) Description macroscopique

Nous prendrons ici comme faciès type, les gneiss de la barre du chemin de l'Alpe de Claphouse, peu affectés par le phénomène de granitisation.

C'est un gneiss biotitique d'aspect général très sombre, bien que les niveaux mélanocrates ne soient pas particulièrement abondants. Ils sont en effet assez minces (moins de 1/2 cm, contre des épaisseurs de l'ordre de 1 cm pour les parties leucocrates), discontinus, irréguliers, mais très noirs : ils sont formés de petites biotites et d'une matière noirâtre, peut-être graphiteuse. C'est elle qui donne à ce faciès sa teinte générale sombre.

Les parties claires sont quartzieuses et très feldspathiques. Leur grain est grossier : en moyenne de l'ordre de 2 mm ; certains feldspaths, dont l'aspect est alors presque idiomorphe, peuvent atteindre 1 cm. Dans ce cas, un liséré biotitique les enveloppe presque totalement.

Les contacts entre niveaux leucocrates et mélanocrates sont très francs, mais jamais bien réglés comme dans un gneiss ordinaire. Les premiers pénètrent souvent dans les seconds, en y dessinant des "golfs" séparés par des "caps" où s'accumulent les biotites. C'est une texture courante de migmatite (MEHNERT, 1968).

Malgré le manque de régularité des lits, la foliation est assez nette : difficilement mesurable en un point donné, elle est très visible dès que l'échelle devient suffisante (décimétrique par exemple). Ces gneiss (que nous appellerons indifféremment gneiss ou migmatite rubanée) sont par ailleurs assez plissotés ; ils peuvent montrer des figures de plissements complexes et superposées.

3) Description microscopique

Nous décrirons successivement deux faciès : le premier dans les gneiss apparemment peu granitisés (barre du sentier de l'Alpe de Claphouse ; échantillons H16, G17), très éloignés des faciès type "amphibolite du sommet de l'Ailefroide" ; le second beaucoup plus proche de ces derniers (échantillon AF56c) dans des gneiss où, macroscopiquement, la "granitisation" est déjà importante (alentours du refuge du Pelvoux).

a) Gneiss de la barre du sentier de l'Alpe de Claphouse

On retrouve en lame mince la séparation très franche du leucosome et du mélanosome : il y a deux parties nettement séparées : l'une formée que de minéraux clairs, l'autre uniquement mélanocrate. La limite entre elles montre souvent les structures caractéristiques en "golfs" déjà visibles sur l'échantillon. A cette échelle, leur forme est polygonale.

Les minéraux sont les suivants :

- dans le leucosome

-- Quartz. Il présente des formes variées :

. Quartz en "goutte" : il s'agit de petites inclusions de quartz, en forme de gouttelettes, dans le plagioclase. Elles sont abondantes, surtout près de la limite leucosome-mélanosome. Deux gouttes, même voisines n'ont pas en général la même orientation optique.

. Quartz interstitiel : il forme des agrégats irréguliers, faits de cristaux en structure légèrement engrenée; leur taille ne dépasse pas 0,5 mm. Ils sont disposés entre les plagioclases.

. Myrmékite : au contact du quartz et du plagioclase, des bourgeons myrmékites peuvent se développer dans ce dernier. Leur taille est faible : 100 microns environ.

-- Plagioclase. C'est le constituant principal du leucosome. Il forme des cristaux hypidiomorphes, dont la taille peut être importante : plusieurs mm parfois (voir lame G 17, fig. n° 12 partie du bas). Il ne montre ni direction, ni allongement préférentiels.

Sa composition est très constante ; même lorsqu'il est de grande taille et relativement idiomorphe, il n'est jamais zoné. Sa teneur en anorthite est uniformément 28 à 30 %.

Dans quelques rares cas, ce plagioclase est antiperthitique.

Lorsqu'il est maclé, son type de macle le plus commun est le type Albite. Nous n'avons trouvé qu'une fois une macle complexe ; c'était une macle de type Albite-Ala.

-- Feldspath potassique. Il est très rare dans ce faciès.

-- Minéraux divers. Il peut exister, en dehors du plagioclase et du quartz, des agrégats à contours extérieurs souvent rectilignes, faits de petites paillettes de muscovite et de chlorite dans une matrice de quartz (prédominant) et de plagioclases. Ces agrégats sont en général entourés d'une couronne de myrmékite.

- dans le mélanosome

Il y a surtout des biotites, parfois chloritisées, souvent associées à un minéral opaque qui est sans doute du graphite. Outre la biotite, il peut y avoir un peu de grenat et quelques grains d'apatite.

La biotite est pléochroïque : Np incolore ou beige pâle,

Ng brun peu accentué.

Elle se présente différemment selon les variétés du faciès :

- Dans les migmatites rubanées peu évoluées (exemple : LM H 16) : Il existe deux générations de biotite. La première souligne la foliation ; elle est formée de cristaux de grande taille (jusqu'à 1 mm), qui cloisonnent des parties leucocrates aux formes convexes, mais sans structure en golfe, nette.

En travers de ces biotites, on peut en voir d'autres, manifestement plus tardives, plus petites (moins de 0,2 mm). Elles ne sont pas suffisamment abondantes pour estomper l'ancienne foliation.

- Dans les migmatites rubanées plus évoluées (sous ce terme, nous désignons des faciès voisins des précédents, mais où sur l'échantillon, les structures en golfe se voient mieux). Nous retrouvons les deux générations de biotite. La foliation est moins nette; les individus de première génération ne sont plus réglés dans des plans, mais en structure polygonale autour des golfs ; ces structures sont nettement soulignées par le matériel graphique associé à la biotite.

Les cristaux de génération tardive prennent ici plus d'extension ; leur taille augmente (elle atteint 1/2 mm) ; ils sont particulièrement abondants dans les "caps" entre deux golfs.

b) Gneiss de la région du refuge du Pelvoux

Ils ressemblent beaucoup aux précédents ; toutefois, dans cette région, on peut voir déjà de nombreuses bouffées de matériel granitique ou aplitique transformer localement les gneiss, bien préservés en d'autres endroits.

En lame mince, ces faciès, dans les zones où la texture gneissique a été conservée, sont voisins des précédents. Il y a encore un leucosome quartzo-feldspathique et un mélanosome biotitique. Mais il est irrégulier, discontinu, peu orienté. Nous n'avons plus une ou deux orientations privilégiées de biotite, mais des amas de petits cristaux (taille entre 30 et 50 microns) enchevêtrés, où la chronologie devient difficile. Il semble que dans ce cas, il n'y ait plus que des biotites de seconde génération.

4) Conclusion

- Certains caractères (structure, différenciation très nette en leucosome et mélanosome) permettent d'affirmer que les gneiss biotitiques de Claphouse sont des migmatites.
- Ces migmatites ont subi des recristallisations successives : double génération des biotites, orientées différemment.
- Macroscopiquement, ces migmatites évoluent vers des termes beaucoup plus granitisés, anatectiques. Microscopiquement, cette évolution se traduit ainsi :
 - modification des structures dessinées par la première génération de biotites (accentuation des structures en "golfe") ;
 - recristallisation de plus en plus poussée des biotites de seconde génération aux dépens des premières. A la limite, celles-ci ne sont plus reconnaissables.

On est donc en droit de penser qu'il y a eu deux stades de "migmatisation" ou de recristallisation :

- . au premier stade, on peut rapporter la première génération de biotites et les structures avec ségrégation d'un mélanosome et d'un leucosome ;
- . au second stade, correspondent sans doute les biotites de seconde génération, qu'on peut considérer comme les premiers effets atténués, de la granitisation qui, par endroits, prédomine.

Ces deux stades semblent assez indépendants l'un de l'autre.

D. - LES GNEISS AMPHIBOLITIQUES DE CLAPHOUSE

Sous ce nom, nous décrivons deux faciès assez différents :

- Les niveaux amphibolitiques ou serpentiniteux intercalés dans les gneiss précédents (gneiss biotitiques : paragraphe C).
- Certains faciès très amphibolitiques, à figures de migmatisation particulières, qui affleurent à mi-hauteur du vallon de Claphouse. Nous n'en ferons qu'une description très succincte.

1) Les niveaux amphibolitiques ou serpentiniteux

a) Cisement. Description macroscopique

Des niveaux amphibolitiques existent un peu partout dans les gneiss biotitiques. Ils sont minces (rarement plus de 2 ou 3 m), assez irrégulièrement répartis et souvent espacés.

Ils sont interfoliés dans les gneiss ; ils peuvent se suivre, dans certains cas favorables, sur d'assez longues distances (plus de 100 m), souvent étirés et boudinés.

Le passage aux gneiss biotitiques est rapide bien que progressif ; il n'y a pas contact net, mais enrichissement en amphiboles des lits biotitiques. Rapidement les amphiboles restent les seuls minéraux sombres.

Ces niveaux montrent des formes de migmatisation légèrement différentes des faciès biotitiques : il s'agit maintenant de gneiss finement lités au grain fin, où les lits clairs sont peu abondants mais très réguliers. Il n'y a pas souvent,

à la différence des gneiss biotitiques, de limite tranchée entre leucosome et mélanosome, mais le passage de l'un à l'autre se fait par simple variation des proportions relatives de minéraux clairs et d'amphiboles.

Ces gneiss régulièrement lités forment habituellement la partie centrale du niveau ; sur ses bordures, la mobilisation est plus poussée ; il y a différenciation plus nette du leucosome et du mélanosome, puis apparition de textures agmatitiques ou surréitiques.

Mais dans tous les cas, la migmatisation apparente des niveaux amphibolitiques est moins avancée que celle des niveaux biotitiques environnants, auxquels leur situation interfoliée les rattache sans aucun doute. (nous avons ici un phénomène classique de différence de compétence à la migmatisation des zones amphibolitiques et biotitiques. Ceci est courant dans tout le massif du Pelvoux).

Quant aux niveaux serpentiniteux, ils sont assez réduits. Leur étude détaillée étant faite par Mme C. BARBIERI-GILLOT (gisement du pré de Mme CARLE), nous nous contenterons de souligner ici leur situation privilégiée : ils apparaissent normalement à proximité du contact avec les amphibolites de type Ailefroide.

b) Description microscopique

Nous décrirons rapidement ici les caractéristiques microscopiques principales de deux faciès communs : celui apparemment le moins mobilisé du centre des niveaux, et un faciès de transition aux gneiss biotitiques.

Tous deux proviennent de la région du refuge du Pelvoux, où les recristallisations dans les gneiss environnants sont importantes (voir paragraphe C., 3, b? p. 43).

Faciès du cœur des niveaux

La roche est formée essentiellement d'amphiboles et de plagioclases.

La structure est granoblastique ; le grain est assez grossier. Il existe un litage marqué par la succession de zones plus ou moins riches en amphiboles. Ce minéral, par contre, n'est pas orienté, et il n'y a pas réellement de foliation, du moins à l'échelle de la lame mince.

Il n'existe pas de différenciation entre un mélanosome et un leucosome. Même dans les zones les plus mélanocrates, il subsiste toujours un peu de plagioclase associé à l'amphibole. De même, les lits leucocrates ne sont jamais uniquement quartzo-feldspathiques.

Les caractères des minéraux sont les suivants :

-- Amphibole. Sa taille peut atteindre 1 mm. Elle est souvent poeciloblastique, et inclut alors du plagioclase et des gouttelettes de quartz (en fait, il semble s'agir, parfois, plutôt d'une structure diablastique).

Son pléochroïsme est net :
np vert-jaune clair
ng vert émeraude

c'est celui de la hornblende verte.

Mais ses caractères optiques sont les suivants : angle des axes optiques $2V = -48$ à -66° ; angle d'extinction : $+18$ à $+38^\circ$.

Nous retrouvons ici un phénomène analogue à celui déjà observé dans les amphibolites de Peyre-Arguet : les caractères optiques sont intermédiaires entre ceux d'un pyroxène et ceux d'une amphibole.

-- Plagioclase. Il est toujours en structure assez engrenée avec l'amphibole. Sa taille atteint 1,5 mm. Il est souvent très séricitisé.

Ses caractères sont les suivants :
teneur en anorthite très variable : 28 à 45 %
type de macles : Albite ou Carlsbad.

Des individus très différents peuvent être associés : par exemple, on a pu trouver une macle de type Albite associant de manière polysynthétique des individus An 32 et An 45.

-- Quartz. Il est peu abondant ; il forme souvent des petits amas granulés entre les plagioclases ; la taille de chaque cristal n'excède alors pas 0,25 mm (structure apparente en mortier).

-- Minéraux accessoires.

- Sphène, assez abondant, en petits cristaux (taille inférieure à 0,1 mm), automorphes, en général dans les amphiboles.
- Apatite, en très faible quantité, en petites baguettes trapues, dont la taille n'excède pas 20 x 70 microns.

Faciès de passage aux gneiss à biotite

Dans ce faciès, la foliation, marquée par les biotites et les amphiboles, est nette. Les minéraux, là aussi, sont mal ségrégés en mélanosome et leucosome.

La structure est granonématoblastique, assez hétérogranulaire. Le grain des parties leucocrates est plus grossier que dans le cas précédent.

Les minéraux sont les suivants :

-- Amphibole. Xénomorphe ou hypidiomorphe, elle est assez nettement orientée. Sa structure est pœciliblastique ou diablastique (association avec du plagioclase).

Sa couleur et son pléochroïsme sont les mêmes que précédemment. Toutefois, ses caractères optiques sont très constants :

angle des axes optiques : $2V = -78^\circ$

angle d'extinction : Ng avec $c = +16^\circ$.

Il s'agit de hornblende verte. Si ces niveaux à amphiboles dérivent de niveaux initialement à pyroxène (ce que laissait penser les mesures faites dans le faciès précédent), la transformation serait plus complète ici.

-- Biotite. Sa couleur est peu accusée :
Np presque incolore
Ng brun pâle

Le plus souvent, elle est en lamelles de taille assez importante (150 x 50 microns) associées à l'amphibole.

Mais elle existe aussi dans toute la roche en paillettes plus petites et mal orientées par rapport à la foliation.

Dans certains cas, on peut voir ces petites biotites reprendre les premières et l'amphibole. Nous avons sans doute là le premier stade de la recristallisation des biotites, que nous avons vue beaucoup plus nette dans les gneiss non amphibolitiques avoisinants.

-- Plagioclase. Très séricitisé, en structure plus ou moins engrenée avec les autres minéraux, il semble que ce soit le même que celui du faciès précédent.

-- Feldspath potassique. Il apparaît ici en assez grande quantité, de préférence dans les parties les moins amphibolitiques. Il forme de gros cristaux, très xénomorphes et pœciliblastiques (inclusions de quartz et plagioclase). A son contact, le plagioclase montre souvent une petite frange de réaction non séricitisée.

Il n'est pas perthitique, et ne montre jamais de quadrillage moiré en tartan. Les clivages (001) et (010) sont nettement visibles.

-- Quartz. Assez abondant, il est sous forme d'amas irréguliers et granulés, ou sous forme de "goutte" dans l'amphibole ou les feldspaths.

-- Apatite. Abondante, elle montre des cristaux arrondis ou prismatiques trapus, dont la taille atteint 0,15 mm. Elle apparaît fréquemment dans la hornblende.

-- Sphène. C'est un élément courant dans ce faciès, où il forme de petits cristaux subautomorphes allongés dans le plan de foliation.

c) Résumé

De cette étude succincte des niveaux amphibolitiques, nous retiendrons les faits suivants :

- position interfoliée dans les gneiss biotitiques ;
- zone de passage aux gneiss biotitiques, où l'on peut voir :
 - . l'apparition du feldspath potassique,
 - . la cristallisation mal ordonnée des biotites, avec l'existence possible de plusieurs générations.

Il s'agit là du début de la remobilisation qui se fait sentir très nettement dans les gneiss biotitiques et pas du tout dans le cœur des niveaux amphibolitiques.

2) Les migmatites amphibolitiques

Elles affleurent à mi-hauteur du vallon de Claphouse, sur les polis dégagés par le retrait du glacier, vers 2 700 m d'altitude, sur le flanc sud de la crête de l'Agulier, au niveau de la pointe du Rascrouset.

Elles sont limitées vers le haut par les amphibolites de l'Ailefroide, ici peu mobilisées (zone pyroxénitique dont nous parlerons au chapitre suivant). Latéralement, et vers le bas, elles passent aux faciès biotitiques très mobilisés (anatexitiques en général).

Ce sont le plus souvent des migmatites rubanées, avec séparation nette d'un leucosome (parties pegmatoïdiques quartzo-feldspathiques) et d'un mélanosome (parties amphibolo-feldspathiques). Il faut noter dans ces migmatites des éléments reliques (restites) particuliers : ce sont des nodules ceints d'une zone leucocrate liée à la différenciation précédente en leucosome et mélanosome. Ces nodules (dont la taille est de l'ordre de 5 à 10 cm) montrent déjà à leur cœur un faciès de migmatite rubanée fine. La direction de leur foliation n'est, en général, pas la même que celle due au rubanement principal.

Il s'agit sans doute là de témoins d'une vieille migmatite assez peu évoluée, qui aurait été reprise dans un nouvel épisode (phénomène probable de "double migmatisation" visible macroscopiquement).

E. - CONCLUSION A L'ENSEMBLE DE CLAPHOUSE

Nous avons regroupé dans cet ensemble des faciès très variés :

- gneiss des Bans, leucocrates, riches en feldspath potassique;
- gneiss de Claphouse et du Sélé, biotitiques;
- niveaux amphibolitiques.

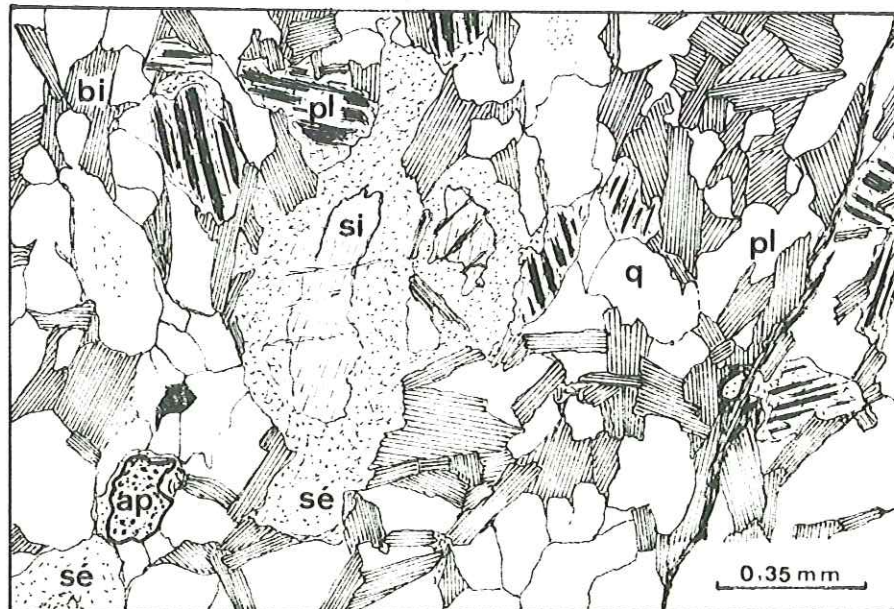
On voit cependant apparaître maintenant un caractère commun important : ils possèdent tous la trace d'au moins deux étapes métamorphiques. Cela peut se traduire de différentes manières :

- macroscopiquement. C'est le cas des amphibolites à double migmatisation de Claphouse, ou celui des gneiss des Bans, où se voient encore des flammèches de type granulite et de vieux yeux feldspathiques déformés ;
- microscopiquement. Il s'agit alors de recristallisation ayant préservé plus ou moins de vieilles paragenèses.

D'autre part, dans tous ces faciès, la deuxième étape peut être assimilée à une remobilisation croissante au fur et à mesure que l'on s'approche des niveaux amphibolitiques type "sommet de l'Ailefroide".

ASPECT MICROSCOPIQUE DES FACIES DE L'ENSEMBLE DE CLAPHOUSE

Figures n° 8 à 12



Lame F2

Figure n° 8 - Gneiss du Sélé (lame mince F 2)

Rive droite du glacier du Sélé (feuille I. G. N. Saint-Christophe-en-Oisans ;
x = 919, 12 ; y = 292, 94 ; z = 2900).

Gneiss biotitique. Noter les vieux prismes de séricite dans un feutrage de sillimanite.
Double génération de biotite ; la première est ici en position verticale (comme la
sillimanite), la seconde en position horizontale.

Figure n° 9 - Gneiss des Bans (échantillon J 20)

Région de Peyre-Arguet (feuille I. G. N. Saint-Christophe-en-Oisans;

x = 917,45 ; y = 290,80 ; z = 2900).

Deux aspects des gneiss œillés :

- à gauche ; partie d'un œil feldspathique ; noter l'abondance d'albite intergranulaire et les perthites, d'origine au moins en partie tectonique.

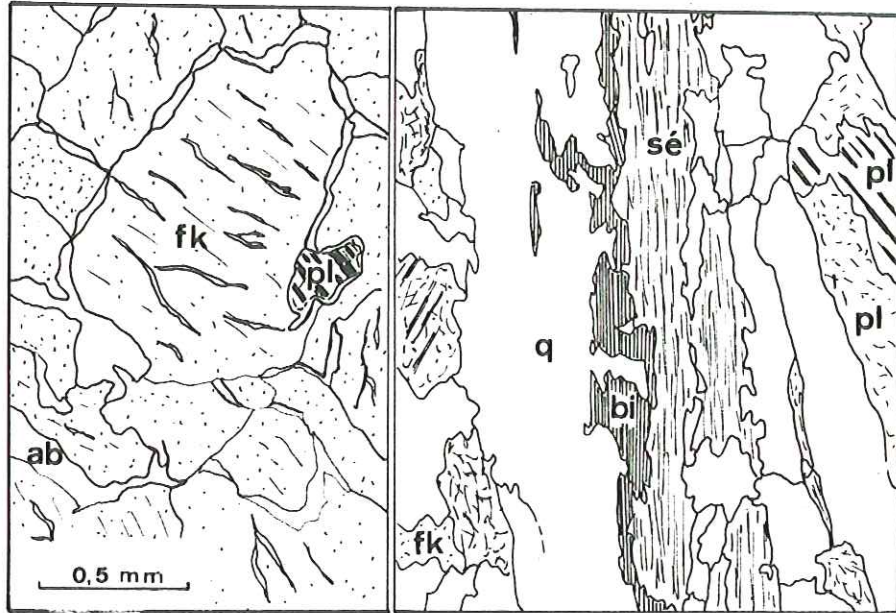
Figure n° 10 - Gneiss des Bans (échantillon J 19)

Région de Peyre-Arguet (feuille I. G. N. Saint-Christophe-en-Oisans ;

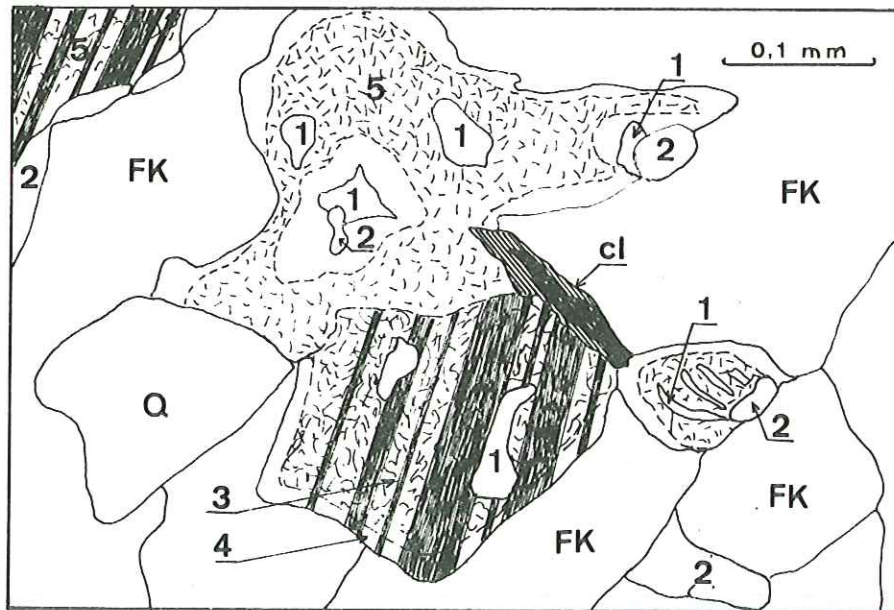
x = 917,38 ; y = 290,67 ; z = 2860).

Détail d'un des yeux ;

- (1) : feldspath potassique
- (2) : albite
- (3) : plagioclase altéré ; lamelles An 30 et An 32 associées par une macle de type Albite-Ala.
- (4) : bordure de réaction non altérée ; même teneur en anorthite que (3), mais macle de type Albite.
- (5) : plagioclases non déterminés.



Lame J20



Lame J19

Figure n° 11 - Gneiss biotitique de Claphouse (échantillon H 16)

Barre du sentier de l'Alpe de Claphouse (feuille I. G. N. Saint-Christophe-en-Oisans ;
x = 923,57 ; y = 293,72 ; z = 1900).

Faciès à double génération de biotite. Forme très peu évoluée où la seconde génération, bien que nette et bien orientée, est très peu développée.

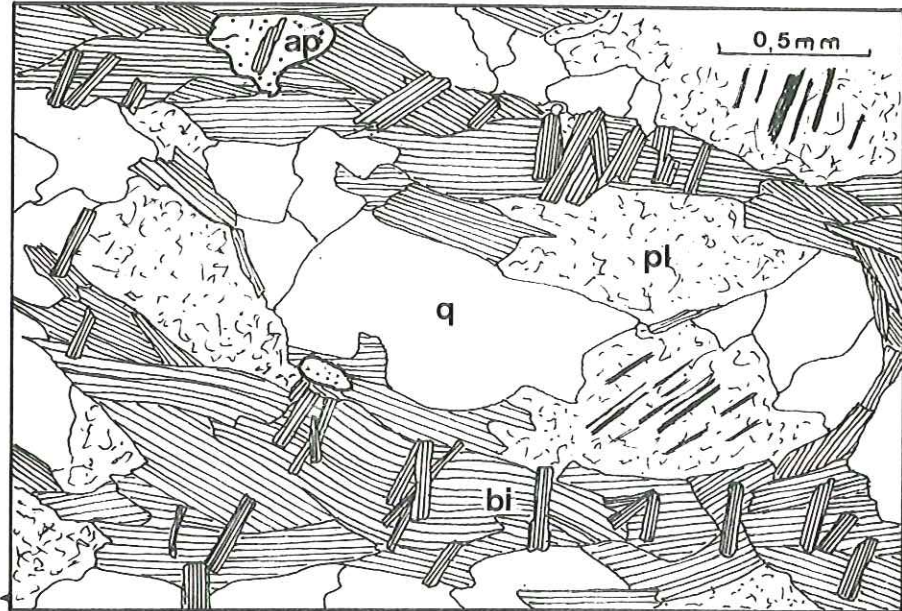
Structure de migmatite, en "golfs" quartzo-feldspathiques cloisonnés par les premières biotites.

Figure n° 12 - Gneiss biotitique de Claphouse (échantillon G 17)

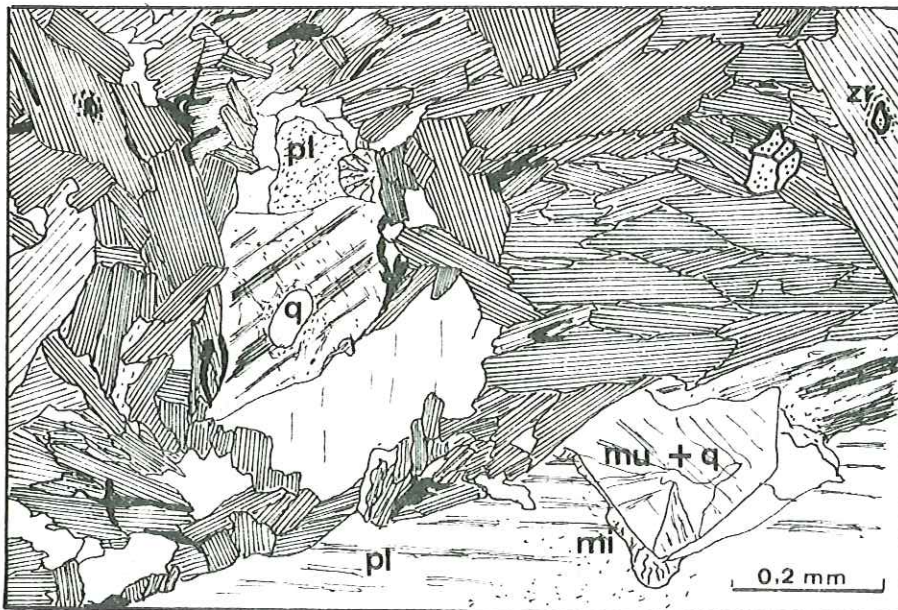
Vallon de Claphouse (feuille I. G. N. Saint-Christophe-en-Oisans ;

x = 922,86 ; y = 292,34 ; z = 2400).

Forme plus évoluée que la précédente. L'orientation des deux générations de biotite est la même que sur la figure n° 11.



Lamé H16



Lamé G17

CHAPITRE IV - LES FACIES DE L'AILEFROIDE-PELVOUX ET DE LA SELLE

Ont été regroupés ici tous les faciès de gneiss ou migmatites dont les caractères ne correspondent ni à ceux de l'ensemble de Peyre-Arguet (amphibolites et granulites) ni à ceux de celui de Claphouse. Aussi cette tête de chapitre recouvre-t-elle des roches hétéroclites, appartenant peut-être à des unités très différentes, ce que, dans l'état actuel de nos connaissances, nous ne pouvons encore juger.

Nous les subdiviserons en deux sous-ensembles, selon leur position de part et d'autre du grand accident que constituent le "synclinal" d'Ailefroide et ses prolongements méridionaux (synclinaux de la crête de Malamort et du col du Loup en Valgaudemar). Au Nord, ce sont les faciès de la chaîne Ailefroide-Pelvoux, au Sud ceux du vallon de la Selle.

Leurs rapports sont donc tectoniques ; certes, il existe des faciès très voisins de part et d'autre du synclinal ; faute de liaison directe, on ne peut affirmer qu'il ne s'agit pas uniquement de convergence de faciès.

A. - LES FACIES DE L'AILEFROIDE-PELVOUX

Nous les avons ainsi nommés car ils forment la masse principale des sommets de l'Ailefroide, et les parties sommitales du pic Sans Nom et du mont Pelvoux. Nous ne nous y attarderons que peu, car ils sont la suite ou l'équivalent vers le Sud de faciès déjà étudiés par C. BARBIERI-GILLOT, plus au Nord (régions du Glacier Blanc, des glaciers de la Plate des Agneaux et d'Arsine)

Ils sont formés dans la région qui nous intéresse de deux termes principaux : des amphibolites et des anatexites.

1) Les amphibolites

Elles affleurent surtout en deux endroits : dans les pentes ouest du col du Sellar (au fond de la vallée des Bans) et dans le versant sud des sommets de l'Ailefroide.

a) Région du col du Sellar

Elles forment une bande orientée N 160, de 800 m de large environ (en projection horizontale), qui barre la partie tout à fait supérieure de la vallée des Bans. Vers le Nord, une grosse fracture les met en contact avec le granite des Bans. Au Sud, elles se terminent quelque part dans le versant nord de la crête de Malamort, où les séracs du glacier des Bruyères ne permettent pas de préciser leur position ; elles ne réapparaissent pas de l'autre côté du synclinal de Malamort.

Ce sont des roches massives, rubanées. Si ce n'était leur épaisseur considérable, elles pourraient s'assimiler à certains niveaux amphibolitiques des gneiss biotitiques de Claphouse.

La mobilisation apparente peut être faible : pas de séparation nette de leucosome et de mélanosome, mais abondance plus ou moins grande d'un niveau à l'autre de minéraux blancs par rapport aux amphiboles.

Vers l'Ouest (c'est-à-dire en montant vers le col du Sellar) elles passent progressivement à des migmatites rubanées biotitiques, mais où se retrouvent encore des niveaux amphibolitiques.

Sur leur bordure est, elles acquièrent des textures agmatitiques (voir photo n° 2, p. 61), stromatolites ou stromatolites ; la mobilisation y serait donc plus poussée. Certaines textures sont assez particulières : ce sont celles des niveaux à "boules".

Ces boules (dont la taille ne dépasse guère 50 cm, et qui sont dues, sans doute, au boudinage de certains niveaux), montrent en général la succession suivante, du centre vers la périphérie :

- un cœur à structure équante, qui forme la majeure partie de la boule. Il est composé d'un mélange de pyroxènes, amphiboles et calcite en quantités à peu près égales ;
- à sa périphérie, une écorce qui comprend :
 - . une couche composée essentiellement d'oxydes de fer (e = 1 cm);
 - . une mince couche (e = 1/2 cm) d'amphiboles allongées parallèlement à la surface;
 - . une seconde couche (e = 1 cm) d'amphiboles, mais disposées radialement;
 - . enfin, une mince couche de biotites (e = quelques mm).

MEHNERT (1968, p. 303) décrit de semblables niveaux à boules et les interprète comme d'anciens niveaux calcaires ayant résisté à la migmatisation.

Nous avons l'analyse chimique d'une de ces boules (échantillon J 10, analyse n° 419). Il n'est cependant pas possible de calculer une composition virtuelle car elle renferme beaucoup de calcite et le CO₂ n'est pas dosé.

Mais cette richesse même en calcite est assez significative d'une ancienne roche sédimentaire; un calcaire argileux par exemple.

Dans la région du col du Sellar, il existe aussi des boules serpentineuses. Leur situation exacte n'est pas connue, les seuls échantillons ayant été trouvés en éboulis.

b) Région de l'Ailefroide

Dans cette région, les amphiboles affleurent comme une puissante bande qui débute au sommet de l'Ailefroide occidentale, se suit en rive gauche du glacier du Sélé, le traverse à peu près au niveau du refuge et se prolonge dans les pentes rive droite pour aller rejoindre la partie tout à fait supérieure du vallon de Claphouse. On les retrouve également, à la faveur d'une grande cassure nord-sud, plus bas dans ce même vallon, au-dessus des gneiss biotitiques.

Compte tenu de leur pendage moyen - N.120, penté 60° S.W. - leur épaisseur apparente est d'à peu près 1 000 m. En réalité, il existe de nombreux petits plis isoclinaux et l'épaisseur vraie doit être assez nettement inférieure.

Ces amphibolites ont des faciès voisins de celles du Sellar. Une coupe assez représentative peut se faire sur l'éperon sud de l'Ailefroide occidentale (coupe donnée ici de manière extrêmement schématique):

- jusqu'à z = 3 000 m : granite du Sélé. Contact tectonique
- 3 000 à 3 200 m : faciès stromatique: régulièrement lité (faciès I) (photo n° 3).
- 3 200 à 3 300 m : faciès beaucoup plus mobilisé, dans l'ensemble plus leucocrate (faciès II) (photo n°4).
- 3 300 à 3 400 m : anatexite à amphibole (faciès III).
- 3 400 à 3 650 m : faciès voisin du faciès II.
- 3 650 à 3 900 m : faciès I.
- sommet : anatexites biotitiques.

Les anatexites biotitiques qui les terminent sont les faciès du sommet du pic Sans Nom et du Pelvoux dont nous avons parlé plus haut.

Là comme au Sellar (et comme en rive gauche du pré de Mme CARLE : cf. C. BARBIERI-GILLOT) au voisinage de leur contact il existe des niveaux serpentineux ; en rive gauche de la vallée de la Celse-Nière, au niveau de la barre du chemin du refuge du Sélé, et dans le vallon de Claphouse.

Dans ce vallon les amphibolites se terminent par un niveau assez particulier de pyroxénite, épais de 30 m environ (en fait il est peut être prématuré, dans l'état actuel des connaissances, de parler de "niveau").

Il s'agit d'une roche reconnaissable de loin à sa patine rouille accusée. A l'affleurement, elle est très massive, sans litage visible ; cassée, elle est gris-verdâtre, à grain fin, très homogène.

En lame mince, ses caractéristiques sont les suivantes (fig. n°15 , p. 60 , échantillon G 16). Structure granoblastique, en général non orientée. Les minéraux constitutifs sont les suivants :

- Augite (Ng avec c = 43°). Le pyroxène forme de petits cristaux parfois idiomorphes, dont la taille atteint 0,3 mm.
- Plagioclase. Complètement séricitisé, il n'est plus déterminable. La limite entre les différents cristaux ne se voyant plus, il prend l'aspect d'une matrice continue autour des pyroxènes.

- Oxydes. Très abondants, en général en plages incluses dans l'augite.
- Sphène. Nombreux petits cristaux éparpillés dans toute la roche.
- Chlorite. Dans certaines zones, la chlorite (sans doute pennine) est abondante ; elle est alors en petits cristaux (0,2 mm) moulés par les plagioclases. Elle ne forme pas de lits, mais elle est assez nettement orientée.
Il s'agit peut-être d'anciennes biotites transformées ; cela expliquerait l'abondance d'oxydes de fer dans ses clivages.

Nous disposons d'une analyse chimique de ce faciès (voir en annexe, analyse n° 482). Les paramètres C.I.P.W. Lacroix calculés à partir de la norme sont les suivants : 3, 5, 4', 4 1 (2), 2, 2', 4 (5)

La composition virtuelle est celle d'un gabbro.

2) Les anatexites

Nous n'insisterons pas sur ce faciès décrit en détail par C. BARBIERI-GILLOT. Nous soulignerons cependant sa situation un peu particulière dans la région qui nous intéresse : les anatexites semblent former une zone de transition entre les ensembles de Peyre-Arguet et de Claphouse et les amphibolites décrites ci-dessus. Cela rend compte de leur position souvent inhabituelle, sur des points hauts, au-dessus de faciès moins migmatisés.

En général, elles dérivent des gneiss biotitiques type Claphouse par mobilisation croissante (voir chapitre II, C). Par contre, entre elles et les amphibolites, il semble qu'il y ait un hiatus dans cette mobilisation ; elles sont souvent en contact direct avec des faciès beaucoup moins évolués, agmatitiques ou stromatiques.

Cette situation privilégiée des anatexites n'est cependant pas une règle générale : au Sud du synclinal d'Ailefroide, il existe de tels faciès (rive gauche de la vallée des Bans, au niveau de Béassac) dont l'extension est importante et sans liaison apparente avec des amphibolites type sommet de l'Ailefroide.

B. - LES FACIES DU VALLON DE LA SELLE

Le vallon de la Selle, situé au Sud de la vallée des Bans (qu'il rejoint à Entre-les-Aigues) montre certains faciès assez particuliers. On peut les subdiviser en plusieurs groupes dont les faciès types sont les suivants :

- gneiss de la pointe de Chabournéou, en dehors du vallon de la Selle proprement dit ;
- gneiss à aspect détritique ;
- gneiss rubanés biotitiques ;
- anatexites de Béassac.

Les limites choisies entre ces faciès sont assez arbitraires, car le passage de l'un à l'autre semble progressif. Seuls les deux premiers types, qui n'existent qu'ici, seront vus avec quelques détails.

1) Les gneiss de la pointe de Chabournéou

Il s'agit de faciès qui affleurent au-dessus du glacier de la Pierre, sur les contreforts méridionaux de la pointe de Chabournéou (sommet de la crête qui joint la pointe de Verdonne au Sirac, entre les vallées du Haut-Drac de Champoléon et du Valgaudemar). Bien que situés en dehors du vallon de la Selle, nous en parlerons ici car ils forment les termes les moins évolués des faciès qui y affleurent.

a) Description macroscopique

C'est une roche claire, massive, peu homogène. Dans une matrice verdâtre à grain très fin, on peut voir des éléments plus grossiers amphiboliques ou feldspathiques. Dans ce dernier cas, il s'agit de petites amandes (taille inférieure à

1 cm), aux extrémités arrondies, disséminées dans toute la roche ; bien qu'orientées selon des plans parallèles, elles ne déterminent pas de véritables foliations, mais plutôt un simple litage.

Toutefois, dans certains niveaux où l'amphibole est prépondérante, elle se regroupe en minces lits discontinus qui donnent à la roche un aspect gneissique qui n'existait pas auparavant.

b) Description microscopique

Ces roches ont une structure granoblastique ou porphyroblastique (voir fig. 13 , p. 59 , échantillon S a), assez nettement orientée. Le grain est fin (0,5 à 2 mm) ; on observe les minéraux suivants :

-- Quartz. Normalement régulièrement réparti dans toute la roche, il forme parfois des plages en forme d'amandes, faites de plusieurs petits cristaux engrenés.

-- Plagioclase. Il existe sous deux faciès :

- en phénocristaux. Il s'agit alors des petits yeux. Ceux-ci peuvent être formés d'un seul cristal, mais le plus souvent, il s'agit de 2 ou 3 individus rassemblés pour donner une de ces plages à aspect de petit galet.

La teneur en anorthite est variable : 18 à 32 %, en général voisine de 30 %. On a pu observer les lois de macles suivantes :

Albite-Carlsbad (plan de macle = gl (010) ; axe perpendiculaire à (001))

Manebach-Ala (-/- p (001) ; -/- (100))

Albite

Dans ces plagioclases, on ne voit ni zonage, ni phénomène de réaction à leur bordure ;

- dans la matrice plus fine, on peut voir de nombreux petits plagioclases peu ou pas altérés. Leur teneur en anorthite varie de 28 à 38 % (valeurs le plus souvent entre 30 et 32 %). Ils sont souvent non maclés ; s'ils le sont, le type de macle le plus courant est celui Albite.

-- Biotite. Abondante, elle se présente en petits cristaux (taille ; moins de 0,3 mm) trapus, souvent "effilochés" aux extrémités. Son pléochroïsme est net ; np incolore,

ng brun moyen.

On ne peut parler de lits biotitiques : bien qu'assez nettement orientée, la biotite ne se rassemble pas mais reste dispersée dans toute la roche.

Lorsqu'il y a des phénocristaux, elle les moule en se disposant à leur périphérie.

Cette biotite est peu ou pas chloritisée.

-- Amphibole. Il existe de nombreuses plages d'amphiboles, dont la taille peut atteindre 2 à 3 mm. Elles sont poëcloblastiques (inclusions de plagioclase, quartz, biotite). C'est une amphibole de couleur très atténuée, à faible pléochroïsme dans les verts pâles. Ses clivages sont toujours épais, encombrés de minéraux opaques.

Les caractéristiques optiques sont les suivantes : $2V = -77^\circ$; $Ng \wedge c = 7^\circ$. Il s'agit donc, malgré sa couleur, de hornblende brune. Elle a vraisemblablement suivi un processus de décoloration par exsudation du fer le long des clivages, analogue à celui qui est fréquemment observé dans les biotites. Ces amphiboles ne sont pas orientées.

-- Chlorite. Elle se forme aux dépens des biotites ; ce phénomène est très limité.

-- Muscovite. Elle est présente en petite quantité ; elle semble primaire.

-- Apatite, sphène. On trouve dans toute cette roche des petits granules de sphène et quelques baguettes d'apatite (0,3 mm au maximum de longueur).

Ce faciès forme une bande d'environ 200 m d'épaisseur, orientée à peu près Nord-Sud, pentée 70° E. Vers l'Ouest il passe progressivement à un faciès à grain plus fin, à gros feldspaths blancs automorphes, de taille variable (jusqu'à 5 cm) et à petits quartz ronds. Il s'agit sans aucun doute d'une ancienne roche volcanique.

On peut retrouver de tels caractères volcaniques dans la roche décrite ci-dessus :

phénocristaux plagioclasiques, parfois automorphes,

hornblende brune, amphibole spécifique des laves.

Toutefois, sa structure micro ou macroscopique n'est pas celle d'une lave. Il se peut que nous ayons là une roche de type volcano-détritique, dont les éléments, y compris les biotites, seraient détritiques.

"Vers l'Est, ces gneiss s'enrichissent en passées amphibolitiques ; lorsque l'on s'éloigne davantage encore vers l'Est, ces faciès semblent plus mobilisés ; cela se marque par une interfoliation de lits amphibolitiques et de lits granitoïdes peu micacés ; à leur bordure, des amphiboles apparaissent, orientées parallèlement au litage. Puis ces niveaux amphibolitiques disparaissent ; suivent des gneiss feldspathiques bleutés, où l'abondance de petites amandes devient telle que l'aspect est celui d'une roche détritique" (observation P. LE FORT). Ce sont ces derniers qui affleurent largement dans le vallon de la Selle. Enfin, à ces gneiss succèdent des gneiss biotitiques rubanés, très analogues à ceux décrits par C. BARBIERI-GILLOT.

En raison de sa position, il ne nous a pas été possible de déterminer la nature du contact entre gneiss bleus et gneiss biotitiques ; de toute façon, il est ici rapide.

2) Les gneiss à aspect détritique

Nous avons vu qu'il s'agit d'un terme intermédiaire entre les gneiss de Chabournéou et les gneiss rubanés biotitiques courants dans l'ensemble Ailefroide-Pelvoux.

Ils forment un affleurement mal circonscrit, en raison du passage très progressif, semble-t-il, aux gneiss rubanés. On les trouve surtout dans la base du versant ouest du vallon de la Selle, au niveau de la cabane du Jas Lacroix.

C'est une roche bien litée, hétérogène. Certains niveaux sont assez grossiers ; ils sont formés de très nombreux petits "galets" quartzo-feldspathiques arrondis (taille : 1 à 10 mm), pris dans une matrice chloriteuse verte assez réduite. L'aspect général est celui d'un micro-conglomérat.

D'autres niveaux (ce sont les plus courants) sont à grain plus fin. La taille des galets, qui sont assez aplatis, ne dépasse pas quelques mm. La matrice chloriteuse, claire, est abondante. Ce sont les "gneiss bleutés" de la région de Chabournéou.

Enfin, il se voient assez fréquemment, interstratifiés (ce terme est employé ici dans un sens purement descriptif) dans les précédents des niveaux à grain encore plus fin, d'aspect presque gréseux. Leur épaisseur ne dépasse pas la dizaine de cm.

Description microscopique

Nous décrivons succinctement ici un échantillon en provenance d'un niveau à grain moyen (échantillon N 2, pris sur l'éperon immédiatement à l'aval de la cabane du Jas Lacroix).

La structure est granoblastique, souvent granulée, ou cloisonnée par la chlorite. La taille des minéraux est de l'ordre du mm. Certains phénocristaux feldspathiques sont plus importants (3 mm).

Les minéraux sont les suivants :

-- Quartz. Abondant, il montre des structures engrenées nettes. Il s'exprime aussi sous forme de myrmékite.

-- Plagioclase. On peut voir de nombreux phénocristaux, souvent hypidiomorphes et poeciloblastiques ; inclusions de gouttes de quartz et de chlorite. Ils sont mal déterminables car très séricitisés.

Le plagioclase existe aussi en petits cristaux (moins d'un mm) maclés, moins séricitisés. Sa teneur en anorthite est toujours de l'ordre de 30 %. En général, il semble maclé Albite. On peut trouver toutefois aussi quelques macles complexes : par exemple plagioclase à teneur en anorthite 32 % maclé Albite-Ala.

A côté de cette andésine, dans leurs cassures ou dans les zones chloriteuses, on peut voir de l'albite néoformée.

-- Feldspath potassique. Le microcline, avec son quadrillage en tartan caractéristique, apparaît en abondance. La valeur de l'angle de ses axes optiques est : $2V = -85$ à $+85^\circ$.

Il est très xénomorphe et se développe souvent aux dépens du plagioclase : il n'est pas rare de voir la bordure de ce dernier remplacée par du microcline. Souvent, la transformation est plus poussée, et on ne voit plus que des restes plagioclasiques dans le feldspath potassique (aspect poeciloblastique).

Ces restes forment des petites plages très séricitisées au centre et non altérées en périphérie. On retrouve donc ici l'aurole de réaction déjà observée plusieurs fois au contact des deux types de feldspath.

Le microcline montre en outre fréquemment sur ses bordures des bourgeons de plagioclase myrmékitique.

-- Chlorite. C'est elle qui, microscopiquement, donne son aspect folié à ces gneiss. Il s'agit de minces baguettes de pennine cloisonnant les autres minéraux (surtout les feldspaths). Dans certains cas, ses clivages sont soulignés par des oxydes de fer : cela montre une origine probablement secondaire, à partir de biotite (qui, notons-le, n'existe jamais dans cette lame). Dans d'autres cas (plus fréquents) la chlorite a un aspect très frais, et est sans doute primaire.

-- Muscovite, épidote. Ces deux derniers minéraux sont presque toujours présents. Ils semblent aussi primaires.

-- Apatite. Elle forme quelques rares grains oblongs, d'assez grande taille (jusqu'à 0,5 mm).

C. - RESUME

Nous retiendrons, de la description de ces faciès (Ailefroide-Pelvoux et Selle), les faits suivants :

- la liaison géographique des amphibolites et des faciès anatexitiques, localisés de préférence à leur voisinage ;
- l'ensemble assez particulier du vallon de la Selle. Sur le terrain, on a l'impression d'une évolution continue depuis des faciès peu transformés (faciès "volcaniques" de Chabournéou) jusqu'aux anatexites de Béassac. Cela est peut-être inexact, le temps nous ayant manqué pour étudier, dans le détail, les relations des différents faciès.

Dans cette hypothèse, on aurait une mobilisation croissante, qui débiterait par l'apparition de microcline dans les gneiss à aspect détritique. Nous verrons, plus loin, quelles objections on peut faire à cette interprétation.

Dans cet ensemble réapparaissent très localement les faciès de Peyre-Arguet (gneiss de Soureille-Bœuf, limité par fractures) et ceux des Bans (gneiss des Bans à faciès Crupillouse, sous la pointe des Bouchiers). Ces derniers, non limités tectoniquement, sont cependant assez nettement circonscrits ; ils affleurent dans des gneiss biotitiques ou légèrement amphibolitiques, auxquels ils passent rapidement mais progressivement, par disparition des phénocristaux feldspathiques. Ils se distinguent assez facilement de loin grâce à leur couleur plus claire.

ASPECT MICROSCOPIQUE DES FACIES DES ENSEMBLES
PELVOUX - AILEFROIDE ET SELLE

Figures n° 13 à 15

Figure n° 13 - Gneiss de Chabournéou (échantillon S a)

Eperon sud de la pointe de Chabournéou (feuille I. G. N. Orcières
x = 916,14 ; y = 285,00 ; z = 3 030).

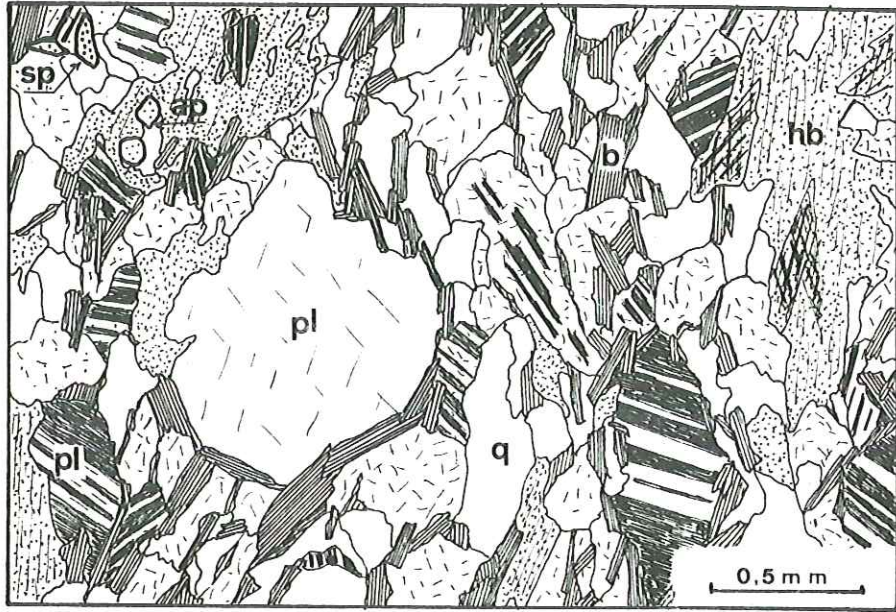
Faciès peut-être volcano-détritique. Biotites mal orientées, non chloritisées.

Figure n° 14 - Gneiss à aspect détritique (échantillon N 2).

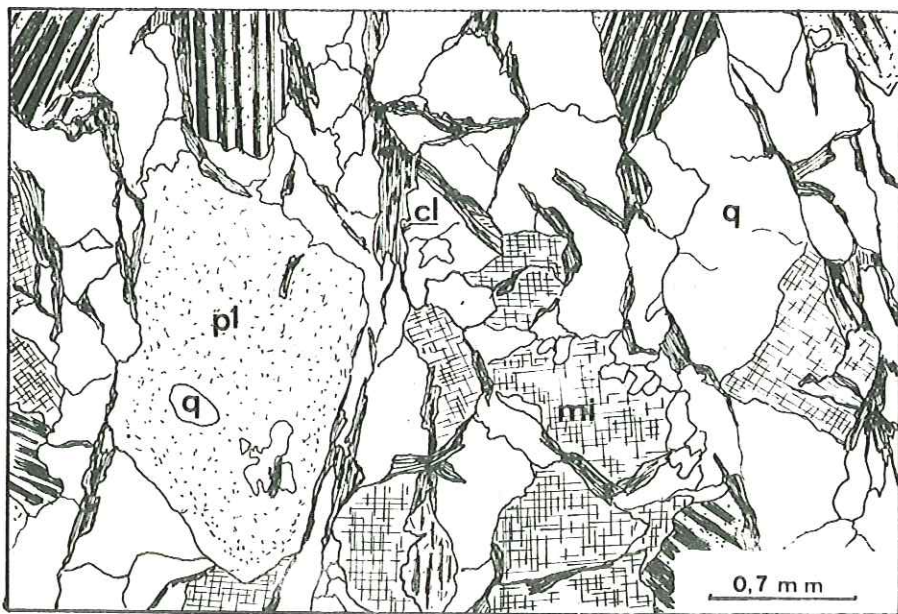
Vallon de la Selle, en aval de la cabane du Jas Lacroix (feuille I. G. N. Orcières ;
x = 919,45 ; y = 286,44 ; z = 1 950).

Roche déjà affectée par des déstabilisations ou des recristallisations importantes. Noter en particulier :

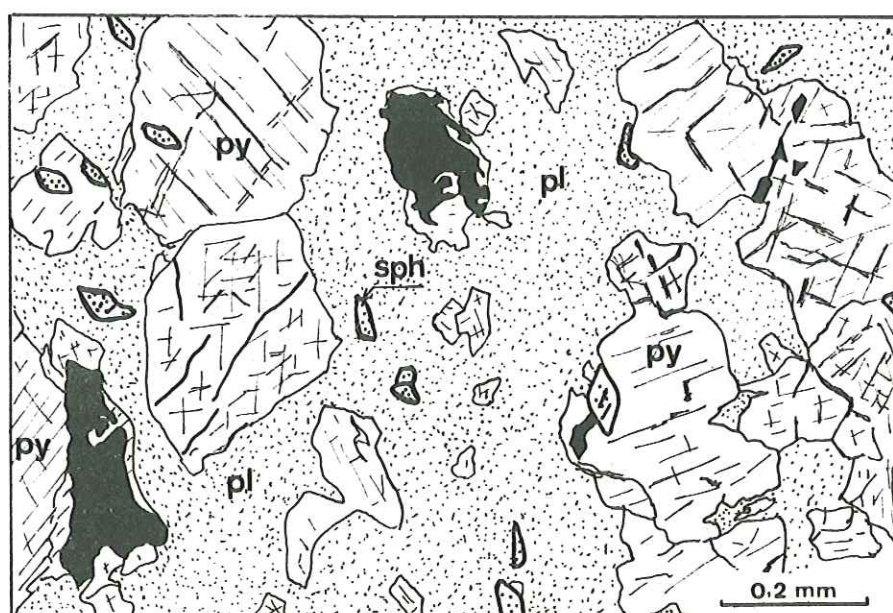
- biotites complètement transformées en chlorite
- quartz se granulant
- microcline très développé
- bordure non altérée du phénocristal plagioclasique.



Lamella Sa



Lamella N2



Lame G 16

Figure n° 15 - Pyroxénite du vallon de Claphouse (échantillon G 16)

(Rive gauche du vallon de Claphouse ; feuille I. G. N. Saint-Christophe-en-Oisans ;
x = 922,32 ; y = 292,27 ; z = 2 670

Nombreux cristaux d'augite (Py) à tendance parfois idiomorphe.

Plagioclases (pl) uniformément altérés. Ici, cette altération masque même les limites entre les différents cristaux.

AMPHIBOLITES TYPE AILEFROIDE

Photos 2 à 4



Photo n° 2 - Amphibolite type Ailefroide

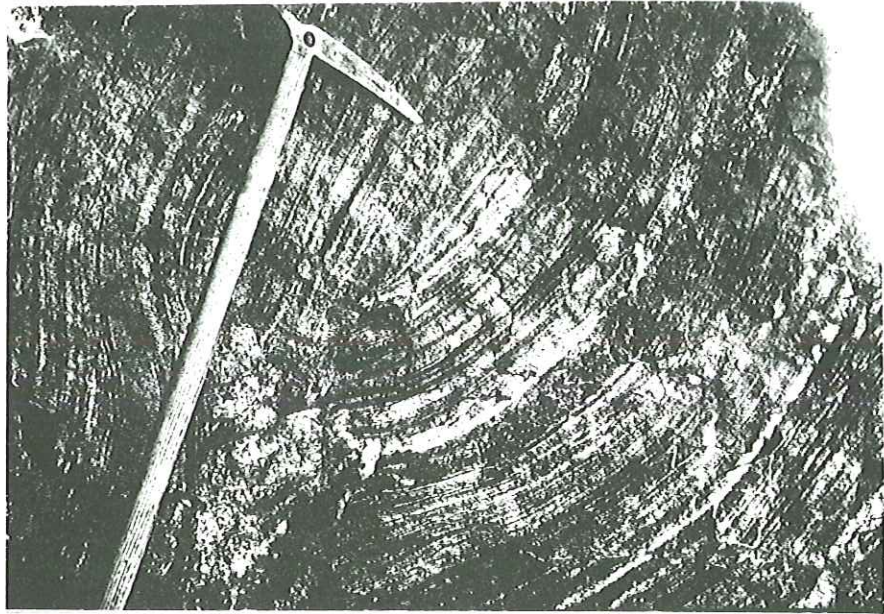
Bloc de la moraine du glacier du Sellar, montrant le faciès agmatitique de certaines amphibolites du Sellar.

Photos n° 3 et 4 - Amphibolites de l'Ailefroide

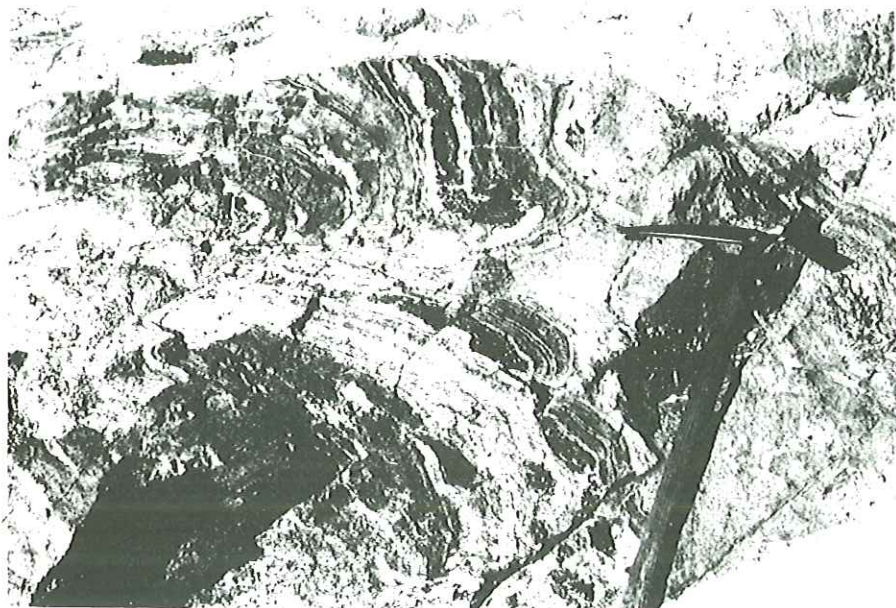
(vues prises sur l'éperon sud de l'Ailefroide occidentale, à $z = 3450$ m et $z = 3550$ m).

(3) : faciès stromatique peu mobilisé ; noter toutefois l'accumulation de matériel granitoïdique dans la tête du pli.

(4) : faciès beaucoup plus mobilisé. En haut de la photo, veine aplopegmatitique tardive.



3



4

CHAPITRE V - LES FILONS SECANTS

Dans ce chapitre, nous décrirons les roches intrusives dans le socle gneisso-migmatitique, à l'exclusion des granites circonscrits et de leur cortège aplopegmatitique, étudiées par AL BARBIBRI.

Il s'agira donc des filons sécants et de quelques petits affleurements très limités de granite à amphibole, dont nous parlerons en premier.

A. - LE GRANITE A AMPHIBOLE

1) Gisement

Ce faciès est très réduit dans le périmètre étudié :

- trois petits affleurements de chacun 100 m² environ dans la base des replats de Peyre-Arguet, en rive gauche de la haute vallée des Bans, à 500 mètres environ à l'Est Nord Est du refuge ;
- quelques affleurements un peu plus étendus dans le haut vallon de la Selle, sur les replats au Sud de la pointe des Bouchiers ;
- enfin, quelques affleurements dans les barres au Sud du glacier de la Pierre, versant Drac de Champoléon.

C'est un "granite intrusif" : son contact, quand il n'est pas tectonisé (cas des premiers et des derniers exemples cités) est discordant, parfaitement net. Il n'y a aucune relation génétique directement apparente avec l'encaissant, qui peut être indifféremment des gneiss biotitiques, amphibolitiques ou très feldspathiques.

Dans le vallon de la Selle, ce faciès forme une bande est-ouest qui se suit entre 2 500 et 3 000 mètres d'altitude, en se dédoublant parfois. Elle est assez étroite, discontinue, et en général limitée au Nord et au Sud par des fractures. Aussi son aspect peut-il devenir filonien. Par contre, à l'Ouest, sa terminaison montre encore un contact intrusif.

Nous n'avons rien trouvé qui puisse rappeler une auréole de contact autour de ce granite.

2) Description macroscopique

C'est une roche massive, isogranulaire, à grain moyen (1 mm environ). On peut voir de nombreuses petites baguettes d'amphibole et du plagioclase en quantités à peu près égales (roche mésocrate).

La texture est homogène, tout à fait équante. Il n'y a pas de variations (sauf parfois dans la taille du grain qui peut être un peu plus grossier) dans un même affleurement, ni d'un affleurement à l'autre.

L'aspect général est celui d'une diorite.

3) Description microscopique (voir fig. n° 18 , échantillon R 1)

La structure est granoblastique, très équante. La trame de la roche est formée de baguettes enchevêtrées de plagioclase. Entre elles, les espaces sont occupés par les autres minéraux plus xénomorphes.

-- Plagioclase. Très abondant, il est automorphe et nettement zoné ; le cœur est très séricitisé et la périphérie beaucoup moins. Il est maclé Albite ou Albite-Carlsbad ; cette dernière loi associe souvent un groupe d'individus très altérés à un autre groupe d'individus qui ne le sont que peu.

La teneur en anorthite est de 30% pour les parties déterminables, pas trop séricitisées. Elle est sans doute supérieure dans les parties très altérées. Il s'agit donc d'andésine.

-- Amphibole. La hornblende est souvent très xénomorphe. Seuls quelques individus se montrent en baguettes allongées hypidiomorphes. Leur taille est de l'ordre du mm. Le pléochroïsme, dans les tons verts, est peu net.

En fait, il s'agit presque toujours d'une association d'amphibole et de chlorite, qui la remplace en grande partie.*

-- Quartz. Peu abondant il remplit les espaces libres entre amphiboles et plagioclases.

-- Oxydes de fer. Beaucoup d'ilménite.

-- Minéraux accessoires. Epidote, en assez grande quantité ; apatite, en fines baguettes très allongées (longueur/largeur = 10).

Il s'agit donc de petits affleurements de diorite quartzique.

B. - LES FILONS ACIDES

Dans ce paragraphe seront décrits des filons "rhyolitiques" qui abondent rive gauche de la haute vallée des Bans.

1) Gisement

Dans la région de Peyre-Arguet, où ils sont le mieux représentés, tous ces filons sont orientés parallèlement. Leur direction (N.150) correspond à celle d'une famille de cassures importante dans cette région.

Leur largeur varie de 1 à 20 m. Le plus important d'entre eux se suit sur plus d'un kilomètre, entre 2100 et 2950 m d'altitude.

Leurs contacts sont francs, en général non tectonisés. L'aspect frais de la roche est remarquable.

Ces filons traversent indifféremment tous les faciès du socle : amphibolites et granulites de Peyre-Arguet, gneiss des Bans, granites (granite des Bans et granite du Riéou-Blanc).

Leur relation avec les filons aplitiques ou microgranitiques, liés au granite est plus complexe : en effet, ils peuvent soit les recouper, soit être recoupés par eux. Leur mise en place doit donc être contemporaine. Par contre, ils sont recoupés par les filons basiques (lamprophyres).

Enfin, dans certaines zones, deux filons proches l'un de l'autre peuvent se recouper à tour de rôle. La figure n° 16 schématise très grossièrement les rapports de ces différents filons entre eux, tels qu'on peut les voir sur les replats de Peyre-Arguet.

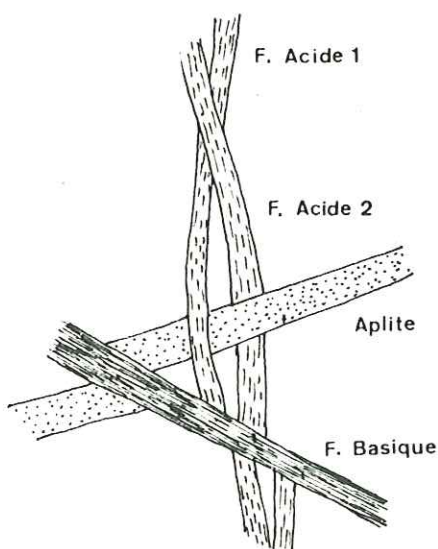


Figure n° 16

* - Certains échantillons de cette roche montrent aussi quelques cristaux de pyroxène (J.L. TANE). Note ajoutée en cours d'impression.

2) Description macroscopique

Il existe plusieurs faciès assez voisins dans ces filons.

En général, c'est une roche équante et massive, claire en cassure fraîche, mais qui montre souvent une patine rouille à l'affleurement. On distingue des phénocristaux et une pâte microcristalline. Cette dernière est assez réduite (moitié de la roche en surface). Sa couleur est gris bleuté. Elle est bourrée de petites paillettes de pyrite (ce qui explique son altération rouille). Les phénocristaux sont abondants ; on observe de nombreux quartz plus ou moins ronds, caractéristiques des laves acides. Leur taille peut dépasser 1/2 cm. Le plagioclase, blanc porcelaine, montre de nombreuses petites lattes (dimensions de même ordre que celles du quartz) et quelques gros prismes automorphes trapus. Enfin, la roche est parsemée de petits cristaux (moins de 2 mm) de biotite ou de chlorite vert-brunâtre.

A l'opposé de ces faciès acides clairs, il existe un faciès beaucoup plus foncé. C'est une roche d'aspect général sombre ; il n'y a plus de quartz exprimé parmi les phénocristaux, dont l'abondance par rapport à la pâte diminue. Toutefois, les petites lattes plagioclasiques existent toujours, ainsi que la chlorite. En outre, çà et là, se voient de gros feldspaths blancs automorphes (1 x 2 cm) et des petites baguettes d'amphibole (quelques mm). Quant à la pâte, elle est gris verdâtre assez sombre.

Il existe des faciès intermédiaires, mais il ne semble pas y avoir passage continu de l'un à l'autre. En particulier, il n'y a pas de variations progressives du cœur du filon vers ses épontes.

En certains endroits, la coexistence dans un même filon de plusieurs faciès séparés par des contacts nets fait penser qu'il y a eu plusieurs venues de matériel légèrement différent, sans qu'on puisse faire une chronologie relative de ces venues.

3) Description microscopique (fig. n° 18, p. 71 ; lame mince J 1)

a) Faciès clair

Pâte dévitrifiée à grain très fin (moins de 20 microns) composée presque exclusivement de plagioclases séricitisés et de quartz prédominant. Quelques petits grains d'épidote.

Phénocristaux abondants de :

-- Quartz. A "golfes" de corrosion en doigt de gant. Il est souvent cassé ; les cassures sont alors remplies par un matériel cryptocristallin jaunâtre. Sa bordure est soulignée par un liséré (épaisseur = 10 microns) d'oxydes de fer (limonite) ; il s'agit sans doute d'un dépôt tardif.

-- Plagioclase. Automorphe, de forme souvent complexe, due à la cristallisation simultanée à partir d'un même noyau de plusieurs individus selon des directions différentes.

Il est toujours séricitisé et zoné. Sa teneur moyenne en anorthite est de 25 à 30 % (oligoclase) (teneur mesurée par la méthode de la double macle sur les sections perpendiculaires à gl (010) d'individus maclés Albite-Carlsbad).

-- Biotite. Elle est presque toujours altérée en chlorite et associée à un peu d'épidote.

b) Faciès sombre

Pâte très fine, composée d'un peu de quartz et de plagioclase, comme dans les faciès clairs. En outre, il y a beaucoup de chlorite, des petites plages de calcite et de l'amphibole.

Phénocristaux :

-- Feldspath potassique. De grande taille (plusieurs cm), poëcilitique, englobant des plagioclases, de la chlorite et de l'apatite (en assez grande quantité).

-- Quartz. Il existe encore quelques cristaux à golfes de corrosion ; ils sont rares ou même inexistant dans les faciès les plus amphibolitiques.

-- Plagioclase. Nombreux cristaux, toujours zonés, plus ou moins séricitisés. Sa teneur en anorthite oscille entre 30 et 48 %. Une série de mesures a été effectuée sur l'un d'entre eux (fig. n° 17).

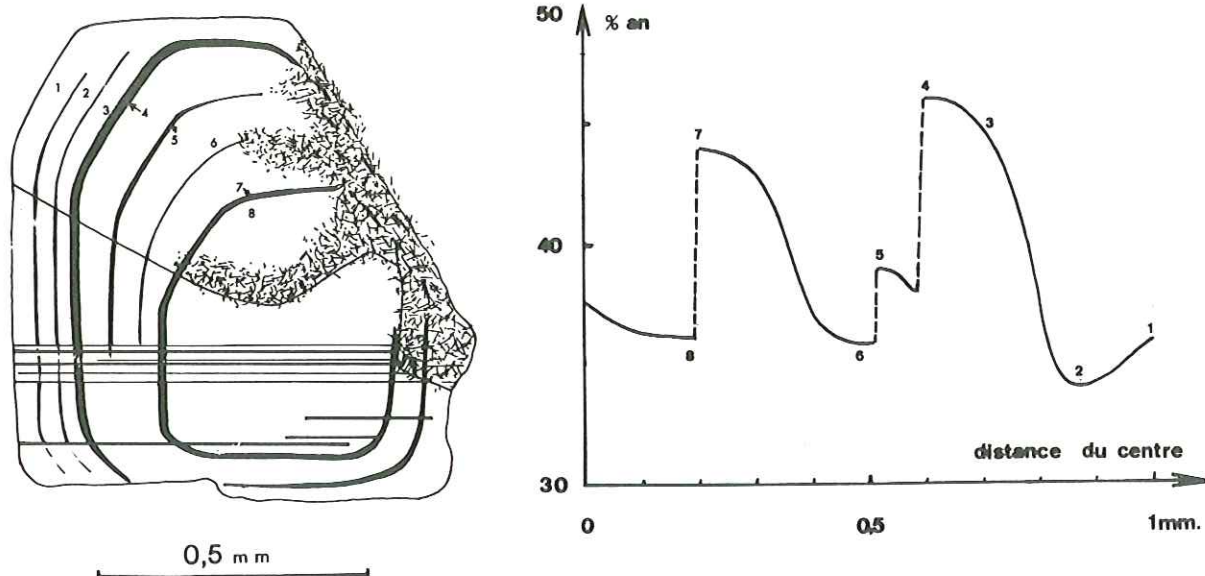


Figure n° 17 -

En se référant à une étude de J.P. QUIN (1961), il s'agirait de bandes de croissance de type "oscillatoire normal". Il faut noter que sur un même individu, la teneur en anorthite peut varier de façon assez notable : ici de An 35 à An 47.

-- Hornblende brune - biotite. Ces deux derniers minéraux forment des baguettes en général partiellement chloritisées. Il existe des petits nodules à calcite, quartz, épidote et peut-être zéolite. La calcite est, par ailleurs, assez abondante dans ces faciès, où en dehors de la pâte, elle apparaît souvent en bordure du plagioclase.

-- Apatite. Incluant des petits zircons. Elle peut être en partie pseudomorphosée par de la calcite.

-- Tourmaline ferrifère. Quelques cristaux (taille 1/2 mm) à section subtriangulaire zonée.

Nous possédons trois analyses chimiques de ces faciès (voir en annexe n° 402, n° 403, n° 408). Il s'agit d'échantillons de faciès moyens, avec un peu de quartz exprimé et peu d'amphiboles.

Les paramètres C.I.P.W. Lacroix, calculés à partir de ces analyses chimiques sont les suivants :

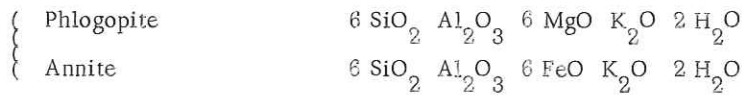
Analyse	Faciès	Paramètre			
		p	q	r	s
402	terme relativement basique	2	4	2 (3)	3'
403	{ termes plus acides	(1) 2	4	2	3'
408		(1) 2	4	3	3'

La composition virtuelle est celle d'une rhyolite monzonitique ou d'une dacite.

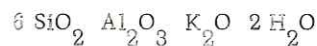
Toutefois, la composition virtuelle ainsi calculée ne tient pas compte de la biotite qui est le principal barylite dans ces faciès intermédiaires.

Il est possible d'avoir une norme plus conforme au mode en utilisant le calcul proposé par J. LAMEYRE (1963), où le mica intervient dans la composition virtuelle.

Le mica noir est représenté par deux termes extrêmes :



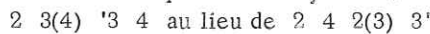
et le mica blanc par la muscovite :



Le K_2O donné par l'analyse est d'abord utilisé pour former le mica en fonction de FeO disponible.

La quantité virtuelle d'orthose sera diminuée, alors que celle des barylites sera augmentée. Le rapport somme des coupfolites/somme des barylites diminuera, de même que $(\text{K}_2\text{O}' + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}'$ (potasse, soude et chaux utilisés dans les feldspaths) et $\text{K}_2\text{O}'/\text{Na}_2\text{O}$.

Ce calcul, fait à titre d'exemple sur l'analyse 402, a donné les paramètres CIPW suivants :



La première de ces normes correspond à une dacite, tandis que la seconde est celle d'une rhyolite monzonitique.

En dernier lieu, nous dirons un mot de l'âge de ces filons acides : il existe d'autres filons du même type (légèrement différents pétrographiquement) au Nord du massif, région d'Arsine. Là ils sont interprétés comme les cheminées d'émissions qui ont engendré la puissante série volcano-détritique du Culm (J.C. LACOMBE, C. BARBIERI-GILLOT) dans laquelle le granite du Pelvoux est intrusif.

Or, ici, ces filons, d'après leurs relations avec les aplites liées au granite, auraient le même âge que lui, ou lui seraient légèrement postérieurs.

Deux hypothèses permettent d'expliquer cela :

- celle d'un granite se mettant en place partout à la même époque. Dans ce cas les filons des Bans ne sont pas assimilables à ceux situés plus au Nord, mais postérieurs (ou, s'ils le sont, aucun de ces filons n'a servi d'émissaire pour les produits volcaniques du Culm, ce qui est peu probable pour les filons situés au Nord, étant données les analogies chimiques et la proximité géographique) ;
- celle de filons ayant le même âge : le granite se serait alors mis en place à des périodes différentes : à l'époque Culm pour les granites de la région des Bans (granite des Bans, granite du Riéou-Blanc), plus tardivement pour le granite de Combeynot (voir l'étude des granites circonscrits de A. BARBIERI).

Faute de relations visibles entre ces différents filons, il n'est pas possible de choisir l'une ou l'autre des hypothèses.

C. - LES FILONS BASIQUES

Nous avons regroupé sous ce nom les filons classiquement appelés lamprophyres qui se trouvent un peu partout dans le massif du Pelvoux. Ils recoupent toutes les formations à l'exclusion du sédimentaire : gneiss, granites, filons acides.

Ils sont particulièrement abondants dans certaines zones :

- dans le bassin du glacier Noir, sur les pentes du pic Coolidge (il en existe un particulièrement visible, d'au moins trente mètres d'épaisseur, à peu près horizontal, qui barre tout le sommet du Fifre, sur la crête qui va du pic Coolidge au sommet des Ecrins) ;
- au Sud du massif, sur l'arête qui va de la pointe de Chabournéou au Sirac, et sur les flancs ouest des pointes de Verdonne et des Bouchiers.

Dans cette région, leur épaisseur varie de 1 à 10 m. Ils sont dirigés en général N.40, et pentés 0° à 20°W. Leur abondance est très remarquable : ils donnent à cette région un aspect stratifié, avec alternance de niveaux clairs (gneiss) et de niveaux sombres (les filons). Ces derniers sont parfois plus abondants que les premiers.

Nous ne nous attarderons pas sur ces filons, qui sortent un peu du cadre de ce travail, et sur lesquels portent des études en cours (J.L. TANE).

Nous noterons cependant qu'il existe plusieurs faciès ; macroscopiquement nous avons distingué trois types principaux inégalement répartis :

- le faciès le plus banal est une roche vert bouteille sombre, faite uniquement d'une pâte microcristalline, sans phénocristaux visibles ;
- un autre type abondant est formé d'une roche plus claire, toujours vert bouteille, où la pâte est mouchetée de petites baguettes plagioclasiques blanches et de baguettes ferro-magnésiennes sombres ;
- enfin, un troisième type, assez semblable, montre en outre des vacuoles calciteuses qui restent souvent en creux après altération. Nous avons ici un faciès spilitique assez rare.

Les deux premiers faciès correspondent sans doute à ce que P. TERMIER (feuille Briançon 1/80 000) appelait les lamprophyres basiques et les diabases. Ils forment des filons séparés et non des variations dans un même filon. Quoique à peu près parallèles, ils se croisent souvent. On observe indifféremment les premiers faciès recouper les seconds, ou l'inverse. Ils semblent donc contemporains.

Une analyse chimique a été effectuée dans le faciès le plus courant (lamprophyre). (Analyse 409, échantillon G10, qui provient, non pas d'un filon du vallon de la Selle, mais du filon de la Colette de l'Aulagnier, dans le granite de Claphouse).

Les paramètres CIPW-Lacroix sont les suivants :

.3 (4) 5 (3) 4 3' (2, 2, 1, 2)

Il s'agit d'une kersantite.

ASPECT MICROSCOPIQUE DU GRANITE A AMPHIBOLE ET DES RHYOLITES

Figure n° 18 - Granite à amphiboles (échantillon R 1)

Rive gauche du haut vallon de la Selle, replats au Sud Est de la pointe des Bouchiers
(feuille I. G. N. Orcières ;

x = 917,30 ; y = 283,75 ; z = 2 800)

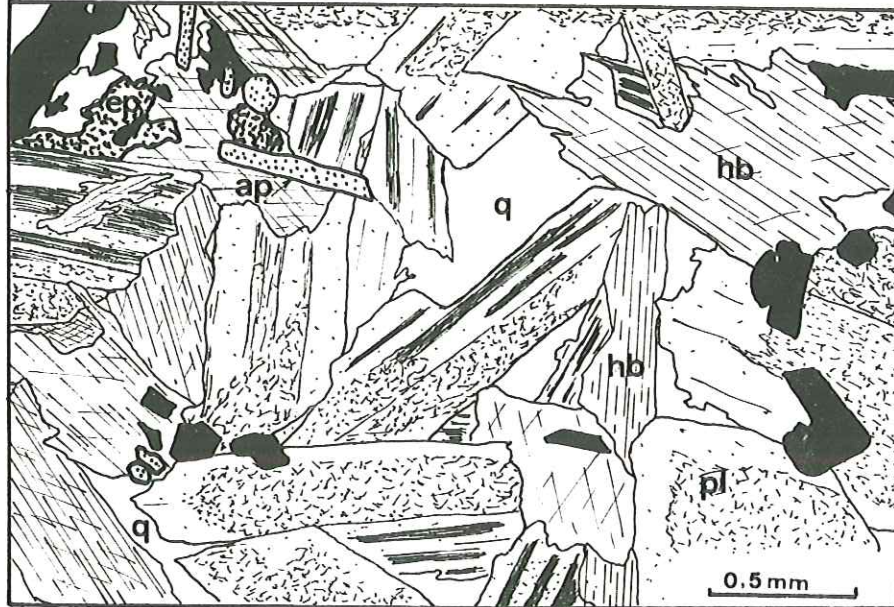
Roche formée essentiellement de plagioclases zonés, en baguettes automorphes, et
d'amphiboles. Ilménite (en noir) abondante.

Figure n° 19 - Rhyolite (échantillon J 1)

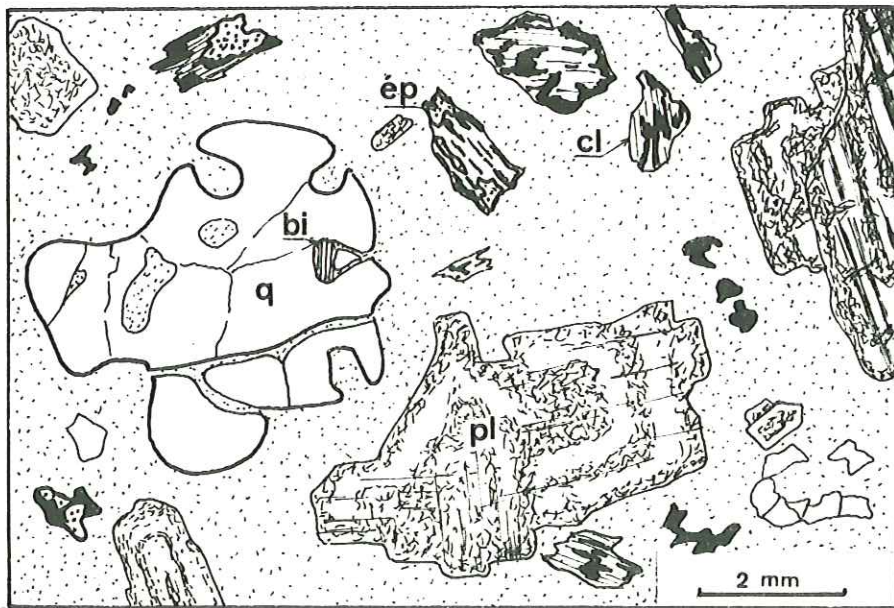
Région de Peyre-Arguet (feuille I. G. N. Saint-Christophe-en-Oisans

x = 918,76 ; y = 290,57 ; z = 2 660)

Faciès "acide". Phénocristaux : quartz à golfes de corrosion, plagioclase zoné, de forme
complexe (association de plusieurs individus), biotite chloritisée.



Lamé R1



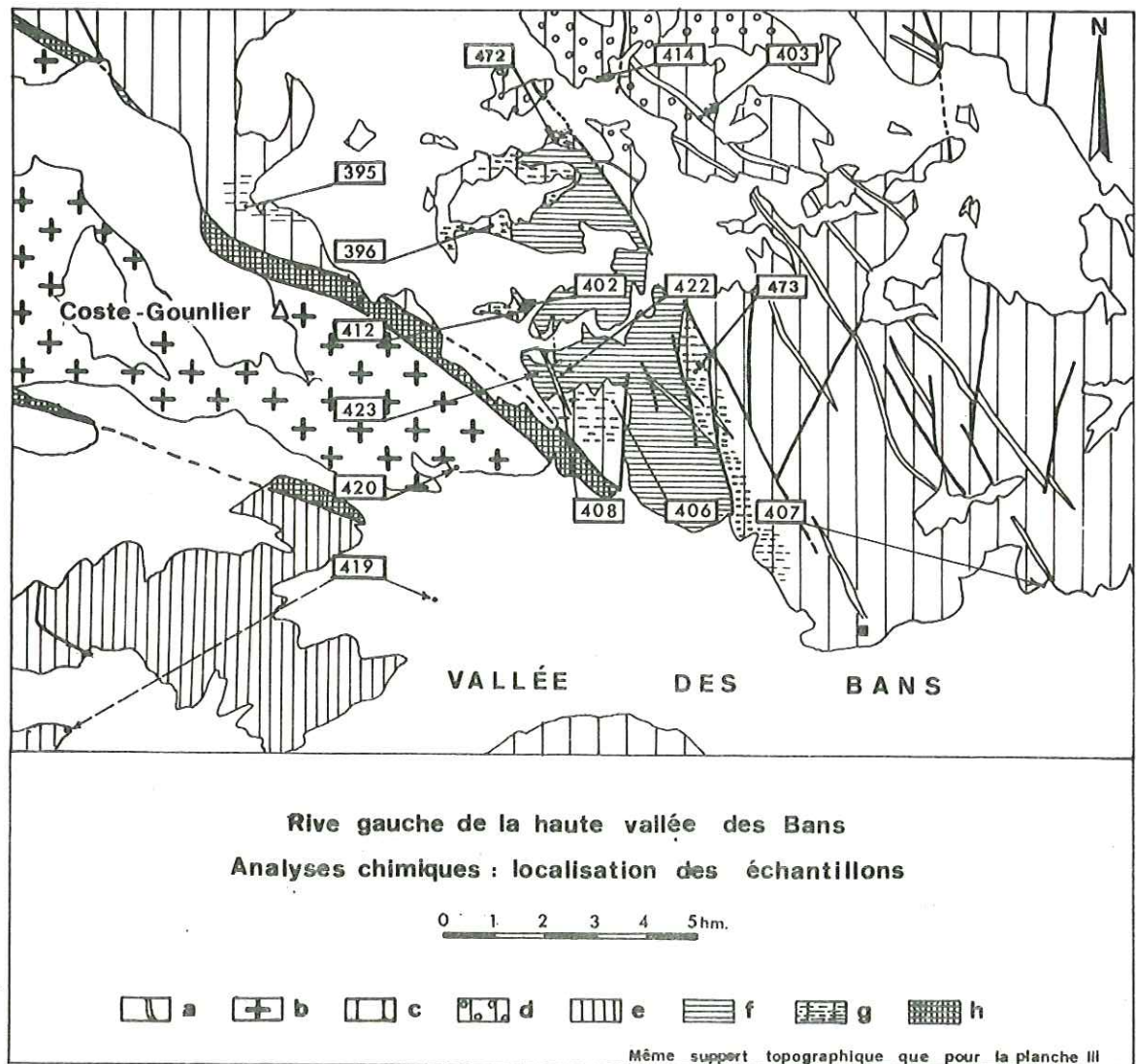
Lamé J1

IIIe PARTIE
CHIMISME ET METAMORPHISME DU SOCLE CRISTALLOPHYLLIEN

- I. - CHIMISME DES ENSEMBLES DE PEYRE-ARGUET ET DE CLAPHOUSE
- II. - METAMORPHISME DES ENSEMBLES DE PEYRE-ARGUET ET DE CLAPHOUSE
- III. - ETUDE DES FACIES PELVOUX-AILEFROIDE ET SELLE

CHAPITRE I - CHIMISME DES ENSEMBLES DE PEYRE-ARGUET ET DE CLAPHOUSE

Nous nous servirons ici des données chimiques pour essayer de préciser la lithologie initiale de ces gneiss et confirmer les hypothèses que nous avons parfois déjà faites en seconde partie, en se basant sur des données pétrographiques. La plupart des analyses ont été faites sur des échantillons récoltés en rive gauche de la haute vallée des Bans. Ils ont été localisés sur la carte schématique ci-dessous (fig. n° 20).



(a) filons acides ; (b) granite des Bans ; (c) gneiss des Bans ; (d) gneiss des Bans à tendance œillée nette ; (e) amphibolites du Sellar ; (f) amphibolites de Peyre-Arguet ; (g) gneiss à flammèches ; (h) mylonite;

A. - AMPHIBOLITES DE PEYRE-ARGUET

Ces amphibolites constituent le petit massif de roches basiques intrusif dans les gneiss à flammèches. Nous rappellerons ici les principaux constituants minéralogiques.

Ce sont par ordre chronologique probable de cristallisation :

{	pyroxène	{	amphibole	{	amphibole	{	amphibole
{	plagioclase altéré	{	plagioclase frais	{	(apatite)	{	biotite
{	grenat	{	(apatite)	{	(sphène)	{	
{	(quartz)	{	(sphène)	{		{	

Nous avons émis l'hypothèse que c'était un ancien massif de roches gabbroïques. Ses caractères chimiques et pétrographiques devraient nous permettre d'infirmer ou de confirmer cette supposition, basée surtout sur des critères de gisement.

1) Données chimiques

Deux analyses chimiques ont été effectuées sur ces amphibolites (cf. en annexe, analyses 422 et 423), l'une (422) sur le faciès moyen, l'autre (423) sur un faciès grenatifère.

Les compositions virtuelles sont les suivantes (% poids des minéraux virtuels)

Analyse	Quartz	Orthose	Albite	Anorthite	Corindon	Pyroxène	Minerais	Apatite
422	15,42	6,67	18,86	24,19		34,23	5,16	0,34
423	1,74	3,34	12,58	33,91	3,88	38,21	10,06	1,01

La norme correspond aux paramètres CIPW - Lacroix suivants :

	p	q	r	s	(h	k	l	m)
422	4 (5)	4	3 (4)	4	(1 (2)	1	1	2)
423	3	5	4	4	(2	1	1	2')

La composition est donc celle d'un gabbro (423) ou d'un gabbro quartzique (422).

La première paragenèse observée est d'ailleurs précisément celle d'un gabbro :

pyroxène monoclinique
andésine proche du labrador.

La discrimination géochimique entre amphibolites ortho et para a donné lieu à de nombreux travaux.

Ainsi, P. LAPADU-HARGUE (1958) estime "qu'une amphibolite contenant plus de 0,8 % en poids de TiO₂ est automatiquement d'origine ortho..." Tel est le cas ici de l'analyse (423).

Un critère couramment utilisé est le diagramme de Leake (1964) (fig. n° 21, p. 77)^{*}

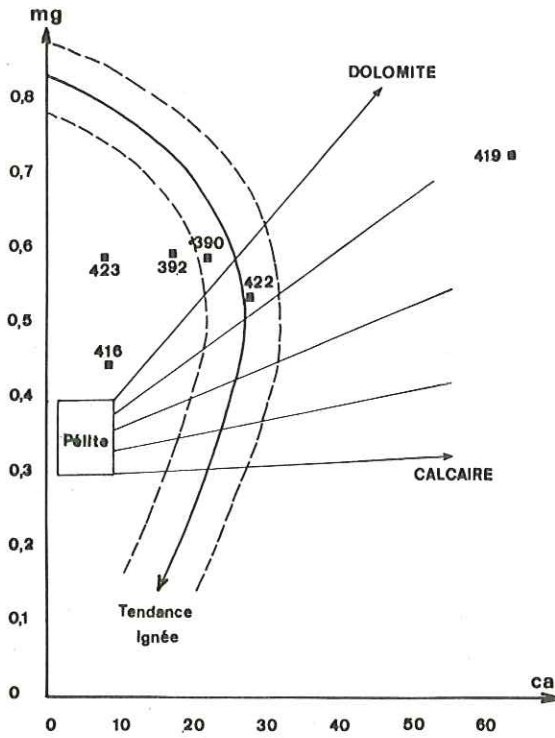


Figure n° 21 - Diagramme de Leake

de tendance ignée, et en bordure du triangle sédimentaire, l'origine serait plutôt ortho.

Pour le point (423) :

en dehors de tout domaine entre les pélites et les roches ignées, plus près de ces dernières. Cette roche étant surtout grenatifère, cette position indique sans doute une faible teneur en calcium des grenats.

D'après le diagramme de Leake, les amphibolites de Peyre-Arguet seraient d'origine ortho.

2) Données pétrographiques

Outre les critères de gisement dont nous avons déjà parlé, nous retiendrons les faits minéralogiques suivants :

- les plagioclases les plus séricitisés, sans doute primaires, montrent des macles Manebach-Ala.

Or il semble possible de déterminer l'origine ignée ou non du plagioclase d'après son type de macle (F.J. TURNER, 1951 ; MASAO GORAI, 1951). Ce dernier sépare les macles en deux groupes principaux :

groupe A : Albite, Péricline, Acline

groupe C : Manebach, Baveno, Carlsbad, Ala et macles complexes, en particulier Manebach-Ala.

^{*} - Sur ce diagramme ont été reportées, outre les analyses 422 et 423, les analyses (390), (392), (419), qui correspondent aux faciès suivants :

(390) échantillon 180 - 3

(392) " 180 - 2

amphibolites d'Arsine (C. BARBIERI-GILLOT)

(419) nodule calcique zoné dans les amphibolites du Sellar.

Il est établi en fonction des paramètres de Niggli Ca et Mg, qui sont pour les roches ci-dessus :

422 Ca = 27,64 Mg = 0,54

423 Ca = 12,60 Mg = 0,59

D'après B.E. LEAKE, les points représentatifs des amphibolites d'origine ortho se situent au voisinage d'une courbe ("Courbe de tendance ignée") et les points représentatifs de celles d'origine para dans un triangle dont les trois sommets représentent le pôle pélitique (Ca peu différent de 0, Mg faible), le pôle calcique (Ca élevé, Mg faible) et le pôle dolomitique (Ca et Mg élevés).

Toutefois, ce diagramme est discutable :

- la courbe de tendance ignée traverse le triangle sédimentaire, d'où un domaine commun indéterminé assez important (et qui correspond aux valeurs Ca et Mg moyennes, rencontrées dans la plupart des amphibolites) ;

- beaucoup de points représentatifs des roches formées non exclusivement de plagioclase et d'amphibole tombent en dehors de tout domaine.

En reportant les analyses 422 et 423 sur ce diagramme, nous obtenons :

Pour le point (422) :

domaine commun aux amphiboles ortho et para ; toutefois, le point tombant juste sur la courbe

Les macles du groupe C se trouvent presque exclusivement dans les roches volcaniques, alors que celles du groupe A se rencontrent indifféremment dans les roches volcaniques, plutoniques ou métamorphiques.

Les plagioclases des amphibolites auraient donc une origine ignée (macle de type C) ; leur aspect parfois idiomorphe vient confirmer cette hypothèse.

- Nous avons déjà dit que la morphologie des apatites était aussi plus ou moins caractéristique de leur milieu de cristallisation (voir p. 22). Ici nous avons certes des apatites de forme assez ronde, donc d'origine plutôt métamorphique. Mais elles sont regroupées en agrégats de forme étirée : il peut s'agir d'anciennes apatites aciculaires d'origine ignée, ayant été granulées et recristallisées au cours d'un métamorphisme ultérieur.

3) Conclusion

Des critères, tant de gisement (position intrusive, rubanement magmatique) que minéralogiques (formes automorphes des feldspaths et des pyroxènes, macles des feldspaths, morphologie des apatites) ou chimiques (composition, teneur en TiO_2 , place sur le diagramme de Leake) permettent d'affirmer que les amphibolites de Peyre-Arguet étaient, avant métamorphisme, un massif de gabbro à augite.

B. - GNEISS DE PEYRE-ARGUET

Ces gneiss, avons-nous dit, sont caractérisés par leur structure granulitique et la grande hétérogénéité de leur faciès, qui varie d'un niveau à l'autre.

1) Données chimiques

Un certain nombre d'analyses (données en annexe) ont été effectuées sur ces gneiss ; elles correspondent aux faciès suivants :

n° d'analyses	n° échantillons	Faciès
395	J 18	Gneiss sombre sans flammèches nettes
396	J 22	Gneiss clair sans flammèches ("leptynite")
406	J 12	Gneiss clair à flammèches grossières
472	J 49	Gneiss clair à flammèches grossières
473	J 51a	Gneiss sombre à fines flammèches

D'après ces analyses, on peut essayer de retrouver ce qu'il devait être la lithologie initiale de ces roches. Il faut admettre, cependant, qu'il n'y ait pas eu de variations chimiques importantes depuis le dépôt, c'est-à-dire que le métamorphisme ait été en première approximation topochimique. Il semble que ce soit le cas ici : une mobilité importante des éléments serait allée de pair avec une certaine homogénéisation de l'ensemble, ou tout au moins une certaine "migmatization" qui ne s'observe pas dans ces faciès. Au contraire, les recristallisations successives semblent s'être faites sur place et il n'y a pas eu "mélange" des différents termes "interstratifiés" et passant progressivement des uns aux autres.

Plusieurs auteurs ont essayé de séparer les roches en se fondant sur des diagrammes chimiques, où, en fonction des éléments considérés se séparent tels ou tels domaines.

Les diagrammes que nous avons utilisés sont les suivants :

(1) Diagramme de F.L. Pettijohn (1949) (fig. n° 24, p. 85) où les paramètres utilisés sont : % ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$) et % SiO_2 (pourcentages pondéraux d'oxydes). S'il a le mérite d'être d'un maniement simple, il ne sépare que très approximativement les termes d'origine ignée et les termes d'origine sédimentaire.

(2) Diagramme de H.G.F. Winkler (1965-1967) (fig. n° 25, p. 85), où sont utilisés les paramètres ACF et A'KF. D'un emploi moins simple que le diagramme de Pettijohn (il nécessite quelques calculs et un comptage de points pour corriger les paramètres en fonction des minéraux réels observés), ses résultats ne sont guère plus probants dans ce domaine.

Diagramme de H. de La Roche (1965-1968)

Nous en avons utilisé trois :

(3) Diagramme (Al/3-K). (Al/3 - Na) (fig. n° 26, p. 86) (Al, K, et Na exprimés en milliatomes).

Il sépare assez nettement les roches sédimentaires des roches volcaniques ; comme dans tout diagramme, il existe un domaine flou, celui des roches volcano-détritiques.

(4) Diagramme triangulaire MgO , Na_2O , K_2O (fig. n° 27, p. 86).

A partir de multiples analyses, H. de La ROCHE a pu tracer sur ce diagramme une courbe sur laquelle se placent les roches ignées, et plusieurs domaines pour différentes familles de roches sédimentaires.

En reportant sur ce diagramme toutes les analyses de roches d'origine ignée et d'âge différent de la partie est du massif Ecrins-Pelvoux (gabbros de Peyre-Arguet, rhyolites vraies, esterellites, lamprophyres, granites) on s'aperçoit qu'ils définissent une courbe à peu près parallèle à celle de H. de La ROCHE, mais assez nettement décalée (décalage qui traduit surtout une teneur relativement faible en Na_2O).

On peut penser que cette différence de caractères chimiques entre le Pelvoux et le domaine moyen existait déjà lors du dépôt initial ; il est donc logique de placer les domaines sédimentaires définis sur le diagramme originel, pour les ajuster à notre cas, en se basant sur le décalage des courbes des roches ignées. Ou tout au moins il faut en tenir compte pour l'interpréter.

(5) Diagramme triangulaire (Fe_2O_3 (total) + TiO_2 + CaO), (Al_2O_3), ($k \text{SiO}_2$) (fig. n° 28, p. 87).

Il est basé sur la constatation que les éléments Al_2O_3 , Fe_2O_3 (fer total exprimé en Fe_2O_3), TiO_2 , CaO , et SiO_2 sont toujours liés dans la nature par une loi linéaire simple de type :

$$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO} = -\frac{k}{100} \text{SiO}_2 + k$$

En reportant graphiquement les valeurs des pourcentages d'oxydes du premier membre, obtenues à partir des différentes analyses chimiques, et les valeurs correspondantes du pourcentage de SiO_2 , on doit obtenir des points alignés sur une droite, dont l'ordonnée à l'origine donne la valeur k.

A partir d'un grand nombre d'analyses H. de La ROCHE a obtenu $k = 0,73$, et la relation peut s'écrire :

$$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (total)} + \text{TiO}_2 + \text{CaO} + 0,73 \text{SiO}_2 = 0,73$$

Cette somme étant constante, elle peut se représenter par un diagramme triangulaire, dont on a choisi pour sommets (Al_2O_3), ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$), ($0,73 \text{SiO}_2$) et sur lequel statistiquement les roches se regroupent en aires bien définies en fonction de leur lithologie initiale.

Si on réunit toutes les analyses du massif Ecrins-Pelvoux, on obtient bien une droite (fig. n° 22), mais dont l'ordonnée à l'origine est 69 au lieu de 73.

Bien que cette différence ne soit peut-être que le reflet de la non similitude des méthodes d'analyses employées, nous en avons tenu compte : les points représentatifs de nos roches ont été situés dans un diagramme dont un des sommets est $0,69 \text{SiO}_2$ au lieu de $0,73 \text{SiO}_2$.

On peut s'étonner de voir que nous avons utilisé des diagrammes (F.L. PETTIJOHN, H.G.F. WINKLER) que nous ne considérons que comme peu significatifs. Toutefois, pour pouvoir définir la lithologie initiale d'une roche, à partir de critères chimiques, il faut qu'il y ait compatibilité entre le plus grand nombre de diagrammes possibles.

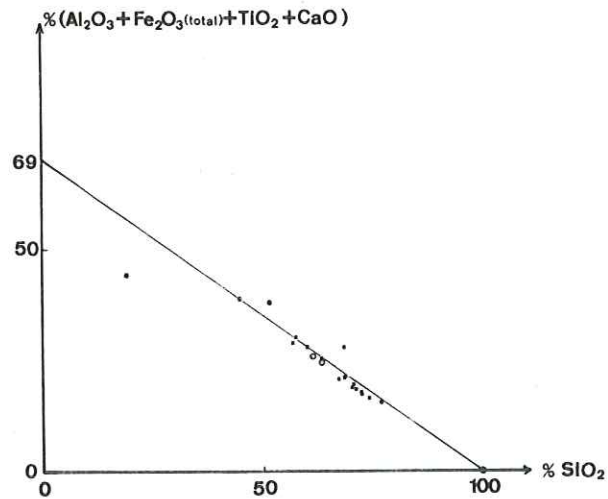


Figure n° 22 - Valeur du coefficient K pour le diagramme n° (5)

Nous avons reporté, dans le tableau suivant, la nature originelle que donne chacun de ces diagrammes, pour chacune des analyses ci-dessus.

n° d'analyse	395	396	406	472	473
n° diagramme					
1	pélite - grauwacke	granite	granite-arkose	arkose	pélite- grauwacke
2	argilite et marne à moins de 35 % de CaO	grauwacke ou argilite	comme (395) ou grauwackes	comme (395)	comme (395)
3	pélite	grauwacke ou volcanisme calco- alcalin	arkose	arkose	pélite grauwackes
4 *	pélite	grauwacke grano-diorite	arkose	arkose pélite	pélite
5	pélite points tous voisins de la courbe des roches volcaniques.	grauwacke pélite	grauwacke arkose	arkose pélite	pélite grauwacke

* - En tenant compte du décalage signalé plus haut, les points sont tous proches de la courbe des roches ignées.

De ce tableau, il ressort que les gneiss de Peyre-Arguet ont une lithologie initiale très variée, oscillant entre pélites, grauwackes, arkoses, roches volcaniques.

Les gneiss leucocrates (406, 472, 396) ont un chimisme d'arkose ou de volcanite calco-alcaline. Compte tenu de leur "interstratification" apparente dans les gneiss sombres (pélites ou grauwackes) qui coïncide mal avec ce que l'on sait des arkoses sédimentaires, il semble plus juste d'en faire des épanchements volcaniques acides.

Il peut être fructueux de comparer ces gneiss clairs à certains faciès décrits par J. M. PETERLONGO (1958) dans les monts du Lyonnais et F. H. FORESTIER (1961) dans le Haut-Allier : il s'agit de gneiss à sillimanite et biotite très voisins des nôtres, tant au point de vue pétrographique (si ce n'est des structures granulitiques moins nettes) que chimique. (voir en annexe analyses (a), (b), et points correspondants sur les différents diagrammes), dénommés par ces auteurs, ortho-leptynites, et interprétés comme d'anciennes coulées ou tufs volcaniques interstratifiés dans une série sédimentaire pélimitique (gneiss plus biotitiques).

2) Critères pétrographiques

Nous n'avons pas retrouvé de structure confirmant l'hypothèse de l'origine volcanique d'une partie de l'ensemble, ce qui est normal compte tenu du haut degré de métamorphisme (gneiss à sillimanite).

Toutefois, les niveaux que leur chimisme indique comme d'anciennes grauwackes ou pélites sont très biotitiques, et ceux volcaniques beaucoup moins, mais très quartzeux.

3) Conclusion

En nous basant sur des critères essentiellement géochimiques, nous ferons des gneiss de Peyre-Arguet, un ancien dépôt volcano-détritique acide où s'interstratifiaient niveaux pélimitiques ou grauwackeux et tufs ou coulées acides. D'autre part cette brève étude permet d'envisager la région est du massif des Ecrins-Pelvoux comme une entité géochimique aux caractères assez nettement distincts de la moyenne définie dans les Pyrénées par H. de La ROCHE (voir modification des diagrammes 4 et 5).

C. - ENSEMBLE DE CLAPHOUSE

Etant donné les différences pétrographiques importantes qui existent entre gneiss biotitiques (gneiss du SÉLÉ, de Claphouse) et gneiss surtout feldspathiques des Bans, nous les étudierons séparément.

1) Gneiss des Bans

a) Données géochimiques

Nous disposons de trois analyses de ces gneiss des Bans :

414	J 20	gneiss à structure œillée nette
412	J 17	gneiss à reste de structure œillée
407	J 37	gneiss rubané assez biotitique.

Les compositions virtuelles sont les suivantes :

	apatite	mineraï	calcite	orthose	albite	anorthite	pyroxène	quartz
407	0,67	1,39	3,45	27,24	19,39	4,73	3,65	39,54
412	0,34	2,38		22,80	20,44	6,12	8,65	34,74
414	0,67	2,00	2,55	27,80	21,48	5,28	8,58	31,32

Pour comparer ces roches, nous avons calculé les paramètres correspondants CIPW et KCN ($K = 100 K_2O$, $C = 100 CaO'$, $N = 100 NaO$, $CaO' =$ chaux utilisée pour former l'anorthite).

Paramètres CIPW - Lacroix						K	C	N
407	'2	3'	'2	'3	(2 1 1 3)	47,6	16,5	35,9
412	1 (2)	3'	2	3	(2 1 1 (2) 3)	40,2	21,6	38,2
414	1 (2)	3(4)	'2	3	('2 1 1 2)	45,4	17,3	37,3

Ces trois roches sont très voisines. En les reportant sur le diagramme K C N de Frey (1937) (fig. n° 23) on voit que leur équivalent magmatique est un granite calco-alcalin proche du pôle alcalin.

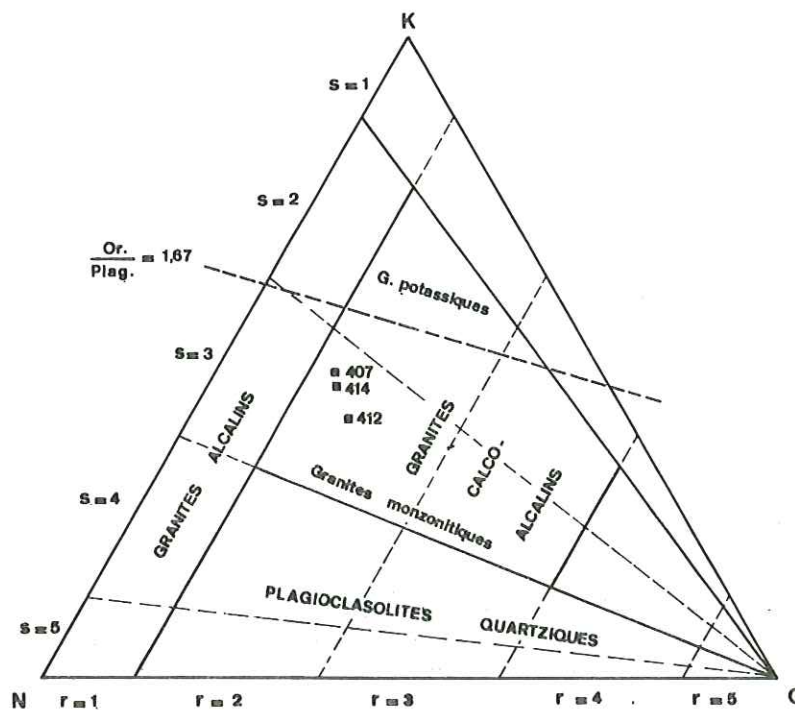


Figure n° 23 - Diagramme K. C. N. de Frey

Comme pour les gneiss de Peyre-Arguet, nous pouvons essayer de retrouver la lithologie initiale à partir des différents diagrammes cités plus haut (figures 24, 25, 26, 27 et 28). Nous avons également regroupés les résultats sous forme de tableau :

n° analyse	1	2	3	4	5
407	arkose	grauwacke ou marne	arkose, volcanisme calco-alcalin	arkose, volcanisme acide	arkose, volcanisme acide
412	entre grau-wacke et arkose	id	pélite	pélite, volcanisme dacitique	grauwackes granite
414		id	arkose volcanisme calco-alcalin	id	arkose, grauwackes, granite rhyolites

Points trop près du centre pour être significatifs

D'après ce tableau, les gneiss rubanés (407) étaient initialement des arkoses, tandis que les gneiss œillés dériveraient, soit de grauwackes, soit de roches ignées calco-alcalines.

Ces roches (surtout J 17 (= 412) et J 20 (= 414)) sont très feldspathisées (feldspath potassique très abondant, semblant souvent s'être développé aux dépens des autres minéraux).

On ne peut être sûr que cela ne se soit pas fait avec apport extérieur. Beaucoup d'auteurs pensent, en effet, que la feldspathisation (granitisation) n'est pas une simple transformation in situ, mais qu'elle résulte d'un enrichissement sodi-potassique du milieu par métasomatose. Cette notion de migration des éléments chimiques est à manier avec prudence car son mécanisme et ses effets sont encore mal connus. Il est donc, bien sûr, impossible de chiffrer un tel apport dont l'existence impliquerait pour le chimisme initial de ces roches des valeurs de K_2O et Na_2O plus faibles que celles actuellement mesurées.

Mais, si pour tenter de retrouver des conditions peut-être plus proches de ce chimisme originel, on modifie en conséquence la position des points sur les diagrammes où ces oxydes interviennent (diagrammes (2), (3) et (4) : ACF - A'KF, $(Al/3 - K) - (Al/'' - Na)$, $Na_2O - MgO - K_2O$), on s'aperçoit que les résultats ne sont que peu modifiés : le point (407) reste dans le domaine arkosique, tandis que les points (412) et (414) appartiennent toujours au domaine igné calco-alcalin, peut-être de manière plus nette qu'auparavant.

b) Données pétrographiques

En raison, précisément, de cette "feldspathisation" intense, les critères de gisement sont d'un emploi délicat. On peut toutefois noter que dans cet ensemble des gneiss des Bans, qui, à priori, a dû connaître une histoire très analogue sur toute son étendue (limitée à l'échelle du massif), les gneiss à tendance œillée nette (412, 414) forment une zone assez circonscrite, séparable des gneiss rubanés plus biotitiques.

D'autre part, les yeux sont de vieux feldspaths potassiques automorphes dont l'origine est très probablement magmatique.

On aurait donc tendance à faire de ces gneiss à tendance œillée des orthogneiss, dérivant, peut-être, d'un vieux granite, éventuellement circonscrit. L'existence des faciès très voisins de Crupillouse (orthogneiss) confirme cette hypothèse qui cadre avec les données chimiques.

Pour ce qui est des gneiss rubanés, il est plus difficile de préciser leur origine. Leur homogénéité, leur épaisseur sans doute importante (difficile à estimer toutefois en raison de nombreux plis isoclinaux), leur chimisme, plaideraient pour une origine sédimentaire de type arkosique. Mais, on ne peut être sûr qu'il ne s'agit pas plutôt d'une origine volcano-détritique, par exemple.

2) Gneiss rubanés biotitiques

Nous disposons de beaucoup moins de données sur ces gneiss que sur les précédents. En particulier, nous n'avons qu'une seule analyse chimique, faite sur un échantillon de gneiss biotitique du Sélé, peu granité (pas de feldspaths potassiques) (échantillon F 2, analyse 405). Sur tous les diagrammes le point représentatif de cette analyse se place à proximité des domaines grauwackes ou pélites.

Péetrographiquement la présence de niveaux de lithologie variée (passées amphibolitiques) indiquerait un gisement initial sédimentaire.

Les zones amphibolitiques montrent parfois un certain caractère volcanique : feldspaths souvent maclés Carlsbad (macles de type C de MASO GORAI, se rencontrant presque uniquement dans les roches d'origine ignée), rubanement (quoiqu'ici l'origine magmatique d'un tel rubanement soit beaucoup plus discutable que dans le gneiss de Peyre-Arguet).

Etant donné leur "interfoliation" dans les gneiss biotitiques, il peut s'agir de niveaux de tufs ou de coulées basiques. Quant aux gneiss biotitiques, il est habituel d'en faire de vieux sédiments pélitiques.

3) Conclusion

Ainsi, l'ensemble de Claphouse montre des faciès assez monotones, dans lesquels on peut reconnaître d'anciennes roches acides (vieux granite (?), arkoses) et une série pélitique où s'intercalaient des venues basiques et dont la grande puissance apparente est due à de nombreux replis isoclinaux. Il est difficile de dire s'il s'agit de termes superposés ou de variations latérales de faciès.

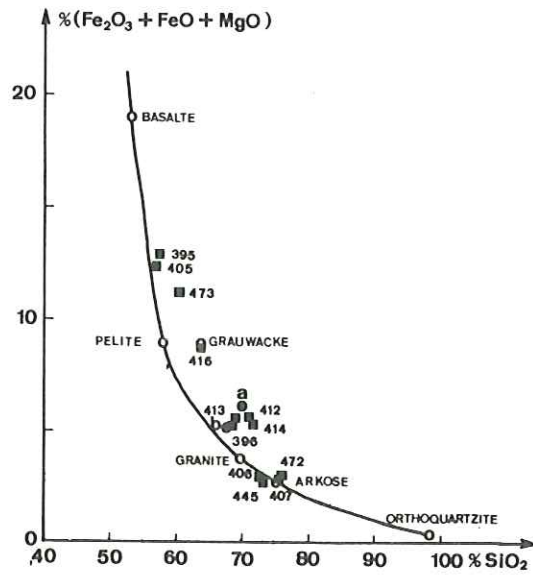


Figure n° 24 - Diagramme de Pettijohn

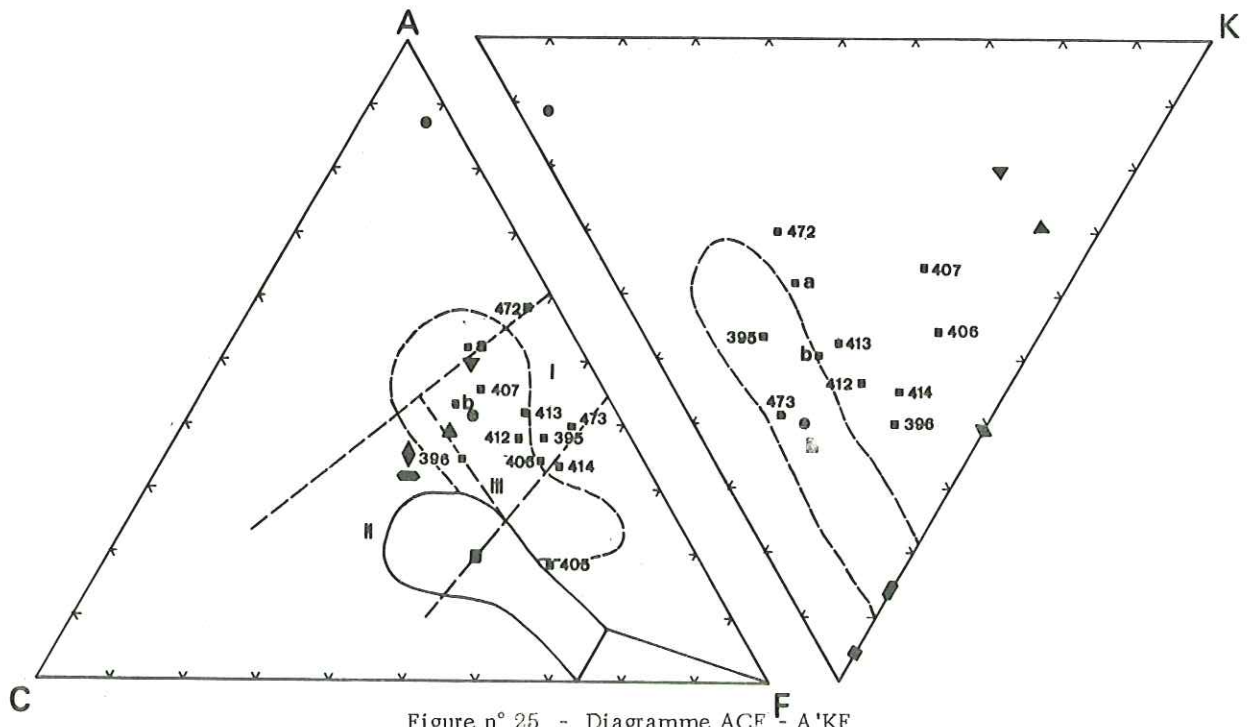


Figure n° 25 - Diagramme ACF - A'KF

I = Argilite et marne à moins de 35 % de carbonates ; II = marnes à 35-65 % de carbonates ; III = grauwackes ; ■ = roches basaltiques ; ● = tonalites ; ◆ = granodiorites ; ▲ = granite calco-alcalin ; ▼ = granites alcalins.

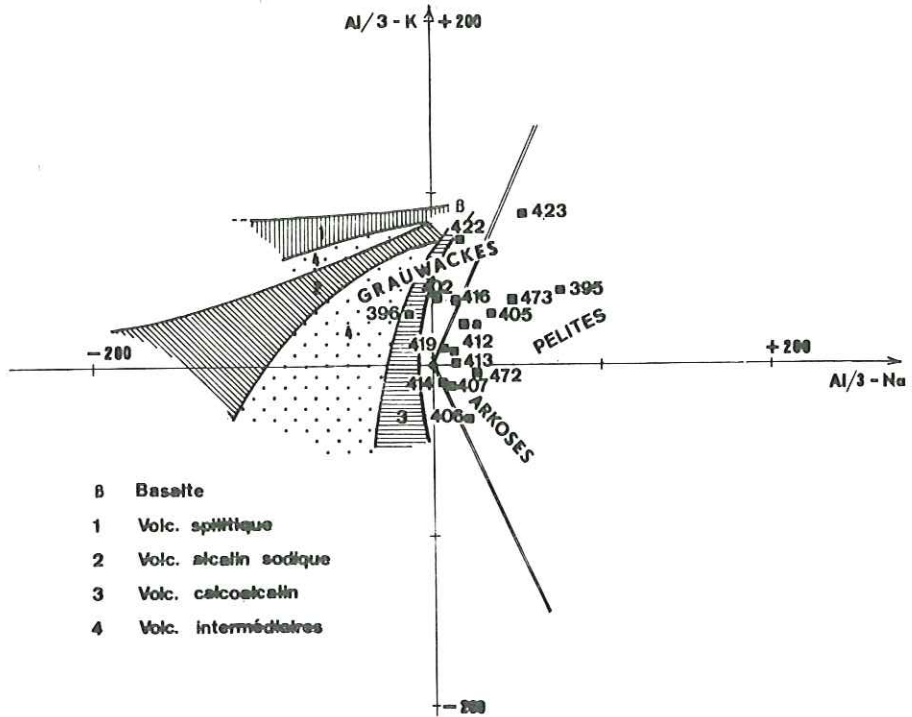


Figure n° 26 - Diagramme H; de La Roche
(Al/3 - K) (Al/3 - Na)

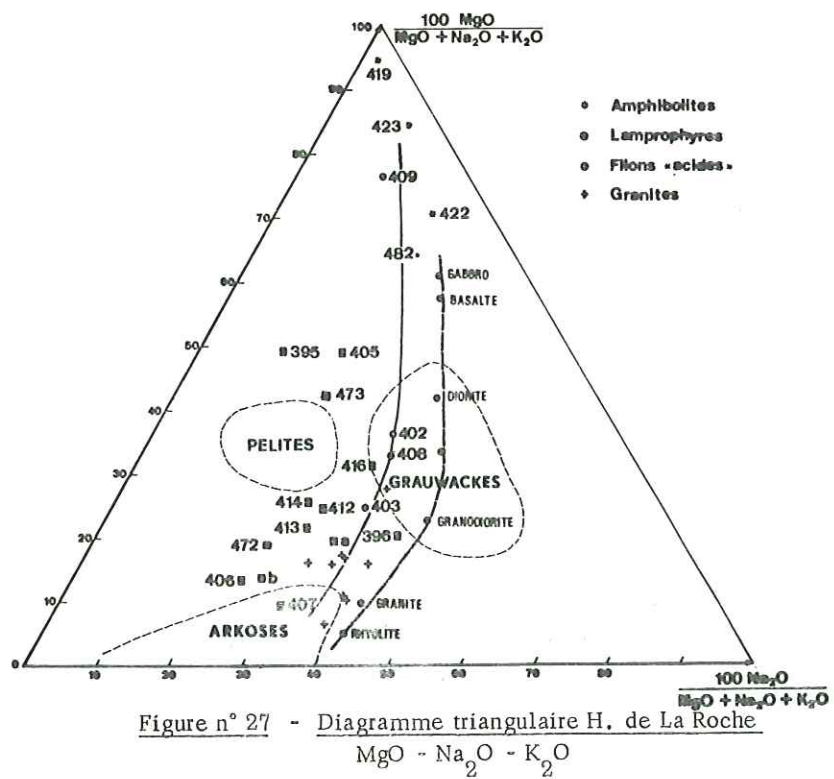


Figure n° 27 - Diagramme triangulaire H; de La Roche
MgO - Na₂O - K₂O

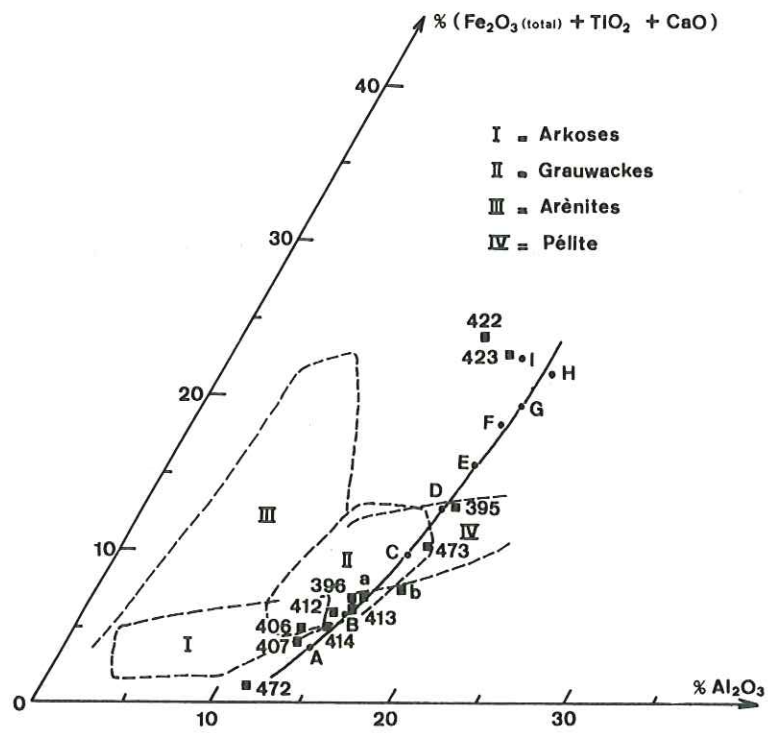


Figure n° 28 - Diagramme triangulaire H. de La Roche
($\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total}) + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$), (Al_2O_3), ($0,69 \text{SiO}_2$).

CHAPITRE II - METAMORPHISME DES ENSEMBLES DE PEYRE-ARGUET ET DE CLAPHOUSE

A. - ENSEMBLE DE PEYRE-ARGUET

1) Introduction

Nous caractériserons le métamorphisme de cet ensemble, à partir de celui des gneiss à flammèches. Leurs caractéristiques microscopiques principales sont les suivantes :

Structure. Niveaux à quartz plats ("plattenquartze") seuls ou associés à de la sillimanite et à de la biotite, séparant des zones granoblastiques plus équantes.

Composition. Par ordre de cristallisation apparent, les minéraux sont les suivants :

- 1) sillimanite prismatique, disthène, grenat (1re génération) ;
- 2) même chose, plus sillimanite fibreuse, séricite, orthose perthitique (40 à 50 % d'albite), plagioclase antiperthitique (teneur en anorthite 28 %), biotite ;
- 3) sillimanite prismatique non séricitisée, biotite.

Nous avons baptisée ces gneiss granulites. En effet, le "Granulite Colloquium" (Fribourg, mai 1968) donne de ce terme la définition suivante :

"a granulite is a metamorphic rock composed essentially of a fine grained mosaic of feldspar, with or without quartz ; ferromagnesian minerals, if present, are predominantly anhydrous. Granulite typically contains lenticular or elongate grains or aggregates of grains". *

De même, H. G. F. WINKLER (1967) après K. H. SCHEUMAN (1961) sépare les granulites en deux catégories : les claires et les sombres. Les granulites sensu-stricto sont les premières et se caractérisent ainsi :

Composition : orthose perthitique (30 à 47 % d'albite), plagioclase sodique (17 à 58 % d'anorthite) souvent antiperthitique, quartz, rutile (minéral accessoire caractéristique) ; autres minéraux accessoires : almandin (forte teneur en pyrope), disthène ou sillimanite, hypersthène ou bronzite, magnétite, hercynite.

Structure : "ces granulites leucocrates ont une structure très caractéristique : des plages de quartz, minces et plates, orientées parallèlement au plan de la mégastucture (c'est-à-dire au plan de foliation) séparent des bandes faites de quartz et feldspath allotrioblastiques".

Les gneiss de Peyre-Arguet, si on excepte la présence de biotite et de séricite, ont toutes les caractéristiques des granulites sensu-stricto de SCHEUMAN.

* - "Une granulite est une roche métamorphique composée surtout d'une mosaïque feldspathique à grain fin, avec ou sans quartz ; lorsque les minéraux ferromagnésiens existent, ce sont surtout des minéraux anhydres. Les granulites contiennent typiquement des cristaux ou des agrégats de cristaux lenticulaires ou allongés".

Toutefois, des biotites très foncées comme celles de ces gneiss, de fort métamorphisme (voir p. 26) sont fréquentes dans le faciès granulite. Ainsi P. ESKOLA (1952) dit à propos des granulites de Laponie (qui ont servi à définir le faciès type) que la "biotite est quantitativement un constituant important".

2) Diagramme ACF - A'KF

On peut essayer de définir plus exactement le faciès de ces gneiss, éventuellement essayer de chiffrer les conditions de pression et température sous lesquelles ils se sont formés, à partir des conditions d'équilibre des minéraux observés.

En premier lieu, nous utiliserons les diagrammes classiques ACF - A'KF de H.G.F. Winkler (1967).

Dans le tableau suivant, nous donnons les paramètres correspondants aux différentes analyses des gneiss de Peyre-Arguet. On sait que les valeurs A, C et F varient assez notablement en fonction de la teneur en biotite ; nous n'avons pas fait de correction sur celle-ci lorsqu'elle formait moins de 5 % du volume de la roche.

Analyse	n° échantillon	% biotite	A	C	F	A'	K	F
396	J 22	moins de 5 %	34,78	24,42	40,80	12,40	27,50	60,10
406	J 12	-/-	34,08	14,31	51,61	13,63	40,77	45,60
472	J 49	-/-	58,64	4,30	37,06	43,66	26,12	30,22
473	J 51a	27 %	39,26	7,35	53,39	28,61	12,75	58,64
395	J 18	35 %	37,85	12,03	50,12	37,20	15,68	47,12

Pour un diagramme correspondant aux conditions de température et de pression au moment de la cristallisation, on doit pouvoir faire correspondre la paragenèse minérale théorique, fonction du chimisme de la roche, et celle réellement observée.

Etant donné que ces gneiss, du point de vue structural au moins, sont des granulites, il est normal d'utiliser en premier lieu, le diagramme qui correspond à ce faciès (fig. n° 29, haut).

Sur ce diagramme, la paragenèse observée ne correspond pas à celle théorique, même si on la complète par l'adjonction de biotite dans le triangle orthose-almandin-orthopyroxène.

Pour faire apparaître les minéraux des gneiss de Peyre-Arguet, il faut utiliser les diagrammes du faciès amphibolite de type Barrow supérieur (B 23) et moyen (B 22) (fig. n° 29, milieu et bas).

Nous avons schématisé dans le tableau suivant les associations minérales théoriquement observables dans chacun des deux sous-faciès et celles réellement observées :

	B 23	B 22	Paragenèse réelle
Gneiss clair 396, 406, 472	Sillimanite, grenat, orthose, (biotite)	(Sillimanite), muscovite, biotite, microcline	Sillimanite, muscovite, (biotite) feldspath potassique, grenat.
Gneiss sombre 395, 473	Sillimanite, grenat orthose	Sillimanite, grenat, muscovite, biotite	Sillimanite, muscovite, grenat, biotite, feldspath potassique.

On voit que la paragenèse réelle observée comprend à la fois les minéraux de l'un et l'autre des sous-faciès B 22 et B 23.

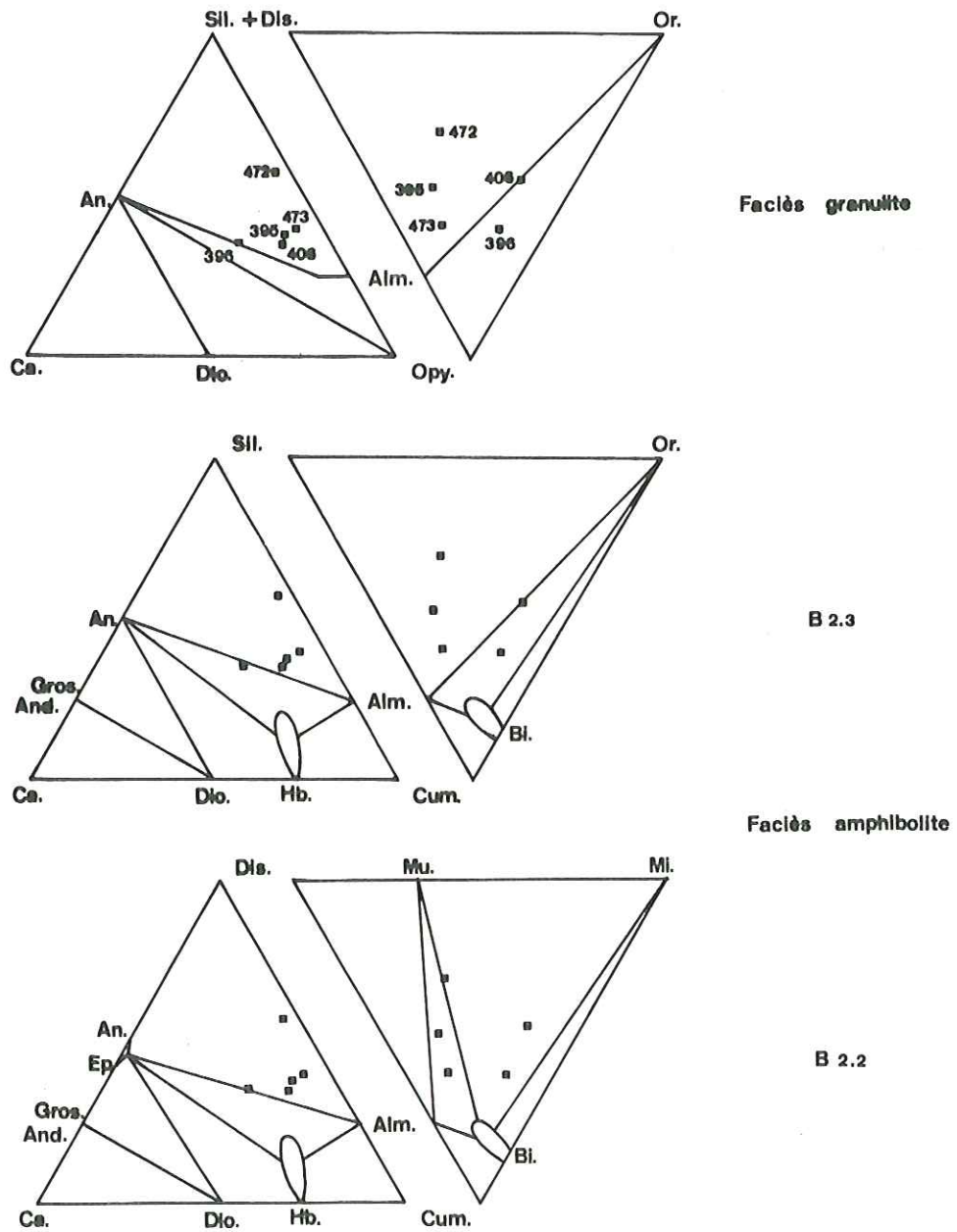


Figure n° 29 - Gneiss de Peyre-Arguet ; diagrammes ACF - A'KF

Il peut s'agir, soit d'une cristallisation simultanée de tous les minéraux, juste dans des conditions thermodynamiques limites entre celles du B 22 et du B 23, soit de plusieurs étapes métamorphiques.

Etant donné que tous les minéraux ne sont pas en structure diablastique (ce qui devrait être si la première hypothèse était la bonne), mais qu'il y a reprise de vieilles paragenèses par des nouvelles, nous sommes dans le second cas.

La succession des cristallisations et les faciès correspondants sont les suivants :

- sillimanite-disthène-grenat ; faciès granulite ;
- sillimanite fibreuse, muscovite, orthose, biotite ; limite B 22 - B 23 ;
- sillimanite prismatique-biotite, pas de muscovite ; B 23 ;

Cet ordre chronologique est souligné par les faits suivants :

- la biotite se développe aux dépens du grenat,
- l'association sillimanite-séricite fait de même avec la vieille sillimanite et le disthène (passage du faciès granulite au faciès limite B 22 - B 23);
- enfin la sillimanite prismatique néoformée n'est pas séricitisée : la séricite est donc un minéral type de la seconde étape, et non pas une altération tardive.

En se basant sur le diagramme ACF - A'KF, on peut avoir une première idée des conditions lors de la cristallisation de ces gneiss ; en effet, elles sont, au cours de la phase principale, celles du faciès amphibolite, soit :

- { température élevée, de 550 - 750°C ;
- { pression solide de 5 à 9 kb.

D'autre part, il faut noter une remarque importante de H.G.F. WINKLER (1967, p. 185) : dès que la pression d'eau dépasse 5 kb, il doit y avoir anatexie dans les conditions du faciès amphibolite. Or, il n'y a jamais de granitisation dans ces gneiss. Il faut donc admettre une faible pression partielle d'eau.

On rejoint ici les données classiques du faciès granulite, où il est admis (D. de WAARD, 1965 ; H.G.F. WINKLER, 1967 ; dans une certaine mesure, H.R. WYNNE-EDWARDS, 1968) que la pression solide P_s et la pression d'eau P_{H_2O} doivent être dissociées, P_{H_2O} étant inférieure à P_s .

En raison de cette pression d'eau faible, on peut dire que les roches définies précédemment comme des granulites par leur structure appartiennent effectivement au faciès granulite. Toutefois, il s'agit vraisemblablement d'une variété un peu anormale, puisqu'un minéral peu orthodoxe comme la muscovite peut être stable.

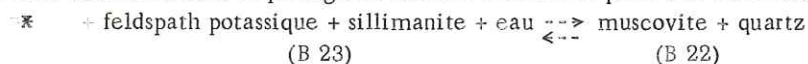
3) Conditions lors de la formation des gneiss

a) Remarques préliminaires

Nous soulignerons ici certains points parfois négligés mais qui sont importants.

(i) Dans la chronologie des recristallisations, nous avons noté une étape métamorphique où les conditions devaient être intermédiaires entre les sous-faciès B 22 et B 23 de H.G.F. WINKLER. Cela peut signifier des conditions thermodynamiques de P et T limites entre celles qui correspondent à chacun de ces sous-faciès. Mais ce type de raisonnement est à manier avec prudence car il arrive que des facteurs autres que pression et température interviennent : à titre d'exemple, nous dirons rapidement quelques mots sur deux mécanismes qui ont pu contribuer à perturber les équilibres.

Pour cela, nous schématiserons le passage du faciès B 22 au B 23 par l'une des réactions suivantes :



Cet équilibre est plus ou moins déplacé d'un côté ou de l'autre en fonction de la teneur relative en eau. En particulier, la quantité relativement importante de sillimanite par rapport à la muscovite qui existe dans les gneiss clairs peut être due à une lithologie initiale relativement anhydre.

Ici ce facteur jouerait dans le sens de l'apparition d'une paragenèse de type B 23 dans des conditions de pression et de température correspondant au faciès B 22.



Ici au contraire, l'abondance relative de biotite et de sillimanite dans les gneiss sombres tient peut-être à une lithologie initiale très hydratée.

Le facteur eau jouerait donc dans le sens d'une apparition d'une paragenèse de type B 22 dans les conditions de température du B 23.

En outre, on constate que la paragenèse (biotite + sillimanite) est particulièrement bien représentée dans certains gneiss sombres, où du graphite est associé à la biotite. Le graphite est soit d'origine primaire, soit dû à la décomposition du CO_2 (ce qui dans la pratique impliquerait la présence de débris organiques dans le sédiment pour le premier cas, et un apport de CO_2 dans le second cas).

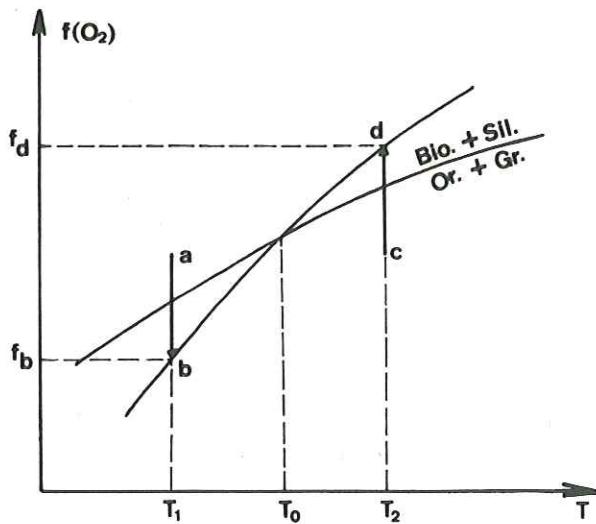
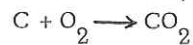


Figure n° 30

- T_1 inférieure à T_0 , et paragenèse théorique à biotite + sillimanite (conditions a). Supposons, en outre, que le graphite soit primaire et en excès.

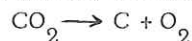
Dans ce cas, le sens de la réaction (2) sera :



$f(\text{O}_2)$ sera fixée à $f_b(\text{O}_2)$, et on aura déplacement de l'équilibre (a) vers l'équilibre (b) ; d'où apparition de l'orthose et du grenat, c'est-à-dire d'une paragenèse de type B 23 dans les conditions de température du B 22.

Cette hypothèse n'est guère plausible ici car la biotite se développe aux dépens du grenat, et lui est postérieure. D'autre part, elle va à l'encontre de la présence sélective du graphite dans les gneiss où biotite et sillimanite sont le mieux représentées.

- T_2 supérieure à T_0 , et paragenèse théorique à orthose + grenat (conditions c). Il nous faut supposer maintenant qu'il y a apport de CO_2 dans le milieu. La réaction (2) évoluera dans le sens :



$f(\text{O}_2)$ sera fixée à $f_d(\text{O}_2)$; l'équilibre (c) se déplacera vers l'équilibre (d) en même temps qu'il y aura cristallisation de graphite. Dans ce cas, la paragenèse observée sera à biotite et sillimanite alors que la paragenèse théorique devrait être à feldspath potassique et grenat. Le faciès apparent sera le B 22 et non le B 23 attendu.

Ce mécanisme a vraisemblablement eu lieu ici pour les raisons suivantes :

- le métamorphisme principal a dû s'accompagner d'un enrichissement relatif du milieu en CO_2 (voir plus loin le rôle des amphibolites, p. 97) ;
- le graphite forme une association orientée avec la biotite. Il a donc sans doute cristallisé en même temps ;
- la biotite semble postérieure au grenat.

Quoi qu'il en soit, on peut essayer de lier, dans une certaine mesure, cette présence de graphite à l'abondance particulière de (biotite + sillimanite). Pour cela, considérons la réaction précédente (1), plus la suivante :



Sur la figure n° 30, nous avons placé les courbes d'équilibre de ces deux réactions en fonction de la fugacité de l'oxygène $f(\text{O}_2)$ (courbes données par A. MIYASHIRO, 1964 et L.C. HSU, 1968).

Ces deux courbes se coupent à une température T_0 non connue, mais élevée : de l'ordre de celle du faciès amphibolite supérieur (J. TOURET, 1969).

La fugacité de l'oxygène, donc le sens de l'évolution de l'équilibre (1), est fixée par la courbe de l'équilibre (2).

Nous envisagerons deux possibilités selon que la température du milieu au cours du métamorphisme est supposée supérieure, ou inférieure à T_0 .

Nous avons là l'exemple de facteurs qui peuvent influencer les conditions d'équilibre de certaines réactions. Dans le second cas, nous avons choisi pour expliquer la présence du graphite, un raisonnement basé sur les paramètres température et fugacité de l'oxygène, uniquement parce que nous disposons des diagrammes d'équilibre correspondants. A l'aide de ces paramètres nous sommes arrivés à certaines conclusions. Mais il se peut qu'avec un autre choix (par exemple : pression de CO_2 et température) les résultats obtenus aient été différents, voir même contradictoires.

Aussi une certaine prudence est-elle nécessaire lorsqu'on estime les conditions d'équilibre d'une paragenèse minérale à partir de données très simplifiées.

(ii) + Avant d'essayer de chiffrer de manière plus exacte les conditions thermodynamiques, nous allons voir ce qu'il faut entendre par pression solide (P_s) et pression d'eau ($P_{\text{H}_2\text{O}}$).

On admet que :

- dans les couches superficielles, P_s est la pression lithostatique ; elle est directement liée à la profondeur (h) et à la densité (r_h) des terrains sus-jacents.

De même, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ est égale à la pression hydrostatique de fissure et dépend aussi de la profondeur (h) ;

- dès les niveaux assez superficiels du métamorphisme, le milieu peut être considéré comme plastique. Dans ce cas, P_s devient obligatoirement égale à $P_{\text{H}_2\text{O}}$.

Cet état isotrope est marqué par l'absence de déformations pénétrantes ("penetrative deformations"). Tel est en particulier le cas pour les migmatites ;

- à partir du moment où ces déformations existent, le milieu ne peut plus être considéré comme plastique, mais a une élasticité non négligeable.

Dans ce cas, la pression se représente par un ellipsoïde des pressions, défini par 3 termes : pression maximum (P_{max}), pression moyenne (P_{moy}) et pression minimum (P_{min}). (R. KERN et A. WEISBROD, 1964).

Le terme P_{min} est alors égal à la pression fluide (en première approximation $P_{\text{H}_2\text{O}}$) et P_{max} à la pression solide (J. TOURET, 1969).

Toutefois, P_{max} n'est pas forcément la contrainte verticale, "lithostatique", mais peut représenter la contrainte d'origine tectonique.

En appliquant ce qui vient d'être dit aux gneiss de Peyre-Arguet ($P_{\text{H}_2\text{O}}$ inférieur à P_s lié à un état de contrainte) on peut estimer que l'"assèchement" des gneiss et l'apparition de la structure granulitique sont contemporains.

(iii) + Pour estimer de manière plus précise que par les diagrammes de Winkler les conditions P_s , $P_{\text{H}_2\text{O}}$, T , nous considérerons les courbes d'équilibre des assemblages minéraux présents, et leurs variations en fonction de la pression d'eau.

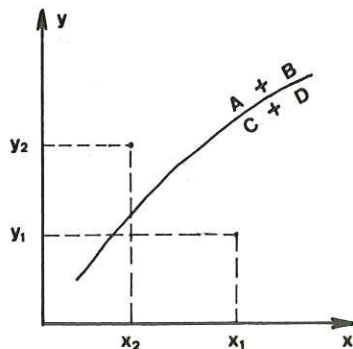


Figure n° 31

En effet, on sait que lorsque des corps $A + B$ réagissent pour donner des corps $C + D$, s'il y a coexistence de $A + B + C + D$, les conditions de cristallisation se situent sur la courbe d'équilibre $A + B \rightleftharpoons C + D$ (fig. n° 31).

Par contre, si on observe $(C + D)$ sans observer $(A + B)$ cela ne signifie pas forcément qu'on est du côté $(C + D)$ de la courbe (par exemple point $x_1 - y_1$).

On peut, en réalité, être déjà dans l'autre domaine (par exemple en $x_2 - y_2$) où l'on s'attendrait à trouver $(A + B)$, mais observer la paragenèse $C + D$ parce que la cinétique de la réaction interdit la transformation dans les conditions où l'on se place.

En géologie, faute de données suffisantes, on ne tient souvent pas compte de ceci. On voit cependant qu'il faut considérer les résultats acquis de la sorte avec une certaine réserve.

b) Conditions lors du métamorphisme

Dans le cas étudié ici, on a envisagé l'équilibre atteint après la seconde étape métamorphique, la plus importante puisque c'est celle où la roche a acquis sa foliation. Dans cet équilibre coexistent les minéraux suivants :

disthène, sillimanite, quartz, feldspath potassique, séricite, biotite.

Nous avons utilisé les courbes suivantes :

(1) - Variétés polymorphes de Si_3AlO_5 (sillimanite - andalousite - disthène). Cette courbe est assez mal définie ; elle varie d'un auteur à l'autre (voir à ce sujet F.J. TURNER, 1966). Les valeurs les plus récentes du point triple sont celles de L.L. PERCHUK (1967) (pression : 5 kb ; température : 620°C) et celles de E. ALTHAUS (1967) et RICHARDSON, BELL et GILBERT (1968) : température = $595 \pm 10^\circ\text{C}$, pression = $6,5 \pm 0,5$ kb. C'est cette dernière valeur que nous avons adoptée.

Ces courbes ne varient pas en fonction de la pression d'eau.

(2) - Muscovite + quartz \rightleftharpoons feldspath potassique + sillimanite + eau (H.G.F. WINKLER, 1967). Cette courbe a été prolongée au-delà de la courbe d'anatexie maximum de WINKLER (en suivant A. HIETANEN, 1967 et J. TOURET, 1969).

Tant que $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$, cela ne correspond à aucune réalité, puisque après la limite d'anatexie il y a fusion de tous ces composants en un "magma". Mais cela permet d'en déduire la limite de stabilité de la muscovite à $P_{\text{H}_2\text{O}} =$ constante.

(3) et (4) - Courbes d'anatexie minimale et maximale (H.G.F. WINKLER, 1967).

Les courbes (2), (3) et (4) varient en fonction de la pression d'eau.

En principe, étant donné la coexistence de :

{ sillimanite et muscovite (séricite)
{ sillimanite et disthène

le point représentatif des conditions P_s et T sera à l'intersection des courbes (1) et (2). D'autre part, il n'y a jamais anatexie, même commençante. Ce point doit donc être en deçà de la courbe (3).

Du tracé de ces courbes pour différentes valeurs de $P_{\text{H}_2\text{O}}$, (figure n° 32, p. 95) nous déduisons aussitôt les faits suivants :

- pour $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$, pas d'équilibre possible (anatexie, courbes (1) et (2) ne se coupant pas) ;

- la valeur minimale de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ est celle pour laquelle la courbe (2) passe par le point triple des courbes (1). Cela correspond à :

$$P_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb}, P_s = 6,5 \text{ kb}, T = 600^\circ\text{C}$$

En effet, pour des valeurs plus faibles de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ il y aurait apparition du couple disthène-andalousite à la place de celui disthène-sillimanite (pour les valeurs de $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb}$ et 2 kb , les courbes ont été calculées par J. TOURET, 1969) ;

- la valeur maximale de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ est celle pour laquelle les courbes (2) et (3) se coupent sur la droite (1) séparant les domaines disthène et sillimanite. En effet, pour des valeurs supérieures de $P_{\text{H}_2\text{O}}$, les courbes (1) et (2) se couperaient déjà dans le domaine de l'anatexie.

Cette valeur, dont le calcul théorique est possible (R. KERN et A. WEISBROD, 1964, E. ALTHAUS, 1968) n'est donnée ici que de manière approchée ; pour construire les courbes, on a tenu compte du fait que celles $P_s = f(T)$ à $P_{\text{H}_2\text{O}} =$ constante et celles équivalentes $P_s = f(T)$ à $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$ ont en commun le point pour lequel P_s est égal à la valeur $P_{\text{H}_2\text{O}}$ donnée ; on a supposé, en outre, que la pente des courbes variait de manière linéaire entre celles à $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb}$ et celles à $P_{\text{H}_2\text{O}}$ cherchée.

Pour la valeur $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ainsi obtenue de 4 kb , $P_s = 8,5 \text{ kb}$ et $T = 650^\circ\text{C}$.

Nous avons là l'exemple de facteurs qui peuvent influencer les conditions d'équilibre de certaines réactions. Dans le second cas, nous avons choisi pour expliquer la présence du graphite, un raisonnement basé sur les paramètres température et fugacité de l'oxygène, uniquement parce que nous disposons des diagrammes d'équilibre correspondants. A l'aide de ces paramètres nous sommes arrivés à certaines conclusions. Mais il se peut qu'avec un autre choix (par exemple : pression de CO_2 et température) les résultats obtenus aient été différents, voir même contradictoires.

Aussi une certaine prudence est-elle nécessaire lorsqu'on estime les conditions d'équilibre d'une paragenèse minérale à partir de données très simplifiées.

(ii) + Avant d'essayer de chiffrer de manière plus exacte les conditions thermodynamiques, nous allons voir ce qu'il faut entendre par pression solide (P_s) et pression d'eau ($P_{\text{H}_2\text{O}}$).

On admet que :

- dans les couches superficielles, P_s est la pression lithostatique ; elle est directement liée à la profondeur (h) et à la densité (ρ) des terrains sus-jacents.

De même, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ est égale à la pression hydrostatique de fissure et dépend aussi de la profondeur (h) ;

- dès les niveaux assez superficiels du métamorphisme, le milieu peut être considéré comme plastique. Dans ce cas, P_s devient obligatoirement égale à $P_{\text{H}_2\text{O}}$.

Cet état isotrope est marqué par l'absence de déformations pénétrantes ("penetrative deformations"). Tel est en particulier le cas pour les migmatites ;

- à partir du moment où ces déformations existent, le milieu ne peut plus être considéré comme plastique, mais a une élasticité non négligeable.

Dans ce cas, la pression se représente par un ellipsoïde des pressions, défini par 3 termes : pression maximum (P_{max}), pression moyenne (P_{moy}) et pression minimum (P_{min}). (R. KERN et A. WEISBROD, 1964).

Le terme P_{min} est alors égal à la pression fluide (en première approximation $P_{\text{H}_2\text{O}}$) et P_{max} à la pression solide (J. TOURET, 1969).

Toutefois, P_{max} n'est pas forcément la contrainte verticale, "lithostatique", mais peut représenter la contrainte d'origine tectonique.

En appliquant ce qui vient d'être dit aux gneiss de Peyre-Arguet ($P_{\text{H}_2\text{O}}$ inférieur à P_s lié à un état de contrainte) on peut estimer que l'"assèchement" des gneiss et l'apparition de la structure granulitique sont contemporains.

(iii) + Pour estimer de manière plus précise que par les diagrammes de Winkler les conditions P_s , $P_{\text{H}_2\text{O}}$, T , nous considérerons les courbes d'équilibre des assemblages minéraux présents, et leurs variations en fonction de la pression d'eau.

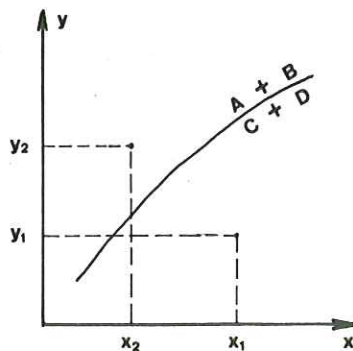


Figure n° 31

En effet, on sait que lorsque des corps $A + B$ réagissent pour donner des corps $C + D$, s'il y a coexistence de $A + B + C + D$, les conditions de cristallisation se situent sur la courbe d'équilibre $A + B \rightleftharpoons C + D$ (fig. n° 31).

Par contre, si on observe $(C + D)$ sans observer $(A + B)$ cela ne signifie pas forcément qu'on est du côté $(C + D)$ de la courbe (par exemple point $x_1 - y_1$).

On peut, en réalité, être déjà dans l'autre domaine (par exemple en $x_2 - y_2$) où l'on s'attendrait à trouver $(A + B)$, mais observer la paragenèse $C + D$ parce que la cinétique de la réaction interdit la transformation dans les conditions où l'on se place.

En géologie, faute de données suffisantes, on ne tient souvent pas compte de ceci. On voit cependant qu'il faut considérer les résultats acquis de la sorte avec une certaine réserve.

b) Conditions lors du métamorphisme

Dans le cas étudié ici, on a envisagé l'équilibre atteint après la seconde étape métamorphique, la plus importante puisque c'est celle où la roche a acquis sa foliation. Dans cet équilibre coexistent les minéraux suivants :

disthène, sillimanite, quartz, feldspath potassique, séricite, biotite.

Nous avons utilisé les courbes suivantes :

(1) - Variétés polymorphes de Si_3AlO_5 (sillimanite - andalousite - disthène). Cette courbe est assez mal définie ; elle varie d'un auteur à l'autre (voir à ce sujet F.J. TURNER, 1966). Les valeurs les plus récentes du point triple sont celles de L.L. PERCHUK (1967) (pression : 5 kb ; température : 620°C) et celles de E. ALTHAUS (1967) et RICHARDSON, BELL et GILBERT (1968) : température = 595 ± 10°C, pression = 6,5 ± 0,5 kb. C'est cette dernière valeur que nous avons adoptée.

Ces courbes ne varient pas en fonction de la pression d'eau.

(2) - Muscovite + quartz \rightleftharpoons feldspath potassique + sillimanite + eau (H.G.F. WINKLER, 1967). Cette courbe a été prolongée au-delà de la courbe d'anatexie maximum de WINKLER (en suivant A. HIETANEN, 1967 et J. TOURET, 1969).

Tant que $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$, cela ne correspond à aucune réalité, puisque après la limite d'anatexie il y a fusion de tous ces composants en un "magma". Mais cela permet d'en déduire la limite de stabilité de la muscovite à $P_{\text{H}_2\text{O}} =$ constante.

(3) et (4) - Courbes d'anatexie minimale et maximale (H.G.F. WINKLER, 1967).

Les courbes (2), (3) et (4) varient en fonction de la pression d'eau.

En principe, étant donné la coexistence de :

{ sillimanite et muscovite (séricite)
{ sillimanite et disthène

le point représentatif des conditions P_s et T sera à l'intersection des courbes (1) et (2). D'autre part, il n'y a jamais anatexie, même commençante. Ce point doit donc être en deçà de la courbe (3).

Du tracé de ces courbes pour différentes valeurs de $P_{\text{H}_2\text{O}}$, (figure n° 32, p. 95) nous déduisons aussitôt les faits suivants :

- pour $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$, pas d'équilibre possible (anatexie, courbes (1) et (2) ne se coupant pas) ;

- la valeur minimale de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ est celle pour laquelle la courbe (2) passe par le point triple des courbes (1). Cela correspond à :

$$P_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb}, P_s = 6,5 \text{ kb}, T = 600^\circ\text{C}$$

En effet, pour des valeurs plus faibles de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ il y aurait apparition du couple disthène-andalousite à la place de celui disthène-sillimanite (pour les valeurs de $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb}$ et 2 kb , les courbes ont été calculées par J. TOURET, 1969) ;

- la valeur maximale de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ est celle pour laquelle les courbes (2) et (3) se coupent sur la droite (1) séparant les domaines disthène et sillimanite. En effet, pour des valeurs supérieures de $P_{\text{H}_2\text{O}}$, les courbes (1) et (2) se couperaient déjà dans le domaine de l'anatexie.

Cette valeur, dont le calcul théorique est possible (R. KERN et A. WEISBROD, 1964, E. ALTHAUS, 1968) n'est donnée ici que de manière approchée : pour construire les courbes, on a tenu compte du fait que celles $P_s = f(T)$ à $P_{\text{H}_2\text{O}} =$ constante et celles équivalentes $P_s = f(T)$ à $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$ ont en commun le point pour lequel P_s est égal à la valeur $P_{\text{H}_2\text{O}} =$

$P_{\text{H}_2\text{O}}$ donnée ; on a supposé, en outre, que la pente des courbes variait de manière linéaire entre celles à $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb}$ et celles à $P_{\text{H}_2\text{O}}$ cherchée.

Pour la valeur $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ainsi obtenue de 4 kb, $P_s = 8,5 \text{ kb}$ et $T = 650^\circ\text{C}$.

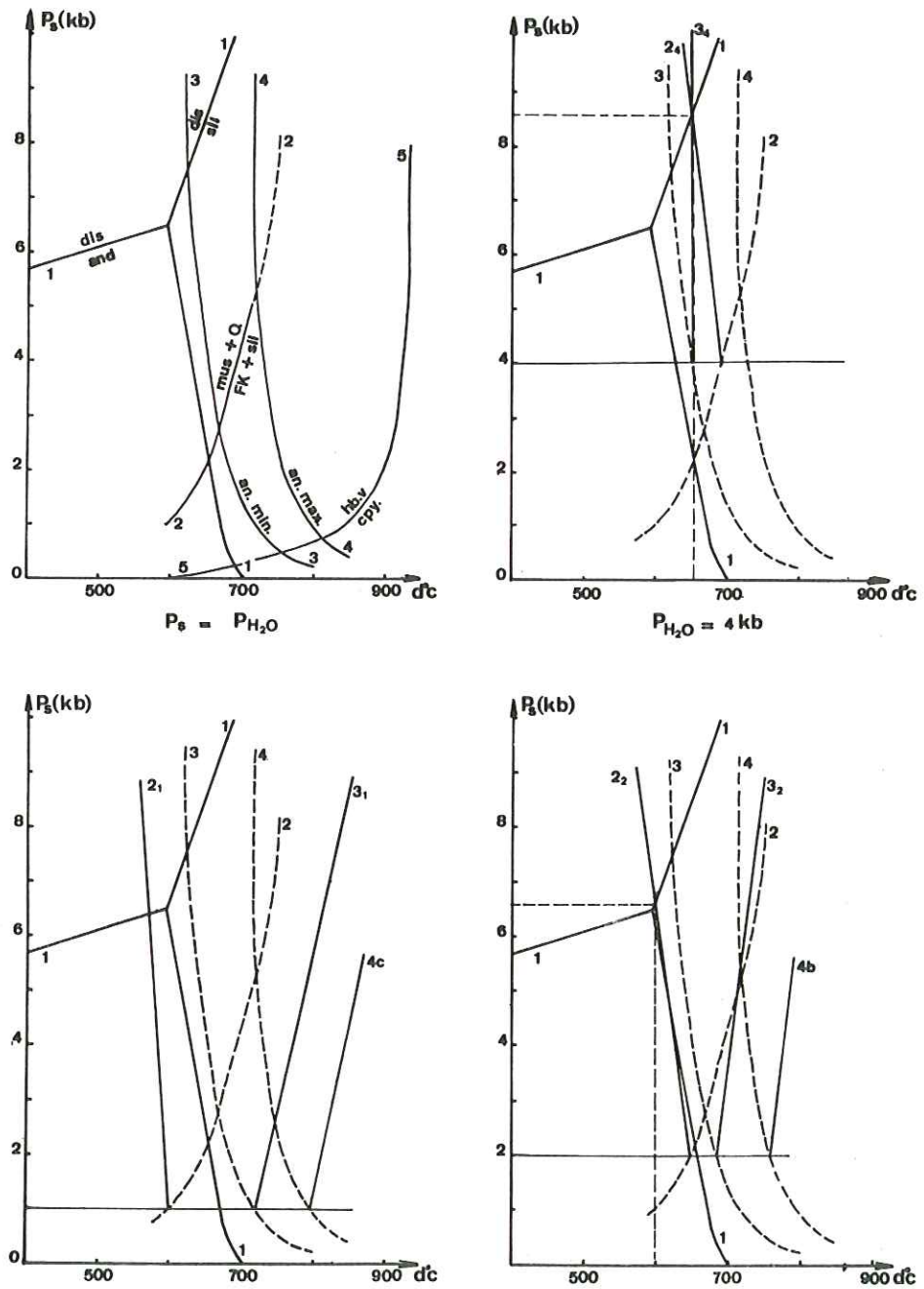


Figure n° 32

Variation en fonction de P_{H_2O} des courbes d'équilibre $P_s = f(T)$ de certains assemblages minéraux ;

- (1) = variétés polymorphes de Si_3AlO_5 ; (2) = muscovite, quartz, feldspath potassique, sillimanite ;
 (3) = anatexie commençante ; (4) = anatexie totale ; (5) = pyroxène-amphibole.

Les gneiss de Peyre-Arguet se sont donc formés dans les conditions thermodynamiques approchées suivantes :

$$P_s = 6,5 \text{ à } 8,5 \text{ kb}$$

$$P_{H_2O} = 2 \text{ à } 4 \text{ kb}$$

$$T = 600 \text{ à } 650^\circ\text{C}$$

H.R. WYNNE-EDWARDS (1968) a subdivisé le faciès granulite en trois sous-faciès dont les caractéristiques principales sont regrouppées dans le tableau suivant :

	Classe I	Classe II	Classe III
Mode de formation	Polymétamorphique	Monométamorphique	Magmatique ou anatexitique
Caractères structuraux	Structure "granulitique"	Structure granulitique ou granoblastique	Structure de roche ignée
Roches types	Granulite...	Gneiss...	Charnokite, mangérite...
Lieu type	Saxe	--	--
Température	Basse (environ 625 à 750°C)	Intermédiaire (750 à 850°C)	Haute (probablement supérieure à 800°C)
Pression d'eau	Inférieure à la pression solide	A peu près égale à la pression solide	A peu près égale à la pression solide
Pression solide	Environ 4 à 10 kb	Environ 4 à 12 kb	Environ 4 à 13 kb

Les gneiss de Peyre-Arguet se placent donc très bien dans la classe I des granulites polymétamorphiques à structure granulitique. Il s'agit du sous-faciès le plus faible du faciès granulite, à la limite du faciès amphibolite. Mais la caractéristique principale des gneiss, qui est un métamorphisme sous faible pression d'eau, les rattache indubitablement aux granulites.

Il est intéressant de noter que toutes les granulites précambriennes reprises dans la chaîne hercynienne européenne (Vosges, Saxe, Bohême...) rentrent dans cette catégorie.

4) Conditions de l'apparition du faciès granulite

En général, on invoque pour expliquer un faciès granulite du type de celui des gneiss de Peyre-Arguet un polymétamorphisme : un premier métamorphisme profond assècherait la série, qui se "granulitiserait" - au sens acquerrait sa structure granulitique - ensuite pour des raisons essentiellement tectoniques, dans un étage moins profond :

"... it seems improbable that high-grade metamorphic rocks in which water-vapour pressure is less than the solid-pressure could have resulted from a single phase of metamorphism... The texture of granulite is due to penetrative prograde clasis in rocks already dry, as the result of these earlier cycles of deformation and thus faithfully reflects their polymetamorphic history..." (H.R. WYNNE-EDWARDS, 1968).

Ce polymétamorphisme est net dans les gneiss de Peyre-Arguet. Il n'est donc pas impossible que la granulitisation soit au moins en partie le résultat d'une telle évolution (nous avons vu cependant que contrainte - c'est-à-dire déformation - et teneur en eau étaient directement liées, donc vraisemblablement contemporaines).

Mais en regardant la carte géologique de cette région (planche hors texte n° III) et en voyant la régularité de la ceinture de gneiss autour du massif d'amphibolites, on ne peut douter qu'il y ait relation génétique entre ces deux faciès. Il est probable que le processus imaginé par J. TOURET (1969) peut s'appliquer ici pour expliquer l'assèchement de la série.

L'intrusion basique se met en place sous forme de gabbro, qui est partiellement transformé en amphibolites. Cette transformation nécessite de l'eau, dont la pression est ainsi limitée lors du métamorphisme.

En outre, on sait que la mise en place d'un massif de ce type s'accompagne d'émissions importantes de CO_2 . Dans les gneiss la surpression créée par cet apport a pu faire diminuer concurrentement la pression d'eau ; dans la phase fluide, $x(\text{CO}_2)$ augmentant, $x(\text{H}_2\text{O})$ devait diminuer ($x(A)$ = proportion moléculaire du corps A).

Le massif de gabbro a donc pu jouer le rôle de "piège à eau" pour les gneiss environnants.

Se pose le problème de l'âge de cette transformation : avant le métamorphisme, ou pendant ? Il est difficile de répondre à cette question. Toutefois, nous avons vu que dans les amphibolites, les plagioclases étaient de deux types : un premier type lié aux pyroxènes, et un deuxième type, plus frais, en association diablastique avec l'amphibole, c'est-à-dire congénère. Ces derniers plagioclases étaient très fréquemment maclés Albite-Ala, type de macle rare.

Cette macle a cependant été signalée par P.P. JAGAPATHI-NAIDU (1955) dans une étude sur des faciès granulitiques et charnokitiques des Indes. Cet auteur note que dans les gneiss et les granulites, près de la moitié des plagioclases dont la teneur en anorthite varie de 25 à 35 % sont maclés Albite-Ala.

Cette macle se retrouve aussi en grande proportion dans les feldspaths des gneiss, liés à l'épisode de cristallisation principal (épisode où se sont formés les quartz lamellaires). Il se peut donc que ce type de macle soit banal dans le faciès granulite.

De toutes les façons, étant donné que dans le massif du Pelvoux on ne les trouve en telle abondance que dans ces deux faciès, on peut estimer qu'elles marquent des conditions thermodynamiques très précises, donc une même étape de cristallisation. La transformation du gabbro en amphibolites serait contemporaine de la granulitisation.

On peut estimer la température à laquelle s'est faite cette transformation : puisqu'elle est incomplète, on peut supposer que la pression d'eau est contrôlée en fonction de la température par la courbe d'équilibre amphibole-pyroxène à $P_s = P_{\text{H}_2\text{O}}$ (voir fig. n° 32, p. 95, courbe 5). D'autre part, la pression minimale $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$ dans les amphibolites était au moins égale à celle calculée dans les gneiss, soit 2 kb. Pour cette valeur, l'équilibre pyroxène-amphibole se fait à environ 900°C (valeur correspondant à 2 kb sur la courbe (5) établie à $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$). Pour des pressions supérieures, la température varie peu : 950°C à $P_s = 8,5$ kb, pression maximale à laquelle ont pu être soumis ces terrains.

Donc, au moment de la granulitisation, la température du massif d'amphibolite était sans doute voisine de 900 à 950°C. Ces chiffres ne sont que très approximatifs : ils sont établis à partir d'une courbe d'équilibre pyroxène-amphibole moyenne ; or, on sait que la position de cette courbe varie assez notablement en fonction de la composition des produits de la réaction (W.G. ERNST, 1968). Ils sont cependant plausibles, car de l'ordre de grandeur de ceux couramment admis pour la cristallisation d'un gabbro.

Cette température supérieure à celle de l'encaissant au moment du métamorphisme (600 à 650°C) implique qu'il n'y a pas eu deux phénomènes séparés dans le temps - mise en place du gabbro, puis assèchement et granulitisation des gneiss - mais une seule étape, l'assèchement se faisant avant que le batholite ait eu le temps de refroidir.

A partir des différents points ci-dessus, on peut considérer comme très probable la pénécotemporanéité du métamorphisme et de l'intrusion basique.

D'autre part, cette différence de température entre gneiss et amphibolites (600 à 650°C en moyenne dans les gneiss, pour des échantillons prélevés jusqu'à 50 m du contact, 900 à 950°C dans les amphibolites) a dû se traduire par un gradient élevé entre ces deux formations. Compte tenu de la faible pression d'eau dans les gneiss, l'orthopyroxène devrait pouvoir apparaître à partir de 800°C environ dans les roches dont le chimisme s'y prête (voir J. TOURET, 1969 : domaine de stabilité de l'orthopyroxène pour différentes pressions d'eau).

Il n'est donc pas impossible que certains échantillons peu alumineux prélevés près du contact montrent lors d'investigations plus poussées ce minéral type du faciès granulite, que nous n'avons pas trouvé.

5) Traces de reprise dans un épisode métamorphique postérieur

Les traces d'un épisode métamorphique postérieur à la granulitisation sont ténues. En particulier, il n'y a pas de migmatisation secondaire, ni dans les gneiss (milieu peut-être trop anhydre), ni dans les amphibolites ("blindage" du massif par les gneiss).

Mais il existe des recristallisations sur place de biotite et de sillimanite, selon des directions différentes de celle de la foliation principale. Il y a donc eu un nouveau métamorphisme dans des conditions tectoniques différentes.

Ce phénomène, aussi limité soit-il, est intéressant : comme nous le verrons au paragraphe suivant, il permet de chiffrer, dans une certaine mesure, les conditions sous lesquelles se sont produites les recristallisations homologues dans les gneiss des Bans avoisinants, qui se prêtent mal à une estimation directe.

B. - ENSEMBLE DE CLAPHOUSE

Dans cet ensemble, nous distinguerons encore les gneiss des Bans d'une part, les gneiss biotitiques du Sélé et de Claphouse d'autre part.

1) Gneiss des Bans

Nous avons vu que les caractéristiques principales de ces gneiss peuvent se résumer ainsi :

- passage latéral aux gneiss de Peyre-Arguet,
- formes feldspathiques anciennes,
- formes granulitiques reliques dans certaines zones,
- parties feldspathiques ayant été remobilisées : granulation, bordure de réaction des plagioclases, peut-être chloration.

Les anciennes structures granulitiques à quartz plat et sillimanite indiquent qu'ils ont eu, en partie au moins, une histoire voisine de celle des granulites.

L'histoire la plus ancienne se marque par l'existence de vieux feldspaths potassiques : ces gneiss, avant remobilisation, avaient déjà atteint un stade de migmatisation poussée, ayant engendré des faciès à feldspaths automorphes (phase migmatitique très poussée ou magmatique).

La trace de ce vieil épisode disparaît progressivement au voisinage des gneiss de Peyre-Arguet. Ceci est peut-être dû à une lithologie initiale différente, mais dépend sans doute aussi de l'état d'hydratation des terrains : en effet, l'anatexie ne peut avoir lieu qu'à une pression d'eau suffisante ; ici, elle a dû s'arrêter là où "l'assèchement" dû à la transformation en amphibolites du massif gabbroïque devenait trop poussée.

Il est difficile de dire à quoi correspond cette étape migmatitique dans les gneiss de Peyre-Arguet. Il semble cependant logique de paralléliser les deux phases visibles dans l'ensemble de Claphouse aux deux dernières étapes des gneiss (granulitisation et recristallisation de biotite et sillimanite). La première migmatisation, responsable des vieux yeux feldspathiques, serait donc contemporaine de la granulitisation des gneiss. Nous avons d'ailleurs vu que cette dernière s'est faite dans des conditions où, si ce n'était la faible teneur en eau, il aurait dû y avoir anatexie. Certains niveaux de gneiss des Bans, peut-être plus anhydres à cause d'une lithologie initiale particulière, auraient d'ailleurs acquis aussi la structure de granulite (vieilles flammèches).

Cet épisode commun se marquerait en outre par la présence de quelques plagioclases maclés Albite-Ala, qu'on peut voir repris lors des événements ultérieurs qui ont affecté les gneiss des Bans.

La seconde migmatitisation de ces gneiss, qui se marque par la granulation et la torsion des yeux feldspathiques, par la croissance générale de feldspath potassique, serait contemporaine de la dernière génération de biotite et de sillimanite des gneiss de Peyre-Arguet. On peut donc estimer que les conditions générales de pression et de température étaient les mêmes dans les deux faciès, mais que cet épisode métamorphique s'est traduit de manières différentes, toujours en raison de l'état d'hydratation des terrains à la suite du premier épisode.

En fait, on retrouve des paragenèses analogues dans l'un et l'autre des ensembles pour cette phase :
 - orthose (indice de triclinicité $P = 56$), biotite et sillimanite dans les gneiss des Bans ;
 - sillimanite et biotite dans les gneiss de Peyre-Arguet.

Nous avons reporté sur un diagramme ACF - A'KF les points représentatifs des gneiss des Bans (voir en annexe les analyses n° 407, 412, 414).

Analyse	échantillon	% biotite	A	C	F	A'	K	F
407	J 37	- de 5 %	45,11	17,08	37,81	20,60	44,33	35,07
412	J 17	16 %	37,71	15,32	46,97	20,59	25,89	53,52
414	J 20	15 %	33,33	12,31	54,35	14,61	30,43	54,95

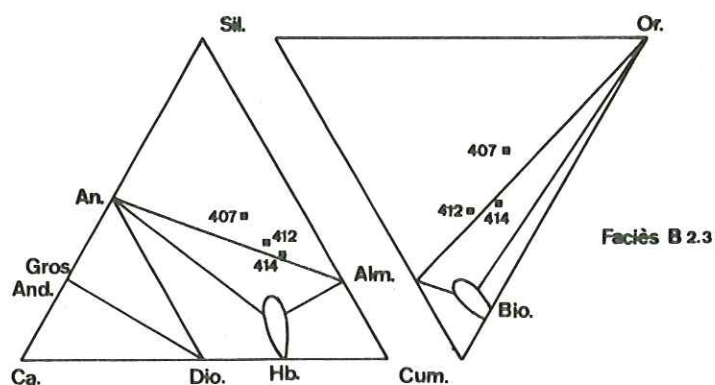


Figure n° 33
 Gneiss des Bans : diagramme ACF - A'KF

Ces paragenèses correspondent donc au faciès B 23 de H. G. F. WINKLER (1967). Les conditions de pression et de température seraient peut-être un peu plus élevées que dans la phase précédente, où elles correspondaient à la limite des faciès B 22 et B 23.

A partir des courbes définies plus haut, on peut, là aussi, essayer d'évaluer les conditions thermodynamiques.

On supposera que pression solide et température étaient les mêmes dans les gneiss des Bans et dans ceux de Peyre-Arguet, mais que la pression d'eau était différente de l'un à l'autre :

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{probablement } P_s = P_{H_2O} \text{ dans les premiers (migmatitisation prononcée)} \\ P_{H_2O} \text{ toujours inférieure à } P_s \text{ dans les seconds (pas de rehydratation de ces faciès)} \end{array} \right.$$

Compte tenu de ceci, l'évaluation des conditions peut se faire à partir des gneiss des Bans, en utilisant les courbes établies à $P_s = P_{H_2O}$, ou à partir des gneiss de Peyre-Arguet, à l'aide des courbes établies pour des valeurs $P_{H_2O} =$ constante.

Gneiss des Bans (voir figure n° 34)

Nous disposons de trois courbes :

- il y a de la sillimanite : on est donc dans le domaine défini à droite de la courbe (1);
- il n'y a pas de cordiérite : on est donc au-dessus de la limite supérieure de stabilité de celle-ci. Nous avons utilisé la courbe de H. G. F. WINKLER, 1967 (courbe 6) ;
- il y a migmatisation : on est à droite de la courbe d'anatexie débutante (3), et sans doute aussi à droite de celle d'anatexie moyenne (3').

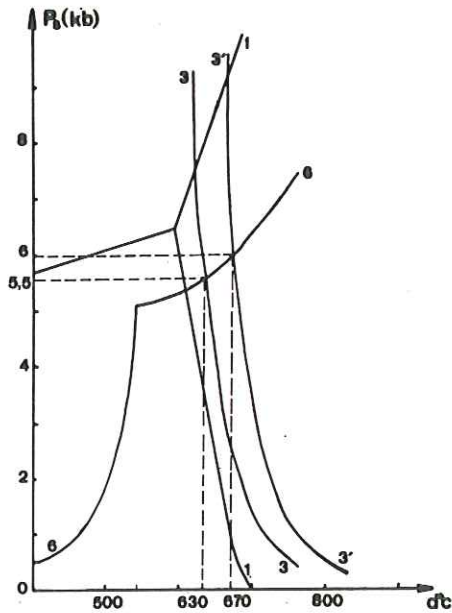


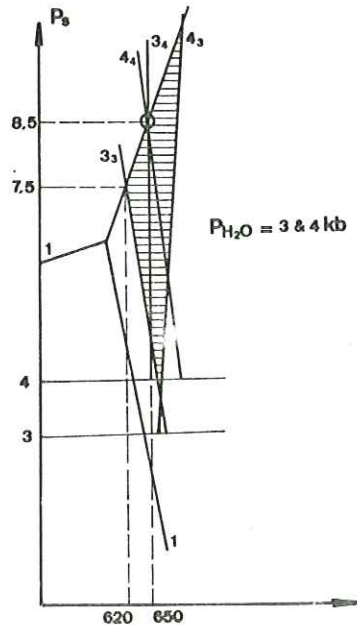
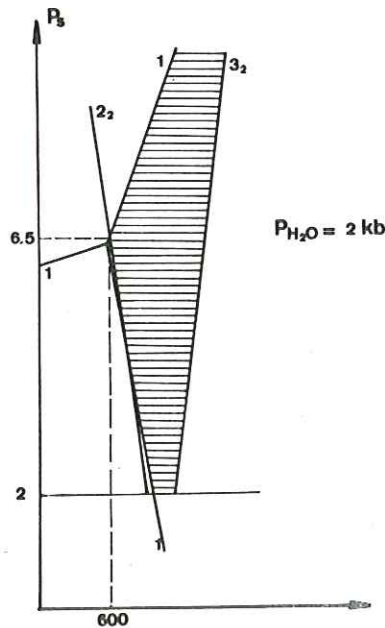
Figure n° 34

A partir de ces trois courbes, les conditions de cristallisation minimales se définissent ainsi :

$$P_s = 5,5 \text{ kb}$$

$$T = 650^\circ\text{C}$$

Gneiss de Peyre-Arguet (figure n° 35)



Nous sommes maintenant à droite de la courbe (2) (muscovite + quartz, feldspath potassique + sillimanite + eau), et en deçà de la courbe (3) (toujours pas d'anatexie dans ce faciès). Enfin, on est dans le domaine de stabilité de la sillimanite.

On voit immédiatement que les deux extensions limites du domaine de stabilité de la paragenèse correspondent aux valeurs $P_{H_2O} = 2 \text{ kb}$ et $P_{H_2O} = 4 \text{ kb}$.

Pour $P_{H_2O} = 4 \text{ kb}$, le domaine possible est réduit au point $P_s = 8,5 \text{ kb}$ et $T = 650^\circ\text{C}$

Pour $P_{H_2O} = 2 \text{ kb}$, seule la limite inférieure est définie :

$$P_{\text{min.}} = 2 \text{ kb}$$

$$T_{\text{min.}} = 600^\circ\text{C} \text{ (valeur obtenue pour } P_s = 6,5 \text{ kb)}$$

Mais pour une pression déjà très forte, de l'ordre de 10 kb, la température n'est que de 750°C . Pour une valeur moyenne $P_{H_2O} = 3 \text{ kb}$, la température peut varier entre 620 et 720°C , et la pression solide entre 4 et 11 kb.

Compte tenu des valeurs obtenues à partir des deux faciès, on peut estimer que la migmatisation des gneiss des Bans s'est faite dans les conditions suivantes :

$$T = 650 \text{ à } 750^\circ\text{C}$$

$$P_s \text{ supérieur à } 5,5 \text{ kb}$$

On remarquera que ces valeurs sont légèrement supérieures en ce qui concerne la température de celles calculées pour le premier épisode du métamorphisme (ensemble de Peyre-Arguet) ; par contre, la valeur minimale possible pour la pression solide est inférieure. Nous avons peut-être là un indice de conditions différentes pour le second métamorphisme : le premier était de lignée haute pression (type Barrow), celui-là serait de lignée haute température (type Abukuma).

En fait, la cordiérite, minéral assez caractéristique du métamorphisme haute température - basse pression a été trouvée dans la région d'Ar sine (C. BARBIERI-GILLOT), dans des migmatites assimilables à l'ensemble de Claphouse.

Remarque : les valeurs données ci-dessus ne permettent pas de prendre position sur le type de ce métamorphisme. En outre, il faut les considérer avec prudence, car :

- la courbe d'équilibre de la cordiérite est mal définie,
- on a fait appel à des domaines situés entre des courbes d'équilibre, et non à des points sur ces courbes (voir à ce sujet p. 93).

2) Gneiss de Claphouse

Ces gneiss, qui, avons-nous déjà dit, sont en réalité des migmatites, passent progressivement à des granites d'anatexie. Cette évolution se fait de la manière suivante :

- au départ, migmatites rubanées biotitiques ;
- puis premières recristallisations de biotite ;
- ces secondes biotites deviennent de plus en plus abondantes, au détriment des premières.

Lorsqu'on atteint le faciès anatexitique, il n'y a plus que des biotites néoformées.

Il découle de ceci qu'il y a reprise d'une vieille migmatite (migmatite rubanée biotitique) dans une phase nouvelle de migmatisation, allant jusqu'à l'anatexie, et que cette seconde migmatisation est indépendante de la première.

On peut paralléliser ces deux étapes à celles déjà vues dans les faciès précédents : il est normal, si on ne veut pas multiplier les épisodes purement locaux, de les assimiler aux deux phases déjà observées dans les gneiss des Bans.

Une histoire semblable se retrouve dans les gneiss du Sélé. Toutefois, la migmatisation des gneiss des Bans se faisait par recristallisation de nouvelles biotites aux dépens d'anciennes sans que le feldspath potassique ne soit affecté.

Dans les gneiss du Sélé, le processus est différent : les faciès les moins remigmatisés sont à biotite et plagioclase, et ceux qui le sont le plus, à feldspath potassique et chlorite. Se pose donc le problème de cette chlorite :

- on peut penser que le feldspath potassique s'est formé aux dépens de la biotite, entraînant ainsi sa chloritisation ; il n'y aurait donc eu que peu ou pas d'apport feldspathique extérieur. Cette solution est séduisante car la chloritisation se voit ici, où on peut penser qu'il n'y avait pas de feldspath potassique initial, et non dans les gneiss de Claphouse, où il existait déjà.

Cependant, si on tient compte de la température minimale vue par ailleurs pour la migmatisation, il est surprenant que de la chlorite ait pu se former (en effet, elle n'est stable, d'après H.G.F. WINKLER, que dans le faciès schiste vert, ou à la rigueur dans la base du faciès amphibolite pour certaines chlorites magnésiennes). En fait, elle peut, tout de même, s'expliquer dans de telles conditions si on fait appel au rôle d'écran des amphibolites de l'Ailefroide. (voir p. 111).

- on peut aussi envisager une feldspathisation due à un processus métasomatique, et une chloritisation secondaire.

C. - CONCLUSION

Nous résumerons rapidement dans un tableau les principales données acquises sur les ensembles de Claphouse et de Peyre-Arguet au cours de ce chapitre.

<u>Gneiss de Peyre-Arguet</u>	<u>Gneiss des Bans</u>	<u>Gneiss de Claphouse</u>
<u>Dépôt initial</u> Série volcano-détritique à niveaux pélitiques relativement hydratés et niveaux volcaniques acides plus anhydres	Matériel arkosique, peut être parfois pélitique et encore en partie volcanique	Matériel plutôt pélitique à intercalations volcaniques ou volcano-détritiques basiques
		ou superposition ?
<u>Métamorphisme</u> Haute pression à sillimanite - disthène et grenat Intrusion de gabbro faciès "sec"	?	?
		Faciès "humides"
	Métamorphisme à la limite des sous-faciès B 22 et B 23	
acquisition de la structure granulitique		Migmatisation
granulite à sillimanite-disthène grenat-muscovite-biotite	migmatite (granite d'anatexie ?)	Migmatite rubanée biotitique
	Métamorphisme de type B 23 (ou peut être A 23)	
Recristallisation limitée de biotite et sillimanite	granulation et recristallisation du feldspath potassique : { gneiss œillé { gneiss laminaire	Reprise des biotites. A la limite, granite d'anatexie.

Cette évolution métamorphique complexe peut être le résultat, soit d'une évolution continue, soit de phases nettement séparées dans le temps (reprise d'un matériel dans plusieurs cycles orogéniques).

En fait, les paragenèses successives cristallisent selon des orientations nettement différentes, et sont donc liées à des étapes tectoniques distinctes. Les migmatites comprennent en outre de nombreux replis superposés, dont l'étude détaillée n'a pas été entreprise, mais qui ne s'expliquent pas dans le cadre d'une histoire simple. Nous opterons donc pour la seconde des hypothèses précitées.

CHAPITRE III - ETUDE DES FACIES PELVOUX -AILEFROIDE ET SELLE

A. - FACIES PELVOUX-AILEFROIDE

Nous ne parlerons pas de l'origine lithologique possible et du type de métamorphisme de l'ensemble Pelvoux-Ailefroide, qui, comme nous l'avons déjà dit, n'est que la suite, vers le Sud, des terrains étudiés plus au Nord par C. BARBIERI-GILLOT.

Nous précisons cependant que dans cet ensemble, seule la seconde étape métamorphique se voit, il s'agit de la phase tardive relativement "chaude" définie dans les ensembles de Peyre-Arguet et de Claphouse.

La séparation apparemment arbitraire entre les ensembles Pelvoux-Ailefroide et ceux de Peyre-Arguet et de Claphouse, où l'on voyait toujours un vieux matériel repris dans cette étape, se justifie donc.

Une question importante se pose : la seconde phase migmatitique, seule visible dans ce faciès, appartient-elle à un cycle orogénique distinct auquel serait liée une sédimentation propre ? Autrement dit, existe-t-il un dépôt postérieur au cycle I (cycle à granulite) et antérieur au faciès Culm défini dans le massif de Combeynot ?

Dans le cas des anatexites de type Pelvoux, il ne s'agit certainement pas de terrains uniquement migmatitisés dans la phase II, mais de terrains plus anciens où cette phase II a été trop marquée pour laisser subsister des traces de la phase antérieure. En effet, il ne s'agit que de la suite, plus transformée, des gneiss biotitiques de Claphouse, où la première migmatitisation se voit nettement.

Dans le cas des amphibolites de type sommet de l'Ailefroide, il est difficile de trancher. On notera, cependant, les faits suivants :

- bien que relativement peu transformées, une seule étape métamorphique se voit ;
- il y a apparemment un hiatus entre leur degré de mobilisation et celui des anatexites.

S'il y a un dépôt propre à la phase II, il se peut que les amphibolites de l'Ailefroide en soient un exemple. Nous verrons plus loin (p. 110) le rôle particulier que l'on peut leur attribuer.

B. - FACIES DE LA SELLE

Nous ne disposons que d'assez peu de renseignements sur ces faciès particuliers, qui se séparent en deux catégories : les gneiss de Chabournéou et les gneiss à aspect détritique d'une part, les migmatites biotitiques et les anatexites de Béassac d'autre part.

Sur le terrain, le passage de l'un à l'autre semble continu, sans hiatus dans la mobilisation.

En ce qui concerne les gneiss biotitiques, ils sont extrêmement voisins de certains types des gneiss des Bans. Quant aux anatexites, il s'agit apparemment de l'étape ultime de leur mobilisation.

On peut noter que cette migmatitisation, comme celle observée ailleurs, fait apparaître un feldspath potassique qui est proche de l'orthose (une mesure sur des feldspaths des anatexites de Béassac a montré un indice de triclinicité $P = 49$). Elle s'est donc faite dans le haut du faciès amphibolite.

Nous considérerons un peu plus longuement les gneiss de Chabournéou et les gneiss à aspect détritique.

1) Lithologie initiale

Faute d'analyses, nous ne pouvons pas nous servir de critères chimiques pour déterminer l'origine probable de ces gneiss. Mais certains critères pétrographiques des gneiss de Chabournéou :

- hornblende brune
- pas de feldspath potassique, phénocristaux plagioclasiques à macles de $ty\bar{r}^{\wedge}r$
- quartz ronds dans certains niveaux privilégiés,

montrent qu'il s'agit d'une roche en grande partie d'origine volcanique, peut-être d'origine volcano-détritique (pas de textures volcaniques typiques). Dans cette hypothèse, il est difficile de dire si les biotites sont primaires ou d'origine détritique (quoique la forme effilochée des biotites de ces gneiss serait l'indice d'une origine plutôt détritique).

Dans ces gneiss, on remarquera aussi la coexistence de niveaux assez basiques (à amphiboles) et de niveaux acides (à quartz automorphes).

Quant aux gneiss à aspect détritique, nous manquons de critère pour déterminer ce qu'ils étaient avant métamorphisme.

Compte tenu de leur degré de métamorphisme assez faible (voir plus loin), il n'est pas impossible que les textures visibles soient les anciennes textures sédimentaires, et que nous ayons là, effectivement, des roches d'origine détritique. Les plagioclases, qui montrent encore parfois des macles complexes, attestent que là aussi le matériel est en partie d'origine volcanique.

2) Le métamorphisme

Les minéraux de métamorphisme sont les suivants :

- dans les gneiss de Chabournéou :
 - soit aucun minéral de métamorphisme en dehors des biotites dont l'origine primaire est discutable (peut-être détritique);
 - soit de la chlorite manifestement tardive (dans les cassures) ;
 - soit de la biotite chloritisée, de la muscovite, de l'épidote, de l'albite.
- dans les gneiss à aspect détritique :
 - chlorite, plus jamais de biotite
 - microcline
 - albite
 - muscovite
 - épidote.

Nous ne disposons que d'une seule analyse (analyse 479 : gneiss à aspect détritique de la Selle).

Les paramètres ACF - A'KF sont les suivants :

A	33,82	A'	29,74	paragenèse : albite, chlorite, épidote, microcline,
C	18,13	K	7,70	muscovite, quartz
F	48,04	F	66,55	

Seul le sous-faciès (B 11) (sous-faciès le plus faible du faciès schiste vert de type Barrow) peut rendre compte de la paragenèse observée (figure n° 36).

En ce qui concerne les gneiss de Chabournéou, le métamorphisme est sans doute encore plus faible, le microcline n'apparaissant pas. Quant à la biotite, quel que soit le diagramme ACF - A'KF choisi, elle ne peut apparaître seule : il faut donc admettre que les zones à biotite non chloritisées, sans muscovite ni épidote, sont des zones où le métamorphisme a été trop faible pour entraîner des recristallisations. L'origine de ces biotites doit donc être détritique.

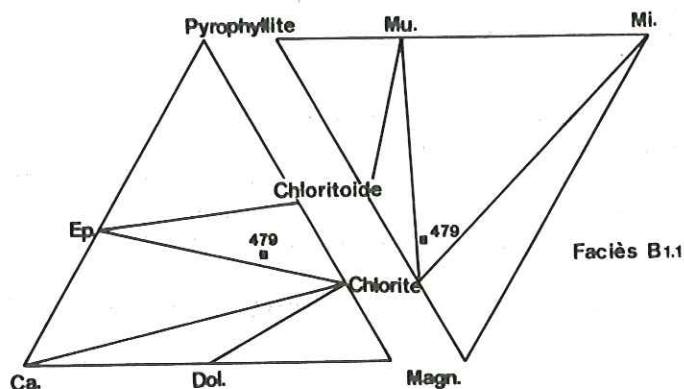


Figure n° 36

Gneiss de la Selle - Diagramme
ACF-A'KF

Ainsi, nous avons dans ces faciès un métamorphisme de type Barrow très faible, ou peut-être même nul dans certains endroits.

Nous avons déjà souligné l'apparente continuité de ces gneiss et des gneiss biotitiques, puis des anatexites. Ces derniers faciès ont au contraire subi des conditions de métamorphisme élevées, allant jusqu'au granite d'anatexie à orthose, dans l'amphibolite faciès supérieur. Sauf à imaginer une croissance extrêmement rapide du métamorphisme, il existe une saute évidente des recristallisations dans cet ensemble. En conséquence, il faut peut-être le séparer en deux : les migmatites de la région de Béassac d'une part, et d'autre part, les gneiss de Chabournéou et ceux à aspect détritique qui pourraient appartenir à un épisode postérieur accompagné d'un métamorphisme beaucoup moins intense.

Dans le Nord Est du massif Pelvoux-Ecrins (massif de Combeynot étudié par J.C. LACOMBE) comme dans le Sud Ouest (massif de Chaillol, Valgaudmar ; P. LE FORT, GIBERGY) on a pu mettre en évidence une série volcano-détritique hercynienne de type Culm, "acide" au Nord Est, "basique" au Sud Ouest. Elle est affectée par un faible métamorphisme du faciès schiste vert, et juxtaposée à un socle ancien beaucoup plus métamorphisé.

On retrouve sans doute ici un fragment de cette série Culm. Sa position géographique intermédiaire entre les faciès acides de Combeynot et ceux basiques de Chaillol expliquerait son caractère mélangé acide-basique.

Toutefois, une étude plus approfondie du vallon de la Selle, pour laquelle le temps nous a manqué, serait nécessaire pour confirmer cette hypothèse. Elle devrait permettre de mettre en évidence entre cet ensemble et le socle, une limite, ou même une discordance, qui peut être passée inaperçue. En effet, un métamorphisme, même faible, reprenant l'ensemble gneiss biotitiques - dépôt détritique de composition presque identique a pu suffire à masquer le contact entre les deux formations.

Quoi qu'il en soit, dans l'état actuel de nos connaissances, deux hypothèses sont permises :

- soit évolution continue dans un seul ensemble, allant d'un faciès presque non métamorphique à un granite d'anatexie. Dans ce cas, nous aurions sans doute là un exemple de dépôt lié à la seconde phase de métamorphisme ;
- soit deux ensembles distincts, rattachables vraisemblablement l'un à la seconde phase migmatitique définie dans l'ensemble de Claphouse (gneiss biotitiques et anatexites), l'autre au faciès Culm.

Nous avons choisi cette seconde solution. Cependant, les contacts cartographiques sont forcément très imprécis et ne donnent qu'une indication grossière de l'extension de cet éventuel faciès Culm.

IV^e PARTIE - DEFORMATIONS ET TRANSFORMATIONS
POSTERIEURES A LA MIGMATISATION
CONCLUSIONS GENERALES

DEFORMATIONS ET TRANSFORMATIONS POSTERIEURES
A LA MIGMATISATION

A. - TECTONIQUE POST-MIGMATIQUE ANCIENNE

Tout le socle cristallophyllien est formé de roches qui possèdent une foliation métamorphique due à la cristallisation et à la ségrégation des minéraux selon des plans privilégiés. Cette foliation, analogue à la schistosité des terrains plus superficiels, est liée à des phases tectoniques anciennes (synmigmatiques) dans un étage profond.

Nous avons vu que presque partout on pouvait reconnaître deux grands épisodes métamorphiques. Selon les zones, la foliation principale a été acquise lors de la première étape (terrains peu affectés par les événements ultérieurs : gneiss de Peyre-Arguet, gneiss biotitiques de Claphouse), ou lors de la seconde. Même dans ce cas, on retrouve encore souvent la trace de l'épisode ancien : vieux feldspaths des gneiss des Bans n'ayant pas eu le temps de cristalliser dans le nouveau plan de foliation, figures de "double migmatisation".

En outre, dans certaines zones privilégiées, des formes tectoniques dues à la superposition de plusieurs phases de plissement anciennes ont été conservées (vallon de la Selle, haute vallée des Bans). Une étude détaillée de ces formes permettrait, sans doute, dans une certaine mesure, de faire la part de ce qui revient aux différentes phases tectoniques liées aux différents épisodes métamorphiques et migmatitiques du socle.

Quoiqu'il en soit, après la migmatisation, ce socle a été remonté à un étage supérieur de la croûte, où le style tectonique n'était plus un style de microplis isoclinaux, à charnières trop plates pour être toujours reconnaissables, mais un style de plis à grande échelle et de cassures.

Nous pouvons nous servir, pour tenter de reconstituer ces mégastructures, des plans de foliation acquis précédemment, comme nous le ferions de plans sédimentaires.

Ils dessineront les structures les plus récemment acquises. L'âge de ces structures est d'ailleurs délicat à préciser en ne considérant que le secteur géographique où s'est déroulé notre étude. Par contre, à l'Ouest du massif, on peut les dater approximativement grâce à des dépôts houillers : ceux-ci forment des synclinaux discordants sur la foliation du socle, certes, mais faiblement, et disposés déjà dans de vieux reliefs en creux. On peut donc admettre que les structures, aujourd'hui visibles, ont été acquises dans des phases tectoniques débutant avant le houiller et s'étant poursuivies après son dépôt (structures hercyniennes).

Un certain nombre de mesures de foliation ont été effectuées. Bien que trop peu nombreuses, compte tenu de la surface étudiée, elles permettent de reconstituer la géométrie approximative de ces terrains (voir schéma structural, planche hors texte n° IV).

On s'aperçoit, en superposant cette carte des foliations à la carte lithologique (carte géologique simplifiée, planche hors texte n° II), que certains horizons (amphibolites de l'Ailefroide et du Sellar, par exemple) sont en accordance avec les directions de foliations, et peuvent servir de niveaux repaires. Nous verrons plus loin la cause possible de cette accordance, qui peut être localement fortuite.

1) Structures engendrées par le plissement hercynien

Nous considérerons surtout la zone située au Nord du synclinal d'Ailefroide - Malamort.

Il s'agit ici (voir schéma structural) d'une série monoclinale, assez régulière dirigée N. 120° à N. 160°, pentée 30 à 70° W.

Dans cette série, les deux bandes amphibolitiques de l'Ailefroide - Claphouse et du Sellar délimitent deux domaines que nous appellerons unité des Bœufs-Rouges (au Sud Ouest) et unité du Pelvoux (au Nord Est). Cette dernière est aussi limitée encore plus au Nord Est par une zone amphibolitique, de l'autre côté de la vallée d'Ailefroide : il s'agit des amphibolites et serpentinites du Grand-Riéou, sur les contreforts occidentaux du dôme du Monétier (cf. C. BARBIERI-GILLOT).

* L'unité des Bœufs-Rouges

Du cœur vers la périphérie, elle comporte :

- la sous-unité de Peyre-Arguet (étage granulitique profond) peu reprise dans la deuxième migmatisation ;
- la sous-unité des Bans et du Sélé (étage migmatitique situé "stratigraphiquement" au-dessus du précédent, et où la seconde migmatisation est importante) ;
- la sous-unité des amphibolites de l'Ailefroide, où ne se voit plus que la migmatisation II (migmatites stromatiques).

Cette succession montre les terrains les plus "profonds" au centre. Il s'agit donc d'une antiforme. Cette structure appelle une remarque au sujet des anatexites : comme nous l'avons maintes fois souligné, elles occupent une position périphérique, au toit des migmatites et au mur des amphibolites.

* L'unité du Pelvoux

Elle montre du cœur vers la périphérie, une succession d'unités analogue à la précédente :

- sous-unité centrale reprise par la migmatisation II (gneiss biotitiques de Claphouse) ;
- sous-unité périphérique, anatexitique, à migmatisation II très développée ;
- amphibolites (Ailefroide, Grand-Riéou).

Il s'agit comme dans le premier cas d'une antiforme.

La bande des amphibolites de l'Ailefroide, qui occupe une position intermédiaire doit donc correspondre à une structure synforme. Cela permet peut-être d'expliquer sa structure approximativement symétrique en coupe transversale (voir p. 53). La partie la plus migmatisée correspondrait au cœur du pli, ce qui est relativement classique. Cette structure se termine de manière périclinale dans le haut vallon de Claphouse.

2) Rôle particulier des amphibolites de l'Ailefroide

Nous considérerons d'abord ici la position des anatexites : on s'attendrait en effet à les trouver en dessous des migmatites rubanées, au cœur de la structure, et non pas en position périphérique.

Cette position peut s'interpréter par une répartition anormale de la pression fluide dans le socle au moment de la seconde migmatisation : si P_{H_2O} était constante dans tout le milieu considéré, la mobilisation devrait croître avec la pression et la température, et l'anatexite se situerait alors dans les zones les plus profondes. Mais en général, au cours d'un métamorphisme croissant, il y a assèchement progressif et migration de la phase fluide vers les couches supérieures ; les réactions de métamorphisme sont en effet des réactions d'assèchement qui libèrent de l'eau. Normalement, il s'établit entre P_{H_2O} , P_s et T un équilibre tel que les faciès se succèdent dans l'ordre suivant :

- granulite (P_s et T élevés, P_{H_2O} trop faible pour qu'il y ait migmatisation)
- anatexite (P_s et T élevés, P_{H_2O} suffisante)
- migmatite (P_s et T moins élevés, P_{H_2O} peu différente de celle des anatexites).

S'il existe un terrain relativement peu "perméable" dans la succession lithologique la montée de la phase fluide sera bloquée à ce niveau, et on aura surpression relative d'eau derrière cet écran.

Avec une ambiance générale du métamorphisme suffisamment élevée, cette variation de P_{H_2O} pourra devenir prépondérante sur la variation de température : les terrains inférieurs, peu hydratés, seront peu mobilisés bien que assez

"chauds" tandis qu'au contraire les terrains supérieurs, contre l'écran le seront, bien que relativement plus froids.

Nous observons ici un phénomène de ce type : les amphibolites peu perméables (ceci se marque à leur assez faible mobilisation), ont dû jouer ce rôle d'écran : d'où la migmatisation importante des terrains situés à leur mur (anatexites du Pelvoux).

En outre, d'après F. ELLENBERGER et al. (1967), qui ont défini "l'effet de couverture" les fluides, en augmentant la plasticité, peuvent contribuer à mettre en accord la foliation des gneiss du noyau avec celle de la nouvelle enveloppe. Leur contact, que pourrait indiquer une éventuelle discordance dans les directions de foliation, est donc ainsi masqué. Cette "suppression" d'eau permet aussi d'expliquer certaines anomalies dans la répartition de la chlorite.

Nous avons vu que dans les gneiss du Sélé, la mobilisation croissante allait de pair avec une chloritisation de plus en plus développée ; on pouvait même penser que la chlorite était contemporaine de la migmatisation, le feldspath potassique se développant grâce à la transformation de la biotite en chlorite. Mais la température de formation de la chlorite est normalement très inférieure à celle de l'anatexie. Cet obstacle peut être levé si nous faisons appel au rôle de "couvercle" des amphibolites. En effet, en présence de suffisamment d'eau, "le clinocllore montre une limite supérieure de stabilité... à 680°. Cela est en fait une température "super-haute" pour quelque sorte de métamorphisme que ce soit, c'est-à-dire au moins une température magmatique" (T.F. BARTH (1962), cité dans A. HOUCHMAND ZADEH (1969), qui explique ainsi des phénomènes très analogues à ceux que nous observons).

On peut invoquer un autre facteur pour expliquer cette répartition anormale des P_{H_2O} . Etant donné qu'il y a deux phases métamorphiques distinctes, liées à des phases tectoniques différentes, il n'est pas impossible qu'il y ait un dépôt propre à la seconde migmatisation. En admettant que ce dépôt débute à la base des amphibolites d'Ailefroide, il y aura, avant la seconde étape métamorphique, la succession suivante des terrains de bas en haut :

- terrain déjà partiellement deshydraté (ectinites et migmatites de l'ensemble de Claphouse), sauf peut-être en ce qui concerne leur partie supérieure, réhydratée par une perméabilité de fracture due à la proximité des nouveaux dépôts ;
- terrains non encore métamorphisés, très hydratés.

Il y a donc là aussi une discontinuité dans la pression fluide, due à un "effet de couverture" du second dépôt.

De la même manière que précédemment, on pourra observer la migmatisation des amphibolites (P , T , et P_{H_2O} suffisamment fortes) et une seconde migmatisation sur la partie supérieure de l'ensemble de Claphouse, où la pression d'eau est encore (ou de nouveau suffisante) : formation des anatexites du Pelvoux... Par contre, sa partie inférieure trop "sèche" pour être migmatisée, mais soumise à des pressions et des températures fortes, ne subira que de simples recrystallisations (gneiss biotitique de Claphouse). Si ce phénomène a effectivement eu lieu ici, il a dû se surajouter à l'effet d'écran vu plus haut.

On est donc amené à considérer les amphibolites d'Ailefroide, comme un éventuel dépôt lié à la seconde migmatisation. On notera que, si tel était le cas, les niveaux serpentiniteux qu'on trouve toujours à leur proximité (col du Sellar, barre du chemin du Sélé, Claphouse, Grand-Riéou) pourraient jouer le rôle de volcanisme géosynclinal, un peu à la manière des ophiolites alpines.

Au Sud du synclinal Ailefroide - Malamort, nous retrouvons des plissements analogues aux précédents. Toutefois, faute de niveau repère, nous manquons de critère de polarité. D'autre part, d'après les formes que dessinent les foliations il n'est pas impossible qu'il y ait superposition de deux directions de plissement, l'une à peu près Nord-Sud, l'autre N. 130-140.

B. - TECTONIQUE RECENTE

Par tectonique récente, il faut entendre la tectonique postérieure au plissement hercynien et à la mise en place du granite. Il s'agit donc de la tectonique alpine (qui reprend parfois des cassures tardi-hercyniennes).

Elle se traduit de différentes manières :

- cassures non chevauchantes, à rejet souvent faible,
- accidents chevauchants,
- dans les lambeaux sédimentaires, plis et acquisition d'une schistosité nette.

1) Cassures non chevauchantes

Bien que très nombreuses, elles ne jouent qu'un rôle secondaire, surtout morphologique : il n'y a guère de ravin ou de couloir qui ne corresponde à un accident de ce type.

Il existe quelques directions privilégiées qui sont :

- N.140 : c'est une famille très développée dans le haut vallon des Bans. Ce sont ces accidents qui ont guidé la mise en place des filons acides, vraisemblablement hercynienne ou tardi-hercynienne. Il s'agit donc de cassures anciennes ; elles ont parfois rejoué, comme l'atteste çà et là la mylonitisation de ces filons.
- N.170 à N.10 : ces accidents ont actuellement le plus grand rôle morphologique. Pour mémoire, nous citerons la fracture du col du Coup de Sabre, à l'Ouest du pic Sans Nom, qui a un rejet vertical de 200 m environ (bien visible car il décale le contact gneiss-granite) ; les fractures du flanc sud du Pelvoux, dont une est soulignée par le glacier du Clot de l'Homme, et dont une autre se prolonge jusqu'à la pointe du Rascrouset, en décalant la terminaison des amphibolites de l'Ailefroide ; la fracture enfin, qui, sur le flanc est du mont Pelvoux, limite le granite, et dont l'épaisse zone mylonitique a permis la formation, au-dessus de la vallée, entre Ailefroide et le pré de Madame CARLE, d'une vire continue, nettement marquée sur la carte I.G.N. 1/50 000.

On pourrait multiplier les exemples de tels accidents nord-sud.

- N.60 à N.90 : cette famille est moins développée que les précédentes, du moins dans la région étudiée (en effet, si on se fie à la carte de P. BELLAIR, (1948), un accident de ce type traverserait un peu plus au Nord tout le massif du Pelvoux d'Est en Ouest).

Certaines de ces fractures montrent des épaisseurs de mylonite importantes, (plus de 50 m pour la fracture N.140 qui limite à l'Est le granite des Bans), qu'une érosion préférentielle creuse en profonds couloirs.

Enfin, beaucoup de ces cassures sont occupées par un remplissage plus ou moins bréchiq ue à ciment calcaire. Dans certains cas, son épaisseur peut dépasser 20 m (fracture limitant à l'Ouest le granite des Bans).

Ces "cipolins" ont déjà fait l'objet de nombreuses discussions. Ainsi, R. MICHEL et J. VERNET (1956), étudiant ceux qui affleurent largement dans les pentes sommitales du mont Pelvoux, les classaient ici en trois catégories :

- les premiers seraient des cipolins inclus dans le socle et en feraient partie (calcaires anciens) ;
- les seconds seraient des synclinaux pincés anciens (selon ces auteurs, leur âge serait hercynien, antérieur à la mise en place du granite) ;
- les troisièmes enfin, qui forment le plateau sommital du mont Pelvoux, seraient mésozoïques.

Ces interprétations soulèvent un certain nombre de problèmes :

- la troisième "série" est certes un placage sédimentaire. Mais elle n'est datée du Lias que par analogie de faciès ;
- les deux autres "séries" seraient hercyniennes ou même antérieures. Nous avons vu qu'il était possible de distinguer des structures alpines (N.0 à N.20 au sommet du Pelvoux) et des structures hercyniennes (N.140 au même endroit : voir planche hors texte n° IV). Les cipolins suivent des cassures de direction manifestement alpine, et sont discordants sur la foliation des gneiss. Il ne peut donc s'agir de "bancs" interstratifiés dans l'ensemble gneisso-migmatitique.

A l'encontre de cette interprétation en niveaux interstratifiés, on peut aussi noter que les cipolins sont peu ou pas métamorphiques, tandis que le socle environnant est formé d'anatexites du faciès amphibolite. Nous n'avons jamais pu noter de passage progressif de l'un à l'autre, sauf par l'intermédiaire de mylonites.

Compte tenu de la position systématique de ces faciès le long des fractures, et de leur aspect bréchiq ue fréquent, nous ferions volontiers de la plupart d'entre eux des filons clastiques, dus au remplissage de fractures ouvertes lors du dépôt de la couverture sédimentaire. Cela n'interdit pas de faire de ces "cipolins" du Lias ou du Trias ; mais parler de "synclinaux", c'est-à-dire de formations plissées, pour de tels remplissages, tout au plus écaillés par des rejeux de fracture, est peut-être un abus de langage.

2) Tectonique "chevauchante"

Elle se traduit surtout par un accident important connu sous le nom de "Synclinal d'Ailefroide", ainsi nommé car il prend son extension maximale au niveau de la vallée d'Ailefroide, un peu en aval de ce hameau.

Ce sont des terrains liasiques et triasiques, limités ici de part et d'autre par des plans de cassure :

- l'un au Nord Ouest, orienté N.45 et penté 75° E.,
- l'autre au Sud Est, orienté N. 40 et penté 60° E.

La schistosité du Lias a une valeur moyenne N.40, 60° E. Elle est donc parallèle à la bordure sud est.

Compte tenu des pendages indiqués plus haut, on voit que les terrains situés au Sud Est (à l'extérieur du massif) chevauchent ceux situés au Nord Ouest. Il s'agit vraisemblablement du contre-coup dans le socle de l'arrivée des nappes alpines.

Cet accident, qui se prolonge largement vers le Sud Ouest, au moins jusqu'au col du Loup en Valgaudemar, a été étudié en détail par J. VERNET (1965). Cet auteur a eu le mérite de répertorier les nombreux petits lambeaux sédimentaires qui le jalonnent, souvent dans des endroits difficiles d'accès (flanc nord de la crête de Malamort, par exemple).

Toutefois, dans les parties où ces jalons manquent, plusieurs tracés ont été proposés (figure n° 37 : tracé selon P. GIDON, 1953 et J. VERNET, 1965).

Nous avons apporté deux modifications au tracé proposé par J. VERNET :

- au passage du granite du Riéou-Blanc ; en effet, nous n'avons pas trouvé de zone tectonisée notable dans le granite le long du passage supposé de l'accident. Par contre, la bordure du massif de granite montre partout une zone très tectonisée (il existe quand même dans le granite un réseau de diaclases parallèles au plan du synclinal ; il peut être considéré comme une ébauche de la schistosité visible dans le sédimentaire).
- dans le vallon de la Selle, où le tracé adopté par J. VERNET implique une forte torsion du plan du synclinal, très régulier jusque-là, et ne peut se suivre dans le socle. Par contre, le tracé que nous avons choisi ici nécessite une torsion beaucoup plus faible de ce plan et se suit dans le socle par toute une zone extrêmement tectonisée (dont la toponymie rend en partie compte : lieu-dit "la Casse"), dans laquelle nous avons retrouvé quelques morceaux de cargneules triasiques.

Pour les auteurs qui ont étudié ce synclinal, il ne correspondrait pas uniquement à un chevauchement vers le Nord Ouest, mais aussi à un important décrochement (compartiment sud est entraîné vers le Sud Ouest). Le décalage du contact granite-gneiss de part et d'autre du vallon de Claphouse traduit peut-être ce mouvement.

3) Tectonique plissée dans le sédimentaire

Le sédimentaire comprend deux termes : du secondaire (surtout jurassique) et du nummulitique discordant.

Le Jurassique, en dehors du synclinal d'Ailefroide (où il ne faudrait pas parler de plis, mais plutôt d'écaillage), affleure largement en rive droite du haut vallon de la Selle. On peut retrouver ici plusieurs directions de plissement superposées, qui attestent d'une tectonique anté-nummulitique importante.

Quant au Tertiaire, il forme une grande dalle discordante, dont les blocs du conglomérat de base témoignent d'une reprise presque sur place du socle. Il montre des plis simples d'axe N.40 environ, dus à un décollement et à un glissement au niveau de ses schistes inférieurs lors de la remontée du bâti cristallin.

C. - RETROMORPHOSE

Nous avons vu que dans la plupart des terrains du socle, il y avait formation de minéraux de faible métamorphisme après les phases de cristallisation principales. Il s'agit surtout de chlorite, muscovite et épidote qui indiquent un faible métamorphisme du faciès schiste vert.

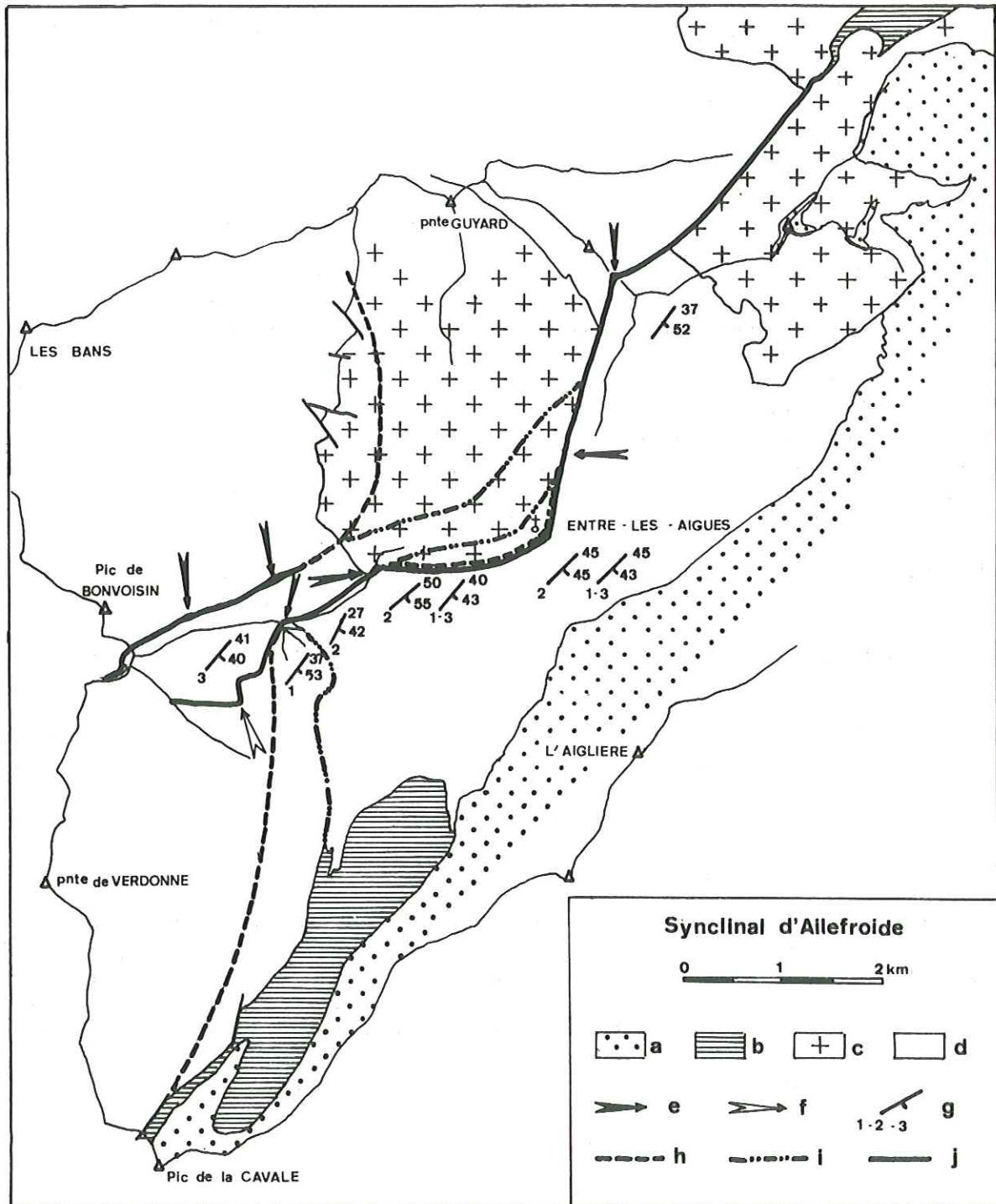


Figure n° 37 - Synclinal d'Ailefroide

(a) : Nummulitique ; (b) : Mésozoïque d'Ailefroide et du vallon de la Selle ; (c) : granite circonscrit ; (d) : gneiss et migmatite ; (e) : affleurement de sédimentaire ; (f) : cargneules triasiques trouvées en éboulis ; (g) : direction et pendage du plan du synclinal - 1 : selon P. GIDON (1953) - 2 : selon J. VERNET (1965) - 3 : selon le tracé adopté - (h) : tracé selon P. GIDON ; (i) : tracé selon J. VERNET ; (j) : tracé adopté.

Ces recristallisations sont difficiles à dater ; on peut noter toutefois que :

- il y a au moins deux générations de muscovite et de chlorite. La première se traduit par des minéraux primaires dans les terrains hercyniens (Combeynot, vallon de la Selle) et par des destabilisations dans les terrains plus anciens (chloritisation des biotites, séricitisation des plagioclases) ; la seconde se localise dans les cassures, et est, sans doute, alpine ;
- il existe de la chlorite peut-être antérieure, contemporaine de la migmatisation (cas possible pour les gneiss du Sélé) et liée à une pression d'eau relativement forte ;
- il existe aussi une chloritisation en fin de cristallisation du granite (cf. A. BARBIERI).

Ainsi, l'interprétation des différents minéraux de faible métamorphisme (en particulier la chlorite) est assez délicate : en général ils marquent l'épisode hercynien, puis alpin ; mais dans certains cas, ils dépendent d'autres facteurs, et peuvent être plus anciens.

D. - CONCLUSION

A la lumière de ce qui a été dit dans ce chapitre, on peut reconstituer pour le socle pelvousien une chronologie dont les grands traits sont les suivants :

- socle anté-hercynien, à histoire complexe et à fort métamorphisme, constitué peut-être déjà, de deux dépôts successifs ;
- dépôt d'une série spécifiquement hercynienne (faciès Culm) ;
- métamorphisme de faible intensité et plissement à grande échelle (Viséen moyen ?) ;
- mise en place des granites ;
- métamorphisme alpin de faible intensité, lié à une phase tectonique cassante dans le socle et souple dans la couverture ; dans cette dernière, apparition d'une forte schistosité, localement traduite dans le socle par d'intense réseaux de diaclases, dirigés parallèlement aux synclinaux mésozoïques.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Au terme de cette étude, nous résumerons rapidement les principaux faits apportés sur la géologie de la partie est du socle cristallophyllien du massif du Pelvoux-Ecrins. Puis, nous verrons comment ces données s'organisent dans une reconstitution schématique de l'histoire de cette région. Enfin, nous dirons quelques mots sur la manière dont le Pelvoux peut s'intégrer dans ce que l'on connaît des massifs cristallins externes des Alpes et des massifs hercyniens avoisinants : Massif-Central et Vosges.

A. - ENSEMBLES DISTINGUÉS DANS LE SOCLE CRISTALLOPHYLLIEN

Dans le socle, deux grandes catégories de terrains ont été reconnues :

1) Des terrains peu métamorphiques (gneiss de Chabournéou, gneiss de la Selle à aspect détritique)

Il s'agit vraisemblablement d'anciens sédiments volcano-détritiques métamorphisés dans le sous-faciès le plus faible du faciès schiste vert, ou peut-être même localement préservés de tout métamorphisme.

Par analogie avec des terrains décrits dans le Combeynot par J.C. LACOMBE (1970) et en raison de l'opposition qui existe entre leur faible métamorphisme et le métamorphisme élevé du reste du socle, nous avons tendance à faire de ces terrains antémésozoïques un dépôt spécifiquement hercynien, de type Culm.

2) Des terrains fortement métamorphiques

Ils sont séparés en trois ensembles :

- Ensemble de Peyre-Arguet
- Ensemble de Claphouse
- Ensemble Pelvoux-Ailefroide.

- L'ensemble de Peyre-Arguet, peu étendu géographiquement, est formé de gneiss à structure granulitique et d'amphibolites. Il est intéressant à plus d'un titre :

- il semble que ce soit le terrain le mieux conservé d'un très vieux socle ;
- des équilibres minéraux particulièrement favorables ont permis de retrouver, à partir de données thermodynamiques simples, les conditions approximatives de formation des gneiss :
 - pression solide = 6,5 à 8,5 kb
 - pression fluide = 2 à 4 kb
 - température = 600 à 650°C.

La faible pression d'eau et les structures caractéristiques rattachent ces gneiss au faciès granulite. On est toutefois en présence d'un faciès un peu particulier, relativement "froid", dans lequel des minéraux tels que la biotite ou la muscovite, théoriquement incompatibles avec le faciès granulite, sont stables.

D'autre part, on a pu mettre en évidence que la faible pression d'eau était liée à la superposition de plusieurs phases métamorphiques et à la mise en place d'un massif gabbroïque, accompagnée d'émission de CO_2 et suivie de sa transformation en amphibolite à une température voisine de 900°C .

La lithologie initiale de ces gneiss a été déduite surtout de leurs caractères chimiques : il s'agit sans doute d'un dépôt de type volcano-détritique où matériaux volcaniques et pélitiques étaient étroitement intriqués.

- Dans l'ensemble de Claphouse peuvent se reconnaître deux étapes métamorphiques nettement distinctes.

La première, migmatitique, est sans doute l'équivalent en milieu hydraté du métamorphisme ayant engendré les granulites de Peyre-Arguet en milieu anhydre.

La seconde se traduit, selon l'état d'hydratation préalable du terrain, soit par des recristallisations peu poussées (gneiss de Claphouse ; gneiss de Peyre-Arguet, où, en raison de l'état particulièrement anhydre de ce faciès, les minéraux dus à la seconde étape métamorphique sont très peu abondants), soit par des remobilisations plus marquées allant jusqu'à une véritable migmatisation.

Les conditions thermodynamiques de cette seconde étape sont celles d'un faciès intermédiaire entre les faciès amphibolites supérieurs de type Abukuma et Barrow (entre A 23 et B 23). Elles peuvent se chiffrer ainsi, sous certaines réserves :

- { pression solide voisine de 5,5 kb ou légèrement supérieure
- { pression fluide variable, inférieure ou égale à P_s
- { température = 650 à 750°C .

Des critères chimiques et pétrographiques, en partie effacés par la migmatisation, permettent de retrouver pour cet ensemble une lithologie initiale variée : granites, arkoses, pélites, sédiments d'origine volcano-détritique basique.

- L'ensemble Pelvoux-Ailefroide est formé de terrains ne montrant qu'une seule étape métamorphique principale. Il comprend deux unités :

- l'une est assimilée à l'ensemble de Claphouse trop transformé pour que la première migmatisation puisse encore se retrouver (anatexites du Pelvoux) ;
- l'autre est formée d'amphibolites relativement peu migmatisées (amphibolites de l'Ailefroide) situées au-dessus des anatexites.

Les ensembles Pelvoux-Ailefroide et Claphouse montrent une répartition anormale du degré de mobilisation lors de la seconde migmatisation. En effet, celle-ci :

- est peu développée dans les niveaux inférieurs (Claphouse),
- se développe de plus en plus dans les niveaux moyens pour atteindre son maximum dans les anatexites du Pelvoux,
- est de nouveau assez peu marquée dans les niveaux supérieurs (amphibolites de l'Ailefroide).

Cela peut s'expliquer, ainsi que certains points annexes (chloritisation anormale au cours de la migmatisation) par une répartition particulière de la phase aqueuse. Il faut faire alors appel à un effet de couverture ou d'écran dû aux amphibolites de l'Ailefroide, qui seraient assimilées à un dépôt relativement récent, postérieur à la première phase métamorphique et antérieur à la seconde.

On peut donc distinguer dans le socle cristallophyllien au moins trois épisodes d'âge différent, marqué chacun par une sédimentation et un métamorphisme.

- Le premier est particulièrement net dans les gneiss de Peyre-Arguet, préservés par la suite, et existe à l'état de fantôme dans l'ensemble de Claphouse.

Etant donné qu'il est suivi d'une histoire anté-hercynienne complexe et qu'il est formé de granulites, nous le datons du Précambrien :

"Les granulites sont de très vieilles roches métamorphiques ; on n'en connaît que d'âge précambrien. Toutes les granulites se révèlent être le résultat d'un métamorphisme affectant des roches déjà métamorphisées, et sont donc polymétamorphiques ; leur âge géologique très ancien rend cela fort plausible" (H. G. F. WINKLER, 1967, p. 131-132).

- Le troisième est mieux connu à la périphérie du massif. Il forme ici une partie des faciès du vallon de la Selle. Il est assimilable au Culm, donc hercynien (Dévono-Dinantien).

- Le second enfin, représenté principalement par son métamorphisme (et peut-être par un dépôt : amphibolites de l'Ailefroide) est difficile à dater.

Au plus récent, il peut être Hercynien précoce. Toutefois, certaines mesures d'âge absolu, faites sur des faciès où cet épisode était nettement prépondérant dans l'histoire métamorphique (migmatites de Béassac, gneiss des Bans les plus transformés) ayant donné des âges de 517 à 550 MA (A. BARBIERI), nous en ferions volontiers avec cet auteur, soit du Précambrien tardif, soit du Calédonien.

B. - SUCCESSION DES EVENEMENTS DANS LE MASSIF PELVOUX-ECRINS

En reprenant les faits apportés au cours de cette étude, dont les principaux ont été énoncés ci-dessus, nous avons essayé de reconstituer, sous forme de tableau, la chronologie relative des événements qui se sont succédés dans l'édification du massif Pelvoux-Ecrins.

Pour simplifier, nous avons parlé de phase I, II, . . . , en employant une échelle des temps purement relative. Si on veut assimiler ces épisodes à des périodes reconnues ailleurs, les correspondances probables sont les suivantes :

Phase (épisode) Ia = Précambrien ancien.	
-/-	Ib = Précambrien moins ancien ou récent
-/-	II = Précambrien récent, ou <u>Calédonien</u>
-/-	III = Hercynien (Culm)
-/-	IV = Alpin.

Phase Ia reconnue dans l'ensemble de Peyre-Arguet.

Sédimentation : - volcano-détritique acide
- pélitique.

Métamorphisme : de haute pression et de haute température (faciès B 23 ou granulite).

Phase Ib connue de façon sûre (et pratiquement seule présente) dans l'ensemble de Peyre-Arguet, mais qui transparait ailleurs sous d'autres épisodes métamorphiques (ensemble de Claphouse). Phase I de C. BARBIERI-GILLOT.

Matériel métamorphisé :

- matériel Ia
- matériel arkosique ou volcano-détritique (gneiss des Bans),
- matériel détritique ou volcano-détritique basique (gneiss de Claphouse et du Sélé).

Activité magmatique et métamorphique :

- Mise en place d'un gabbro, plus ou moins contemporaine du métamorphisme, se transformant en amphibolites avec assèchement d'une partie du matériel périphérique (Peyre-Arguet).
- Métamorphisme à la limite B 22-B 23.
 - dans les faciès secs : granulite de type particulier (Peyre-Arguet).
 - dans les faciès humides : migmatites
 - migmatites très feldspathiques et granite (?) (gneiss des Bans).
 - migmatites rubanées biotitiques (gneiss biotitiques de Claphouse)

Conditions thermodynamiques ; assez bien définies.

Tectonique : acquisition de la foliation dans les gneiss de Peyre-Arguet et dans la partie la moins reprise par la suite de l'ensemble de Claphouse.

Phase II connue dans les ensembles précédents, dans l'ensemble Ailefroide-Pelvoux et dans une partie des faciès de la Selle (gneiss biotitiques et anatexites de Béassac).

Matériel métamorphisé

- matériel I
- matériel II probable : volcanites basiques (émissions basiques : amphibolites et serpentinites de l'Ailefroide),

Métamorphisme : de type sans doute intermédiaire entre A 23 et B 23.

- recristallisations limitées de biotite et de sillimanite (Peyre-Arguet)
- nouvelle migmatisation (Bans, Claphouse, Pelvoux) allant jusqu'à l'anatexie à la limite des amphibolites de l'Ailefroide (effet de couverture ou d'écran du dépôt II)

Conditions thermodynamiques moins bien définies que celles de la phase I.

Tectonique : acquisition de la foliation dans l'ensemble Pelvoux-Ailefroide.

Phase III connue surtout à la périphérie du massif (Combeynot) et peut-être dans le vallon de la Selle (gneiss de Chabournéou, gneiss à aspect détritique).

Matériel métamorphisé : matériel I et II et dépôt propre III : faciès volcano-détritiques acides et basiques de type Culm.

Métamorphisme : faible, ici sans doute de type B 11

- muscovite et chlorite primaire dans le matériel III
- rétomorphose à séricite, épidote, chlorite ailleurs.

Activité magmatique :

- mise en place des granites intrusifs (datés de 310 - 330 MA ; voir A. BARBIERI)
- mise en place des filons acides.

Tectonique : plis isoclinaux à grande échelle, et tectonique cassante.

Phase IV ayant donné son architecture actuelle au massif.

Matériel : tous les ensembles précédents plus la couverture sédimentaire mésozoïque et nummulitique.

Métamorphisme, faible presque hydrothermal (chlorite et muscovite de fracture) mais intenses déformations (dynamométamorphisme) : schistosité très développée dans le sédimentaire, plus locale dans le socle.

Tectonique :

- dans le socle : cassante ou chevauchante ("synclinaux")
- dans la couverture : souple et complexe (plusieurs plissements superposés).

C. - PLACE DE L'EST PELVOUX DANS LES MASSIFS HERCINIENS

1) Massifs cristallins externes des Alpes

La plus grande partie des massifs cristallins externes est considérée comme hercynienne : sédimentation parfois très épaisse, de type Culm, métamorphisme en général faible, mais pouvant tout de même, çà et là, donner naissance à des migmatites.

Au fur et à mesure que s'approfondit la connaissance de ces massifs, on s'aperçoit qu'ils se sont, en général, érigés à partir d'un socle ancien. Dans ce dernier, il semble qu'on puisse déjà reconnaître une histoire antéhercynienne complexe.

Nous rappellerons rapidement ici les différentes "séries" mises en évidence dans les différents massifs. Nous serons très bref en ce qui concerne les séries spécifiquement hercyniennes, dont le parallélisme avec leurs équivalents du Pelvoux a été fait par J.C. LACOMBE.

- Massif de l'Aar

On distingue les ensembles suivants :

- . série ancienne d'Erstfeld-Lötschental ; premier épisode métamorphique, catazonal ;
- . puis dépôt de la série de Lauterbrunnen-Innertkirchen ; second épisode métamorphique, se traduisant par une migmatisation reprenant également la série précédente ;
- . intrusion des graphites de Gastern et du Tödi. Ces granites marqueraient la fin des étapes tectoniques anciennes ;
- . dépôt de sédiments permo-houillers ;
- . intrusion des granites de l'Aar ;
- . phase tectonique hercynienne.

- Massif des Aiguilles-Rouges

Dans ce massif, on connaît aussi deux séries anciennes :

La série de Fully, soumise à un fort métamorphisme catazonal, serait l'équivalent de la série d'Erstfeld-Lötschental. Elle représenterait une portion du socle ancien précambrien repris et incorporé aux séries sus-jacentes, en particulier au cours de la migmatisation spécifique de la seconde série, ou série des Aiguilles-Rouges. Cette dernière serait d'âge paléozoïque inférieur (Calédonien) (R. LAURENT, 1968).

Sur ces deux séries s'est déposé un troisième ensemble : le complexe de Pormenaz, Dinantien, de type Culm.

Enfin, l'intrusion des granites carbonifères (granite du Mont-Blanc ; granite de Vallorcine, d'abord interprété comme l'équivalent des granites de Gastern et de Tödi dans l'Aar) interviendrait à la fin de l'orogénèse principale hercynienne.

- Massifs de Belledonne, des Grandes-Rousses et du Taillefer

Dans ces massifs, on définit à la suite de P. BORDET trois séries, qui sont par ordre chronologique :

- la série satinée, la plus récente
- la série verte
- la série brune, la plus ancienne.

Les deux premières, les mieux représentées, sont hercyniennes, de type Culm. On trouve leur équivalent au Nord (complexe de Pormenaz) et dans le massif du Pelvoux (Chaillol, Bas Valgaudemar, région de Saint-Christophe-en-Oisans, massif de Combeynot : J. C. LACOMBE).

La troisième série comporte les deux termes suivants, apparemment de haut en bas :

- migmatites amphibolitiques stratoïdes : migmatites de l'Aveynaz (R. MICHEL et P. BERTHET, 1958), migmatites de Bourg-d'Oisans (P. GIRAUD, 1952).
- gneiss à paragenèses de métamorphisme profond (disthène, sillimanite).

Cette série est plus ou moins en concordance avec les deux précédentes. Son interprétation est délicate : on peut en effet la considérer soit comme le complexe de base des deux précédentes, soit comme le témoin d'un socle antérieur. Dans cette dernière hypothèse, le parallélisme assez net qui existe entre les migmatites stratoïdes de l'Aveynaz et de Bourg-d'Oisans et l'ensemble de l'Ailefroide d'une part, et entre les gneiss inférieurs et l'ensemble de Claphouse d'autre part, s'expliquerait aisément par la proximité géographique de ces deux massifs.

- Massif de l'Argentera-Mercantour

On connaît dans ce massif deux grandes unités cristallophylliennes, dont les relations réciproques sont assez mal définies ; elles sont, en effet, séparées par un accident très important.

A l'Ouest, le complexe cristallin de la Tinée est considéré comme hercynien. Toutefois, il semble qu'on ait là des terrains beaucoup plus métamorphiques et migmatitiques que ceux connus dans le reste de la partie hercynienne des massifs cristallins externes.

A l'Est, les complexes Malinvern-Argentera et Chatillon-Valmasque, formés de terrains souvent très migmatisés, seraient soit calédoniens, soit précambriens.

A la suite de cette énumération des différents ensembles, on voit que l'histoire du massif Pelvoux-Ecrins s'intègre

facilement dans celle, plus générale, des massifs cristallins externes. Les équivalences probables entre les ensembles que nous avons définis et les séries ci-dessus doivent être les suivantes :

	Granite récent	Hercynien (Culm)	Complexe intermédiaire	Précambrien	
				repris	non repris
Aar	G. de l'Aar		Lauterbrunnen Innertkirchen	Erstfeld- Lötschental	
Mont-Blanc Aiguilles- Rouges	G. du Mont-Blanc G. de Vallorcine	Complexe de Pormenaz	Série des Aiguil- les Rouges	Série de Fully	
Belledonne Gdes-Rousses Taillefer	G. des 7 Laux G. de Saint- Colomban	Série satinée Série verte		----- Série brune ----- ?	
<u>Pelvoux</u>	G. circonscrit du Pelvoux	Combeynot Chaillol...	Amphibolites de l'Ailefroide ?	Ensemble de Claphouse, gneiss du Rif du Sap	Ensemble de Peyre-Arguet
Argentera	G. de l'Argentera		Complexe de la Tinée Complexe de Malinvern-Argentera ?	Complexe de Chatillon- Valmasque	

Le tableau ci-dessus est en partie hypothétique ; il ne faut pas oublier que nous n'indiquons que les correspondances possibles.

2) Massifs hercyniens avoisinants

- Massif-Central.

Dans le Massif-Central, J. JUNG a dès 1954 défini un soubassement ancien au massif hercynien : le "noyau arvéno-vosgien". Depuis, l'existence d'un socle polymétamorphique ancien est apparue de plus en plus comme un phénomène général, même si les âges attribués au différents cycles varient d'un auteur à l'autre.

Dans les monts du Lyonnais, J.M. PETERLONGO (1958) a mis en évidence deux séries : la plus ancienne, ou série des monts du Lyonnais, est formée de migmatites et de gneiss dont certains (leptynites à biotite) se rapprochent des granulites. Cette série serait sans doute précambrienne, peut-être calédonienne. Au-dessus prend place une série moins métamorphique (série de la Brévenne) d'âge probable : Dévonien supérieur.

Dans le Nord Ouest du Massif-Central, M. CHENEVOY (1958) a montré la superposition de deux types de métamorphisme : le premier, de type haute pression, serait calédonien, tandis que le second, de plus basse pression, serait varisque.

Un schéma, très analogue, se retrouve dans le Haut-Allier, où F.H. FORESTIER (1961) a pu parler d'un métamorphisme de type haute pression ("leptynites", granulites), qu'il attribue au Cadomien, suivi d'un second métamorphisme de basse pression, sans doute varisque.

La série ancienne définie dans le Haut-Allier, montre d'ailleurs une grande analogie avec le Pelvoux. Ainsi, B. LASNIER (1968) y a décrit des granulites à quartz, disthène, biotite, almandin, rutile, muscovite, séricite (secondaire semble-t-il) très étroitement associées à de petits massifs ultrabasiques. Là aussi, lorsqu'on s'éloigne de ces derniers, on passe rapidement du faciès granulite au faciès amphibolite.

Enfin, P. TEMPIER (1967) qui a étudié la Haute-Dordogne, a pu aussi mettre en évidence la superposition de deux métamorphismes de même type que les précédents. Mais pour lui, les deux phases seraient anciennes, la seconde étant attribuée au Cadomien.

- Vosges

Dans les Vosges, les travaux de J.P. Von ELLER (1961) et J. HAMEURT (1968) ont encore une fois permis de définir deux cycles métamorphiques distincts. Du métamorphisme ancien, de haute pression, il subsiste des témoins importants peu transformés par la suite : granulites du col des Bagenelles, associées à des roches basiques, parfois éclogitiques. J. HAMEURT estime que les conditions thermodynamiques lors de ce premier cycle étaient les suivantes : température de 500 à 700°C, pression solide supérieure à 7 kb, pression d'eau faible ; il s'agit donc de chiffres très voisins de ceux que nous avançons pour les granulites de Peyre-Arguet.

Le second métamorphisme est de faible pression, et se situe dans le haut faciès amphibolite de type Abukuma. Ces deux cycles seraient nettement séparés dans le temps, et tous deux antévraisiques.

Cette rapide revue des connaissances actuelles sur les chaînes "hercyniennes" montre qu'elles se sont bâties à partir de vieux éléments dont l'homogénéité sur de grandes distances est tout à fait remarquable. Que ce soit dans les Alpes, le Massif-Central ou dans les Vosges, on retrouve un métamorphisme polycyclique antéhercynien, presque toujours identique à lui-même d'un point à l'autre, et qui témoigne d'une histoire longue et complexe ayant débuté dès le Précambrien.

Il se peut même que ce domaine soit en réalité plus étendu, si les cycles définis ici correspondent aussi aux cycles Pentévrien et Cadomien définis en Bretagne, et aux différents cycles moldanubiens.

A la lueur de ce qui a été dit, tout au long de ce texte, on voit que le massif Pelvoux-Ecrins s'incorpore parfaitement dans ce schéma général. Mais il ne faut pas oublier que de nombreux points, pour lesquels l'expérience et le temps nous ont manqué, restent encore à préciser.

- ANNEXES -

Analyses chimiques
Planches hors texte

ANALYSES CHIMIQUES

La liste suivante comporte, dans l'ordre : le numéro de l'analyse ; le numéro de l'échantillon correspondant ; l'ensemble auquel appartient la roche ; son faciès particulier ; la localisation de l'échantillon ; l'altitude du lieu de prélèvement.

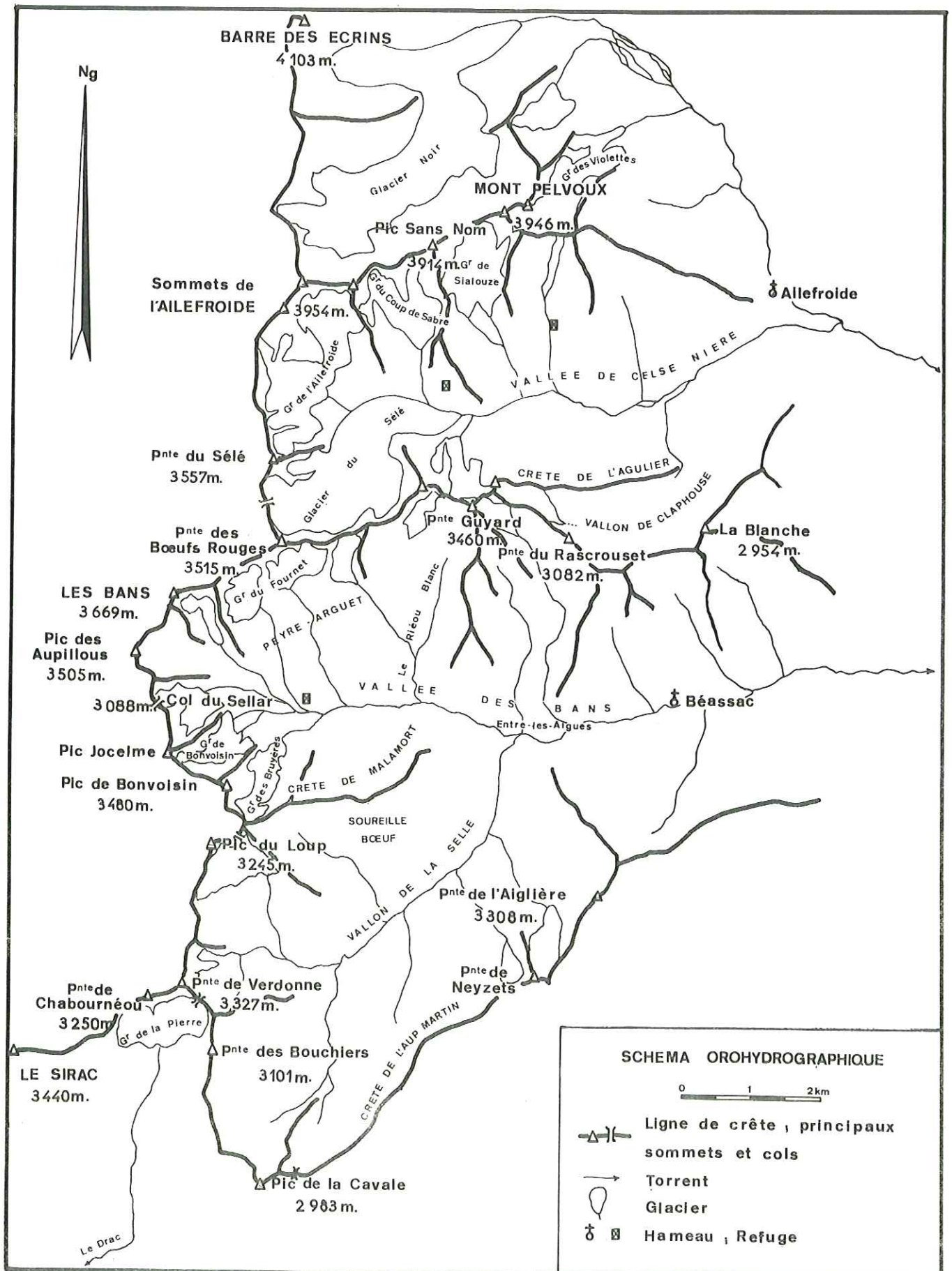
- | | | |
|-----|------|--|
| 395 | J 18 | Gneiss de Peyre-Arguet, faciès sombre.
Région de Peyre-Arguet, base du flanc est de la brèche supérieure de Coste-Gounlier,
z = 3 000 m |
| 396 | J 22 | Gneiss de Peyre-Arguet, faciès clair sans flammèches.
Région de Peyre-Arguet, "Le Grépon" ;
z = 2 830 m |
| 402 | J 15 | Filon acide.
Région de Peyre-Arguet, ravin de la Lauzière ;
z = 2 700 m |
| 403 | J 23 | Filon acide.
Région de Peyre-Arguet, au Sud Est du point 2 986 ;
z = 2 950 m |
| 405 | F 2 | Gneiss biotitique du Sélé
Rive droite glacier du Sélé, base de l'éperon nord de la pointe du Riéou-Blanc ;
z = 2 940 m |
| 406 | J 12 | Gneiss de Peyre-Arguet ; faciès clair à flammèches grossières.
Région de Peyre-Arguet, rive gauche du ravin de la Lauzière ;
z = 2 550 m |

- 407 J 37 Gneiss des Bans, faciès rubané biotitique.
Rive gauche de la haute vallée des Bans, base du ravin de Peyre-Arguet ;
z = 1 920 m
- 408 J 31 Filon acide.
Région de Peyre-Arguet, premier ravin à l'Est du ravin de la Lauzière ;
z = 2 550 m
- 409 G 10 Lamprophyre.
Couloir sud de la Collette de l'Aulagnier ;
z = 2 720 m
- 412 J 17 Gneiss des Bans à reste de structure œillée.
Région de Peyre-Arguet, rive droite du ravin de la Lauzière ;
z = 2 710 m
- 413 K 13 Migmatite de Béassac.
Rive gauche de la vallée des Bans, base du ravin de Pallevard, au Nord Ouest de Béassac ;
z = 1 520 m
- 414 J 20 Gneiss des Bans, faciès œillé.
Région de Peyre-Arguet, rive gauche du ravin du Fournet, Ouest du point 2 986 ;
z = 2 900 m
- 416 B 4 Ensemble Pelvoux-Ailefroide, anatexite.
Rive gauche du glacier du Coup de Sabre ;
z = 3 120 m
- 419 J 10 Amphibolites du Sellar ; boule calcique zonée.
Haute vallée des Bans, moraine du glacier du Sellar ;
z = 3 120 m
- 422 J 29 Amphibolites de Peyre-Arguet, faciès peu grenatifère.
Région de Peyre-Arguet, rive gauche du ravin de la Lauzière ;
z = 2 550 m
- 423 J 13 Amphibolites de Peyre-Arguet, faciès grenatifère.
Même localisation que (422).
- 472 J 49 Gneiss de Peyre-Arguet, faciès clair à flammèches grossières.
Région de Peyre-Arguet, "Le Grépon", rive gauche du ravin du Petit Fournet ;
z = 2 800 m
- 473 J 51a Gneiss de Peyre-Arguet, faciès sombre à fines flammèches.
Région de Peyre-Arguet, rive gauche du ravin du Petit Fournet ;
z = 2 550 m
- 479 R 4 Gneiss de la Selle, faciès à aspect détritique.
Rive gauche du haut vallon de la Selle, à l'Est de la pointe Bouchiers ;
z = 2 580 m
- 482 G 16 Amphibolites de l'Ailefroide, pyroxénite.
Rive gauche du haut vallon de Claphouse, à l'Est du point 2 745 ;
z = 2 670 m
- (a) Analyse donnée par J.M. PETERLONGO (1960, p. 41, analyse 10). Leptynite à biotite de Saint-André-la-Côte, série des monts du Lyonnais, Massif-Central français.
- (b) Analyse donnée par F.H. FORESTIER (1961, p. 44, analyse 6). Leptynite de Saint-Alyre-ès-Montagne, Haut-Allier, Massif-Central français.

	395	396	402	403	405	406	407	408	409	412	413
SiO ₂	57,20	68,95	61,25	63,40	57,00	72,30	74,40	64,05	42,35	70,95	68,60
Al ₂ O ₃	17,45	14,55	15,60	16,05	16,85	12,95	13,00	15,80	15,20	14,00	14,90
Fe ₂ O ₃	1,95	1,30	1,65	1,65	1,70	0,80	0,60	1,10	3,25	1,15	0,95
FeO	6,50	2,20	3,85	3,50	4,80	2,05	1,45	3,00	7,30	2,35	2,75
MgO	4,40	1,65	3,35	2,40	5,90	1,15	0,70	2,70	11,10	2,10	1,95
CaO	2,55	2,65	4,25	2,35	3,65	1,30	1,30	4,25	5,30	1,70	1,55
Na ₂ O	1,20	3,40	3,05	3,35	2,30	2,00	2,30	2,80	1,70	2,45	2,60
K ₂ O	3,30	3,15	3,00	3,90	3,75	5,40	4,55	2,70	1,65	3,90	4,55
TiO ₂	0,75	0,35	0,75	0,60	0,95	0,30	0,20	0,45	1,85	0,40	0,50
P ₂ O ₅	0,20	0,15	0,45	0,55	0,50	0,25	0,25	0,25	0,65	0,20	0,15
MnO	0,30	0,10	0,15	0,10	0,15	0,05	0,05	0,20	0,15	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	3,35	1,35	3,20	1,75	2,10	0,70	0,50	1,75	8,10	1,30	1,30
H ₂ O ⁻	0,15	0,10	0,10	0,15	0,35	0,20	0,15	0,20	0,70	0,10	0,15
Total	99,40	99,90	100,65	99,75	100,00	99,45	99,45	99,25	99,30	100,65	100,00
	414	416	419	422	423	472	473	479	482	(a)	(b)
SiO ₂	71,15	63,50	19,20	51,65	44,95	76,40	60,10	61,15	47,50	69,80	67,25
Al ₂ O ₃	13,75	16,05	2,55	13,75	15,70	13,00	17,20	16,80	15,55	15,10	17,20
Fe ₂ O ₃	0,85	1,40	3,33	2,75	4,05	0,45	2,10	1,25	2,05	3,20	0,85
FeO	1,95	4,60	2,80	8,40	9,85	1,15	5,15	5,40	7,70	1,50	3,30
MgO	2,50	2,75	9,50	7,25	11,20	1,40	4,05	3,00	6,30	1,40	1,05
CaO	1,40	1,95	34,65	11,00	5,30	0,40	1,50	3,45	12,70	1,95	2,40
Na ₂ O	2,55	2,85	0,25	2,25	1,50	1,80	2,00	2,95	2,25	2,45	3,40
K ₂ O	4,70	3,20	0,30	0,75	0,60	4,20	3,55	1,75	1,30	3,50	3,20
TiO ₂	0,30	0,75	0,05	0,65	2,25	--	0,70	0,90	1,05	0,25	0,40
P ₂ O ₅	0,25	0,15	0,05	0,15	0,35	0,05	0,25	0,20	0,15	0,30	--
MnO	0,05	0,10	0,40	0,20	0,30	0,05	0,10	0,10	0,15	0,10	0,05
H ₂ O ⁺	1,00	1,95	27,15	1,70	3,55	1,15	2,45	2,45	2,95	0,50	0,30
H ₂ O ⁻	0,10	0,10	0,15	0,15	0,50	0,15	0,35	0,30	0,15	0,05	0,10
Total	100,55	99,35	100,38	100,65	100,10	100,20	99,50	99,70	99,80	100,10	99,50

PLANCHES HORS - TEXTE

- I - Schéma orohydrographique
- II - Carte géologique simplifiée
- III - Carte géologique de la rive gauche de la haute vallée des Bans
- IV - Schéma structural.



BARRE DES ECRINS
4103 m.

MONT PELVOUX

Pic Sans Nom 3914 m.

Sommets de l'AILEFROIDE

3954 m.

Allefroide

VALLEE DE CELSE NIERE

Pnte du Sélé
3557 m.

CRETE DE L'AGULIER

Pnte des Boeufs Rouges
3515 m.

Pnte Guyard
3460 m.

Pnte du Rascrouset
3082 m.

La Blanche
2954 m.

LES BANS
3669 m.

Pic des Aupillous
3505 m.

3088 m. Col du Sellar

Pic Jocelme

Pic de Bonvoisin
3480 m.

Pic du Loup
3245 m.

CRETE DE MALMORT

SOUREILLE BCEUF

VALLEE DE LA SELLE

Pnte de l'Aigllère
3308 m.

Pnte de Chabournéou
3250 m.

Pnte de Verdonne
3327 m.

Pnte des Bouchiers
3101 m.

Pnte de Neyzets

LE SIRAC
3440 m.

Pic de la Cavale
2983 m.

CRETE DE L'AUP MARTIN

Le Drac

PLANCHE II - CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE

Légende

- (a) Ligne de crête, sommet, col.
- (b) Fracture.

Terrains sédimentaires

- (c) Nummulitique
- (d) Mésozoïque

Socle cristallin

- Gr Granites circonscrits
- (e) Faciès Culm probable
- (f) Amphibolites de l'Ailefroide
- (g) Zones très migmatisées ; anatexites
- (h) Migmatites rubanées biotitiques du vallon de la Selle
- (i) Niveaux serpentineux
- (j) Ensemble de Claphouse
- (k) Amphibolites de Peyre-Arguet
- (l) Gneiss à flammèches (granulites)

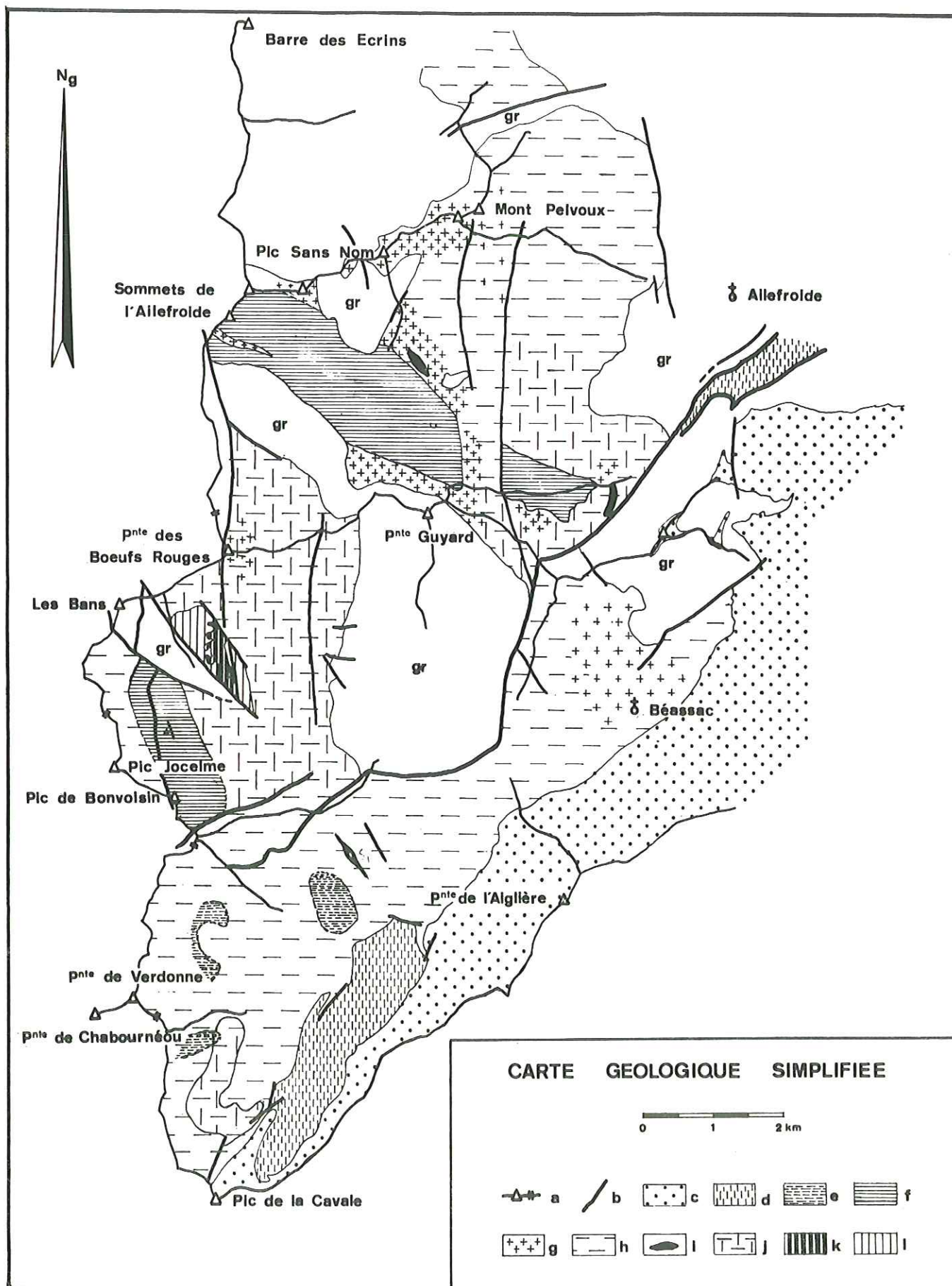
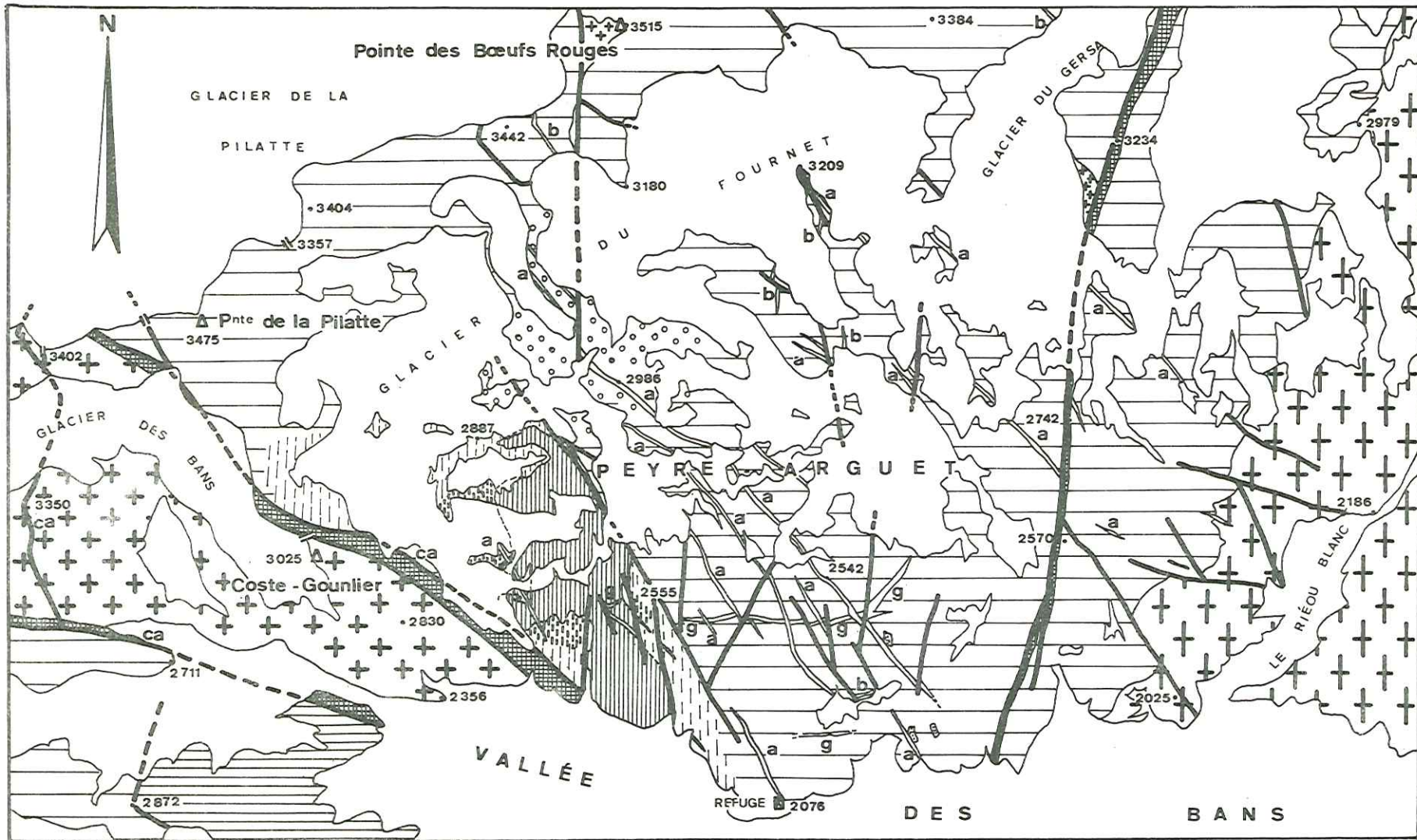


PLANCHE III - CARTE GEOLOGIQUE DE LA RIVE GAUCHE
DE LA HAUTE VALLEE DES BANS

Légende

- (a) Cassure remplie par une brèche à ciment calcaire
- (b) Mylonite
- (c) Glaciers et formations quaternaires
- (d) Filons : a = faciès esterellitique
b = lamprophyre
c = aplite et microgranite
- (e) Granite à amphibole:
- (f) Granite lié à des fractures
- (g) Granite des Bans
- (h) Granite du Riéou-Blanc
- (i) Amphibolites du Sellar
- (j) Gneiss des Bans
- (k) Gneiss œillé
- (l) Amphibolites de Peyre-Arguet
- (m) Gneiss à flammèches : faciès sombre prédominant
- (n) Gneiss à flammèches : faciès clair prédominant.

Le support topographique utilisé ici est la photo aérienne I. G. N. FRANCE 1960, 3336-3436, 084.
La direction du Nord et l'échelle sont des valeurs moyennes au centre de la carte.



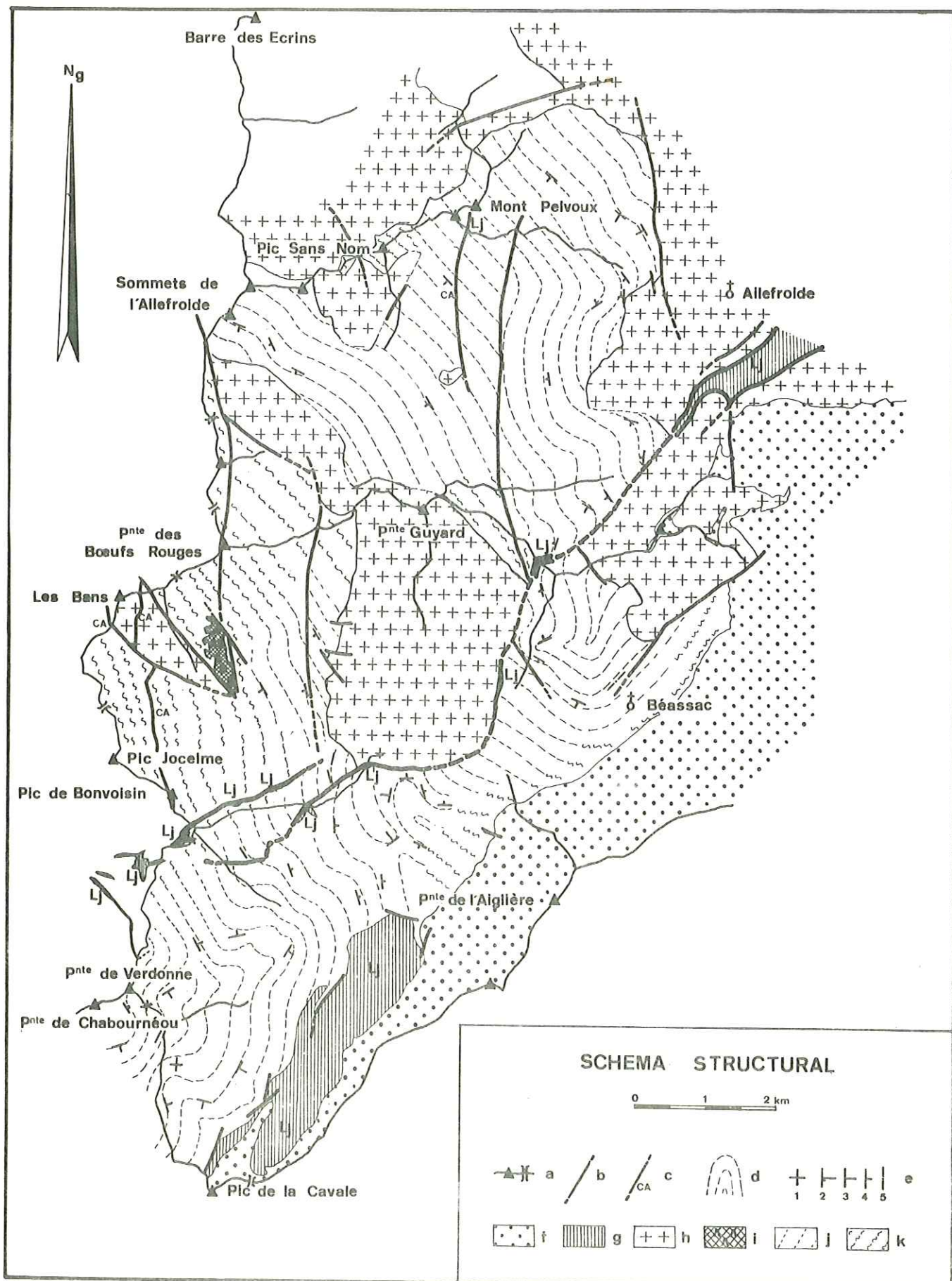
CARTE GEOLOGIQUE DE LA RIVE GAUCHE DE LA HAUTE VALLEE DES BANS



PLANCHE IV - SCHEMA STRUCTURAL

Légende

- (a) Ligne de crête, sommet, col
- (b) Fracture importante
- (c) Fracture remplie par une brèche à ciment calcaire
- (d) Direction de la foliation des gneiss
- (e) Pendages : 1 = horizontal
2 = 0 à 30°
3 = 30 à 60°
4 = 60 à 90°
5 = vertical
- (f) Nummulitique
- (g) Mésozoïque
- (h) Granites circonscrits
- (i) Amphibolites de Peyre-Arguet
- (k) Zones à foliation non mesurée ou mesurable ; direction supposée.



Barre des Ecrins

Ng

Mont Pelvoux

Pic Sans Nom

Sommets de l'Allefroide

Allefroide

Pnte des Boeufs Rouges

Pnte Guyard

Les Bans

Béassac

Pic Jocelme

Pic de Bonvoisin

Pnte de l'Aiglière

Pnte de Verdonne

Pnte de Chabournéou

Pic de la Cavale

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.

II

- 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.), KRUMMENÄCKER (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. - Eclôgae 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 subbriançonnaise 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 subbriançonnaise à l'Est du massif du Pelvoux). C.R. Acad. Sci., Fr., t. 252, p. 299-300.

III

- 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. Cristal 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.

IV

- 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'Eychaуда. 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.
- GUITARD (G.), 1958. - Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le massif du Canigou. C.R. Soc. géol. Fr., p. 23.
- GUITARD (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.
- HOUCHMAND-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.

VI

- 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.

VII

- 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.

VIII

- 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.
- OZOCAK (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 esterellites 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.

IX

- 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 (écaillés briançonnaises, terrains cristallins de l'Eychauda, massif de Pierre Eyrantz, etc.). Mém. Carte géol. Fr.
- " 1920. - Les mylonites de la 4e écaillé 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, Ophyr.
- 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