



HAL
open science

Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins- Pelvoux : les granites : aperçu sur la géochronométrie du massif. - Alpes françaises.

Alain Barbieri

► To cite this version:

Alain Barbieri. Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins- Pelvoux : les granites : aperçu sur la géochronométrie du massif. - Alpes françaises.. Géologie appliquée. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1970. Français. NNT : . tel-00606781

HAL Id: tel-00606781

<https://theses.hal.science/tel-00606781>

Submitted on 7 Jul 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

THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPÉCIALITÉ SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Alain BARBIERI

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

LES GRANITES - APPERÇU SUR LA GEOCHRONOMETRIE DU
MASSIF -

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

MM

R. MICHEL
P. GIRAUD
P. VIALON

Professeur
Professeur
Maitre de Conférence

Président

Rapporteur

J. VERNET
Y. VIALETTE

] Invités

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

- I. Le socle ancien : A. PECHER
II. Le complexe intermédiaire : C. GILLOT-BARBIERI
III. Le complexe volcano-sédimentaire J.C. LACOMBE
IV. LES GRANITES ;
APERÇU SUR LA GEOCHRONOMETRIE DU MASSIF { A. BARBIERI

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



Photographie prise par L. Sjöström

1901

Glacier d'Alte - froide extrémité de la Vallée de Vallouge
Roches

AVANT - PROPOS,

Ce n'est pas par écrit que je pense pouvoir remercier toutes les personnes qui m'ont aidé, très amicalement, tant à Grenoble, Vallouise, qu'à Clermont-Ferrand. Elles font partie de mes meilleurs souvenirs et je ne crois pas les oublier.

SOMMAIRE

pages

1re partie :	INTRODUCTION	1
	- Historique	1
	- Situation géographique	8
	- Présentation géologique sommaire	10
	- Le Quaternaire	12
2e partie :	LES GRANITES	19
II. I :	INTRODUCTION	19
II. II :	LES GRANITES CIRCONSCRITS	20
II. II.	1. Les massifs granitiques circonscrits	20
	1.1. Massif de Roche Méane	
	1.2. " de Combeynot	
	1.3. " du Pelvoux-pic de Clouzis	
	1.4. " de la montagne des Bans	
II. II.	2 LES FACIES GRANITIKUES	22
II. II.	2.1. Les faciès types	23
	2.1.1. Description macroscopique	23
	2.1.2. Description microscopique	23
	2.1.2)1 Description des minéraux	
	2.1.2)1.1. Le quartz	
	2.1.2)1.2. Feldspaths potassiques	
	2.1.2)1.3. Relations entre feldspaths potassiques et plagioclases	
	2.1.2)1.4. Conclusions à l'étude partielle des felds. potassiques	
	2.1.2)1.5. Plagioclases	
	2.1.2)1.6. Chlorites	
	2.1.2)1.7. Phyllites incolores	
	2.1.2)1.8. Minéraux résiduels	
	2.1.2)1.9. Minéraux accessoires	
	2.1.2)2 Evolution des caractères des minéraux	
	2.1.2)3 Description de la structure des granites; différenciations	
	2.1.3 Conclusion à l'étude pétrographique des faciès type.....	34
II. II.	2.2. Situations respectives des faciès types et des faciès de bordure	35
	2.3 Les faciès de bordure	
	2.3.1. Description macroscopique	
	2.3.1)1 Les granites porphyroïdes	
	2.3.1)2 Les granites à grain fin	
	2.3.1)3 Les microgranites	
	2.3.2 Description microscopique	
	2.3.2)1 Le granite porphyroïde	
	2.3.2)2 Le granite à grain fin	
	2.3.2)3 Les microgranites	
	2.3.3 Conclusions à l'étude pétrographique des faciès de bordure	

	pages
II. II. 3. LES ENCLAVES DES GRANITES CIRCONSCRITS.....	43
3.1.. Les enclaves à bords francs	
3.2. Les enclaves à bords flous	
3.3. Conclusion	
II. II. 4 LES ROCHES FILONIENNES. DES MINERALISATIONS	45
4.1. Le cortège filonien des granites circonscrits	
4.2. Les filons de roches volcaniques	
4.3. Les minéralisations	
4.4. Conclusion	
II. II. 5. CHIMIE DES GRANITES CIRCONSCRITS	49
5.1. Généralités	
5.2. Chimie globale des granites	
5.3. Problèmes particuliers	
5.3.1. La feldspathisation potassique	
5.3.2. La chloritisation	
5.3.3. Les phénomènes hydrothermaux	
5.4. Conclusion à l'étude chimique des granites	
II. II. 6. LES TECTONIQUES	57
6.1. La tectonique alpine	
6.2. Les déformations antérieures	
6.3. Conclusion	
II. II. 7. CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES GRANITES CIRCONSCRITS	61
3e partie : ETUDES GEOCHRONOMETRIQUES	65
III. I. INTRODUCTION	65
III. II. METHODES UTILISEES	65
III. II. 1. Généralités	
2. Méthode au plomb total	
2.1. Principes	
2.2. Modes opératoires	
2.2. 1. Prélèvement	
2.2.2. Broyage, tamisage et concentration à l'élutriateur	
2.2.3. Tri des zircons	
2.2.4. Dosage de l'U, th, Pb	
2.2.5. Résultats	
2.3 Discussion sur la méthode au plomb total	
2.4. Description des zircons	

	pages
III. II. 3. METHODE AU STRONTIUM	71
3.1. Principes	
3.2. Modèles de calcul d'âge	
3.2.1. Modèle au strontium primaire conventionnel	
3.2.2. Modèle au strontium conventionnel par isochrones	
3.2.2.) 1. Cas des minéraux riches en Sr*	
3.2.2.) 2. Cas des minéraux pauvres en Sr*	
3.2.3. Modèle d'âge au strontium ajusté par isochrone	
3.3. Modes opératoires	75
3.3.1. Prélèvement	
3.3.2. Concassage, broyage, tamisage et tri	
3.3.3. Chimie	
3.3.3)1. Dilution du Rb	
3.3.3)2. Dilution du Sr	
3.3.3)3. Constitution isotopique du Sr	
3.3.4. Dosage des masses	
3.4. Discussion sur la méthode au strontium	76
3.5. Description des minéraux utilisés	77
III. III. INTERPRETATION DES RESULTATS	79
III. III. 1. Interprétation des résultats non significatifs	
1.1. Résultats obtenus par la méthode au plomb total	
1.2. Résultats obtenus par la méthode au strontium	
2. Interprétation des résultats significatifs	
2.1. Les ensembles du vieux socle	
2.2. Les ensembles hercyniens	
2.3. Les événements alpins	
2.4. En résumé	
4e partie : CONCLUSIONS GENERALES	85
IV. I. Le vieux socle. Corrélations	85
I.1. Corrélations avec les autres massifs cristallins externes	
I.1.1. des Alpes	
I.2. Corrélations avec le Massif Central français	
IV. II. Les événements hercyniens. Corrélations	86
IV. III. En conclusion	87
IV. IV. Epilogue	87

LISTE DES FIGURES ET DES PLANCHES

Figures dans le texte : 2e partie

	pages
Fig. 3 : gisement de granite circonscrit	21
" 7 : perthites	24
" 15 : séricite dans les plagioclases	28
" 16 : diagramme biotite-chlorite	30
" 17 : chlorite	31
" 18 : chlorite de néoformation	32
" 19 : porphyroblastes	36
" 22 : granite à grain fin (en lame mince)	40

Planches et figures hors-texte

planche n°	figure n°			
		<u>deuxième partie</u>		
1		: carte géologique		89
1 bis		: " des prélèvements		90
2	1 et 2	: gisements des granites circonscrits		91
	4	: granite pegmatoïde		92
3	5 et 6	: granites à gros grain et à grain moyen		93
4	8, 9 et 10	: microcline		94
5	11, 12, 13, 14	: relations entre feldspath potassique et plagiocl.		96
6	20 ^a et 21	: granite porphyroïde		98
7	23 et 24	: enclaves à bords francs		100
8	25 et 26	: enclaves à bords flous		102
9		: résultats des analyses chimiques		104
10	27 et 28	: caractères chimiques des granites		105
11		: normes C I P W et approchées		106
12	29 et 30	: caractères chimiques des granites du massif des Ecrins-Pelvoux		107
13	31 et 32	: analyses chimiques des feldspaths potassiques et des chlorites		108
		<u>troisième partie</u>		
14		: organigramme du tri des zircons		109
15		: schéma du spectrographe à rayons X		110
16		: les zircons, dessins		111
17		: isochrones		112
18		: organigramme de séparation des minéraux usuels		113
19		: schéma du spectromètre de masse		114
20		: résultats géochronométriques; méthode plomb		115
21		: " " méthode au strontium		116
22		: tableau récapitulatif des résultats géochrono- métriques obtenus dans le massif des Ecrins- Pelvoux		117
6 bis	22 bis, 22 ter	: les microgranites		99

Première partie : INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION

I. HISTORIQUE

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

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

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

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

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

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

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 amphiboliques dont on peut encore admirer la précision des contours.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

. J. L. TANE (1963) s'intéressa aux laves spilittiques 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 micaschistes à deux micas.

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

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

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

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

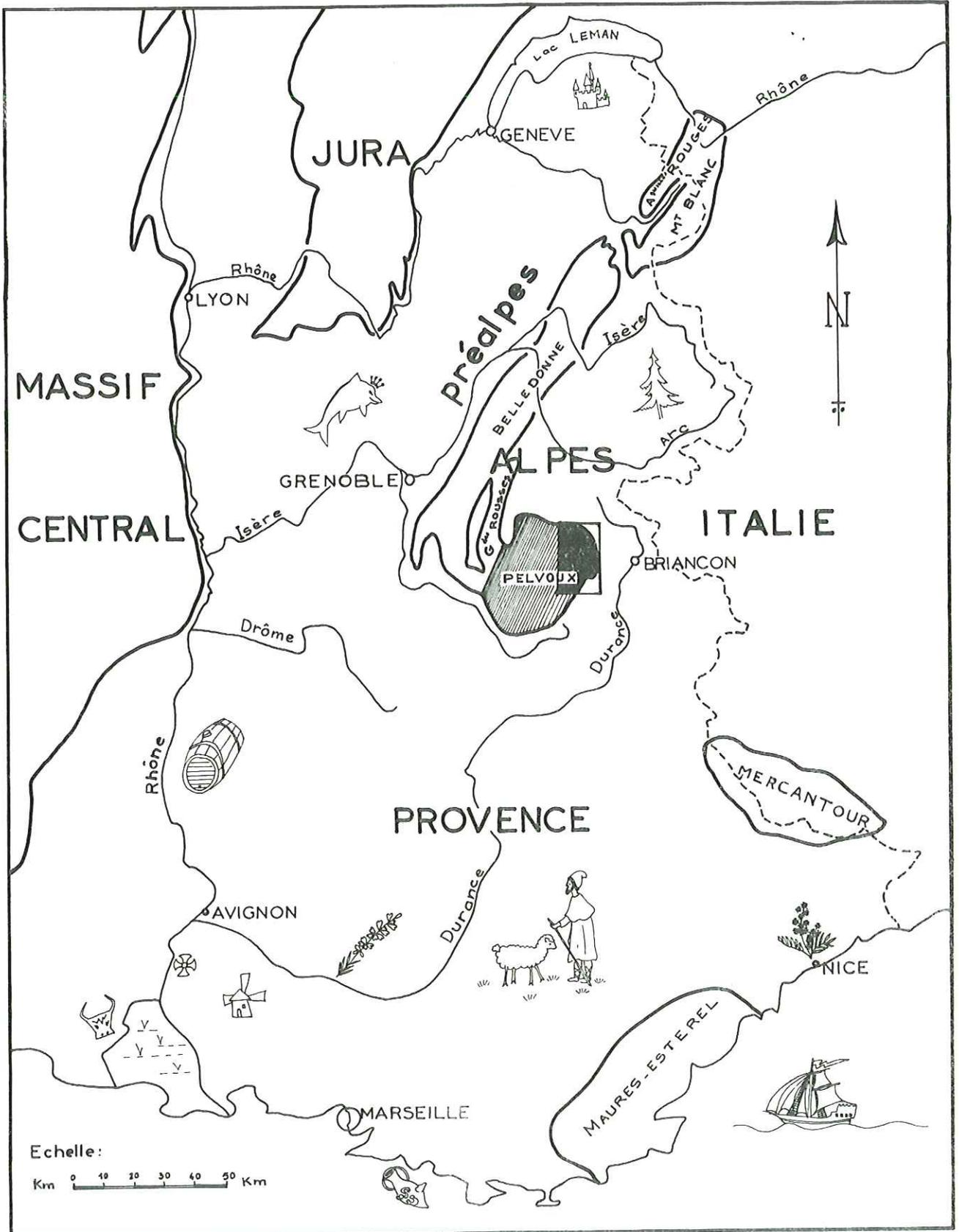
En effet, le massif des Ecrins-Pelvoux apparaissait comme une masse indifférenciée de schistes cristallins, quelquefois amphiboliques, diversement métamorphiques. Ceux-ci étaient recoupés par un granite viséen : le granite de type Pelvoux. Venait ensuite un Houiller discordant sur les terrains métamorphiques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

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.

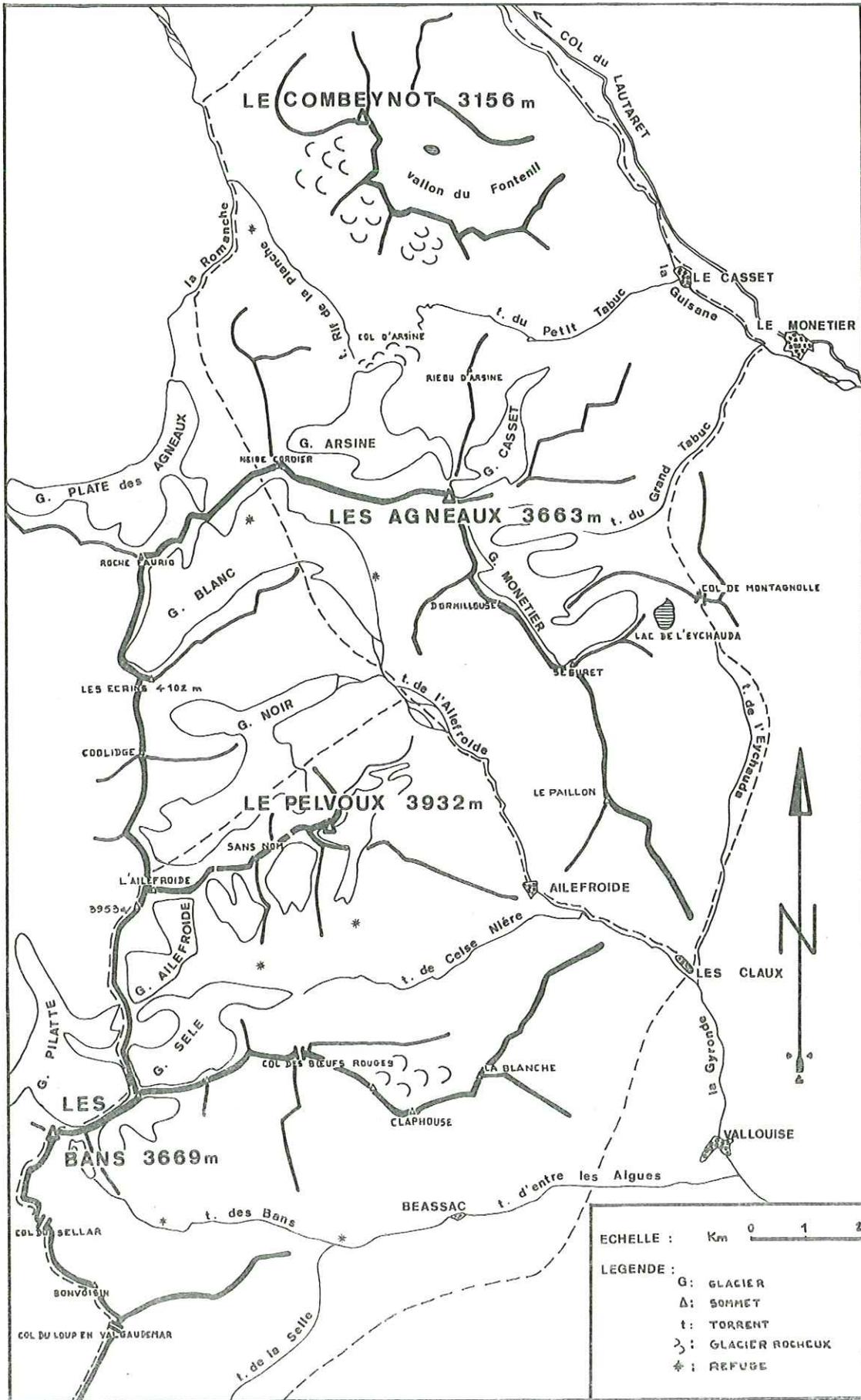
Enfin le massif était géologiquement isolé des autres massifs cristallins externes, car on ne connaissait aucune correspondance avec les séries verte et satinée de Belledonne ou celles des Grandes Rousses.

LE MASSIF DU PELVOUX

situation géographique



OROGRAPHIE



ECHELLE : Km 0 1 2 Km
 LEGENDE :
 G : GLACIER
 Δ : SOMMET
 t : TORRENT
 } : GLACIER ROCHÉUX
 * : REFUGE

I LEVES : GILLOU LACOMBE
 II LEVES : BARBIER PECHER

II. SITUATION GEOGRAPHIQUE

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

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

OROHYDROGRAPHIE REGIONALE (cf. schéma p. 7)

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

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

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

LE MASSIF DE COMBEYNOT

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

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

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

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

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

LE MASSIF DES ECRINS-PELVOUX ET LES VALLONS LATERAUX

LE MASSIF DES ECRINS-PELVOUX

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

La vallée d'Ailefroide

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

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

La vallée d'Entre-les-Aigues

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

LES VALLONS LATERAUX

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

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

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

III. PRESENTATION GEOLOGIQUE SOMMAIRE

Le massif des Ecrins-Pelvoux dans la chaîne alpine

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

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

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

- des matériaux attribuables à un socle calédonien ou plus ancien, composant la majeure partie du flanc nord de l'Aar (Kandersteg-Innertkirchen) et des Aiguilles Rouges (avec probablement deux ensembles successifs : série de Fully et série des Aiguilles Rouges proprement dites) ; ce 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 épandages très localisés, puis le Mésozoïque, reposent en discordance sur tous les terrains précédents.

L'architecture de chacun de ces massifs est assez complexe, puisque, loin de ne contenir que des restes de la chaîne hercynienne, ils comprennent aussi des masses importantes de chaînes bien antérieures ; c'est donc sur un édifice déjà très diversifié qu'interviendront les déformations alpines. En fait ce sont ces dernières qui sont les plus visibles ; mais si dans le massif de l'Aar par exemple ou le long des flancs orientaux ("internes") de la plupart de ces massifs, c'est un régime d'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 composent. Nous verrons ensuite que la succession d'événements qui l'ont marqué, s'insère bien dans le canevas connu plus au Nord ; sur un substratum ancien, très métamorphique et granitisé, s'installe une sédimentation volcano-détritique qui est métamorphisée et injectée de granites lors de la phase hercynienne majeure. Les déformations alpines ultérieures guideront l'érosion qui sculptera les reliefs importants de ces montagnes. De ce fait l'étude de la morphologie quaternaire mérite une attention particulière.

IV. LE QUATERNAIRE

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

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

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

A. Formes d'altération ou d'érosion

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

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

1) La morphologie en cône

Plusieurs types sont aisément différenciables :

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

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

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

c) Les écroulements sont fréquents en raison du diaclasage intense de la roche, existent à toutes les échelles ; ils contribuent souvent de manière spectaculaire à l'érosion. Ils peuvent être très importants, comme celui qui limite à l'aval en R. G. les formations lacustres du Pré de Madame Carle. Certains sont très récents : par exemple celui flanc E de l'éperon S de la Pointe Guyard qui date de 1938, ou celui de la Grande Costa au-dessus d'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 Madame Carle) ou jonction de deux cônes torrentiels venus de part et d'autre de la vallée (petite plaine d'Entre-les-Aigues-, soit derrière un verrou (replat de la Romanche en amont du Pas de l'Ane).

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

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

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

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

4) Les glissements

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

5) Les formes d'altération

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

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

B. Les phénomènes glaciaires ou péri-glaciaires

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

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

1) Le glacier ancien

Par glacier ancien, il faut entendre tout ce qui est l'oeuvre des grandes glaciations quaternaires. Vraisemblablement, seul de Wurm a laissé une empreinte encore reconnaissable ; de toutes les façons, nous parlerons de 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 pelvousesiennes (photo n° 1).



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

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

2) Le glaciaire récent

a) Les moraines

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

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

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

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

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

b) Les glaciers rocheux

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

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

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

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

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

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

Deuxième partie : LES GRANITES

s'individualisent que géographiquement, et en faciès de bordure, sis au pourtour des précédents, affleurant localement et présentant des caractères pétrographiques variés.

Les gisements de ces granites vont être décrits selon les massifs qu'ils constituent, mais pour la description pétrographique j'ai regroupé les faciès types en un seul ensemble, puisque leurs caractères sont les mêmes dans chaque massif.

II. II. LES GRANITES CIRCONSCRITS

II. II. 1. LES MASSIFS GRANITIQUES CIRCONSCRITS

En cette partie orientale du massif Ecrins-Pelvoux, s'individualisent géographiquement quatre massifs de granites circonscrits (pl. 1).

- Roche Méane,
- Combeynot,
- Pelvoux - pic de Clouzis,
- Montagne des Bans.

II. 1. 1. Massif de Roche Méane (situé entre les Ecrins et la Meije)

Nous n'avons cartographié que la bordure orientale de ce massif (torrent du Clot des Cavales, glacier de la plate des Agneaux). Mais nous pensons que ce granite se rattache géographiquement à celui du massif de la Meije. Ses rapports avec la série encaissante (complexe intermédiaire) peuvent être observés soit au-dessus des sources de la Romanche, où le contact granite-migmatites encaissantes est net et brutal, soit aux Pichettes (rive gauche du torrent du Clot des Cavales), où il est alors vertical et faillé.

II. 1. 2. Massif de Combeynot

Ce massif se situe au Sud du col du Lautaret ; il est bordé à l'Est par la Guisane, à l'Ouest par la Romanche. De forme ovale, à grand axe NW-SE, ce massif est recouvert à l'Est par le Nummulitique transgressif. Le synclinaliasique d'Arsine le borde à l'Ouest, mais les relations entre granite et Lias sont tectoniques. Cependant, au Nord (col du Lautaret) et au Sud Est (vallon du Petit Tabuc), le contact intrusif du granite dans la série volcano-détritique peu métamorphique (J.C. LACOMBE, 1970) est observable, malgré la présence de failles et de mylonites qui masquent fréquemment les rapports entre les deux ensembles. Le col de Laurichard, le flanc nord de l'arête des Clochettes, ou la rive gauche du vallon du Fontenil et la vallée du Petit Tabuc, offrent des affleurements significatifs (pl. 2, fig. 1 et 2). Au Sud Ouest, au glacier du Monétier, le granite de Combeynot

se met en place dans des migmatites. Les terminaisons méridionales de ce massif sont prises dans le faisceau d'écaillés de l'Eychauda,

II. 1. 3. Massif du Pelvoux - pic de Clouzis (situé au centre du secteur étudié)

Les affleurements de roches granitiques qui forment ce massif, sont plus épars, ils se localisent dans le vallon des Bans (granite du vallon des Bans, à l'Ouest de Vallouise, dans le vallon de Claphouse, granite de Claphouse) au Sud Ouest d'Ailefroide, à la base du pic Sans Nomsis à l'Ouest du mont Pelvoux (granite de Sialouze), à la base du versant est du mont Pelvoux et dans les crêtes du pic de Clouzis et de Séguret, en rive gauche du torrent d'Ailefroide, jusqu'au lac de l'Eychauda. La géométrie de ce massif semble plus tourmentée : deux directions la dirigeraient, l'une SW-NE, l'autre NW-SE. De nombreux accidents le traversent et le limitent, en particulier le synclinal d'Ailefroide (J. VERNET, 1965), et des failles nord-sud. Cependant, hors de ces zones faillées, le contact granite-migmatites encaissantes est visible en plusieurs endroits :

à) en rive droite du torrent du Riou Blanc et dans le ravin de l'Aulagnier, affluents du torrent des Bans à l'Ouest de Vallouise, où la bordure du granite, nord-sud et pentée Ouest, recoupe la foliation nord 140 des migmatites. Le passage entre les deux est de l'ordre du centimètre.

b) Au-dessus du village de Pelvoux-Les Claux, dans les crêtes du Peyron (fig. 3) ; le contact net granite-migmatites est discordant par rapport à la foliation de celles-ci. Les apophyses du massif granitique s'orientent suivant la foliation des migmatites.

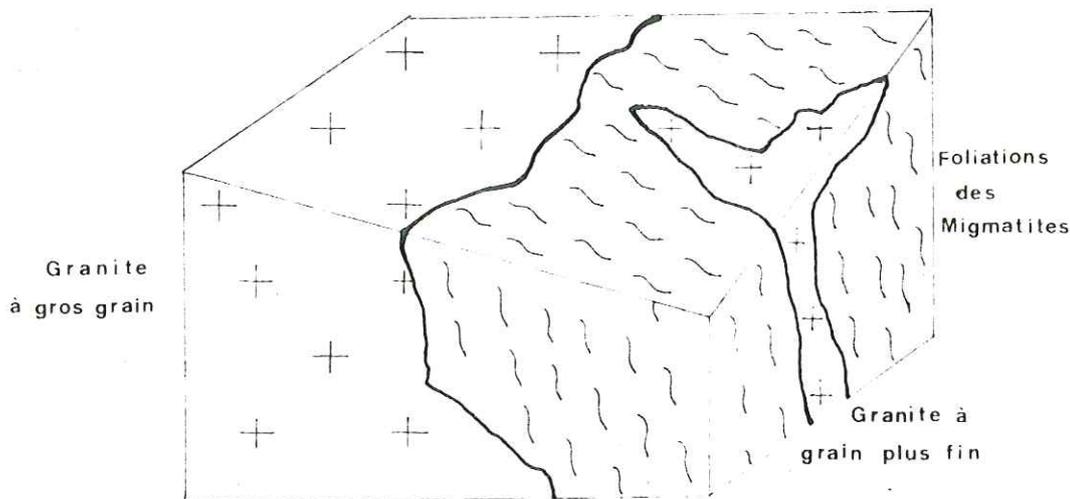


FIG 3

c) A la base du pic Sans Nom, à l'Ouest du mont Pelvoux, le contact net granite circonscrit, granite d'anatexie est subhorizontal.

Les migmatites et les granites d'anatexie qui forment les sommets du pic Sans Nom, du mont Pelvoux, des Ailefroides et leurs versants sud, courent ce massif de granite nettement circonscrit et intrusif.

Les exemples décrits montrent les massifs de granite comme circonscrits et discordants. Cependant en quelques endroits ces massifs "suivent" des structures préexistantes (crête de Palavar, bosse de la Momie) où leur bordure est parallèle à la foliation des migmatites. La zone intermédiaire entre granite et encaissant est très réduite, voisine du demi-centimètre, et facilement délimitable, jamais floue même quand de rares filons granitiques envahissent l'encaissant. La forme générale des gisements de ces massifs peut être assimilée à celle d'un dôme.

II. 1. 4. Massif de la montagne des Bans (haute vallée des Bans à l'Ouest de Vallouise).

Ce massif, qui se poursuit en direction du Nord Ouest vers la tête du Chéret (P. LE FORT, en cours), est constamment limité par des failles, soulignées par des mylonites, et s'individualise par son gisement en coin.

Tous ces granites possèdent une grande homogénéité : c'est notre faciès type. Cependant, en quelques endroits, des faciès de bordure se reconnaissent ; leurs caractères pétrographiques les éloignent plus ou moins nettement du faciès type. Chacun de ces faciès recèle de rare enclaves ; dans les faciès de bordure, elles sont de dimensions métriques et ont des bords diffus ; dans le coeur des massifs, elles sont à bords francs et sont plus petites, de l'ordre du décimètre. Le cortège filonien de ces granites est peu développé, tant dans les massifs que dans leurs encaissants.

II. II. 2. LES FACIES GRANITIQUES

II. 2. 1. Les faciès types

Ces faciès correspondent aux granites à très gros grain (2 à 7 cm), à gros grain (1 à 2 cm), à grain moyen (0,5 à 1 cm).

Les deux derniers types constituent la majeure partie des massifs circonscrits. Les granites à grain moyen se développent à la périphérie de ceux-ci, par exemple au Sud Ouest du pic Sans Nom, à l'Est de Combeynot, à l'Est et au Sud Est du massif du Pelvoux-pic de Clouzis. Le passage de l'un à l'autre s'effectue progressivement sur une dizaine de mètres ; parallèlement à la diminution de

la taille des grains, la teinte de la roche devient plus rouille ; c'est le cas par exemple dans les barres des Ribayettes, sous les chalets de l'Ailefroide. Mais les deux types de granite peuvent avoir des contacts nets et s'interpénétrer, ce qui s'observe, en particulier, à l'Eychauda. Il est à noter que le massif de la montagne des Bans n'est formé que de granite à grain moyen. L'altération des granites (patine, diaclasages à densité variable) empêche l'identification à distance de ces roches, les roches encaissantes possédant cette même altération.

2.1.1. Description macroscopique

Le granite à gros grain

A l'affleurement cette roche peut être massive, compacte, formant de belles dalles plates ou moutonnées (vallée de l'Ailefroide, à la base du mont Pelvoux). De teinte claire, rose, grise, blanche, elle jaunit ou roussit à l'altération. Isogranulaire, elle présente à l'oeil nu :

- du quartz subautomorphe ou globulaire,
- des biotites chloritisées automorphes,
- dans un fond de feldspaths potassiques roses automorphes et de plagioclases blanchâtres.

Par endroits, cette roche est excessivement diaclasée et donne alors un relief en pile d'assiettes, où il est très difficile d'observer un échantillon frais, celui-ci se débitant toujours suivant les plans de cassure ; les reliefs du pic de Clouzis, et du versant nord est de Combeynot sont caractéristiques à ce sujet.

Le granite à grain moyen. - Il présente les mêmes caractères que le précédent tant à l'affleurement qu'en minéraux constituants.

Le granite à très gros grain. (fig. 4). - Ce type de granite correspond à une hypertrophie de quelques minéraux (feldspaths potassiques et plagioclases jusqu'à 15 cm de long) et se présente en bouffées éparses dans le granite à gros grain.

2.1.2. Description microscopique

La paragenèse générale de ces granites ne présente pas de particularité. Sur échantillon moyen de chaque faciès type on distingue au microscope : (pl. 3, fig. 5 et 6)

	Pourcentages volumétriques	
	granite à gros grain	granite à grain moyen
- quartz	36	31
- feldspath potassique	34	30
- plagioclase (An 5-20)	27	34
- biotite très chloritisée	3	5
- minéraux accessoires : apatite; zircon, sphène, épidote, rutilé, et minéraux opaques,		
- minéraux reliques (pyroxènes et amphiboles).		

2.1.2)1. Description des minéraux

2.1.2) 1.1. Quartz

Les quartz sont soit automorphes soit xénomorphes. La forme automorphe à subautomorphe est due à un ou plusieurs cristaux accolés, qui, lors de leur croissance, ont repoussé les phyllites. Les grandes plages de quartz xénomorphes, formées d'individus jointifs à extinction plus ou moins roulante, contiennent des plagioclases et des phyllites. Nous avons vu tantôt le quartz s'insinuer entre les cristaux de feldspath potassique, tantôt l'inverse, ceci indique que la cristallisation de ces deux minéraux s'est effectuée conjointement pendant une période assez longue. Les quartz ont fréquemment des fissures remplies par de la séricite, des petites paillettes de chlorite, et des microgranules de quartz.

2.1.2) 1.2. Feldspath potassiques

Ces minéraux ont cristallisé soit en cristaux automorphes de grande dimension, fréquemment maclés Carlsbad, plus rarement Baveno, soit en plages xénomorphes de taille variable. Ils sont souvent pseudopélimitisés (B. POTY, 1966) mais à des degrés divers. Cette pseudopélimitisation est plus prononcée pour les feldspaths potassiques des granites les plus orientaux (massif de Combeynot, zone de l'Eychauda). Très généralement, les feldspaths potassiques sont perthitiques et présentent la gamme complète des perthites qui peuvent être classées par taille en :

- perthites en fines stries, parallèles au plan (100) et qui ne recouvrent pas la totalité d'un cristal,
- perthites en fuseaux, plus ou moins parallèles entre eux ou qui s'anastomosent, et semblent continuer les fines striations ou se surimposent à celles-ci,
- perthites en chenaux qui se ramifient, à direction variable. A l'intersection de ces chenaux se développent des perthites en taches,
- perthites en veines, taches, non orientées et qui recoupent même les plans de macle.

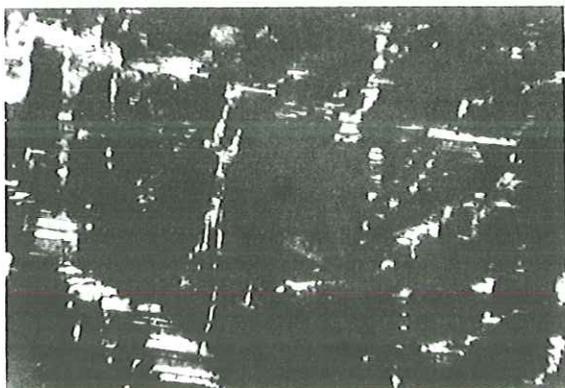


Fig.7

Un type d'interpénétration caractéristique a été relevé dans quelques lames minces, nous l'appelons perthites en building (chess board) fig. 7) qui sont en plages rectangulaires maclées albite, reliées entre elles par des veines également maclées. (ANDERSON, 1937.

Dans un même cristal peuvent coexister plusieurs types de perthites, les plus nombreux sont les derniers décrits (veines, taches ...).

La macle du microcline apparaît surtout dans les feldspaths potassiques des granites situés au Sud Est du secteur étudié (Claphouse, Ailefroide). Dans un cristal elle se dispose de diverses manières et peut y dessiner des zonations autour du coeur d'orthose (pl. 4, fig. 8, 9 et 10).

Pour préciser la nature de ces feldspaths potassiques, certains ont été extraits afin d'être étudiés par diffractométrie R. X. et analyse chimique.

TABLEAU 1

(Localisation géographique des échantillons pl. 1 bis)

Echantillons	Analyse chimique partielle			Diffractométrie X
	K ₂ O % poids	Na ₂ O % poids	R=mole Ab/mole Or	F=indice de triclinicité
Fk BP. G4	9,05	3,60	58	54
" GL. G10	7,20	2,20	44	61
" BP. G8	9,20	2,20	35	73
" BP G1	10,90	2,55	35	74
" BP G3	11,20	1,95	26	85

Echantillons : granite à gros grain BP G1 et GL. G10

granite à grain moyen : BP G3, BP G4, BP. G8.

L'indice P nous donne le pourcentage de cristaux de microcline, présents partout, majoritairement vis-à-vis de l'orthose, même quand la macle du microcline n'est pas visible. Ce pourcentage est le plus important pour les granites situés au Sud Est du massif des Ecrins-Pelvoux.

Le rapport R varie de 58 à 26 et même cette valeur minimale est importante. On remarque que la relation entre P et R est étroite ; on peut la schématiser en disant que lorsqu'on s'approche du microcline maximum, la teneur en albite du feldspath potassique diminue. Nous reviendrons sur ces faits lors de l'étude chimique des minéraux (Chimie, partie II. II. 5).

Fréquemment au contact de deux cristaux de feldspath potassique, existe un liséré formé d'un ensemble de petits granules d'albite dont l'extinction correspond à celle d'un des deux cristaux de feldspath potassique, et plus rarement nous y observons de fins bourgeons de myrmékite.

2. 1. 2) 1. 3. Relations entre feldspaths potassiques et plagioclases

Les feldspaths potassiques sont souvent poecilithiques. La taille des inclusions (quartz, plagioclases, ou phyllites) est petite. Le cas le plus banal est celui où le feldspath potassique englobe un ou deux cristaux de plagioclase. Mais dans les grands cristaux, les plagioclases peuvent avoir tous la même orientation : leurs plans de macle albite sont parallèles entre eux et parallèles au plan de macle (100) du feldspath potassique. Nous pouvons penser que le feldspath potassique se substitue au plagioclase en l'envahissant d'abord par taches (pl. 5, fig. 11) ou en s'insinuant en formant des golfes de corrosion (pl. 5, fig. 12). Puis le remplacement s'accroît, les inclusions de plagioclase se réduisent de plus en plus mais peuvent conserver l'orientation du cristal originel (pl. 5, fig. 13) ; enfin le feldspath potassique digère complètement les plagioclases, il n'en reste plus que des poches diffuses où l'on observe cependant des restes de la macle de l'albite (pl. 5, fig. 14).

Au contact plagioclase-feldspath potassique, l'on observe habituellement, une bordure d'albite limpide maclée, autour du plagioclase inclus ou contigu ; les plans de macle du plagioclase et de sa bordure albitique sont concordants. Cette bordure a une épaisseur variable et peut prendre un aspect granulé faisant penser alors à un début de myrmékite. De vrais bourgeons de myrmékite s'observent plus rarement.

2. 1. 2) 1. 4. Conclusion à l'étude partielle des feldspaths potassiques

Les déterminations aux rayons X nous ont montré que ces feldspaths potassiques étaient en fait des mélanges de réseaux monocliniques (orthose) et tricliniques (microcline) mélange variant de 54 à 85 % de microcline.

Nous avons observé que certains cristaux étaient zonés à cœur d'orthose et il serait intéressant de déterminer sur les zonations successives le pourcentage en microcline pour voir si, lors de la croissance de tels cristaux, il y a augmentation centrifuge de ce pourcentage, ce qui serait un fait marquant de l'évolution des conditions de cristallisation.

L'un des caractères principaux du feldspath potassique est la présence quasi générale de perthites dont de nombreuses variétés ont été notées : filons-fuseaux - stries - taches - veines, et qui doivent peut-être posséder des genèses

différentes comme l'explique M. GATES (1953) :

"La mobilité du matériel feldspathique sodique est bien illustrée par sa concentration sélective dans les fractures des feldspaths potassiques, et leur absence dans la région adjacente à ces fractures. L'interprétation évidente est que les fractures sont devenues une région de basse pression où s'introduit le matériel mobilisé c'est-à-dire le matériel plagioclasique exclu du mélange sodipotassique. Si le cristal cassé constitue un système localement clos il peut en résulter un cristal perthitique."

Les striations ont dû se former ^{peu} après la cristallisation du feldspath potassique : un léger abaissement de température entraînant l'apparition de perthites. A cette même époque se seraient également formés les lisérés d'albite situés au contact de deux feldspaths potassiques.

Les taches, veines ... sont peut-être à attribuer à des événements tectoniques postérieurs, fracturant les minéraux. Cela se passe à une température plus basse que celle nécessaire à la formation de perthites en stries. Il faut un important changement des conditions pour avoir une telle quantité de perthites. Mais il faut aussi que le feldspath potassique originel (orthose) contienne au départ beaucoup d'albite. Cela arrive, selon BARTH, lorsque la cristallisation se fait à température élevée, ce qui est illustré par le calcul du paramètre K donnant la température à laquelle ces feldspaths potassiques se sont formés (valeurs de K : voir chimie des minéraux).

2.1.2) 1. 5. Plagioclases

Les plagioclases sont subautomorphes à automorphes ; leur taille varie de 0,5 à 2 cm pour ceux non inclus dans les feldspaths potassiques. Ils possèdent les macles complexes de l'albite, dominante, et du péricline, plus rarement Carlsbad.

Leur pourcentage en An varie de 5 à 20 %. Cette dernière valeur n'est peut-être pas le maximum existant réellement, car la séricitisation augmente en fonction de la teneur en An et au-dessus de 20 %, les déterminations à la platine théodolite sont pratiquement impossibles. Les cristaux les plus fréquemment représentés ont de 10 à 20 % d'An, ils sont altérés, de taille moyenne à grande, et possèdent souvent une bordure d'albite fraîche, d'épaisseur variable. Plus rares sont les cristaux avec des teneurs en An inférieures à 10 % ; ils sont frais et de petite taille.

La séricitisation est constante mais suivant des formes diverses. Généralement la séricite est en paillettes, microscopiques saupoudrant le plagioclase, et la densité de ces poussières augmente le long des plans de macle ou au coeur du cristal.

La séricite se développe aussi en fines fibres isolées ou formant des rosettes, disséminées sans le cristal (fig. 15). Cette séricitisation est

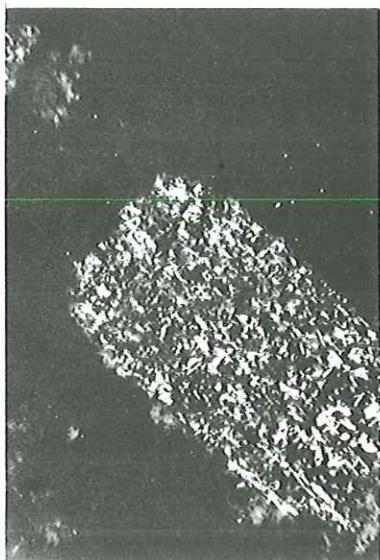


Fig. 15

faible à inexistante dans les petits plagioclases à An 5.

Les cristaux de plagioclase sont quelquefois zonés, ce qui est mis en relief par la séricite. La zonation est discontinue.

2. 1. 2) 1. 6. Chlorites

Le phénomène de chloritisation des biotites est général dans tous les massifs. Nous n'avons jamais observé, dans les lames minces des faciès types, de biotite non chloritisée.

Leurs cristaux sont automorphes à aspect déchiqueté et quelquefois des petites baguettes se trouvent englobées dans les feldspaths.

Le pléochroïsme varie d'un minéral à l'autre, ou dans le même minéral. Il est généralement vert pâle (np), vert plus foncé ou jaune verdâtre (ng) ; et même quand il est bordeaux (np) à brun foncé (ng), il s'agit de chlorite (raie à 14 Å).

Leurs plans de clivage sont toujours soulignés par des oxydes de fer, à quoi s'adjoignent des fuseaux ou granules de quartz, d'apatite, de sphène, de zircon et, plus rarement, des aiguilles de rutile.

Leurs teintes de polarisation peuvent être normales (gris noir - gris acier) ou anormales (rouge-brun ou bleu-bleu-noir).

Pour déterminer le degré de chloritisation, des analyses chimiques partielles et des diffractogrammes RX ont été effectués sur des minéraux triés (B. Chl).

TABLEAU 2

(voir pl. 1 bis)

Echantillons	Analyse chimique partielle					Diffractionométrie X
	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	Espèces minérales (A.S.T.M)
B. Chl. BP. G1	2,35	19,35	0,70	0,50	2,50	thuringite+(pennine)+ clinocllore
" BP. G3	1,75	23,60	0,40	0,15	2,30	"
" BP. G4	9,65	11,35	0,75	0,35	2,75	thuringite+diabantite
" BP. G8	2,90	19,30	0,55	0,35	3,10	thuringite+pennine+ clinocllore
" GL. G10	7,80	19,95	0,30	0,25	2,68	thuringite+(ripidolite)

Les chlorites se sont donc totalement substituées aux biotites, et nous avons obtenu sur chaque diagramme de rayons X un mélange d'espèces appartenant toutes aux chlorites normales. Dans le tableau (2), nous entendons par thuringite l'ensemble des espèces thuringite + pseudothuringite, espèces qui sont différenciées dans le tableau des chlorites normales de WARSHAW et ROY (1961).

TABLEAU DES CHLORITES NORMALES

Formule idéalisée	R ^{II} =Mg, R ^{III} =Al	Remplacement par F ^{II} et Fe ^{III}	Fer oxydé
R ^{II} ₆ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈	pennine	(orthochlorite) diabantite	(leptochlorite) délessite
R ^{II} ₅ R ^{III} Si ₃ R ^{III} O ₁₀ (OH) ₈	clinocllore shéridanite	pycnocllore-brunsvigite prochlorite-daphnite ripidolite	chamosite
R ^{II} ₄ R ^{III} ₂ Si ₂ R ^{III} ₂ O ₁₀ (OH) ₈	corundophyllite amésité	pseudothuringite	thuringite

WARSHAW et ROY définissent les chlorites normales comme "ayant plus de 10 % de tétraèdres où l'aluminium se substitue au silicium. Les chlorites normales ont été séparées en orthochlorites et leptochlorites, les dernières étant une variation oxydée des premières et contiennent un fort pourcentage en fer ferrique et moins d'eau structurale. En d'autres termes les chlorites contenant une forte concentration en fer ferreux peuvent être oxydées, sans qu'il y ait changement de structure si l'oxydation est accompagnée de deshydratation."

Dans nos roches l'espèce la plus fréquente est la pseudothuringite, ensuite vient la thuringite, celle-ci bien exprimée dans les échantillons BP. G4 et GL. G10. Nos chlorites ont généralement un fort pourcentage en fer ferreux, moindre en fer ferrique, mais aussi du magnésium et de l'aluminium (espèces : pennine, clinocllore). Les analyses chimiques montrent un pourcentage en TiO_2 relativement important qui se traduit parfois par l'existence de sagénite dans ces chlorites. La présence de ces diverses espèces ne peut s'expliquer que par des biotites originelles différentes, le type le plus courant étant ferrifère et titanifère, mais certaines pouvaient être plus magnésiennes. Nos résultats (tableau 2) sont d'ailleurs en accord avec ceux indiqués par DEER et al., (1962) qui ont caractérisé les biotites des granites suivant les pourcentages :

- $12 \% \leq Fe^{II} \leq 25 \%$
- $Fe_2O_3 + TiO_2 \leq 10 \%$
- $MgO \simeq 12 \%$

Lors de la chloritisation, il y a eu une légère oxydation du Fe^{II} en Fe^{III} (milieu peu oxydant, manque d'eau ?) et concentration du surplus de fer en oxydes dans les plans de macle, ségrégation du TiO_2 en sagénite et léger départ de silice (granules de quartz), mais surtout migration du potassium hors du cristal et c'est un fait important. Nous reviendrons sur l'importance de tels phénomènes, lors de l'étude chimique des minéraux (par. II. II. 5), pendant nous pouvons suivre leur évolution sur le diagramme fig. 16 ci-dessous :

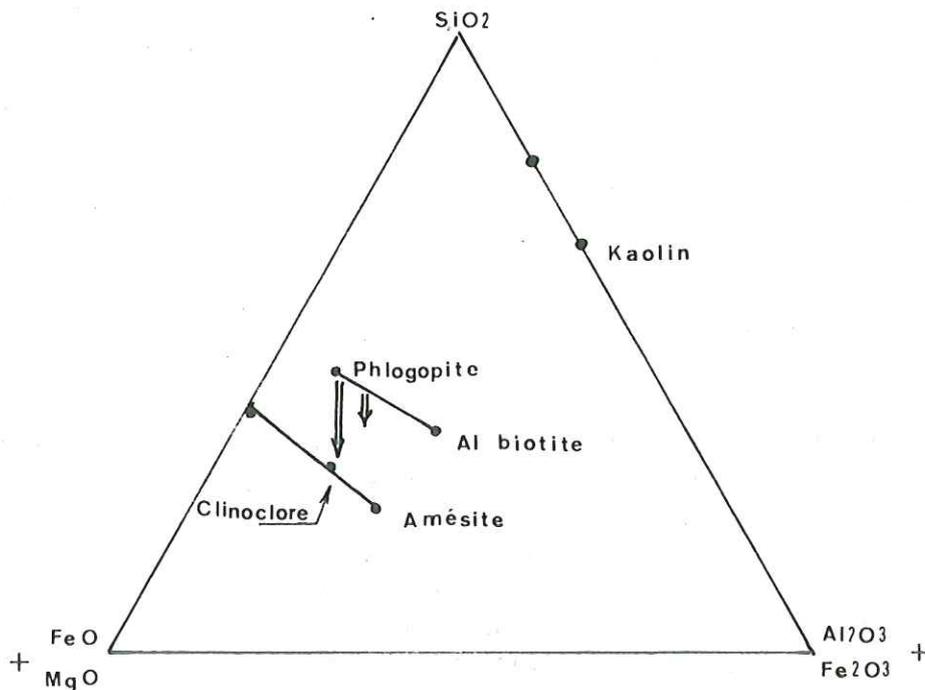


Fig 16

Il existe d'autres chlorites à habitus différent. Elles sont liées à des fissures de la roche, et envahissent plus ou moins les épontes de ces cassures. Ces minéraux sont en fibres, de petite taille, remplissant les microfissures et s'insinuant entre les cristaux de quartz, ou s'amalgamant en gerbes ou en rosettes. Des cristaux blancs, en rosettes (pyrophyllite) forment des plages plus claires au sein de ces chlorites. De telles chlorites s'observent aussi très éparses dans les granites où le groupement de leurs cristaux en rosettes forme des taches à teintes de polarisation souvent anormales (rouge-brun ou bleu-noir-bleu violet).

Les différences entre chlorites du premier type, c'est-à-dire provenant des biotites et les chlorites du second type se résument à :

chlorites du premier type (fig. 17) :

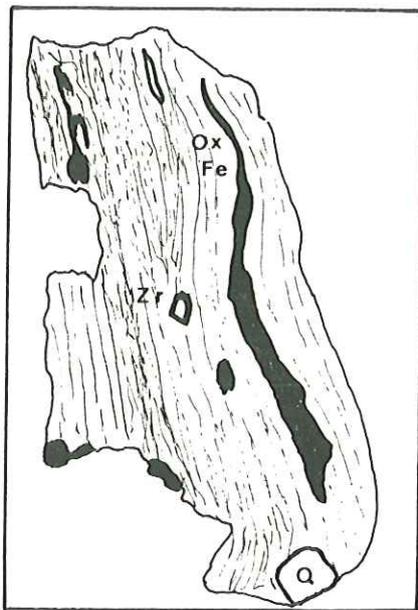


Fig. 17

- cristaux automorphes, englobés parfois dans les feldspaths,
- dans les plans de clivage : oxyde de fer + quartz + apatite + zircon + --,
- teintes de pléochroïsme délavées ou non courantes,
- teintes de polarisation normales ou anormales,
- se substituent aux biotites.

Chlorites du second type (fig. 18) :

- cristaux en fibres donnant des petites gerbes ou rosettes en plages xénomorphes qui s'insinuent entre les quartz,
- absence d'inclusions dans les plans de clivage,
- teintes de pléochroïsme nettes, de polarisation souvent anormales,



- associées avec des cristaux blancs en rosettes (pyrophyllite),
- sont liées généralement à des fissures de la roche.

Fig. 18

Nous appellerons les chlorites du premier type : chlorites tout court et celles du second type : chlorites de néoformation.

2. 1. 2) 1. 7. Phyllites incolores

Quelquefois, un mica blanc en fins fuseaux inclus dans les chlorites s'aperçoit. Peut-être s'agit-il d'une biotite décolorée par perte de fer (cf. fig. 18).

La séricite qui est soit associée aux plagioclases, soit dans les microfissures, est fréquente.

Dans les granites la muscovite est pratiquement absente, même quand elle apparaît (Sialouze BP. G4, massif du Pelvoux - pic de Clouzis) il s'agit de très rares et petits cristaux (100 μ) dans les feldspaths potassiques.

Des cristaux blancs en rosettes accompagnent la chlorite de néoformation, et n'apparaissent avec elle que dans les fissures. Ce sont peut-être des pyrophyllites.

2. 1. 2) 1. 8. Minéraux résiduels

Dans certaines lames minces, nous avons remarqué la présence de minéraux épigénisés par l'oxyde de fer, de la chlorite, de l'épidote, de la calcite. Ils ont cependant conservé certains de leurs caractères pétrographiques nous

permettant de les dissocier en vieux pyroxènes probables ou seulement possibles, en vieilles amphiboles (cf. par. II. II. 3).

2. 1. 2) 1. 9. Minéraux accessoires

Ces minéraux sont fréquemment liés aux chlorites.

L'apatite automorphe peut être en baguettes prismatiques dans les plans de clivage des chlorites, ou au pourtour de leurs cristaux. Ses tailles sont variables.

L'épidote est en granules isolés ou amalgamés dans les chlorites et les plagioclases.

La sagéite est en aiguilles dans les petites chlorites.

Le sphène est souvent altéré et envahi par de l'oxyde de fer mais garde sa forme losangique.

Le zircon a des formes cristallines généralement nettes (description détaillée cf. paragraphe III. 1. 3. 4).

2. 1. 2) 2. Evolution des caractères des minéraux

Quand on étudie les minéraux de granite à gros grain, on s'aperçoit que leurs caractères évoluent légèrement soit lors du passage au granite à grain moyen, soit près du contact avec les séries encaissantes.

Lors du passage au granite à grain moyen, le pourcentage volumétrique des plagioclases et des chlorites croît légèrement (respectivement de 27 à 34 %, de 3 à 5 %) ; ces plagioclases deviennent plus automorphes et le nombre de cristaux zonés augmente.

Près du contact avec les séries encaissantes, le granite à gros grain prend certains des caractères précédents. En effet les plagioclases y sont plus couramment automorphes et il y a un plus grand nombre d'individus zonés.

D'autre part, les plagioclases zonés, les feldspaths potassiques zonés (plus rarement) indiquent une cristallisation longue.

2. 1. 2) 3. Description de la structure des granites, différenciation

Généralement la structure des granites à gros grain est grenue, isogranulaire ; et celle des granites à grain moyen est à plagioclases automorphes.

Cependant un massif granitique, celui de la montagne des Bans, a une structure à tendance cloisonnaire et possède :

- du quartz granulé en veines,

- des feldspaths potassiques perthitiques et des microclines,
- des plagioclases automorphes zonés,
- des chlorites soit automorphes, soit en fibres en filigrane autour des plagioclases et du quartz.

2. 1. 3. Conclusion à l'étude pétrographique du faciès type

L'ordre apparent de cristallisation est schématiquement le suivant :

- minéraux accessoires (zircon) et minéraux résiduels (pyroxène, amphibole),
- biotites
- plagioclases (An 20),
- plagioclases (An 5),
- orthose,
- microcline et quartz,
- chlorites de substitution aux biotites, séricitisation des plagioclases et pseudopelitisation des feldspaths potassiques.

Cette liste permet de voir que la suite réactionnelle classique de N. BOWEN a été respectée lors de la cristallisation de ces roches.

Mais pendant cette cristallisation, les caractères de certains minéraux ont évolué. Cette évolution, qui est visible soit lors du passage du granite à gros grain au granite à grain moyen, soit dans le granite à gros grain près du contact avec les séries encaissantes, et qui se traduit par une augmentation du pourcentage volumétrique des plagioclases et chlorites et un accroissement du nombre de plagioclases zonés, permet de penser que l'on a à faire à une suite de cristallisations à partir d'un magma. Les phénomènes de chloritisation, séricitisation . . . , se seraient développés à la fin de la mise en place de ce magma granitique. Nous expliciterons ces problèmes lors de l'étude chimique des minéraux (cf. par. II. II. 5), et dans notre conclusion (cf. par. II. II. 7).

Nous avons ainsi classé comme faciès types les granites qui présentaient une homogénéité en grand. Au sein de ces faciès nous avons vu cependant s'individualiser un massif : celui de la montagne des Bans, tant par son gisement que par sa structure : gisement en lame, coïncé entre des failles, structure à tendance cloisonnaire. Ce massif a peut-être une histoire différente de celle des autres massifs qui expliquerait ses particularités.

En bordure de certains massifs circonscrits, s'individualisent aussi, localement, des granites à faciès hétérogènes appelés faciès de bordure dont nous allons décrire les relations avec les faciès types, et leurs particularités.

II. 2. 2. SITUATIONS RESPECTIVES DES FACIES TYPES ET DES FACIES DE BORDURE

Dans les faciès de bordure des granites circonscrits, nous incluons les granites porphyroïdes, à porphyroblastes de feldspath potassique, les granites à grain fin et les microgranites ; ces roches ont une extension réduite, et des caractères pétrographiques qui les distinguent des faciès types. Ces faciès de bordure ont toujours des contacts nets, intrusifs, avec les séries encaissantes. Nous allons énumérer leurs localisations et décrire leurs relations, suivant les différents massifs de granite circonscrits.

Dans le massif de Roche Méane, aux barres du Clot du Pavé (versant sud du pic Gaspard) les faciès types sont intrusifs dans les microgranites périphériques ; par contre, le long du chemin du refuge Adèle Planchard, des mèches de granite à grain fin existent dans le granite à gros grain.

Dans le massif de Combeynot (versant nord), le granite à grain fin, localement microgranitique, enveloppe les faciès types. Les contacts entre les deux sont francs mais il semble que le granite à gros grain ait assimilé le granite à grain fin.

Dans le massif du Pelvoux - pic de Clouzis, les trois types de faciès de bordure sont localisés à la limite sud du massif (vallée des Bans, le long du torrent du Riou Blanc), et nous pouvons y observer leurs positions respectives. Le granite porphyroïde traverse les microgranites, par contre son passage aux granites à grain fin est plus progressif.

Le massif de la montagne des Bans ne possède pas de tels faciès de bordure.

Les observations faites sur ces divers types de granite nous ont permis d'esquisser la chronologie de mise en place de ces granites :

1) formation des microgranites et des granites à grain fin directement au contact avec les séries encaissantes, à la périphérie des masses intrusives,

2) débordement dans ces granites par les faciès types localement porphyroïdes, puis les filons de granite à grain fin recoupent le tout.

III. II. 2. 3. LES FACIES DE BORDURE

2. 3. 1. Description macroscopique

2. 3. 1) 1. Les granites porphyroïdes

Nous considérons comme granites porphyroïdes les granites à gros grain, à grain moyen, à grain presque fin et qui possèdent des porphyroblastes de feldspath potassique ; la présence de tels porphyroblastes n'a été observée jusqu'à présent qu'en bordure du massif circonscrit Pelvoux-pic de Clouzis soit dans les granites intrusifs et dans les gneiss encaissants (Riou Blanc) soit uniquement dans les granites et non dans les migmatites encaissantes (Pelvoux- Les Claux).

Ces granites renferment en outre des quartz globulaires, des feldspaths potassiques roses, des plagioclases blanchâtres, et des chlorites.

Les porphyroblastes de feldspath potassique sont roses, blancs. Leur taille oscille entre 3 et 15 cm. Ils sont automorphes et maclés ; quelques-uns présentent une zonation : coeur blanc et liséré rosé ou l'inverse. Les chlorites contenues soulignent cette zonation (fig. 19). Leur répartition dans la masse granitique est variable tant en densité qu'en orientation. Le long du torrent du Riou Blanc, dans les dalles, ils sont tantôt isolés les uns des autres et disséminés, tantôt ils forment une grille plus ou moins orientée, tantôt se concentrent en étoiles, en nébuleuses. Ils apparaissent par bouffées.

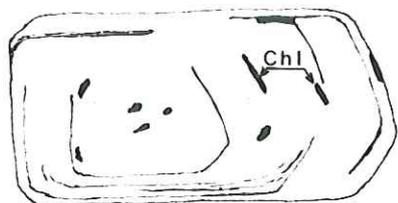


Fig. 19

Autant le granite porphyroïde est nettement intrusif dans les microgranites, autant le passage granite porphyroïde - granite à grain fin est plus progressif. Nous avons observé cette évolution dans les barres au-dessus de l'ancienne cabane des Bans (pt 1809, vallon des Bans). Parallèlement à la diminution de la taille des grains, la densité des porphyroblastes et leur taille décroissent. Remarquons que cette évolution n'est pas continue totalement car, en cet endroit (Entre les Aigues), le granite à grain fin est isolé par failles.

Dans les affleurements du granite porphyroïde situés au-dessus de Pelvoux - Les Claux (vallon du Gramoussoun), nous avons observé des enclaves métriques de roches migmatitiques à bords diffus.

2. 3. 1) 2. Les granites à grain fin (grain inf. à 0,5 cm)

Les affleurements les plus étendus de ce type de granite se situent dans le versant nord de Combeynot. Là précisément, P. TERMIER (1900) et P. BELLAIR (1948) ont confondu les faciès de bordure du granite à gros grain avec des niveaux appartenant à la série volcano-détritique.

"Il est très rare de voir dans le massif de Combeynot le véritable granite confiner directement aux schistes et aux gneiss. Il en est presque toujours séparé par une épaisseur plus ou moins grande d'aplitites à grain très fin ou de microgranite. Il y a aussi dans les schistes et les gneiss des apophyses innombrables, les unes aplitiques, les autres et les plus nombreuses microgranitiques" (P. TERMIER in P. BELLAIR, 1948).

Les microgranites et certaines aplitites de ces auteurs sont en réalité des rhyolites qui peuvent être soit directement recoupées par le granite à grain fin, soit en coulées interstratifiées dans la série volcano-détritique (schistes des précédents auteurs). La bordure du granite à gros grain est en fait peu étendue, composée le plus généralement de granite à grain fin de teinte rose, qui s'individualise localement en un microgranite sur une épaisseur de quelques mètres (crête des Clochettes).

Dans les massifs de Pelvoux-pic de Clouzis (Entre les Aigues, vallée des Bans) et de Roche Méane (Clot du Pavé, versant sud du pic Gaspard) les affleurements de granite à grain fin sont isolés par failles de l'ensemble des autres séries. C'est une roche gris-vert où de rares feldspaths potassiques ont une taille plus importante que les autres minéraux, et qui présente à la loupe du quartz globulaire, des feldspaths potassiques, des plagioclases, et des chlorites.

2. 3. 1:) 3. Les microgranites

Les microgranites, qui sont recoupés par d'autres granites, présentent eux-mêmes divers types qui s'interpénètrent. Ceci s'observe au Riou Blanc (vallée des Bans) pour le massif du Pelvoux-pic de Clouzis, et dans le vallon du Tabuc pour le massif de Combeynot, où l'on peut déterminer la chronologie apparente suivante : le microgranite le plus externe (deuxième type, voir p. 42) à pâte abondante, à rares phénocristaux de quartz rond et de feldspath, est recoupé très nettement par un microgranite à phénocristaux automorphes plus nombreux de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique zoné, orientés parallèlement au contact, le long de celui-ci, sur une épaisseur de 4 à 5 cm. Ce deuxième microgranite est dit du premier type (voir p. 41).

2. 3. 2. Descriptions microscopiques

2. 3. 2) 1. Le granite porphyroïde (pl. 6, fig. 20)

Les constituants minéralogiques de ce granite sont les mêmes que ceux des faciès types.

- Quartz (29 %, en pourcentage volumétrique) :

Le quartz cristallise en cristaux subautomorphes accolés, fissurés, à extinction roulante, ou en cristaux engrenés à structure persillée, ou en plages plus xénomorphes englobant des plagioclases et des chlorites et corrodant les plagioclases qui les entourent.

- Feldspaths potassiques (24 %)

Tantôt ils s'insinuent entre les quartz, tantôt ils sont en cristaux subautomorphes, généralement perthitiques (perthites en veines ondulées), poecilites et souvent maclés Carlsbad.

Le microcline y est représenté par des cristaux où l'on observe sa maclé soit sur toute la surface, soit en taches plus ou moins diffuses dans les gros cristaux de feldspath potassique non maclés, xénomorphes.

Les porphyroblastes, bien que d'aspect automorphe, ont leur bordure qui s'insinue entre les quartz et les autres minéraux de taille plus réduite et qui repousse les chlorites.

Ces porphyroblastes (BP. G5/1) et les cristaux moyens (BP. G5/2) de feldspath potassique ont été analysés par diffraction X et chimiquement (analyse partielle).

TABLEAU 3 (voir pl. 1 bis)

Echantillons	Analyse chimique partielle			R=mole Ab/mole Or	P=indice de triclinicité
	K ₂ O % poids	Na ₂ O % poids			
BP. G5/1	12,00	1,80	22	88	
BP. G5/2	13,30	1,45	18	90	

Ces feldspaths potassiques sont, presque exclusivement, du microcline dont la teneur en albite diminue de plus en plus vers le pôle microcline maximum.

- Plagioclases (An 10 à An 18) (41 %) (pl. 6, fig. 21)

Ces minéraux en cristaux automorphes, séricitisés, maclés albite-péricline, zonés sont des constituants majeurs de ces granites. Ils possèdent

souvent une bordure limpide d'albite non séricitisée.

- Phyllites (6 %)

Ce sont essentiellement des chlorites en baguettes automorphes plus ou moins déchiquetées. Leur teinte de pléochroïsme varie du brun rouge (np) au brun clair (ng) ou du vert jaune (np) au vert pâle (ng), mais leurs teintes de polarisation sont plus typiques (gris acier - gris noir). Les espèces déterminées en diffraction sont : thuringites (sens large), pennines et ripidolites mélangées. Le long de leurs plans de clivage, des oxydes de fer ont exsudé, accompagnés de quartz, apatite et épidote.

La chlorite de néoformation, en rosettes, cristallise et forme, près des microfissures, des plages à pléochroïsme typique.

- Phyllites incolores

La séricite est très fréquente comme minéral d'altération des plagioclases.

- Minéraux résiduels

Les plus beaux sont visibles dans le granite porphyroïde de Pelvoux-Les Claux (L. M. G209), il s'agit peut-être de pyroxènes, de 0,5 à 0,8 cm de longueur. Ces minéraux ont conservé une forme automorphe, à peu près quadrangulaire. En lumière naturelle ils apparaissent gris-noir, et sont envahis au centre par du quartz. En lumière polarisée nous pouvons voir qu'ils sont presque entièrement remplacés par de l'épidote liée à de l'oxyde de fer, de la calcite et de la chlorite. Les plagioclases ou les chlorites contigus à ces minéraux sont très séricitisés ou possèdent de nombreux granules de fer.

- Minéraux accessoires

Les plus courants sont les apatites en prismes tronçonnés, les épidotes en granules, les sphènes très oxydés. Les zircons sont fissurés.

Les granites porphyroïdes ont un pourcentage plus élevé en plagioclases (41 %) que ceux des faciès types (27 à 34 %). Leurs phénoblastes de feldspaths potassiques semblent s'être développés en dernier car ils englobent, repoussent les autres minéraux, ou s'insinuent entre eux. Le microcline en plages xénomorphes est fréquent.

2.3.2) 2. Le granite à grain fin

A la taille près, les minéraux de ces granites (fig. 22) révèlent les mêmes caractéristiques générales que celles des minéraux des granites précédemment décrits. Les pourcentages indiqués sont volumétriques.

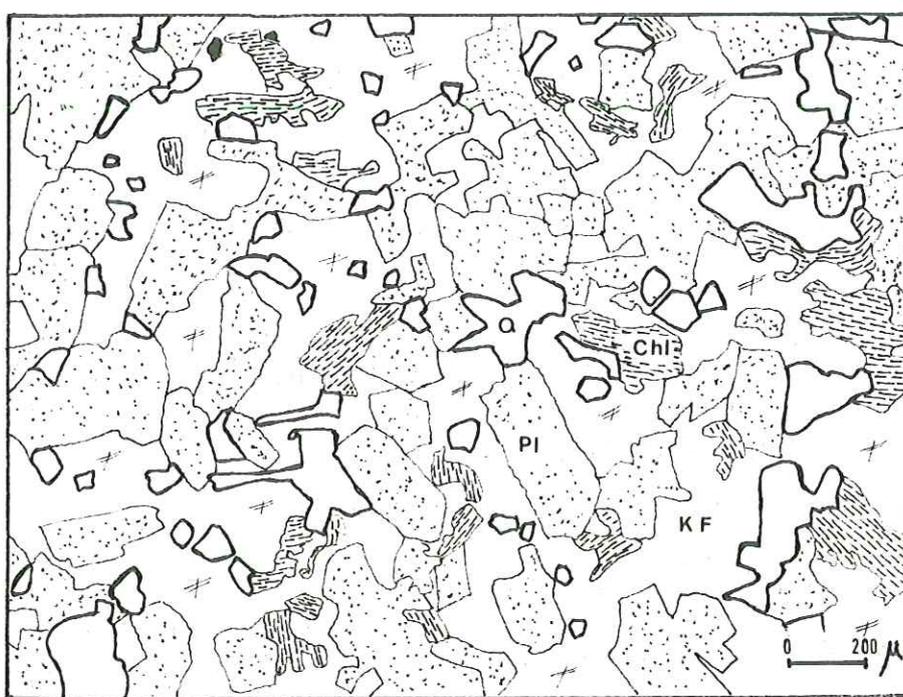


Fig. 22

- Quartz (29 %) : subautomorphe à xénomorphe

- Feldspaths potassiques (20 %) : perthitiques, maclés Carlsbad, poecilites et xénomorphes. Le microcline quadrillé apparaît dans le granite à grain fin d'Entre les Aigues (vallée des Bans, échantillon GP. 67) où les feldspaths potassiques ont été analysés.

TABLEAU 4 (voir pl. 1 bis)

Echantillon	Analyse chimique partielle			Diffractionométrie X
	K ₂ O % poids	Na ₂ O % poids	R=mole Ab/mole Or	
				F=indice de triclinicité
BP. G7	12,20	1,45	20	88

Ces résultats indiquent un microcline presque maximum avec très peu d'albite.

- Plagioclases (43 %), (An 12 à An 20) : automorphes, maclés albite-péricline et séricités (séricite en microgranules et fibres).

- Chlorites (8 %) en cristaux automorphes déchiquetés.

TABLEAU 5

Echantillon	Analyse chimique partielle				Diffractométrie X	
	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	
BChl, BP. G7	3,75	18,70	0,65	0,20	3,05	thuringite (sens large)

Le pourcentage élevé en fer ferreux et la détermination aux rayons X montrent que la majorité de ces chlorites sont des pseudothuringites.

- Micas blancs: séricite.

- Minéraux accessoires : apatite, zircon, épidote ...

Les distinctions que nous avons faites sur le terrain entre granite à grain fin rose du massif de Combeynot et granite gris à grain fin des massifs de Roche Méane et du Pelvoux - pic de Clouzis, sont dues à ce que les plagioclases très séricitisés et les chlorites sont plus nombreux dans le second type.

Les granites à grain fin ne sont pas totalement homogènes. En quelques endroits (arête des Clochettes dans le massif de Combeynot, Entre les Aigues dans le massif du Pelvoux, pic de Clouzis), ils évoluent progressivement vers un microgranite. Tandis que tous les grains diminuent de taille, apparaissent, au milieu de cette "pâte", de gros quartz globulaires légèrement corrodés par les plagioclases et les microclines, et des plagioclases en forme de baguettes (An 20), (L. M. BP. K2).

2.3.2) 3. Les microgranites (pl. 6 bis, fig. 22 bis et 22 ter)

Nous avons prélevé divers échantillons et leur étude en lame mince a confirmé leur grande variabilité. On peut cependant les regrouper en trois types :

- le premier type affleure aussi bien dans le massif du Pelvoux-pic de Clouzis (torrent du Riou Blanc) que dans le massif de Combeynot (arêtes des Clochettes, vallon du torrent du Casset en rive droite). C'est de ce dernier gisement que provient l'échantillon (GL. 3) que nous allons décrire. Cette roche est constituée d'une pâte très fine, et de nombreux phénocristaux de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et de chlorite.

- Pâte

Elle est formée de plagioclase en baguettes, séricitisé, de chlorite en fibres ou en baguettes, de microcline xénomorphe, de quartz à extinction onduleuse. La taille de ces cristaux est supérieure ou égale à 350 .

- Phénocristaux

- quartz automorphe, arrondi, légèrement corrodé par la pâte,
- feldspath potassique automorphe (3 cm), pseudopélimitisé, perthitique et poecilitique ; la macle du microcline y dessine des zonations,
- plagioclase automorphe séricitisé, maclé, zoné,
- chlorite automorphe dont les plans de clivage sont soulignés par des oxydes de fer et des granules de quartz, de zoïsite, de sphène et de zircon.

- Le deuxième type affleure également en rive droite du Riou Blanc (LM. μ G 2) contre les gneiss, et en rive gauche du torrent du Casset (LM. GL. 21). Il se différencie du précédent car le volume de la pâte, à structure submicrolithique, formée par des cristaux de taille plus petite (320 μ) est beaucoup plus important. Les rares phénocristaux de feldspath potassique ont eux aussi des dimensions plus réduites (1 cm). Les quartz sont nettement ronds et corrodés. La structure micropegmatitique peut y être très développée (LM. GL. 21). Rappelons qu'il est recoupé par le premier type de microgranite.

- Le troisième type n'a été observé que dans le massif de Roche Méane en rive gauche du torrent du Clot des Cavales. Bien qu'il possède des phénocristaux de plagioclase et de feldspath potassique; il se différencie des types précédents car la taille des cristaux formant la pâte, à structure submicrolithique, est encore plus réduite (200 μ environ) ; de plus le quartz est ici en plages xénomorphes dessinant avec le feldspath potassique une structure micropegmatitique ; enfin au sein des plagioclases et de la pâte, apparaissent des cristaux de hornblende, automorphes, altérés ou non en zoïsite et pistacite.

- Le premier type, dit microgranite banal, à structure porphyrique et quartz automorphes, est intrusif dans le second type à tendance rhyolitique (structure micropegmatitique, submicrolithique et quartz ronds). D'autre part le type banal évolue vers le microgranite du troisième type qui est à tendance estérellitique et légèrement plus basique (structure micropegmatitique et submicrolithique, amphiboles).

2.3.3. Conclusion à l'étude des faciès de bordure

Ces faciès qui correspondent aux granites porphyroïdes, granites à grain fin, microgranites, et qui affleurent, en bordure de tous les massifs de granite circonscrits, sauf pour celui de la montagne des Bans, sont assez hétérogènes, mais d'extension réduite. Nous les séparons en deux groupes :

- les granites porphyroïdes sont les granites faciès types qui ont été localement enrichis en porphyroblastes,

- les microgranites et granites fins forment les faciès de bordure sensu-stricto.

Quand on considère l'évolution totale granite faciès types, localement porphyroïde, - granite à grain fin - microgranites, les minéraux constituants et la structure des roches prennent des caractères, de plus en plus nets, de roches hypovolcaniques ou même volcaniques :

- plagioclases zonés,
- feldspaths potassiques zonés,
- quartz globulaires, corrodés par la pâte,
- structure micropegmatitique et submicrolithique.

Tous les faits relevés lors de cette étude montrent que l'évolution de ces faciès est magmatitique, qu'ils tendent à devenir localement des roches volcaniques légèrement plus basiques que les faciès types (microgranites à tendance rhyolitique et estérellitique).

Les faciès subvolcaniques et même les granites fins se mettent en place directement au contact avec les séries encaissantes et forment chape ; ils se seraient formés par phénomène de paroi froide. Ils sont recoupés par les autres faciès types localement porphyroïdes ; la mise en place de ces différents faciès a dû s'effectuer par pulsation.

II. II. 3. LES ENCLAVES DES GRANITES CIRCONSCRITS

Le fait d'avoir fréquemment confondu les granites circonscrits et d'anatexie explique que P. TERMIER et P. BELLAIR aient vu, dans leur "granite du Pelvoux", de nombreuses enclaves. Il est évident que le granite d'anatexie possède de nombreux schlieren de gneiss non totalement mobilisé (cf. C. GILLOT-BARBIERI). Par contre les granites circonscrits, dans la partie est du massif des Ecrins-Pelvoux, ne renferment que peu d'enclaves se répartissant en deux sortes :

- enclaves en boules décimétriques (quelquefois centimétriques), à bords francs, de roche sombre, disséminées dans toute la masse granitique, sans situation préférentielle,
- enclaves arrondies métriques (ou décimétriques), à bords flous, de roches métamorphiques, situées sur les bordures.

II. 3. 1. Les enclaves à bords francs (pl. 7, fig. 23)

Nous appelons enclaves à bords francs celles dont la teinte, le grain, et la nature pétrographique, très différents de ceux du granite, visualisent très nettement le contour. Leur taille varie de 2 à 40 cm. De teinte gris-vert, d'aspect

granuleux, elles contiennent, au sein d'une pâte, des phénocristaux de quartz globulaire (rare) et de plagioclase.

Le contact entre enclave et granite est visible en lame mince (LM, GL 155) (pl. 7, fig. 24) : on voit deux parties très différentes dont le contact à quelques microns d'épaisseur. Une partie correspond au granite circonscrit, ici à gros grain, et à structure de plagioclases automorphes, zonés. La seconde montre, dans le fond de quartz et de feldspaths potassiques subautomorphes du granite, de très nombreuses petites lattes de plagioclases séricitisés, zonés, de chlorite, des petits cristaux de biotite altérés en chlorite. A mesure que l'on s'approche du coeur de l'enclave (LM, G4 et G 101) le fond de quartz et de feldspaths potassiques est de plus en plus masqué par les lattes de plagioclases et les chlorites ; les biotites sont moins chloritisées et au sein de cette pâte apparaissent des quartz globulaires et des phénocristaux de plagioclase. Le coeur de l'enclave n'est plus formé que de pâte et de phénocristaux. De telles roches à structure presque analogue à celle d'une lave font penser à des roches dacitiques (structure microlithique, quartz globulaire, ferro-magnésiens et plagioclases). On a observé un développement des quartz et des feldspaths potassiques subautomorphes en bordure de ces enclaves et une croissance de l'altération des biotites parallèle à ce développement. Mais les bords de l'enclave restent nets.

II. 3. 2. Les enclaves à bords flous

Nous appelons enclaves à bords flous les enclaves claires, de migmatites et granite d'anatexie, dont la nature pétrographique, et la texture, sont peu différentes de celles du granite circonscrit encaissant. De ce fait, macroscopiquement, le pourtour de l'enclave n'est pas nettement visible.

Nous n'avons relevé l'existence de telles enclaves que dans les granites à gros grain et porphyroïdes, près de leur bordure. Elles sont les plus nombreuses, dans le granite porphyroïde, le long du torrent du Gramoussou (affluent de la rive droite du torrent de l'Ailefroide, en amont du village Pelvoux-Les Claux). Leurs affleurements varient de 40 cm² à 5 m². Lorsque les enclaves sont uniquement constituées de granite d'anatexie, le contact est flou ; mais à l'échelle du microscope il a 2 à 3 mm d'épaisseur (pl. 8, fig. 25). Lorsque la périphérie de l'enclave est formée d'un matériel différent, par exemple des migmatites à amphiboles, le contact est plus net (pl. 8, fig. 26).

Ces enclaves ont des formes arrondies, ne sont jamais recoupées par le granite porphyroïde, et ne possèdent pas de porphyroblastes de feldspath potassique. On peut noter (fig. 25) que certains porphyroblastes du granite viennent au contact même du lit amphibolitique et que quelques amphiboles de celui-ci sont séparées et s'éparpillent dans le granite.

III. II. 3. 3. Conclusion

Dans les massifs de granite circonscrits, de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux, il existe deux variétés d'enclaves. Les unes à bords francs, disséminées dans la masse granitique, sont probablement des enclaves homoéogènes (RAGUIN, 1957) de nature dacitique. Les autres à bords flous, situées en bordure de ces massifs, sont des enclaves énallogènes de granite d'anatexie et migmatites, et correspondent banalement aux séries encaissantes.

L'examen détaillé de ces enclaves, et de leur contact avec les granites circonscrits, nous a permis de conclure à l'absence générale de filonnets, de granite, intrusifs dans ces enclaves, à l'existence de phénomènes d'échange très réduits entre granite et enclave. Tous ces faits joints à la grande homogénéité des granites circonscrits montrent le faible pouvoir d'assimilation de ceux-ci.

La présence de minéraux résiduels (pyroxène, amphibole) d'enclaves homoéogènes de nature dacitique, et de microgranites à tendance estérellitique ; pourrait s'expliquer par les phénomènes de concentration des éléments basiques dans le réservoir magmatique. Il y aurait eu cristallisation prématurée des éléments basiques, qui auraient été dilués dans la masse granitique plus acide au cours de sa cristallisation.

II. II. 4. LES ROCHES FILONIENNES. LES MINERALISATIONS

Les roches filoniennes ne présentent pas, toutes, les mêmes caractéristiques de gisement et de nature pétrographique. Certaines sont liées aux massifs de granite circonscrits, et minéralisées ; ce sont des filons d'aplite, de pegmatite, de quartz classiquement considérés comme le cortège filonien des granites. Quant aux autres (filons de rhyolite, d'estérellite et de lamprophyre) leur liaison avec ces massifs est très hypothétique ; nous entreverrons leurs caractères dans la rubrique les roches volcaniques filoniennes ; elles sont étudiées par J. L. TANE (1963, et en cours), J. C. LACOMBE et A. PECHER (1970).

III. II. 4. 1. Le cortège filonien des granites circonscrits

Les filons, de ce cortège, issus des granites circonscrits ont une faible extension dans l'espace. Nous n'avons jamais observé de "chevelu" important mais des filons isolés d'aplite, pegmatite ou quartz. Les filons peuvent être sécants dans les granites circonscrits ; tel est le cas des filons de pegmatites à Roche Bernard versant est de Combeynot. Généralement ils s'enracinent à leurs massifs et sont intrusifs, toujours sécants dans les séries encaissantes. Tantôt les filons de ce cortège suivent les plans de foliation des migmatites encaissantes, tantôt les recourent.

- Les filons d'aplite, de teinte blanche, rose, grise, sont les plus nombreux, ils ont de 0,5 à 3 m d'épaisseur et se poursuivent sur quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Ceci peut s'observer pour le massif de Combeynot, au Nord des pics de Combeynot, dans la série volcano-détritique ; pour le massif du Pelvoux-pic de Clouzis, dans le complexe intermédiaire, au pic Sans Nom, à la pointe de Celse Neire ...

- Les filons de pegmatite, de 0,5 à 1 m d'épaisseur et de quelques dizaines de mètres de long, peuvent contenir des phénocristaux de tourmaline et muscovite (pegmatite de Combeynot, versant nord, au-dessus du col du Lautaret) ou de biotites chloritisées (pegmatite du Peyron des Claux, au Nord du village Pelvoux - Les Claux).

- Les filons de micropegmatite, de 20 à 30 cm de large, d'une vingtaine de mètres de long, sont sécants dans le granite circonscrit à gros grain de Combeynot (Cré de Roche Bernard).

-Les filons de quartz

Certaines veines de quartz sont contenues dans les filons d'aplite ou de pegmatite et s'en échappent en fils chevelus de 2 à 3 cm d'épaisseur et quelques mètres de long ; elles peuvent être minéralisées en molybdénite, chalcopryrite, pyrite ; elles font partie du cortège filonien. D'autres veines de quartz recoupent les granites circonscrits, leur cortège, leurs encaissants, suivant des plans de cassure de direction alpine, et sont liées aux fentes à chlorite de néoformation, à épидote, plus rarement à axinite.

II. 4. 2. Les filons de roches volcaniques

- Les filons de rhyolite et estérellite

De tels filons ont été observés en plusieurs endroits du massif des Ecrins-Pelvoux et peuvent soit appartenir à la série volcano-détritique (Combeynot, J.C. LACOMBE, 1970) ; soit être sécants dans les granites circonscrits et leurs encaissants, tel est le cas des filons du versant sud de la crête des Boeufs Rouges (vallée des Bans) (A. PECHER, 1970).

Nous avons vu que les faciès de bordure des massifs circonscrits du Pelvoux -pic de Clouzis (au Riou Blanc, vallée des Bans), de Combeynot (vallée du Tabuc), de Roche Méane (Clot des Cavales), pouvaient évoluer vers des faciès de roche volcanique : de rhyolite et d'estérellite. Ainsi certains filons de telles roches pourraient avoir comme origine ces faciès de bordure, mais ils seraient postérieurs à la série volcano-détritique.

- Les filons de lamprophyres

Les filons de lamprophyres recoupent granites circonscrits et formations encaissantes, et sont nettement visibles dans le paysage ainsi aux pics de Combeynot, au vallon de Claphouse (Sud Ouest du village d'Ailefroide), au pic Coolidge. La nature pétrographique et l'origine de ces filons, d'épaisseur et d'extension variables, sont étudiées par J. L. TANE¹.

II. 4. 3. Les minéralisations

Les minéralisations rencontrées dans les granites circonscrits, leur cortège filonien, ou dans les filons de quartz, ne forment pas de gîtes importants mais les espèces présentes sont variées et leurs associations, d'après P. ROU-THIER (1963) : sont typiques.

Ces minéralisations appartiennent :

- soit à la zone de passage des gîtes "à minéralisation à départ acide" aux gîtes hydrothermaux. Tel est le cas de la molybdénite, de la tourmaline,
- soit aux gîtes hypothermaux (bornite, chalcopryrite, pyrite, biotite),
- soit aux gîtes épithermaux (quartz, chlorite, épidote, axinite).

Les gîtes de passage : la molybdénite est soit en mouchetures disséminées, en bordure du granite circonscrit (Clot de l'Ouréou à la base du petit Pelvoux versant sud) ; soit aux épontes de filonnets de quartz issus du cortège filonien (rive droite du vallon de Laurichard, Nord Combeynot). La tourmaline est en gros cristaux granulés dans les pegmatites (versant nord de Combeynot).

Les gîtes hypothermaux : les minéralisations de ce type peuvent être disséminées dans la masse du granite tel est le cas de la pyrite et chalcopryrite à la pointe Guyard où le granite, par altération, est rouillé. Le plus fréquemment ces minéralisations sont liées au cortège filonien, comme aux Clochettes (versant nord de Combeynot) où, à une centaine de mètres du granite, des filons d'aplite et de quartz recoupent un filon de bornite, et les épontes du filon de quartz sont enduites de chalcopryrite ; certaines tentatives d'exploitation ont été faites, autrefois, en particulier à la Bosse de Chamoisières au Sud des chalets de l'alpe du Villar-d'Arène.

Les gîtes hypothermaux : les minéralisations en quartz, chlorite, épidote plus rarement en axinite, sont liées à des plans de cassure, et n'ont aucun rapport avec les granites circonscrits. Elles se sont développées lors de l'orogène alpine.

¹. Lab. Géol. Grenoble.

... II. 4. 4. En conclusion

Une partie seulement des roches filoniennes est issue des granites circonscrits et forme alors leur cortège filonien. Ces filons d'aplite, de pegmatite et quartz sont peu nombreux et peu développés dans l'espace. Ces singularités ne signifient pas forcément que la masse intrusive était privée de fluides hydrothermaux et de minéralisateurs. En effet, très localement, les filons du cortège possèdent des minéralisations variées.

II. II. 5. CHIMIE DES GRANITES

II. 5. 1. Généralités

Les résultats des analyses chimiques¹ effectuées sur nos échantillons, montrent qu'effectivement les points représentatifs des granites circonscrits se situent dans le domaine chimique des granites (pl. 10, fig. 27). Or ce domaine est vaste car, comme le dit WILLIAM : "C'est vraiment malheureux que les roches ignées les plus communes soient habituellement les plus mal définies." Pour en être convaincu il suffit de relever les différents sens attribués par divers auteurs au "granite". A. STREIKENSEIN (1967) a illustré ce fait, en incluant dans un même diagramme, les différents domaines chimiques des granites, définis par divers auteurs (pl., 10, fig. 28).

Pétrographiquement, nous avons individualisé plusieurs types de granite, et observé certaines évolutions. Afin de différencier les granites circonscrits, et de suivre l'évolution de leurs caractéristiques, nous avons employé plusieurs méthodes. La carte des prélèvements (pl. I bis) permet de replacer les échantillons dans leur contexte.

Pour transformer les analyses chimiques en pourcentages de minéraux virtuels, nous avons adopté deux normes, la première est la norme C I P W, la seconde, appelée norme approchée, est inspirée de la norme des roches micacées de J. LAMEYRE (1966). Cet auteur a créé cette norme afin de pouvoir mieux comparer les résultats des analyses chimiques aux analyses modales. Cette norme se calcule à partir de la composition en oxydes.

Il nous a paru intéressant d'en faire de même pour contrôler nos observations en lame mince, pour calculer des paramètres qui soient les plus proches de la réalité. Nous avons modifié certains termes car dans nos roches, chlorite et séricite sont présentes.

Pour faire apparaître la chlorite, nous avons remplacé les formules chimiques des biotites par les formules, idéalisées, des chlorites (ROY et WARSHAW, 1961). Ainsi aux phlogogite et annite se substituent la chlorite magnésienne : 3SiO_2 , Al_2O_3 , 5MgO , $4 \text{H}_2\text{O}$, et la chlorite ferrifère : 3SiO_2 , Al_2O_3 , 5FeO , $4 \text{H}_2\text{O}$. Les teneurs en SiO_2 , FeO et MgO changent, mais celle de l'alumine reste identique, et par conséquent cette substitution des chlorites aux biotites n'a pas, virtuellement, de répercussion sur la formation des autres minéraux alumineux. DEER et al., (1963) pensent que la séricite n'est pas, nécessairement, différente, chimiquement, de la muscovite, cependant elle possède souvent plus de SiO_2 , MgO , H_2O et moins de K_2O .

1. Les résultats des analyses chimiques réalisées par Mmes F. KELLER et B. USELLE, sont consignées pl. 9.

Ainsi la liste des minéraux virtuels que l'on calcule successivement est la suivante :

- apatite	P_2O_5	$3CaO$		
- ilménite	TiO_2	FeO		
- magnétite	Fe_2O_3	FeO		
- hématite	Fe_2O_3			
- chlorite magnésienne	$3SiO_2$	Al_2O_3	$5MgO$	$4H_2O$
- chlorite ferrifère	$3SiO_2$	Al_2O_3	$5FeO$	$4H_2O$
- anorthite	$2SiO_2$	Al_2O_3	CaO	
- albite	$6SiO_2$	Al_2O_3	Na_2O	
- orthose	$6SiO_2$	Al_2O_3	K_2O	
- séricite	$6SiO_2$	$3Al_2O_3$	H_2O	$2H_2O$
- corindon		Al_2O_3		
- quartz	SiO_2			

Lors des calculs, nous avons trouvé dans quelques analyses un excès de FeO et MgO , or l'étude pétrographique a montré l'existence de minéraux résiduels que nous aurions pu représenter, virtuellement par $(FeO + MgO) 2SiO_2$. Il est à noter que la quasi totalité de l'eau de constitution (H_2O^+) entre dans le calcul des minéraux hydratés (chlorite et séricite).

Cette norme nous semble la mieux adaptée aux types de roches étudiées, car elle traduit fidèlement les principaux minéraux constituants. Nous sommes cependant conscients de son imperfection :

- il apparaît plus de chlorite magnésienne que de chlorite ferrifère, ce qui est en contradiction avec les espèces déterminées par diffractométrie. Une partie du MgO pourrait provenir de la séricite qui n'en fait pas apparaître dans sa formule :

- la séricite est un minéral d'altération des plagioclases, et se formerait lors de leur décalcification ; mais la formation de séricite nécessite aussi un apport en K^+ , c'est pourquoi nous calculons son pourcentage virtuel juste avant celui de l'orthose. La séricite est également dans les microfissures. Ces deux sortes n'ont vraisemblablement pas la même origine et sont cependant prises en compte de façon globale ici ;

- l'albite obtenue est égale en fait à la somme albite des perthites et albite des plagioclases.

II. 5. 2. Chimie globale des granites

Les pourcentages en quartz, plagioclase, feldspath potassique, sont obtenus à partir des deux normes, C I P W et approchée. Les résultats obtenus par la norme approchée sont ceux qui nous paraissent les plus proches de la réalité. Tous ces résultats sont consignés sur le diagramme quartz-plagioclase (albite incluse)-feldspath potassique ; cela dans le but de comparer nos granites à l'ensemble des granites grâce au diagramme de Guisburg et al., (in STREKEN-SEIN, 1957). La correspondance entre les numéros des points représentatifs et ceux des analyses chimiques (trois chiffres) est indiquée pl. 12.

Sur les deux diagrammes obtenus (pl. 12, fig. 29 et 30), nous voyons que la grande majorité des points appartiennent au domaine des granites normaux ou calcoalcalins ; mais quelques points en sortent :

- les points 8 (398, granite à gros grain de Combeynot) et 15 (397, microgranite de Combeynot) sont dans ou tendent vers le domaine orthosique ;

- le point 1 (240, granite à gros grain d'Ailefroide du massif Pelvoux-pic de Clouzis) est dans le domaine granodiorite ; nous reviendrons sur cette anomalie (cf. par. III. II. 1.).

Nous observons (pl. 12, fig. 30) une tendance assez faible à un arrangement des points suivant la droite FP, bien qu'ils tendent à se grouper vers le pôle plagioclase du granite normal : variation du pourcentage en plagioclase de 24 à 44 %. Les granites porphyroïdes (4 = 283, 13 = 444, 14 = 445) qui nous avaient semblé de prime abord comme à forte teneur en feldspath potassique, font en fait partie des plus plagioclasiques.

Les pourcentages, moyens en anorthite des plagioclases, calculés par la norme approchée, et qui varient de 14 à 18 %, ne contredisent pas ceux obtenus par étude cristallographique.

La teneur en quartz varie peu de 32 à 39 % ; seul le point 7 (399, granite fin de Combeynot) a un pourcentage plus élevé (42 %), le calcul de la norme a montré un déficit en alumine.

Les quelques renseignements que nous possédons nous permettent de voir que les divers types de granite de Combeynot (points 8 = 398 ; 15 = 397 ; 7 = 399) ont tendance à s'individualiser légèrement (sauf point 11 = 241) par

rapport aux autres granites ; ils seraient plus siliceux ou potassiques.

Si nous calculons les moyennes chimiques de chaque type de granite, leurs points représentatifs sont très groupés (point G : ensemble des granites à gros grain ; M : granites à grain moyen ; P : granites porphyroïdes ; F : granites à grain fin) ; l'homogénéité de l'ensemble est assez grande.

La norme C I P W nous donne des granites plus orthosiques que la norme approchée.

Les quelques informations recueillies nous ont permis de préciser quelques hypothèses. Tout d'abord, constatant que les granites circonscrits présentaient des faciès de bordure subvolcaniques, nous avons tenté de déterminer leur température initiale de cristallisation. BOWEN et TUTTLE (1958), puis Von PLATEN (1965), lors de leurs expériences, ont déterminé les conditions de l'anatexie. Les coordonnées, du point eutectique dans le diagramme Q - Ab - Or, sont fonction de la pression et de la température. Appliquée aux granites intrusifs, les résultats de ces expériences ne donnent qu'un ordre de grandeur de la température de cristallisation commençante des éléments quartz, albite, orthose. Nous avons obtenu pour les granites intrusifs, à partir des points G, M, P, F, et de la norme approchée¹ une température de 720 à 740° (PH₂O de 1000 b). En calculant le paramètre K de Barth (1955), sur les feldpaths potassiques, la température obtenue pour le granite à grain moyen est de 700° ; or il est connu que les températures obtenues par cette méthode sont souvent inférieures à la réalité.

Ces méthodes montrent que les granites intrusifs pouvaient avoir une température minimale de cristallisation élevée, de l'ordre de 720°.

II. 5. 3. Problèmes particuliers

Lors des études pétrographiques et chimiques des minéraux constituants, certains d'entre eux ont posé des problèmes très intéressants, ceux de la feldspathisation potassique et de la chloritisation des biotites en particulier.

5. 3. 1. La feldspathisation potassique

Les résultats des analyses chimiques partielles et de diffractométrie X, récapitulés pl. 13, fig. 31, montrent que : le microcline est présent, majoritari-

1. Les résultats obtenus à partir de la norme C I P W sont moins interprétables.

rement, dans les feldspaths potassiques ; il est le plus abondant dans les feldspaths potassiques des faciès de bordure et même dans ceux-ci la teneur en sodium est loin d'être nulle.

D'autre part, nous avons vu que :

- les feldspaths potassiques sont tous perthitiques et l'abondance des perthites (stries, veines, taches ...) est expliquée par une forte teneur de sodium dans l'orthose originelle, ce qui implique une température initiale de cristallisation élevée ; or, nous avons trouvé une telle température (720° environ) ;

- certains feldspaths potassiques sont zonés, à coeur d'orthose ;

- les microclines maclés ne sont pas présents partout et leur quadrillage apparaît soit au coeur, soit en bordure des cristaux et peuvent dessiner des zonations. Le microcline en plage xénomorphe est présent partout ;

- les gros cristaux de feldspath potassique ont deux gisements : soit dans les microgranites où ils forment des phénocristaux¹, et ils sont plus nombreux dans le microgranite banal que dans le microgranite à tendance rhyolitique ; soit dans les granites porphyroïdes où ils forment des porphyroblastes², et ils semblent y apparaître par bouffées. Ces porphyroblastes peuvent se localiser uniquement dans les granites et non dans les enclaves ou les migmatites encaissantes, ou bien envahir les séries encaissantes en bordure même du granite.

De nombreux auteurs ont étudié les feldspaths potassiques :

T. W. BARTH (1955, 1962), GUITARD et al. (1960), Mac KENSIE (1954), F. LAVES (1952), M. S. RUTHENFORD (1969) TUTTLE (1952)... ; leurs observations et leurs déductions nous ont permis de formuler les hypothèses suivantes :

La température initiale de cristallisation des granites circonscrits étant de 720°, il y a cristallisation d'orthose riche en sodium (perthites). Les phénomènes d'échange thermique amènent une décroissance de la température des granites. On passe alors dans la partie supérieure du domaine de stabilité³ où, d'après GUITARD, la vitesse de transformation de l'orthose en microcline est la plus élevée ; si bien qu'une grande partie de l'orthose se transforme en microcline qui serait maclé (GUITARD) tandis que cristallisent directement des microclines qui seraient non maclés : soit autour des feldspaths potassiques en voie de transformation, ce qui amène à la formation de cristaux zonés, soit en plages libres qui englobent alors les plagioclases déjà formés. La température

1. Phénocristaux : cristaux de premier temps de cristallisation dans les roches microgrenues.

2. Porphyroblastes : cristaux de dernier temps de cristallisation dans les roches grenues.

3. du microcline

a dû décroître assez vite pour que toute l'orthose ne soit pas transformée. Le fait que nous ayons observé beaucoup de microcline dans les faciès de bordure pourrait s'expliquer de la façon suivante : les phénomènes d'échange thermique sont maxima ; on atteint plus rapidement le domaine de stabilité du microcline et il y a peu d'orthose formée au départ. Ensuite le feldspath potassique a exsudé son sodium sous forme de perthites en fines stries.

La présence de phénocristaux et porphyroblastes est due à une croissance du feldspath potassique, étalée dans le temps. Les phénocristaux se sont formés dans les premiers temps de cristallisation du magma et sont restés tels quels dans les microgranites qui cristallisent alors et forment chape ; il y a moins de phénocristaux formés quand le temps de cristallisation est plus court (microgranite à tendance rhyolitique). Dans la masse granitique non encore totalement cristallisée, ils ont pu servir de germe aux porphyroblastes dont certains se sont développés avant la fin de la cristallisation des granites faciès types ; tel est le cas des porphyroblastes qui apparaissent uniquement dans les granites (Pelvoux - Les Claux) ; ils font partie intégrante de la cristallisation des granites (MENHERT, 1968). Il semble, en outre, que la croissance des feldspaths potassiques ait continué soit sous forme de microcline xénomorphe, soit en porphyroblaste, à la fin de la cristallisation des granites, sous l'effet de fluides hydrothermaux qui ont, par endroits, contaminé l'encaissant.

L'étude des feldspaths potassiques de nos granites a montré que :

- l'abondance de microcline, dans les faciès de bordure, pouvait s'expliquer par une chute de température assez rapide ;
- la pauvreté en phénocristaux du microgranite le plus périphérique (rhyolitique) indique que son temps de cristallisation a été plus court que celui des autres microgranites.

L'accumulation de tous ces faits nous permet de dire que le granite en bordure s'est refroidi très rapidement. La différence de température entre granite et formations encaissantes a dû être très grande.

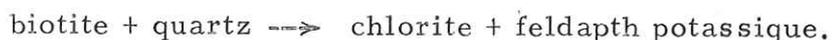
5. 3. 2. Chloritisation des biotites (pl. 13, fig. 32)

Nous avons déjà insisté sur le fait que toutes les biotites des granites circonscrits de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux étaient chloritisées. J. P. BUFFIERE (1961), lors de son étude sur le massif du Rochail (Pelvoux) décrit les biotites des granites intrusifs comme étant également chloritisées. Seules les biotites des microgranites semblent moins affectées par ce phénomène. Donc la chloritisation est un fait général dans les massifs circonscrits du Pelvoux où elle n'a pas été décrite comme accompagnée de déformations : schistosité, phyllites orientées ... Il ne faut pas oublier que les biotites des rhyolites et estérellites en filons sécants dans les granites, de mise en place plus tardive, sont

peu chloritisées ; et qu'il existe un autre type de chlorite, liée généralement à des fissures, que nous avons appelée chlorite de néoformation et d'apparition tardive (Alpin).

Or, habituellement, les auteurs lient presque exclusivement (sauf BUFFIERE et al., 1963) le phénomène de chloritisation au métamorphisme alpin. Cette hypothèse ne nous satisfait absolument pas, elle explique la chlorite liée aux fissures, mais rend difficilement compte de la chloritisation générale, complète, des biotites dans toute la masse des granites sans aucun aspect de déformation (schistosité) et incomplète ou inexistante dans les biotites des rhyolites antéalpi-nes.

BOWEN et TUTTLE (1953) ont construit les courbes de fusion minimale du granite et de stabilité de la phlogopite et se sont aperçus que dans certaines conditions de pression et de température ils obtenaient la réaction suivante :



Cette réaction semble s'être produite en partie dans les granites, mais nous n'avons pas observé de granules d'orthose liés aux chlorites (CHAYES, 1955). Peut-être le potassium a-t-il migré plus loin pour aller former du microcline. Nous voyons que ce problème rejoint le précédent.

Nous avons vu que la transformation amphibole \rightarrow biotite \rightarrow chlorite était incomplète dans les microgranites ; cela peut être dû à la cristallisation plus rapide de ces roches, dont les amphiboles et les biotites se trouvent ainsi trempées et subissent peu les réactions. Elles se développent par contre dans les autres types de granite incomplètement cristallisés.

Les conditions de pression et de température de ces réactions sont vraisemblablement celles du début de la phase hydrothermale.

Nous avons déjà insisté sur la faible importance du cortège/^{filonien} qui est pourtant la traduction classique des phénomènes hydrothermaux.

5. 3. 3. Les phénomènes hydrothermaux

Il semble que ces phénomènes hydrothermaux, liés à la mise en place des granites, soient un peu particuliers ; ils auraient joué surtout en vase clos, conduisant à un autométamorphisme. Cet autométamorphisme pourrait avoir conduit à la pseudo-pélitisation du feldspath potassique, à la séricitisation générale du plagioclase ($An > 5$), à la chloritisation générale des biotites, à la cristallisation tardive de microcline en plages xénomorphes ou localement en porphyroblastes. On peut se demander alors pourquoi la muscovite est pratiquement absente dans les feldspaths potassiques ; même quand elle apparaît, il s'agit de très rares et très petits cristaux (BP. G4).

J. LAMEYRE (1966) pense que le phénomène de muscovitisation ne se développe que lorsque les conditions de cristallisation de muscovite primaire sont réalisées, conditions qui, d'après JJ. HEMLEY et M. LAGACHE (dans J. LAMEYRE, 1966) sont les suivantes : température assez basse et rapport K^+/H^+ assez faible et décroissant. Ces valeurs conditionnent l'apparition de muscovite en abondance. Quelles étaient ces conditions lors de nos phénomènes hydrothermaux, la température relativement basse a été forcément atteinte et, comme la muscovite est pratiquement absente, le rapport K^+/H^+ devait être relativement fort. Le potassium devait avoir une concentration assez élevée (biotite \rightarrow chlorite + K^+) mais pas énorme, la teneur en H^+ aurait donc été relativement faible. Néanmoins, les fluides étaient présents : la migration du potassium à partir des biotites a dû s'effectuer soit sur de faibles distances (cristallisation du microcline xénomorphe), soit sur de plus grandes étendues, fait qui amène à la concentration locale du potassium en bordure des granites (porphyroblastes et microcline xénomorphe abondant dans BP. G5). Très localement (Sialouze, BP. G4) l'influence des phénomènes hydrothermaux aurait favorisé l'apparition d'un peu de muscovite et de thuringite s. stricto (Fe^{III}) ; en cet endroit, les phénomènes d'oxydation auraient été légèrement plus forts.

Les fluides hydrothermaux ont favorisé l'altération de la biotite en chlorite, du plagioclase en séricite, du feldspath potassique en pélite et la formation de microcline xénomorphe. Ils ont pu, localement, se concerter, expliquant que, par endroits, se développent des porphyroblastes. Quand le faciès type a débordé sa chape de microgranite, que la concentration des fluides était suffisante et que les formations encaissantes présentaient une certaine "perméabilité", il y a eu apparition de phénoblastes également dans celles-ci (Riou Blanc).

Nous aurions donc eu, pour le secteur étudié, un magma déjà relativement pauvre en fluides (la quasi-totalité de l'eau de constitution entre dans le calcul des minéraux hydratés) qui aurait conservé en grande partie ceux-ci (chape de microgranite) ; cela explique doublement l'existence d'un cortège filonien réduit.

II. 5. 4. En conclusion à l'étude chimique des granites

Les granites circonscrits qui ont un chimisme global relativement constant (calcoalcalins), une température initiale de cristallisation élevée (720°), une mise en place dans un milieu relativement froid, un rythme de cristallisation assez rapide, se caractérisent en outre par des phénomènes hydrothermaux particuliers qui se traduisent par un autométamorphisme marqué et un cortège filonien réduit. Les phénomènes de chloritisation, de séricitisation, de microclinisation et d'altération des feldspaths potassiques sont généraux ; et, localement, les deux derniers phénomènes peuvent être plus importants. La masse granitique aurait été relativement pauvre en fluides, mais aurait conservé une grande partie de ceux-ci.

Certains de ces faits peuvent paraître contradictoires. Nous les remplaçons dans le contexte général lors de la conclusion (par II. II. 7).

II. II. 6. LES TECTONIQUES

La morphologie jeune des montagnes régionales est profondément marquée par la tectonique cassante : arêtes découpées, cols, brèches, vallées étroites. L'essentiel du relief actuel, en particulier celui des massifs granitiques, dépend des grandes lignes tectoniques alpines dont les objets (failles, diaclases et mylonites) sont de diverses sortes et coïncident ou non des sédiments mésozoïques. De tels objets masquent assez souvent les rapports entre les différents ensembles étudiés et leurs déformations antérieures.

II. II. 6. 1. La tectonique alpine

Une telle tectonique entraîne des formes variées dans les granites circonscrits ; ceux-ci sont, par endroits, fissurés, hachés ou même foliés. Chaque objet tectonique peut y être examiné successivement en failles, diaclases, mylonites.

Les failles

Il existe une multitude de failles qui déterminent, dans la topographie, de nombreux couloirs. Si nous avions voulu toutes les dessiner, notre carte serait devenue une grille à n'importe quelle échelle. Nous n'avons donc relevé que celles qui décalent ou limitent les contacts. Celles-ci sont fermées, ouvertes, sèches, à remplissage de brèche à ciment calcaire (R. MICHEL *et al.*, 1963 ; A. PECHER, 1970) ou de brèches à oligistes (vallon du Tabuc, au Sud Ouest du village du Casset).

Les déplacements relatifs, dus aux failles simples ou en faisceau, qui décalent les contacts entre granite et formations encaissantes, sont variables. Ils sont de l'ordre du mètre (au Riou Blanc, vallée des Bans), ou de la centaine de mètres (dans le versant sud ouest du pic de Séguret).

Le plus souvent, les failles jalonnent le contact entre granite et formations encaissantes. Parfois, elles isolent complètement soit un massif, soit uniquement un type de granite des autres granites et séries encaissantes, cela de diverses façons. Elles peuvent avoir des orientations générales parallèles aux foliations des séries encaissantes, ceci sur de grandes distances ; telles sont les failles qui limitent le gisement en biseau du massif de la montagne des Bans et, à plus petite échelle, l'affleurement de granite à grain moyen de Claphouse qui chevauche le granite à gros grain du massif du Pelvoux-pic de Clouzis ; de telles failles seraient en fait des accidents antérieurs qui auraient seulement rejoué à l'Alpin. Elles peuvent être quelconques par rapport aux foliations et isoler des affleurements de superficie réduite, ainsi ceux du granite à grain fin d'Entre les Aigues (vallées des Bans) ou des Pichettes (rive droite du torrent du Clot des Cavales.

Les diaclases

Les diaclases présentent des aspects variés : fermées, ouvertes, sèches, minéralisées en chlorite, épidote ou quartz. Leur densité peut varier suivant les types de roches ou les secteurs. Par exemple, sur le flanc nord des pics de Combeynot, le granite à grain fin est beaucoup plus diaclasé que le granite à gros grain sous-jacent ; dans ce dernier, aux épontes de certaines diaclases, la chlorite de néoformation envahit l'encaissant et, vu de loin, cela dessine des filons. Ailleurs, ces diaclases sont plus uniformément réparties dans la masse granitique et parfois la délite en pelure d'oignon.

Nous avons mesuré en plusieurs endroits l'orientation des plans de diaclases et noté leur variation, tant en densité qu'en direction, mais faute de mesures plus nombreuses nous n'avons pu en dégager de lois générales concernant ces variations.

Les mylonites

Les zones mylonitiques observées se rattachent le plus souvent aux grands accidents du synclinal d'Ailefroide, des écaillés de l'Eychauda (P. GIDON, 1963 ; A. PECHER, 1970 ; J. VERNET, 1965). Aux abords même de ces zones, le granite est orienté, ses minéraux sont étirés et cassés.

En dehors de ces accidents, à l'échelle du microscope, l'influence des déformations alpines se répercute sur l'aspect de certains minéraux tels les quartz microgranulés, les chlorites fusiformes. Des microfissures peuvent se créer et contenir de l'épidote, de la calcite, de la chlorite dite de néoformation. Le long de ces microfissures, un envahissement de la roche par de la chlorite de néoformation accompagnée de pyrophyllite peut s'effectuer. Cet envahissement décroît assez brutalement au bout de quelques millimètres et il ne reste plus que quelques rosettes de chlorite de néoformation éparses.

Cette tectonique alpine est importante mais elle ne peut faire oublier qu'il existe des déformations antérieures, soit hercyniennes, soit même plus anciennes.

II. 6/2. Les déformations antérieures

Ici, le propos n'est pas de décrire ces déformations antérieures (voir C. GILLOT-BARBIERI, J. C. LACOMBE et A. PECHER, 1970), mais d'observer la place des granites circonscrits par rapport à ces déformations et principalement par rapport aux déformations hercyniennes.

Les granites, quel que soit leur faciès, sont généralement sécants sur les foliations des séries anciennes (vieux socle et complexe intermédiaire),

et plus ou moins sécants sur la série - Culm. Ils ont une texture équante et leurs gisements sont en dômes massifs et intrusifs. Aux approches de formations encaissantes, les granites faciès types deviennent plus fins et s'enveloppent d'une chape microgrenue, qu'ils recourent, et qui est donc légèrement antérieure. Mais l'ensemble est postérieur à la phase paroxysmale hercynienne du Viséen, celle-ci ayant légèrement plissé la série Culm et non les granites.

En certains endroits, la masse granitique peut suivre les foliations des séries encaissantes. Cela n'est pas en contradiction avec une mise en place post-tectonique s'il s'agit de petites apophyses, telles celles du versant nord est des Ailefroides ou des roches Pellissier (Ouest du village d'Ailefroide), qui épousent localement les anciennes structures.

Mais le massif de granite de la montagne des Bans pose un problème plus délicat. Cette lame de granite, uniquement à grain moyen et légèrement orienté, à structure cloisonnée, est entièrement délimitée par des failles et des mylonites parallèles aux foliations des migmatites encaissantes, et cela sur de grandes distances. Ces grands accidents seraient hercyniens et ils auraient seulement rejoué au cours de la tectonique alpine. Nous pourrions alors considérer ce granite de la montagne des Bans comme contemporain de la phase paroxysmale hercynienne. L'affleurement de granite à grain moyen de Claphouse, que nous avons rattaché géographiquement, pétrographiquement, au massif circonscrit du Pelvoux-pic de Clouzis, est isolé et chevauche ce massif par failles et mylonites ; il pose les mêmes problèmes que le granite des Bans et pourrait être du même type.

Le cortège filonien est toujours sécant, dans les granites ; dans les séries encaissantes, il peut cependant être concordant avec leur foliation. Sa mise en place est contemporaine ou postérieure à celle des granites.

II. 6. 3. En conclusion

L'étude des formes tectoniques, que nous n'avons fait qu'ébaucher, nous a conduit à supposer que la mise en place des granites se serait effectuée par pulsations dont deux phases seraient plus importantes. Le plus généralement, les granites sont post-tectoniques, mais certains d'entre eux seraient synchroniques lors de l'orogénèse hercynienne. Les faciès de bordure et le cortège filonien précédent accompagnent ou suivent la mise en place des granites faciès types.

II. II. 7. CONCLUSIONS A L'ETUDE DES GRANITES CIRCONSCRITS

Nous avons insisté fréquemment sur les confusions créées autrefois par la non distinction entre granite d'anatexie et granite circonscrit. Les granites circonscrits forment indubitablement une entité. Leurs massifs en dômes sont intrusifs dans diverses formations, dont les granites d'anatexie, qui ont été étudiées par mes co-équipiers.

Nous avons distingué dans les massifs de granite circonscrits (massifs du Pelvoux - pic de Clouzis, de Roche Méane, de Combeynot) deux ensembles de faciès :

- les faciès types
- les faciès de bordure.

Les faciès types sont constitués par les granites à très gros grain, à gros grain, et à grain moyen. Les deux derniers types sont les plus fréquents ; le passage de l'un à l'autre est soit progressif, soit brutal. Le plus généralement, ces granites sont directement en contact avec les formations encaissantes.

Les faciès de bordure. Cette appellation recouvre les granites porphyroïdes, les granites à grain fin, les microgranites ; ils sont tous d'extension réduite et apparaissent entre les séries encaissantes et les faciès type. Mais leurs individualisations ne sont pas dues aux mêmes phénomènes, c'est pourquoi il faut considérer d'une part les granites à grain fin et les microgranites, d'autre part les granites porphyroïdes.

Les granites porphyroïdes correspondent aux zones de bordure des faciès types qui ont été envahies par des porphyroblastes.

Les microgranites et les granites à grain fin forment les faciès de bordure s. stricto et sont recoupés par les faciès types localement porphyroïdes.

De tous les types de granite, la taille des grains mise à part, seuls les microgranites ont des structures et texture différentes, et ils prennent de plus en plus des aspects de roches volcaniques. Cette remarque, le grand développement des faciès types, montrent que ces granites sont homogènes dans l'ensemble, du point de vue pétrographique. Ceci explique que nous ayons décrit ces granites par faciès et non par massifs. Seul le massif de la montagne des Bans a tendance à s'individualiser globalement.

Au point de vue chimique, ces granites peuvent être légèrement différents, la plupart sont calcoalcalins, même les granites porphyroïdes, mais certains sont plus acides, orthosiques, tels les granites du massif de Combeynot.

Ces roches possèdent des caractères homogènes en grand, certains. Il existe néanmoins des évolutions dont le caractère ne peut être que magmatique.

La présence de faciès de bordure subvolcaniques, la position du point eutectique dans le diagramme Q - Ab - Or montrent que la température initiale de ces roches a été élevée (de l'ordre de 720°) et qu'elles se sont mises en place dans un milieu relativement froid, expliquant les suites de cristallisation plus ou moins rapides que nous avons observées.

Les ferro-magnésiens auraient cristallisé les premiers dans le réservoir magmatique par concentration basique, puis ils ont dû être partiellement dilués dans la masse granitique plus acide, les résidus formant soit des enclaves homoéogènes, soit des "enclaves de minéraux" (pyroxène, amphibole). La suite de cristallisation : biotite, plagioclase, orthose, quartz, microcline est classique. Plus le temps de cristallisation a été long, plus la taille des grains a augmenté, ainsi le montre l'ordre de cristallisation des divers types de granite et leur ordre de mise en place : microgranites subvolcaniques légèrement basiques, microgranite banal, granite à grain fin, granite à grain moyen, granite à gros grain. Ces granites deviendraient de plus en plus acides (granites calcoalcalins, puis orthosiques). Ces mises en place sont accompagnées de phénomènes hydrothermaux qui sont peu importants hors des granites, cortège filonien réduit, mais effectifs dans la masse granitique.

A la fin de la mise en place des faciès types, se développe un processus d'autométamorphisme qui se traduit par la chloritisation générale, complète, des biotites, la séricitisation générale des plagioclases à $An > 5$, la pseudopélimitisation plus ou moins marquée des feldspaths potassiques, puis par le développement du microcline en plages xénomorphes ou en porphyroblastes.

Cependant ces granites présentent une activité chimique assez réduite : ils n'ont pas redissous totalement les concentrations basiques précoces, ils assimilent peu les enclaves énallogènes qui, par ailleurs, sont très rares. D'autre part, pour expliquer les observations suivantes :

- la quasi-totalité de l'eau de constitution entre dans le calcul de la norme des minéraux hydratés,
- la muscovite est pratiquement absente,
- et surtout le cortège filonien est réduit ; nous avons été amenés à concevoir que la masse granitique était pauvre en fluide en fin de granitisation.

Les divers caractères, autométamorphisme, activité chimique réduite vis-à-vis des corps étrangers, et pauvreté relative en fluide, peuvent paraître, à première vue, contradictoires. En fait, tout cela s'explique si l'on admet que la pression des fluides était faible en fin de granitisation. Ceux-ci avaient donc peu tendance à s'échapper et, rencontrant la chape de microgranites, ils sont restés presque en totalité dans la masse granitique.

La mise en place dans un encaissant relativement froid, et l'existence d'une pression de fluide faible, caractérisent des granites supercrustaux. D'autre

part, l'évolution de leur mise en place, qui se traduit dans leur gisement par des dômes intrusifs où les faciès de bordure, parfois subvolcaniques, sont recoupés par les faciès types, est celle d'une granitisation indirecte. Celle-ci s'est effectuée lors de l'orogénèse hercynienne.

La plupart des granites circonscrits recoupent les foliations de la série volcano-détritique Culm, et sont posttectoniques hercyniens. Cependant, certains massifs, celui de la montagne des Bans en particulier, s'individualisent de par leur structure orientée cloisonnée, et de par leur gisement en biseau limité par des failles qui suivent sur de grandes distances la foliation des roches encaissantes ; ils pourraient être considérés comme syntectoniques hercyniens.

Lors de l'orogénèse alpine, les massifs de granite circonscrits ont été surélevés, déformés et ont coïncé des sédiments mésozoïques. Pendant cette orogénèse s'est développé un réseau filonien réduit (quartz, chlorite de néoformation ...) mais non les phénomènes d'altération générale des biotites, des plagioclases ..., ceux-ci étant liés à la phase ultime de cristallisation des granites.

Les massifs de granite circonscrits de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux ont dû se former à partir d'un magma, par granitisation indirecte, et sont supercrustaux. Leur mise en place s'est étagée dans le temps lors de l'orogénèse hercynienne ; certains seraient syntectoniques, puis la venue des faciès de bordure aurait été annoncée par des filons de rhyolite ou d'estérellite, enfin, la plupart sont posttectoniques et accompagnés d'un processus d'autométamorphisme. J. M. BUFFIERE (1961) et R. OZOUK (1965) ont observé et décrit, en d'autres parties du massif des Ecrins-Pelvoux, des faits semblables. Les caractères de ces granites circonscrits hercyniens se retrouvent en maints autres lieux, Massif Central français, Alpes suisses.

Les questions géochronométriques relatives à ces granites seront traitées lors des troisième et quatrième parties de ce mémoire.

Troisième partie : ETUDES GEOCHRONOMETRIQUES

Troisième partie : ETUDES GEOCHRONOMETRIQUES

III. I. INTRODUCTION

Nous avons échantillonné certaines roches du massif des Ecrins-Pelvoux, afin de pouvoir appliquer les méthodes géochronométriques qui vont être décrites, en même temps que nous dressions la carte du secteur oriental de ce massif. Nous n'avions alors que des idées très imprécises sur les différentes formations autres que le granite affleurant dans ce secteur, et sur leur chronologie relative. Cela explique que l'échantillonnage ait été effectué en majeure partie dans les granites circonscrits (8 échantillons) bien qu'ils ne présentent qu'un intérêt relatif au point de vue géochronologique ; seules quelques séries encaissantes de ces granites ont été échantillonnées (2 échantillons), ce qui est regrettable. Néanmoins ce travail nous a permis d'appliquer quelques méthodes, d'interpréter les résultats obtenus et d'aiguiller certaines études pétrographiques.

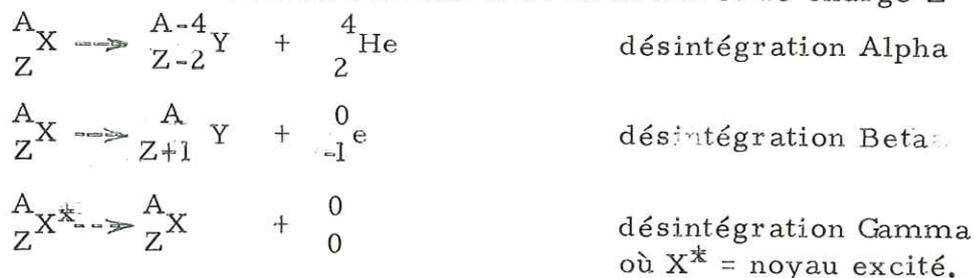
III. II. METHODES UTILISEES

III. II. I. Généralités

Nous avons pu déterminer les âges de mise en place des différentes formations du Pelvoux, ou ceux de phénomènes géologiques ultérieurs, en utilisant deux méthodes qui font directement appel aux réactions nucléaires spontanées de désintégration. Ces réactions traduisent la conservation de la charge Z de l'élément et du nombre de masse A (= réactions de désintégration) et ne font pas intervenir de particules dans le premier membre de réaction (= réaction spontanée).

Exemples de désintégrations spontanées :

soit un élément X de masse A et de charge Z



Les principes communs à ces deux méthodes sont :

- l'établissement d'un schéma rationnel (X \longrightarrow Y),
- l'utilisation de constantes de désintégration :

$$T = \frac{1}{\lambda} = \text{période} = \text{temps au bout duquel la quantité X a diminué de moitié,}$$

- le dosage des teneurs actuelles en ascendant (X) et descendant (Y).

La première méthode utilise les schémas réactionnels des familles de l'uranium et du thorium et s'appelle méthode au plomb total car l'on dose la teneur globale du plomb. Vu l'appareillage utilisé (fluorescence X) on ne peut déterminer sa composition isotopique. L'atome plomb est formé de plusieurs isotopes radiogéniques 206 Pb, 207 Pb, 208 Pb provenant respectivement de la désintégration de l'uranium 238 U et 235 U et du thorium 232 Th, et d'un isotope non radiogénique 204 Pb.

La seconde méthode utilise le schéma réactionnel du rubidium, et s'appelle méthode au strontium :



Les compositions isotopiques du rubidium (86 Rb et 87 Rb) et du strontium (86 Sr et 87 Sr) sont mesurées par spectrométrie de masse.

III. II. 2. Méthode au plomb total(Storet, 1968)¹

2. 1. Principes

Les teneurs en U, Th et Pb d'un minéral étaient autrefois mesurées par voie chimique. Mais l'on ne savait pas si le Pb contenu dans ce minéral provenait uniquement de la désintégration de l'U et du Th, ou s'il existait lors de la cristallisation un enrichissement en Pb non radiogénique (Pb primaire).

LARSEN (1953) a "sauvé cette méthode du discrédit" en n'utilisant que les zircons :

- qui cristallisent (approximativement) pendant la mise en place de la roche,
- dont tout le Pb est d'origine radiogénique,
- et qui ne laissent fuir aucun produit radioactif.

Ces trois conditions doivent être respectées pour que les datations sur zircons soient significatives.

L'écriture des schémas réactionnels de l'U et Th conduit à une formule qui donne directement l'âge du zircon. L'expression du temps est homogène du premier degré en U, Th, Pb et ce temps peut s'exprimer en fonction des deux rapports U/Th et U/Pb, ce qui libère de l'obligation de doser U, Th et Pb.

Les formules employées sont :

- Si $t < 200 \text{ MA}$, l'âge du zircon sera

$$t = \frac{2632 + 824 \text{ Th/U}}{(1+0,312 \text{ Th/U})(0,321 \text{ U/Pb} + 0,0762 \text{ Th/Pb})} \quad \text{en MA.}$$

1. Toutes les manipulations correspondant à cette méthode ont été effectuées au Lab. Géol. de Grenoble.

- Si $200 \text{ MA} < t < 1700 \text{ MA}$, l'âge du zircon sera t_0

$$t_0 = t - \frac{1}{2} kt^2 \text{ en MA. avec } k = \frac{77,2 + 6,20 \text{ Th/U}}{4,06 (1+0,312 \text{ Th/U})} \times 10^{-5}$$

- Si $t > 1700 \text{ MA}$, l'âge du zircon sera t_1

$$t_1 = t_0 + 3,4 t_0^3 \times 10^{-9} \text{ en MA.}$$

Les âges sont connus avec une erreur :

$$\frac{|\Delta t|}{t} \leq \frac{110}{\sqrt{nr} \left(\sqrt{\bar{Pb}} + \sqrt{\frac{\bar{Th}}{2}} + \sqrt{\frac{\bar{U}}{2}} \right)}$$

n = nombre de triplets enregistrés
 r = rapport d'amplification

\bar{Pb} , \bar{Th} , \bar{U} étant les hauteurs moyennes des pics de Pb, Th et U.

L'obtention des zircons, minéral accessoire, en quantité suffisante (10 à 80 mg) nécessite une suite assez longue d'opérations diverses, durant lesquelles on doit éviter toute pollution (en Pb notamment).

2. 2. Modes opératoires

2. 2. 1. Prélèvement

Il est préférable de recueillir 40 à 50 kg d'échantillon en bloc de 2 à 5 kgs en un affleurement précis, d'un faciès bien défini, au centre de son gisement, loin d'enclaves, afin d'éviter le mélange avec les zircons de ces dernières. Les échantillons ne doivent jamais être marqués à la peinture.

2. 2. 2. Broyage, tamisage et concentration à l'élutriateur

Les blocs sont concassés, broyés, tamisés. Les lots granulométriques sont :

plus de 0,400 mm	:	fraction 1	
0,315 à 0,400	"	"	2
0,250 à 0,315	"	"	3
0,160 à 0,250	"	"	4
0,080 à 0,160	"	"	5
0,040 à 0,080	"	"	6
moins de 0,040 = fond.			

Les fractions 1, 2, 3, et 6 sont gardées en réserve.

Les fractions 4 et 5 sont traitées séparément : après lavage, on recueille les minéraux lourds par passage à l'élutriateur.

2. 2. 3. Tri des zircons

Le premier tri au bromoforme s'effectue à la centrifugeuse ; la suite des opérations est résumée dans le tableau (pl. 14)

Sur toutes les roches déjà traitées, nous nous sommes aperçu que :

- la fraction 3 se trie très facilement, mais elle est très pauvre en zircons ; aussi avons-nous abandonné son traitement,

- la fraction 6 est riche en zircons, mais nous nous heurtons au problème de la petite taille des grains qui rend impossible son tri au binoculaire.

Une nouvelle méthode de tri est actuellement expérimentée par J. COCHET et C. E. ERSTRÖM¹ au moyen du séparateur électrostatique Carpc. Une fois les manipulations de cet appareil mises au point, ce tri permettra de traiter des fractions de volume plus important et d'obtenir, en quantité suffisante, des zircons de granulométries différentes. Ceci est très intéressant si nous voulons par la suite effectuer des dosages d'isotopes de Pb sur notre matériel ; nous pourrions observer si leur rapport varie en fonction de la granulométrie.

2. 2. 4. Dosage de l'U, du Th et du Pb

Les zircons purifiés à 100 % sont réduits en poudre par un broyeur à billes en carbure de tungstène. Cette poudre est sédimentée avec de l'acétone dans un porte échantillon à fenêtre ($\varnothing = 3$ cm) fermée par du propylène 6μ . L'emploi du propylène 6μ à la place du mylar permet d'obtenir un gain de rayonnement de fluorescence X (de 100 à 250 sur la raie $MgK\alpha$)². Notre échantillon est prêt pour l'analyse.

Pour obtenir un rayonnement de fluorescence X (voir pl. 15), il nous suffit de bombarder les atomes de l'échantillon (a) par des rayons X dit primaires (b), de détecter (c) et de mesurer (d) l'intensité des photons émis par les électrons de l'échantillon. Nous aurons une émission d'autant meilleure que l'absorption des rayons primaires sera plus grande.

Les appareils employés sont de marque Philips, les enregistrements s'effectuent avec les réglages suivants :

- tube à anticathode de Mo sous 50 kv et 20 mA,
- détecteur scintillomètre sous 1 000 V,
- cristal LiF
- discrimination : seuil 150 V, atténuation 2^3
- constante de temps 16 s,
- rotation de goniomètre $1/8$ d°/mn entre 25 et 30 d°,

1. Lab. Géol. Grenoble

2. Documentation Philips

- gain variable,
- vide,
- échantillon tournant.

Nous enregistrons les raies ($L\alpha$ de l'U à la position 26,14 d°
($L\alpha$ du Th " 27,46 d°
($L\beta$ du Pb " 28,23 d°

2. 2. 5. Résultats

Nous arrêtons l'enregistrement lorsque sont inscrits une vingtaine de triplets (U, Th, Pb) mesurés à angles croissants et décroissants. Nous devons alors mesurer les pics en ne tenant pas compte du bruit de fond (méthode graphique) puis calculer les rapports :

$$\frac{\text{Th}}{\text{U}} = \frac{\text{moyenne des hauteurs des pics de Th}}{\text{moyenne des hauteurs des pics d'U}}$$

$$\frac{\text{Th}}{\text{Pb}} = \frac{\text{moyenne des hauteurs des pics de Th}}{\text{moyenne des hauteurs des pics de Pb}}$$

$$\frac{\text{U}}{\text{Pb}} = \frac{\text{moyenne des hauteurs des pics d'U}}{\text{moyenne des hauteurs des pics de Pb}}$$

Un programme de calcul en algol a été mis au point par J. B. STORET (1968) ; il donne l'âge et l'erreur.

2. 3. Discussion sur la méthode au plomb total

Nous avons vu que trois conditions gouvernaient la signification des âges obtenus par cette méthode :

- cristallisation des zircons pendant la mise en place de la roche ;
- Pb du zircon entièrement d'origine radiogénique ;
- le zircon est un milieu clos, il n'y a ni fuite, ni enrichissements d'éléments.

Or l'une d'entre elles peut ne pas être remplie. Il ne faut pas oublier que métamorphismes et granitisations ont des répercussions plus ou moins importantes sur les zircons des roches affectées. Ces zircons peuvent être :

- soit totalement conservés, et l'âge obtenu sera celui des terrains initiaux ;
- soit nourris ; de nouvelles zonations apparaissent alors mais le noyau central, qui correspond au zircon initial, est visible ; l'âge sera intermédiaire entre ceux des deux phénomènes ;
- soit totalement détruit avec une nouvelle cristallisation : l'âge sera alors celui de ce dernier phénomène.

S'il y a fuite hors du cristal de zircon d'U, Th ou Pb, les âges obtenus seront :

- soit trop vieux s'il y a fuite d'U (Th), le rapport U/Pb étant plus faible, donc le rapport égal à t plus fort ;
- soit trop jeune, s'il y a fuite de plomb, pour des raisons inverses.

Si le cristal de zircon, lors de sa croissance, a englobé accidentellement du plomb non radiogénique, ^{204}Pb , les âges seront alors trop vieux.

Il est actuellement impossible de déterminer par fluorescence X si l'un ou l'autre des phénomènes, ou l'ensemble, a eu lieu. Nous pouvons constater si l'âge obtenu par cette méthode concorde, ou non, avec les observations géologiques. Cependant nous pouvons voir au microscope si les zircons sont métamictes, zonés, ou sont des monocristaux très limpides, et par conséquent juger de la signification des âges obtenus. Nous nous apercevons ainsi que les aléas de cette méthode sont dus à deux faits distincts :

- à la cristallisation des zircons
- au dosage global des éléments U, Th, Pb.

2. 4. Description des zircons (voir pl. 16)

Nous avons travaillé sur la fraction 0,080 mm. Tous les lots ont été traités à l'eau régale. Les localisations géographiques des prélèvements sont indiquées sur la planche I bis.

- Echantillon n° 1 (BP. GA) (pl. 16, fig. 1) : enclave de granite d'anatexie dans le granite à gros grain du massif du Pelvoux-pic de Clouzis. Lieu de prélèvement : Ailefroide (x = 923,28 ; y = 294,54 ; z = 1670).

Cristaux hypidiomorphes, pratiquement incolores en lumière réfléchie, opaques en lumière transmise. Ils présentent une zonation ; certains sont fissurés et contiennent des inclusions.

- Echantillon n° 2 (BP. G3) (pl. 16, fig. 2) : granite à grain moyen du massif du Pelvoux-pic de Clouzis. Lieu de prélèvement : Clapouse (x = 923,34 ; y = 292,70 ; z = 2280).

Cristaux idiomorphes. En lumière réfléchie, rouge foncé à rouge brun opaque en lumière transmise. Cristaux légèrement zonés, avec très peu d'inclusions.

- Echantillon n° 3 (BP. G4) (pl. 16, fig. 3) : granite à grain moyen du massif du Pelvoux-pic de Clouzis. Lieu de prélèvement : Sialouze (x = 919,71 ; y = 295,40 ; z = 3400).

Cristaux hypidiomorphes, bruns en lumière réfléchie, opaques en lumière transmise. Cristaux très fissurés à surface "mâchée".

- Echantillon n° 4 (BP. G5)(pl. 16, fig. 4) : granite porphyroïde du massif du Pelvoux - pic de Clouzis. Lieu de prélèvement Riou Blanc (x = 919,60 ; y = 289,68 ; z = 1850).

Mélange de cristaux hipidiomorphes et idiomorphes, bruns en lumière réfléchie, opaques en lumière transmise. Cristaux fissurés à nombreuses inclusions.

- Echantillon n° 5 (BP. G7)(pl. 16, fig. 5) : granite à grain fin du massif du Pelvoux - pic de Clouzis. Lieu de prélèvement : Entre les Aigues (x = 920,75 ; y = 289,27 ; z = 1650).

Zircons métamictes.

- Echantillon n° 6 (BP. G8)(pl. 16, fig. 6) : granite à grain moyen du massif de la montagne des Bans. Lieu de prélèvement : ravin de Coste Gounlier (x = 917,14 ; y = 289,84 ; z = 2350).

Cristaux idiomorphes, blanc-bleuté en lumière réfléchie, translucides en lumière transmise. Cristaux légèrement zonés, peu d'inclusions.

- Echantillon n° 7 (GL. G9) (pl. 16, fig. 7) : granite à grain fin du massif de Combeynot. Lieu de prélèvement : vallon du Tabuc (x = 925,12 ; y = 306,20 ; z = 1610).

Cristaux idiomorphes, incolores en lumière réfléchie, semi-opaques en lumière transmise. Ils sont légèrement zonés avec peu d'inclusions.

- Echantillon n° 8 (GL. G10) (pl. 16, fig. 8) : granite à gros grain du massif de Combeynot. Lieu de prélèvement : vallon du Tabuc (x = 924,0 ; y = 305,95 ; z = 1940).

- Echantillon n° 9 (BP. MB)(pl. 16, fig. 9) : migmatites du complexe intermédiaire. Lieu de prélèvement : Béassac (x = 923,06 ; y = 289,72 ; z = 1510).

Cristaux idiomorphes, blanc-bleuté en lumière réfléchie, très translucides en lumière transmise. Ils sont sans inclusion et très limpides.

- Echantillon n° 10 (BP. Γ B) (pl. 16, fig. 10) : gneiss migmatitiques du complexe intermédiaire. Lieu de prélèvement : ravin de Peyre Arguet (x = 918,56 ; y = 289,43 ; z = 1920). Cristaux identiques à ceux de l'échantillon n° 9)

III. II. 3. Méthode au strontium¹

(cf. 3e édition de la note de M. BONHOMME et al., par M. VACHETTE, 1969).

La mesure du rapport des valeurs q/m (q = charge, m = masse) relatives à deux ions permet de mesurer à un nombre entier près le rapport des masses

1. Toutes les manipulations correspondant à cette méthode ont été effectuées au Lab. Géol. de Clermont-Ferrand.

des atomes qui le constituent, c'est-à-dire le rapport des masses atomiques des éléments qui les fournissent. Presque tous les corps se comportent comme un mélange de plusieurs éléments : ces éléments sont appelés isotopes, ils ont le même numéro atomique mais possèdent des masses différentes.

Ex. : atome d'hydrogène 99,9 % de ${}^1_1\text{H}$ et 0,1 % de ${}^2_1\text{H}$

3. 1. Principes

Les minéraux potassiques (biotite, muscovite, lépidolite, feldspath potassique et plagioclase) renferment fréquemment du rubidium (Rb) qui remplace l'ion K^+ dans leurs structures/ Le rubidium est formé de deux isotopes :

85 Rb à 72,15 %
87 Rb à 27,85 %

L'isotope 87 Rb est radioactif, et, par désintégration β^- , suivant une constante $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11}$ ans, donne naissance à l'isotope strontium 87 appelé strontium radiogénique et noté ${}^{87}\text{Sr}^*$. Mais à côté de ce ${}^{87}\text{Sr}^*$, les minéraux contiennent du strontium appelé primaire dont l'origine est indépendante de toute réaction de désintégration. Ce strontium primaire ou initial est formé d'isotopes stables de masse 84, 86, 87 et 88.

La teneur en ${}^{87}\text{Sr}^*$ d'un minéral est obtenue en retranchant du strontium total qui y est contenu (noté ${}^{87}\text{Sr}_T$) le strontium initial (noté ${}^{87}\text{Sr}_I$). Il faut donc connaître la composition isotopique du strontium initial.

On peut, ou non, se fixer la composition isotopique du strontium initial en admettant son égalité avec celle du strontium commun de l'époque¹. Ceci permet d'appliquer plusieurs modèles de calcul d'âge.

3. 2. Modèles de calcul d'âge

3. 2. 1. Modèle au strontium primaire conventionnel

Hypothèse : la composition du Sr commun de l'époque n'a pas varié au cours des temps ; elle est identique à celle du Sr commun actuel appelé strontium normal (Sr_N), c'est-à-dire à celle du Sr dont le milieu possède un rapport Rb/Sr voisin de zéro ; par exemple, eau de mer où :

$${}^{84}\text{Sr}_N = 0,0056$$

$${}^{86}\text{Sr}_N = 0,0986$$

$${}^{87}\text{Sr}_N = 0,0702$$

$${}^{88}\text{Sr}_N = 0,8256$$

$$\text{On peut écrire : } {}^{87}\text{Sr}_N / {}^{86}\text{Sr}_N = 0,712$$

1. Le strontium commun de l'époque est le strontium qui existait dans le milieu ambiant lors de la formation des minéraux.

En dosant l'isotope ^{88}Sr , on obtient la teneur en Sr total ou moderne. En admettant l'égalité entre les compositions isotopiques du Sr_I et du Sr_N , on connaîtra alors la teneur en $^{87}\text{Sr}_I$.

En dosant ^{87}Rb , on peut calculer l'âge t :

$$t = 1/\lambda \times \text{Log}_e \left(1 + \frac{^{87}\text{Sr}_I - ^{87}\text{Sr}_N}{^{87}\text{Rb}} \right)$$

Cet âge correspond soit à la cristallisation du minéral, soit à un phénomène géologique ultérieur ; il n'a pas de signification si l'hypothèse est fautive.

Cette méthode ne s'applique qu'aux minéraux chimiquement clos, et devient erronée lorsqu'il s'agit de minéraux de métamorphisme.

3. 2. 2. Modèle au strontium conventionnel par isochrone

On se sert encore de la valeur $^{87}\text{Sr}_N/^{86}\text{Sr}_N = 0,712$.

Pour éliminer certaines incertitudes (minéraux = milieux chimiquement clos) il faut doser plusieurs minéraux d'une même roche ou plusieurs roches totales (RT) d'une même formation.

Caractérisons un minéral, ou une roche totale, par la valeur des rapports $Y = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $X = ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$; à chaque minéral ou roche totale correspond un point représentatif, que nous porterons sur un diagramme en X et Y.

Il existe plusieurs cas :

3. 2. 2. 1. Cas des minéraux riches en Sr^* (pl. 17)

Leurs points représentatifs (P_1, P_2, P_3) vont se trouver éloignés de l'origine 0,712. Si une droite, appelée isochrone, passe par leurs points représentatifs et l'origine, ce ci montre :

- que ces minéraux ont cristallisé dans un milieu qui avait partout le même strontium initial de composition isotopique $^{87}\text{Sr}_I/^{86}\text{Sr}_I = 0,712$.

- ou bien qu'il ont été tous rajeunis.

Par contre, si un minéral ne s'aligne pas avec les autres, il a perdu du Sr^* .

L'âge de la cristallisation (ou du phénomène qui a provoqué le rajeunissement) est déterminé par l'angle Θ que fait l'isochrone avec l'axe des X :

$$\operatorname{tg}\Theta = \frac{87\text{Sr}/86\text{Sr} - 0,712}{87\text{Rb}/86\text{Sr}}$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \operatorname{Log}_e \left(1 + \frac{87\text{Sr}_M - 87\text{Sr}_N}{87\text{Rb}} \right) = \frac{1}{\lambda} \operatorname{Log}_e \left(1 + \frac{87\text{Sr}_M/86\text{Sr}_M - 87\text{Sr}_N/86\text{Sr}_N}{87\text{Rb}/86\text{Sr}_M} \right) \quad (1)$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \operatorname{Log}_e(1 + \operatorname{tg}\Theta)$$

Une erreur sur le rapport 0,712 choisi conventionnellement entraîne une faible erreur sur Θ et donc sur t pour ces minéraux.

3. 2. 2. 2. Cas des minéraux pauvres en Sr* (pl. 17, fig. 1)

Leurs points représentatifs (P_4, P_5, P_6) sont rapprochés de l'origine 0,712 ; une légère erreur sur cette origine entraîne une forte erreur sur Θ , donc sur t . Dans ce cas on applique le modèle suivant.

3. 2. 3. Modèle d'âge au Sr ajusté par isochrone (pl. 17, fig. 2)

Si on dispose de plusieurs minéraux ou roches totales ayant évolué de la même manière, on admet :

- que le strontium initial est le même ;
- que leur âge est donné par la pente de l'isochrone.

Soit M_1, M_2, M_3, M_4 , les points représentatifs des minéraux, ou des roches totales, sur le diagramme. L'équation de l'isochrone passant par ces trois points est de la forme : $y = a + bx + \dots$, avec $b = \operatorname{tg}\Theta$

$a =$ valeur du rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ initial;
d'où $t = \frac{1}{\lambda} \operatorname{Log}_e(1 + \operatorname{tg}\Theta)$.

Lorsque l'on dispose de plusieurs points, ils ne sont jamais parfaitement alignés et le calcul exact de l'isochrone par méthode graphique devient impossible : on utilise alors la méthode mathématique des régressions où la valeur des rapports des teneurs en strontium est ajustée.

Un programme de calcul qui donne âge et erreur a été mis au point par P. BUSSIERE et al. (1967).

(1) La teneur en nombre d'atomes du strontium moderne en 86Sr est égale à celle du strontium normal en 86Sr , d'où $(86\text{Sr}_M) = (86\text{Sr}_N)$.

3. 3. Modes opératoires

3. 3. 1. Prélèvement

Il faut récolter plusieurs échantillons d'une même formation afin d'obtenir un nombre suffisant de points. Les échantillons prélevés doivent être frais, exempts de mousse, lichen, qui ont la propriété de fixer le Sr.

-- Si la formation est homogène : prévoir un échantillonnage à maille lâche (100 ou 500 m), afin que les roches prélevées aient un rapport Rb/Sr différent, cela permettant une meilleure définition de l'isochrone (points éloignés les uns des autres).

- Sur un échantillon de 5 à 10 kg, on extrait les minéraux potassiques (5 à 10 gr chacun) que l'on dose ainsi que la roche totale,

- sur les échantillons de 1 kg chacun, on dose la roche totale.

-- Si la formation est hétérogène : prévoir le même échantillonnage mais à maille serrée (tous les 10 m par exemple); les roches prélevées ont plus de chance d'avoir des rapports Rb/Sr différents.

3. 3. 2. Concassage, broyage, tamisage et tri

Voir le tableau récapitulatif pl. 18.

3. 3. 3. Chimie¹

Le Rb et le Sr de l'échantillon doivent être mis en solution et purifiés (solutions de mesure) ; on obtient trois solutions pour chaque échantillon.

3. 3. 3. 1. La dilution du Rb : pour le dosage du Rb

On ajoute au Rb de l'échantillon un spike² enrichi en 87 Rb. La mesure 85/87 du mélange permet de calculer les quantités relatives du spike et du Rb de l'échantillon d'une part, la quantité de 87 Rb présent dans l'échantillon d'autre part.

3. 3. 3. 2. La dilution du Sr : pour le dosage du Sr

Le spike adjoint est enrichi en 86 Sr. La mesure du rapport 86 Sr/88 Sr permet de calculer les quantités relatives de l'étalon, du Sr normal de l'échantillon, du 87 Sr_N de l'échantillon. La mesure du rapport 87 Sr/88 Sr permet de calculer les quantités relatives de 87 Sr et de 87 Sr total, par différence de 87 Sr*.

1. Mlle SAURET (Lab. Géol. Clermont-Ferrand)

2. Spike = étalon de composition isotopique connue.

3. 3. 3. Pour les minéraux pauvres en Sr, le calcul de $87\text{ Sr}/88\text{ Sr}$ n'est pas précis ; on doit mesurer au spectromètre de masse les rapports $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ et $86\text{ Sr}/88\text{ Sr}$ sur une fraction de solution sans spike, ce qui permet la détermination de la constitution isotopique du Sr_N .

3. 3. 4. Dosage des masses du Rb et du Sr au spectromètre de masse (pl. 19)

Les atomes de l'une des solutions de mesure déposée sur le filament (a) du spectromètre sont ionisés, accélérés (b), et dérivés par le champ magnétique (c) de manière à concentrer les ions de mêmes masse sur le collecteur (d). Les différentes masses sont détectées en faisant varier le champ magnétique, puis elles sont enregistrées (e).

Les enregistrements sont obtenus sur spectromètres A. E. I. MS2S

- secteur 90° rayon 15 cm,
- vide $5 \cdot 10^{-7}$ mm de Hg,
- champ magnétique variant,
- source du type pour solide,
- circuits électrostatiques : chauffage du filament (2 000 V),
balayage et focalisation,
amplificateur.

On enregistre un diagramme dont les pics correspondent, et sont proportionnels :

- aux masses 85 et 87 du Rb de la solution de mesure "dilution isotopique du Rb"
- aux masses 86 et 88 du Sr " " " " " Sr"
- aux masses 86, 87 et 88 du Sr " " "constitution isotopique du Sr."

Les diagrammes tracés doivent avoir un bruit de fond continu horizontal. Après avoir joint les sommets des pics homologues, on mesure leur hauteur. On porte les résultats sur une fiche de calcul.

3. 4. Discussion sur la méthode au strontium (M. ROQUES, conférence mars 1968)

Cette méthode a été fortement critiquée tant que l'on n'utilisait que des biotites, minéraux peu résistants qui perdent leurs éléments K, Rb, Sr lors d'un quelconque métamorphisme, mais elle a été de plus en plus prise en considération au fur et à mesure que d'autres minéraux, roches totales et modèles de calcul d'âge étaient utilisés, bien que cela ne fasse pas disparaître tous les problèmes.

Revenons sur la signification des isochrones : l'alignement des points montre qu'à un moment donné les minéraux ont eu le même Sr initial signifiant :

- 1) soit que la concentration s'est effectuée à partir d'un même milieu,
- 2) soit qu'il y a eu homogénéisation, celle-ci pouvant se produire à des échelles variées (échelle de la roche, de la carrière, du massif).

On s'aperçoit donc que cette méthode dépend pour beaucoup du matériel utilisé (minéraux ou roche totale), de la manière dont l'échantillonnage a été réalisé ce qui implique que l'on doit connaître, avant de l'appliquer, les caractères pétrographiques des différentes unités que nous voulons dater, et si possible leur chronologie relative. Les limites d'une telle méthode dépendent de faits géologiques, et même ses résultats non significatifs (à première vue) amènent à une plus grande compréhension des faits géologiques (voir discussion des résultats).

3. 5. Description des minéraux utilisés

La localisation géographique des prélèvements est indiquée sur la planche n° 1 bis. La description détaillée des minéraux a été faite lors de l'étude pétrographique des divers faciès : granites circonscrits (deuxième partie), formations encaissantes (A. PECHER, 1970).

Rappelons très brièvement leurs caractères :

- . biotites des granites intrusifs entièrement chloritisées,
- . feldspaths potassiques : microcline et orthose perthitiques,
- . plagioclases séricitisés.

III. III. INTERPRETATION DES RESULTATS

(pl. 20 et 21 ; pl. 1 bis)

En considérant l'histoire géologique des massifs cristallins externes des Alpes, nous nous attendions à trouver un âge hercynien pour les granites intrusifs ; par contre, nous n'avions aucune idée sur ceux des formations encaissantes. Lors des études pétrographiques fines, nous nous sommes aperçu que les formations encaissantes, très voisines les unes des autres, possédaient des caractères métamorphiques très différents ; une orogénèse unique ne pouvait être responsable d'un métamorphisme à la fois de type catazonal (faciès granulite, faciès migmatitique) et de type épizonal (faciès volcano-détritique). Nous avons donc conclu à l'existence de hiatus importants entre les périodes d'individualisation des faciès. Ceci a facilité l'interprétation des résultats géochronométriques. Il est difficile de comparer les âges obtenus par diverses méthodes, surtout quand elles font appel à des minéraux différents, mais cette comparaison nous permet de voir si les âges sont significatifs, c'est-à-dire s'ils correspondent à un fait géologique. Mais il est évidemment illusoire de croire que ces méthodes nous permettent d'établir une chronologie fine des événements géologiques.

III. III. 1. Interprétation des résultats non significatifs

III. 1. 1. Résultats obtenus par la méthode au plomb total

Sur les huit échantillons de granites intrusifs, quatre ont des âges qui ne concordent pas avec l'hypothèse hercynienne.

Les résultats de : 208 MA pour l'échantillon 3 (BP. G4) du granite à grain moyen de Sialouze, de 205 MA pour l'échantillon 4 (BP. G5) du granite porphyroïde du Riou Blanc, sont trop jeunes. L'âge de 890 MA pour l'échantillon 5 (BP. G7) du granite à grain fin d'Entre les Aigues est trop vieux. Ces trois types de granite appartiennent au pourtour du massif du Pelvoux - pic de Clouzis, mais leurs zircons sont altérés. CATANZARO (1968) a observé que les phénomènes hydrothermaux pouvaient favoriser l'altération des zircons, ceux-ci perdent leur plomb radiogénique (âge plus jeune) ou sont enrichis en plomb non radiogénique (âge plus vieux). Or, les phénomènes hydrothermaux sont présents dans nos granites ; et ils peuvent être mieux exprimés localement (microcline xénomorphe abondant, porphyroblastes ...) ; en ces mêmes endroits, les zircons sont altérés, ce qui est satisfaisant et montre l'existence de phénomènes d'altération localement accusés.

L'âge de 550 MA de l'échantillon 1 (BP. GA) du granite à gros grain prélevé à Ailefroide est encore plus compréhensible. Nous avons, en fait, échantillonné une enclave énallogène de granite d'anatexie. Cette enclave n'a pas été remobilisée par le granite à gros grain (massif du Pelvoux - pic de Clouzis) car

elle conserve le chimisme global des granites d'anatexie granodioritique (analyse chimique 240). L'âge obtenu est alors celui des migmatites et granite d'anatexie encaissants.

II. 1. 2. Résultats obtenus par la méthode au strontium

Les résultats ont été calculés par le modèle strontium conventionnel par isochrone, tracée graphiquement, quand cela a été possible.

Sur l'ensemble des résultats obtenus sur les granites, un seul correspond à l'épisode hercynien, tous les autres sont trop jeunes et cela est dû aux minéraux que nous avons utilisés. Les biotites chloritisées ont, en cours de dosage, montré leur pauvreté en rubidium et strontium, donc en potassium, dont les teneurs sont inférieures à celles des feldspaths potassiques, ce qui est inhabituel. Le microcline a dû être nourri, en partie, par le potassium (+ Rb+Sr) libéré lors de l'altération deutérique des biotites. Le microcline xénomorphe s'étant développé en dernier, cela indique que la chloritisation générale des biotites s'est produite avant la fin de la cristallisation des granites, lors de sa mise en place finale. C'est le résultat des dosages isotopiques qui nous a aiguillé vers les problèmes précédents.

Les âges ^{non} calculables sont dus à un alignement des points représentatifs (dans le système de coordonnées $y = 87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$ et $x = 87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr}$) et il nous a été impossible de tracer une isochrone. Considérons seulement les résultats obtenus sur les granites intrusifs, ceux-ci s'échelonnent de 67 MA à 275 MA. Nous observons que les âges deviennent de plus en plus vieux lorsque nous passons du granite de la montagne des Bans par ceux du massif du Pelvoux - pic de Clouzis à ceux de Combeynot. Est-ce fortuit ou existerait-il une certaine zonation avec maximum des phénomènes hydrothermaux ? Ceci rejoint les observations faites sur les zircons. Les phénomènes d'altération sont plus ou moins exprimés et les migrations des éléments K, Rb, Sr auraient été plus prononcées dans le Sud du massif des Ecrins-Pelvoux qu'au Nord, ce qui pourrait expliquer la répartition des âges. Puis ces phénomènes ne deviendraient plus gênants pour la géochronométrie. Il est à noter que, dans le massif du Rochail (à l'Ouest du secteur étudié) les phyllites sont des biotites chloritisées et les âges obtenus sur ces minéraux sont significatifs (M. BONHOMME et al., 1963) ; que la chloritisation y est décrite comme le résultat d'une "autopneumatolyse contemporaine de la fin de la mise en place du granite".

Nous manquons de renseignements pour pouvoir expliquer le fait suivant : l'altération des zircons est nette dans les granites du massif du Pelvoux - pic de Clouzis, mais est inexistante dans le granite de la montagne des Bans (échantillon 4, BP. G4) dont l'âge obtenu par la méthode au strontium est pourtant le plus jeune. Il se pourrait qu'aux phénomènes hydrothermaux, liés à la fin de la mise en place des granites circonscrits, se surimposent des phénomènes ultérieurs, peut-être alpins, qui auraient localement accusé les désordres créés par les premiers, et cela sur les minéraux les plus fragiles : les phyllites.

III. III. 2. Interprétation des résultats significatifs

Nous avons dressé le tableau (pl. 22) de tous les résultats obtenus, par diverses méthodes géochronométriques, dans les massifs des Ecrins-Pelvoux ; malheureusement, certaines formations sont encore mal définies pétrographiquement et l'interprétation de leurs âges est plus délicate.

L'individualisation complète des ensembles pétrographiques, affleurant dans le secteur étudié, a été effectuée trop tard pour que nous puissions reprendre notre échantillonnage déjà réalisé au cours de l'été 1968. Mais il ne faut pas croire que les résultats obtenus soient sans intérêt, certains d'entre eux ont nettement contribué à la définition de la chronologie des événements géologiques.

Les divers ensembles définis se répartissent schématiquement en :

- ensembles du vieux socle :
 - le vieux socle proprement dit (A. PECHER, 1970),
 - le complexe intermédiaire (C. GILLOT-BARBIERI, 1970) ;
- ensembles hercyniens :
 - le complexe volcano-sédimentaire (J. C. LACOMBE, 1970),
 - les granites circonscrits (A. BARBIERI, 1970).

Reprenons les définitions de ces ensembles. Les métamorphismes qui ont amené l'individualisation de faciès tels les faciès granulite, les faciès migmatitiques et de granite d'anatexie, les faciès volcano-détritiques, ne pouvaient être tous imputés à l'orogénèse hercynienne. Surtout quand le faciès granulite joue presque le rôle de repère chronologique. Ces faits nous ont donc conduit à affirmer l'existence d'un vieux socle caractérisé par un métamorphisme fort.

III. 2. 1. Les ensembles du vieux socle

Au début, nous avons considéré ce vieux socle comme un tout précambrien (P. LE FORT et al., 1969). Mais l'étude, plus précise, des divers faciès qui le constituent, nous a fait découvrir une suite d'événements plus complexes.

2. 1. 1. Au faciès granulite, correspondant à des niveaux anhydres, sont liées des migmatites qui correspondent aux niveaux hydratés (migmatite 1). L'ensemble de ces faciès est appelé "ensemble de Peyre Arguet" (haute vallée des Bans) ; nous le considérons comme précambrien typique et il est caractérisé par un métamorphisme de type Barrow.

En quelques endroits, nous avons observé que l'ensemble de Peyre Arguet était repris par une deuxième migmatisation, les faciès dans lesquels les deux migmatisations sont visibles forment alors l'"ensemble de Claphouse". Aucune datation n'a été faite encore sur les roches de ces deux ensembles qui forment le vieux socle proprement dit.

2. 1. 2. L'ensemble des faciès où nous ne distinguons que la deuxième migmatisation est alors appelé "complexe intermédiaire". Cette deuxième migmatisation a dû mobiliser vraisemblablement des terrains de nature autre (faciès stratoldes) que celles des précédents. Ce complexe a une vaste extension dans le massif des Ecrins-Pelvoux ; il est caractérisé par des migmatites, allant jusqu'au granite d'anatexie, dues à un métamorphisme de type Abukuma (amphibolite facies). Il ne peut être qu'antérieur à l'orogénèse hercynienne, essentiellement caractérisée par le développement de la série Culm, peu métamorphisée (green schists facies).

Nous possédons trois résultats sur ce complexe intermédiaire (voir par. III. II. 2. 4) :

- 517 MA (échantillon 10, BP, B. sur les "gneiss" du vallon des Bans (Ouest de Vallouise) ;
 - 530 MA (échantillon BP, MB) sur les migmatites du Béassac (Ouest de Vallouise);
- Ces deux types de roches constituent respectivement les encaissants ouest et est des affleurements de granite intrusif du Riou Blanc du massif du Pelvoux-pic de Clouzis. Les zircons sont nets, limpides et l'explication de ces âges par des phénomènes de rajeunissement nous paraît trop facile ;
- 550 MA (échantillon 1, BP, GA) sur le granite d'anatexie en enclave dans le granite à gros grain du massif du Pelvoux-pic de Clouzis. Les zircons sont fissurés et la véracité de cet âge serait plus douteuse.

Ces résultats s'accordent avec certaines hypothèses formulées par A. PECHER. L'ensemble de Peyre Arguet est repris par la deuxième migmatisation, datée de 517-530 MA ; il lui est donc antérieur et ne peut être que précambrien.

Les âges obtenus sur le complexe intermédiaire montrent que la deuxième migmatisation se serait développée lors de l'orogénèse calédonienne phase sarde. Ce sont les seules preuves que nous ayons sur l'existence de cette orogénèse, et les arguments géochronométriques seuls ne peuvent être formels. Ne pouvant être hercynienne, la deuxième migmatisation serait due à des événements soit précambriens tardifs (phase cadomienne), soit calédoniens (phase sarde).

III. 2. 2. Les ensembles hercyniens

Nous y avons distingué deux ensembles au moins :

2. 2. 1. Un ensemble volcano-détritique de type spilite-kératophyre, terminé par

une série détritique et conglomératique¹. Cet ensemble, vu ses caractères, est défini comme étant du Culm (P. GIBERGY et al., 1970, sous presse). Lors de l'orogénèse hercynienne, cet ensemble a été peu métamorphisé (green schists facies) et recoupé par les granites circonscrits super crustaux de Combeynot en particulier.

2. 2. 2. Les âges des granites intrusifs se dispersent dans tout le Carbonifère. Ceci n'est pas étonnant, en effet, de par leurs caractères (cf. par. II. II. 7) nous avons été amené à supposer que la mise en place des granites s'étageait dans le temps. Les résultats géochronométriques obtenus, bien que dispersés, se concentrent vers deux valeurs, qui sont : 355 MA et 320 MA, et s'accordent avec une partie de nos hypothèses :

- les granites du massif de la montagne des Bans (échantillon 6, BP. G8) et le granite de l'affleurement de Claphouse (échantillon 3, BP. G3) ont des âges de 365 MA et 355 MA. Leur gisements, leur structure qui les individualisent déjà légèrement, et leur âge montrent qu'ils seraient contemporains de la série volcano-détritique. Nous pouvons les considérer, peut-être comme syntectoniques hercyniens.

- Les faciès de bordure s. stricto se seraient mis en place à la fin du Viséen. La venue des microgranites subvolcaniques aurait été annoncée par des filons de rhyolite.

- Les granites faciès type d'âge 320 MA ont recoupé les faciès de bordure au Carbonifère moyen et nous les considérons comme posttectoniques hercyniens et postmétamorphiques. Ces faciès types ont constitué la plus grande partie des massifs de granite circonscrit du Pelvoux-pic de Clouzis, de Combeynot, de Roche Méane.

III. 2. 3. Les événements alpins s'illustrent surtout par des phénomènes tectoniques, et par un réseau filonien réduit. Nous avons déjà montré que les phénomènes de chloritisation générale des biotites des granites ne pouvaient leur être imputés.

1. Certains blocs ont été datés de 633 MA, ce qui contribue à confirmer l'existence d'un vieux socle précambrien (R. CHESSEX et coll., 1964).

III. 2. 4. En résumé :

Les événements géologiques observés en la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux peuvent être classés chronologiquement en :

2. 4. 1 : individualisation du vieux socle en plusieurs étapes :

- formation d'un ensemble précambrien typique à faciès granulite et migmatites (I), à métamorphisme de type Barrow ;
- formation du Complexe intermédiaire : migmatites et granite d'anatexie (II), qui reprend localement (i), lors d'événements soit précambriens tardifs, soit calédo-niens (phase sarde) à métamorphisme de type Abukuma (amphibolite facies).

2. 4. 2. Evénements hercyniens au cours desquels nous avons montré l'existence de plusieurs phénomènes :

- volcanisme, mise en place des granites syntectoniques (360 MA) et dépôt d'une série volcano-détritique lors du Carbonifère inférieur ; cette série a été métamorphisée (Green schists facies) lors de la phase paroxysmale viséenne ;
- les faciès de bordure s. stricto des massifs de granite, dont la mise en place a dû être annoncée par certains filons de rhyolite, ont dû s'individualiser dès la fin du Carbonifère inférieur, puis,
- mise en place des massifs de granite faciès type, super crustaux posttectoniques hercyniens et postmétamorphiques. A la fin de cette mise en place, sont liés des phénomènes hydrothermaux : autométamorphisme (biotite chloritisée, plagioclase séricitisé) et cortège filonien réduit.

2. 4. 3. Evénements posthercyniens.

Mise en place de filons de rhyolite, de filons de lamprophyre (permo-triasique ?).

2. 4. 4. Evénements alpins

Formation de la chaîne des Alpes, tectonique importante.

Une telle classification chronologique n'a rien d'extraordinaire quand on replace le massif des Ecrins-Pelvoux dans le contexte géologique des Massifs cristallins externes, quand on le compare à ces massifs et à d'autres socles cristallins antéhouillers, le Massif Central français par exemple.

Quatrième partie : CONCLUSIONS GENERALES

Quatrième partie : CONCLUSIONS GENERALES

Nous allons maintenant comparer les résultats obtenus lors de l'étude de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux, à ceux obtenus et décrits en d'autres massifs cristallins voisins.

Il est toujours très délicat d'établir des corrélations entre des formations pétrographiques sises à des centaines de kilomètres les unes des autres. Mais ces corrélations nous permettent de nous rendre compte si la suite des événements qui se sont succédés dans notre secteur est plus ou moins équivalente à celle que l'on rencontre dans des régions avoisinantes et, si certains faciès jouent véritablement le rôle de repère chronologique.

IV. I. LE VIEUX SOCLE. CORRELATIONS

I. 1. Corrélations avec les autres massifs cristallins externes des Alpes : le massif des Aiguilles Rouges

KRUMMENACHER (1959 et 1965) a décrit un vieux socle à deux séries dans la chaîne des Aiguilles Rouges :

- la série de Fully qui comprend des migmatites fondamentales : migmatites I', datées du Précambrien supérieur (770 MA) ;
- la série des Aiguilles Rouges s. stricto, formée de migmatites à faciès métamorphique catazonal : migmatites II', datée du Calédonien phase tectonique (450 MA). Les arguments que possède cet auteur pour différencier ces deux séries sont d'ordres géochronométriques et structuraux.

Nous avons défini notre vieux socle comme formé de deux ensembles :

- l'ensemble Peyre Arguet, formé de roches à faciès granulite et de migmatites : migmatites I, à métamorphisme de type Barrow (cf. A. PECHER).
- le Complexe intermédiaire dont l'appellation recouvre des migmatites et granites d'anatexie : migmatites II qui reprennent localement les migmatites I, et sont d'un type de métamorphisme Abukuma. Il est daté de 530-517 MA et serait soit précambrien tardif, soit calédonien phase sarde.

L'individualisation de ces deux ensembles est essentiellement pétrographique.

Quand nous voulons comparer pétrographiquement les divers ensembles ou séries, nous nous heurtons au fait que, dans les migmatites II' (Aiguilles Rouges), se trouvent localement des roches granulitiques, alors que l'existence d'un faciès granulite dans nos roches a servi de repère chronologique pour les migmatites I (Peyre Arguet, Pelvoux). Par contre, quand nous voulons établir une échelle chronologique stricte pour ces ensembles, il apparaît :

- que l'ensemble de Peyre Arguet n'est pas daté, donc non nettement défini, mais est antérieur au complexe intermédiaire ;

- que notre complexe intermédiaire (530-517 MA) qui serait soit précambrien tardif, soit calédonien phase sarde, ne serait pas contemporain de la série des Aiguilles Rouges du Calédonien phase taconique .

Il se pourrait que la migmatisation de la série de Fully corresponde à celle de notre complexe intermédiaire, ce qui signifierait que la série des Aiguilles Rouges (s. str.) est antérieure.

I. 2. Corrélation avec le Massif Central

M. CHENEVOY (1957), FORESTIER (1961), J. M. PETERLONGO (1958) Y. VIALETTE (1962), M. TOURETTE (1967), ont décrit ou daté divers faciès appartenant à un vieux socle, qui sont groupés en :

a) ensemble précambrien dont font partie la série lyonnaise, les migmatites d'Aubusson ... post 680 MA, à métamorphisme Barrow ;

b) ensemble "silurien" formé des migmatites stratoïdes (452 à 400 MA), granite d'Ussel (450 MA) ... ce qui tendrait à prouver l'existence d'une orogénèse calédonienne phase taconique.

Ces résultats concordent avec plusieurs de nos déductions : lors du métamorphisme Barrow, se forment des migmatites et des roches à faciès granulite ; lors d'un stade ultérieur, se forment d'autres migmatites et des granites d'anatexie. Mais ils ne nous permettent pas de trancher le problème concernant l'âge de notre Complexe intermédiaire.

IV. II. LES EVENEMENTS HERCINIENS, CORRELATIONS

Nous retrouvons certains de leurs caractéristiques autant dans les massifs cristallins externes que dans le Massif Central.

Des séries dévoniennes et début Carbonifère (Viséen) y sont décrites (J. M. PETERLONGO, 1958 ; R. LAURENT, 1966) comme accompagnées d'épisodes volcaniques, puis métamorphosées dans une ambiance épizonale (green schist facies) lors de la phase majeure de l'orogénèse hercynienne. Les granites circonscrits s'y sont mis en place au cours d'une granitisation à deux phases paroxysmales (J. M. PETERLONGO, 1958 ; Y. VIALETTE, 1965). Le premier temps de granitisation est syntectonique, et daté du Carbonifère inférieur. Le second temps est posttectonique et daté du Wesphalien. Nous y relevons donc des phénomènes presque identiques, bien que dans le massif des Ecrins-Pelvoux les séries dévoniennes ne soient pas connues pour l'instant, et que la deuxième phase de granitisation semble plutôt Carbonifère moyen.

IV. III. EN CONCLUSION

Ces corrélations nous montrent que les caractères généraux des ensembles, décrits dans le massif des Ecrins-Pelvoux, ne sont pas uniques, qu'ils ont de nombreuses similitudes avec d'autres formations appartenant à des massifs différents. Mais nous ne savons toujours pas si nous devons rattacher le complexe intermédiaire à des événements soit tardi-précambriens, ce qui implique un âge antéinfracambrien pour l'ensemble granulite ; soit calédonien ; les restes de telles orogénèses restent mal définis en France et dans les Alpes, a fortiori où elles sont trop oblitérées par la phase alpine. Les observations faites dans la Montagne Noire (Sud du Massif Central) par GEZE (1949), semblent faire douter de l'existence d'une orogénèse calédonienne, cependant il est curieux que des âges de 530 à 450 MA soient obtenus (surtout 450 MA) pour divers faciès possédant certains caractères métamorphiques particuliers, appartenant aux Alpes suisses, françaises et au Massif Central. L'explication systématique de tels âges par des phénomènes de rajeunissement nous semble trop facile. De toute façon, nous ne pensons pas que ce soit dans le massif des Ecrins-Pelvoux que des preuves irréfutables de l'existence d'une orogénèse calédonienne puissent être trouvées.

Les études menées contribuent à concevoir l'existence, tout au long de l'arc occidental des Alpes, d'une dorsale de vieux socle, en entier ou en partie précambrien, s'envoyant par endroits sous les formations métamorphiques discontinues du cycle hercynien. La présence de ce soubassement granito-gneissique permet de mieux comprendre le caractère essentiellement intracratonique de l'orogénèse hercynienne de nos régions.

VI. IV. EPILOGUE

Les résultats de la campagne géochronométrique (été 1968) ne sont pas tous pleinement satisfaisants. Or, j'ai été amené à effectuer cette campagne avant que les études pétrographiques nous aient conduits à définir des ensembles chronologiquement différents ; c'est pourquoi les âges absolus de certains d'entre eux ne sont pas connus. Ce n'est que maintenant qu'une telle campagne porterait tous ses fruits.

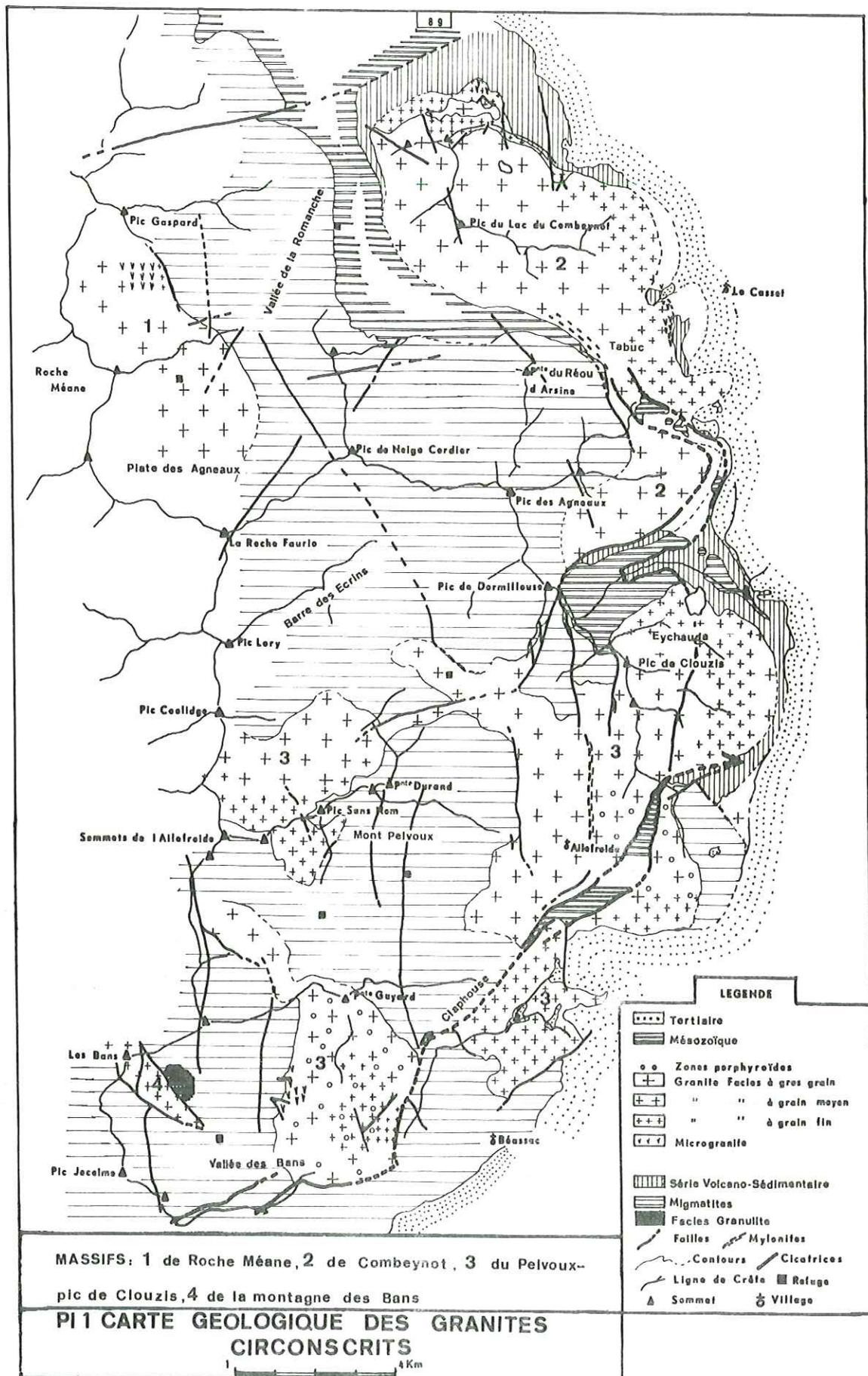
Actuellement, le vieux socle pose encore de nombreux problèmes. L'âge de la série précambrienne n'a pas été nettement défini, l'épisode précambrien correspondant à une histoire longue et complexe. Des datations sur zircons (méthode isotopique si possible) apporteront vraisemblablement des précisions.

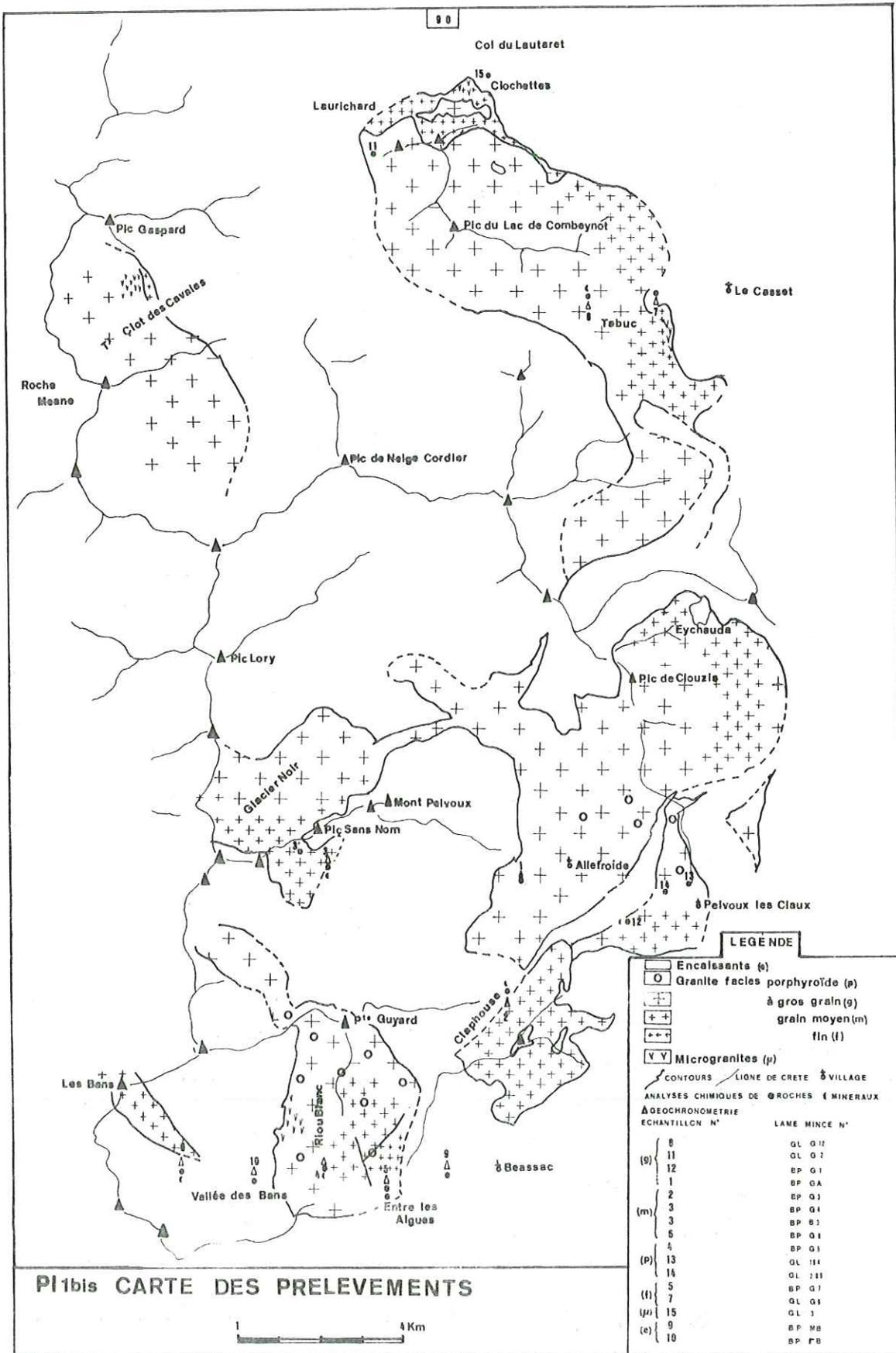
Quant au complexe intermédiaire, il correspondrait à une homogénéisation de terrains différents. Des datations par la méthode au strontium sur les mobilisats (roche totale) et par la méthode à l'argon sur les grands niveaux amphiboliques (roche totale et minéraux) permettraient d'obtenir plus sûrement l'âge de cette homogénéisation.

Nous nous apercevons donc que les méthodes et les échantillons doivent être choisis en fonction des problèmes posés. La géochronométrie n'apporte des éléments vraiment significatifs que si l'on connaît les caractères géologiques généraux des séries que l'on veut dater. Le résultat-chiffre n'a pas de valeur intrinsèque péremptoire, c'est un argument géologique au même titre qu'une association pétrographique ; il faut toujours le replacer dans son contexte géologique global. L'application des méthodes géochronométriques ne peut être automatique, aucune n'étant parfaite.

Bien qu'il reste encore des problèmes nombreux, passionnants à résoudre, le travail que nous avons réalisé en équipe, dans la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux, nous a permis de définir plusieurs ensembles et d'en déterminer la chronologie, ce qui nous amène à une plus grande compréhension de l'histoire de ce massif.

FIGURES et PLANCHES





Pl.2 : GISEMENT DES GRANITES (p20)

FIG.1 : MASSIF DE COMBEYNOT

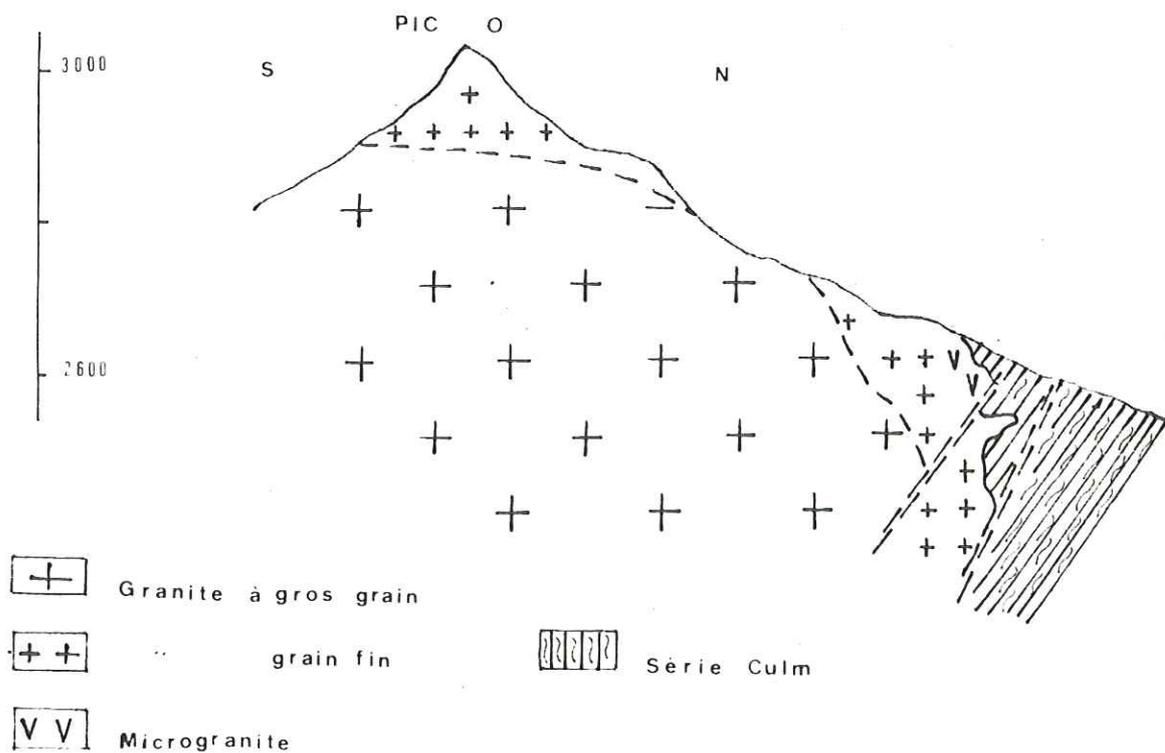
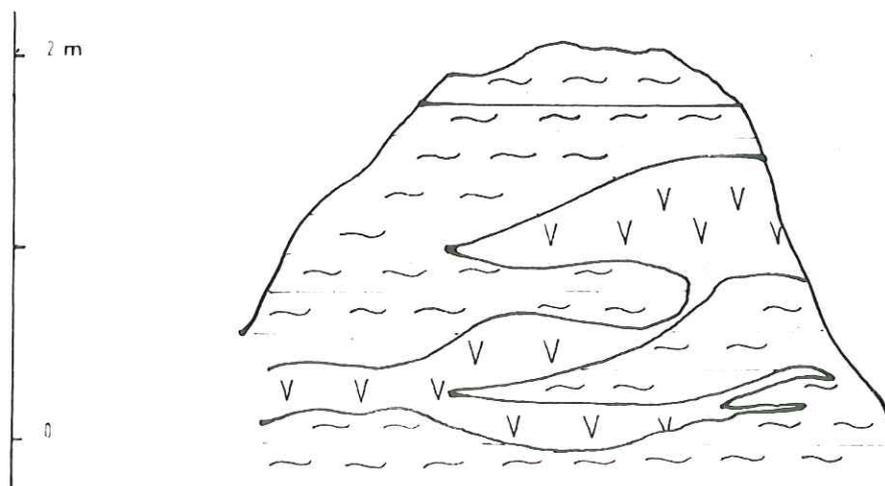
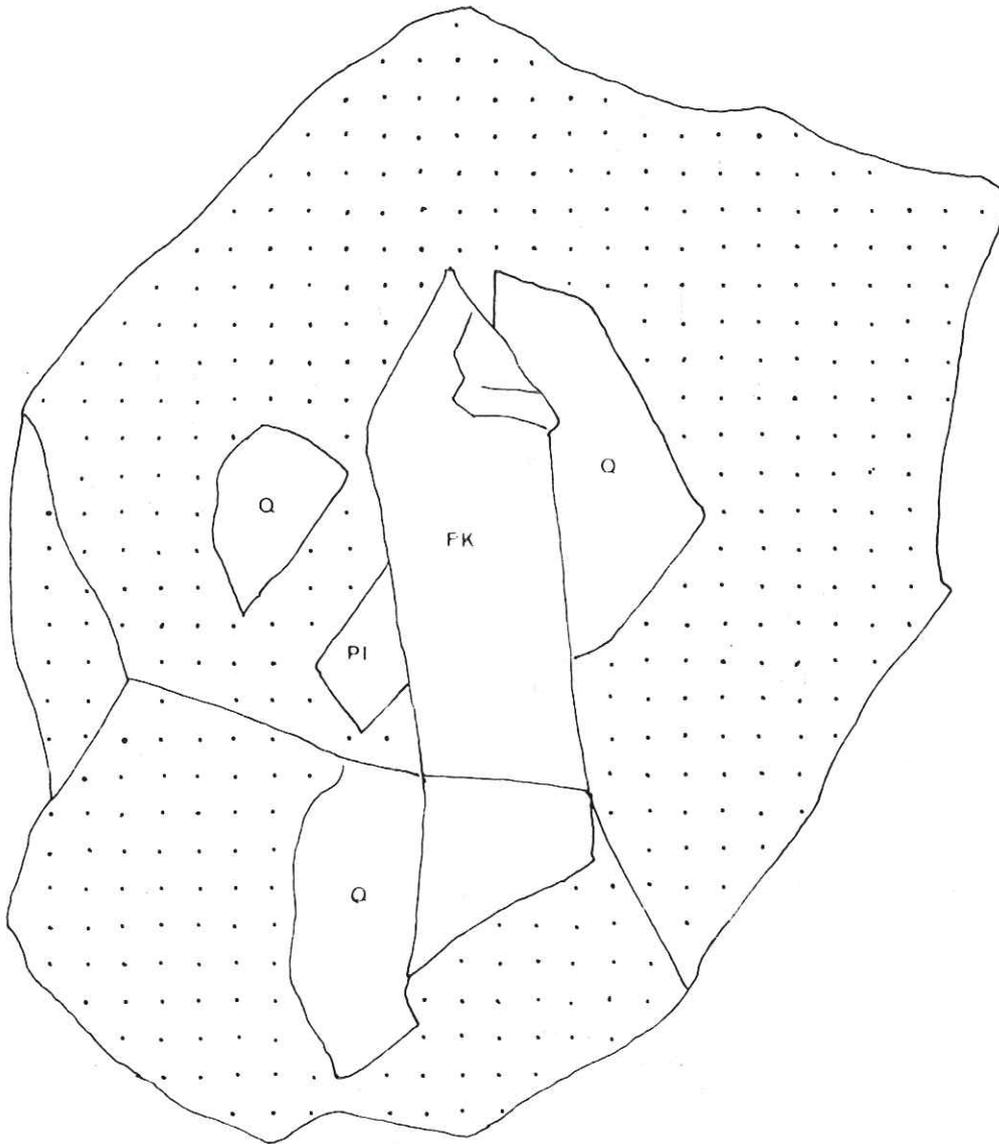


FIG.2 : Détail : Microgranite en flamme dans la Série Culm





Q Quartz

FK Feldspath potassique

Pl Plagioclase

FIG 4 GRANITE PEGMATOIDE (p 23)

0 6cm

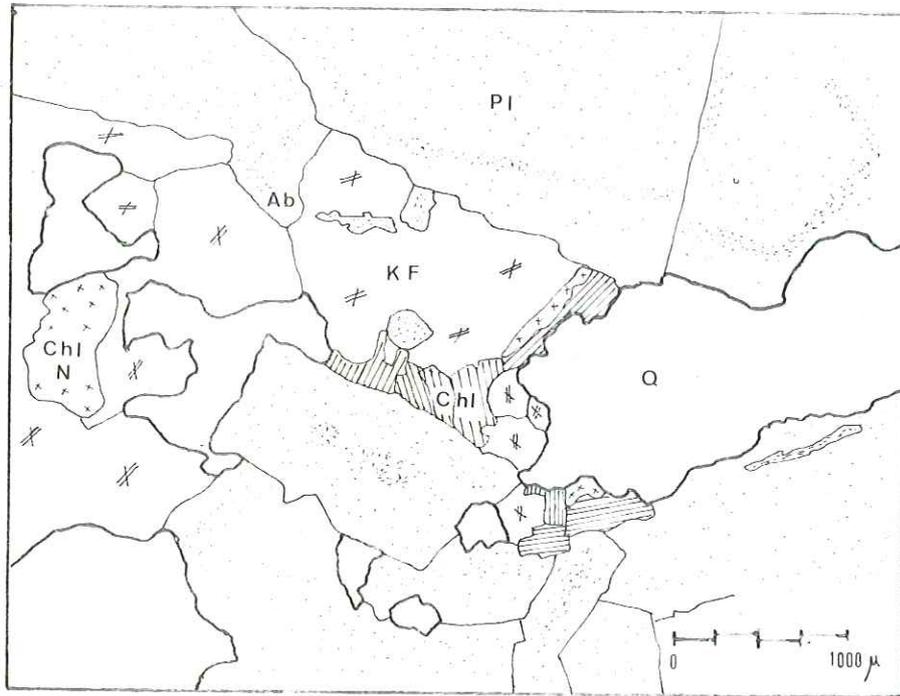


Fig 5 Granite à gros grain

- Q Quartz
- PI Plagioclase, Ab Albite
- KF Feldspath potassique
- Chl Chlorite
- Chl N " de néoformation

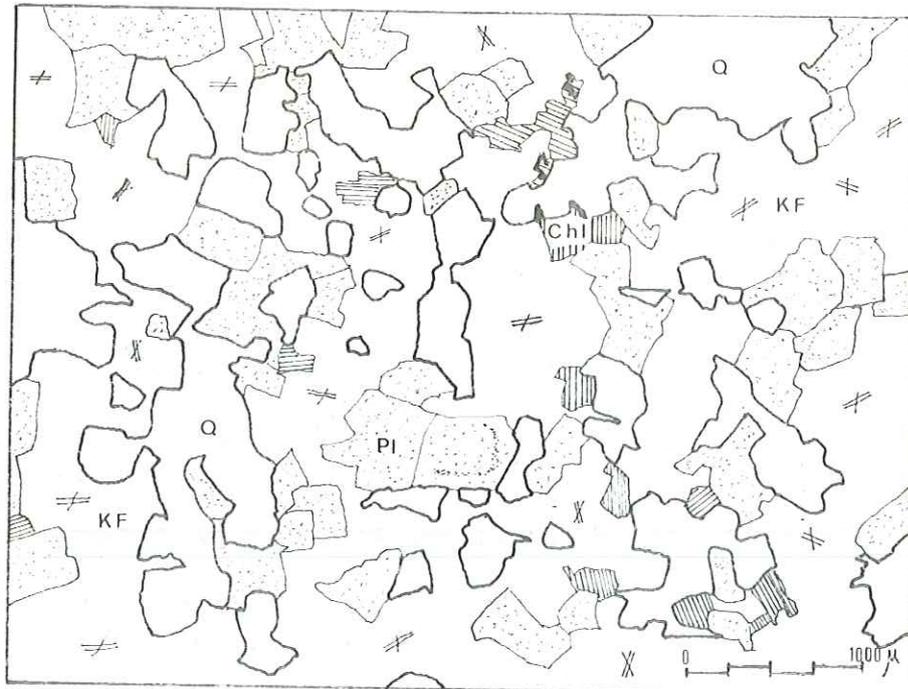


Fig 6 Granite à grain moyen (même légende)



Fig 8

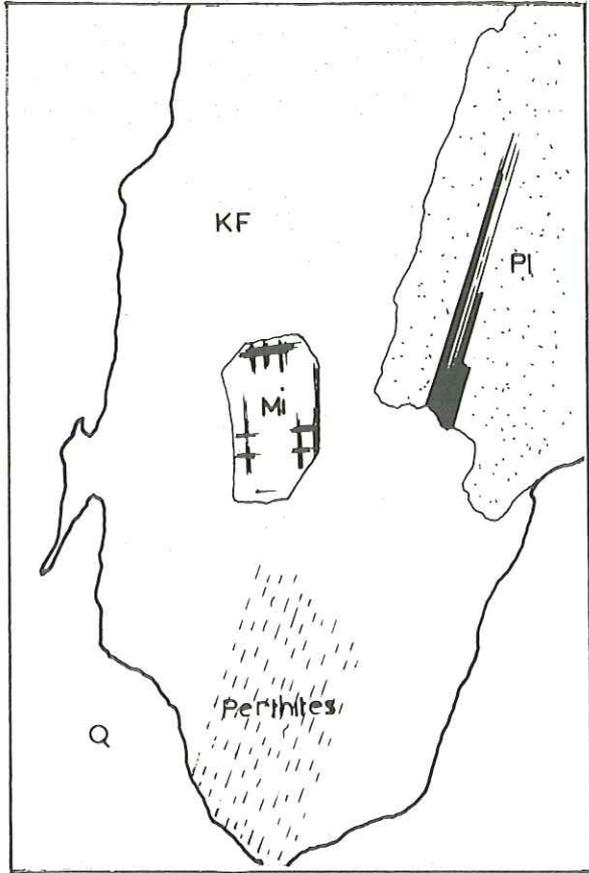


Fig 9

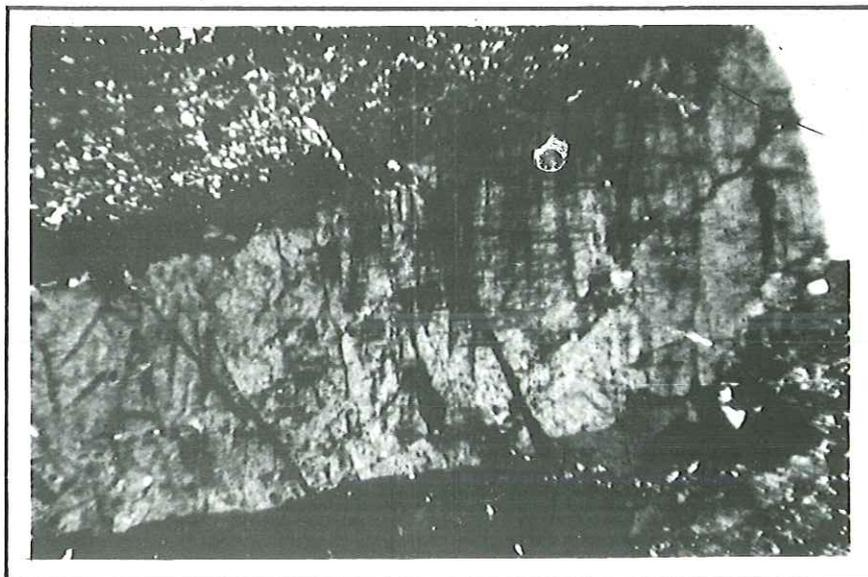


Fig 10

Planche 4 : disposition de la macle du microcline dans les cristaux de feldspath potassique, (KF)

- Fig. 8 : feldspath à coeur d'orthose et bordure de microcline macle,
- Fig. 9 : feldspath à coeur de microcline maclé, (Mi)
- Fig. 10: feldspath à bordure de microcline maclé en taches diffuses.



Fig. 11

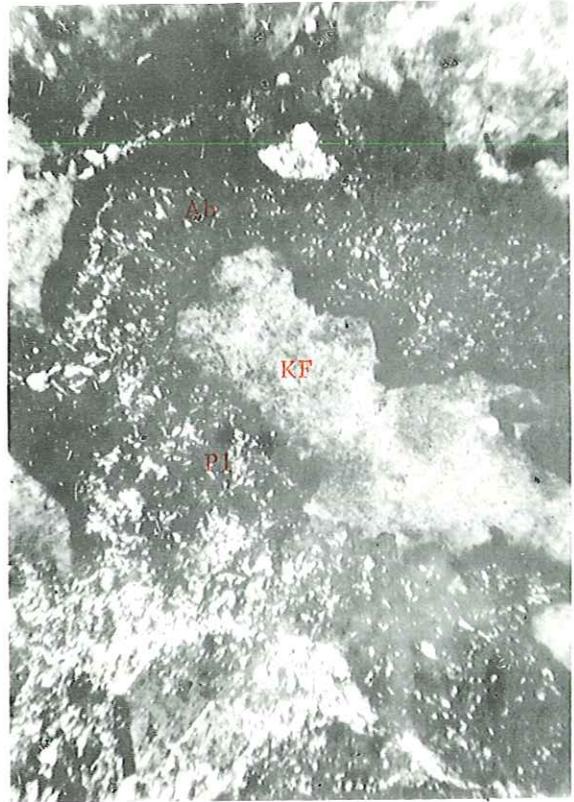


Fig. 12

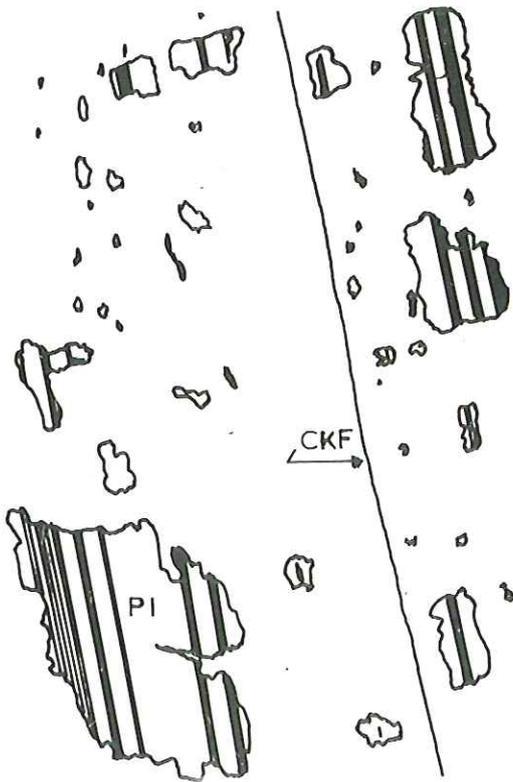


Fig. 13

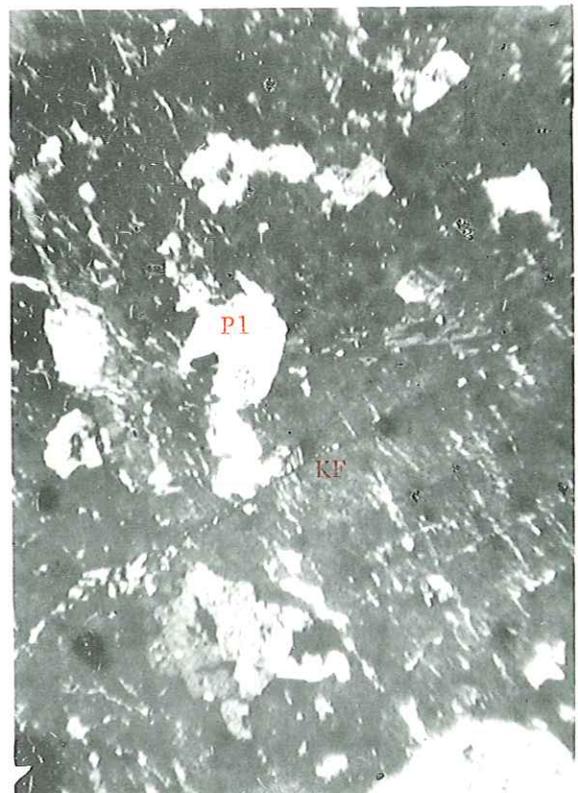


Fig. 14

Planche 5 : relations entre feldspath potassique et plagioclase, (Pl)

Fig. 11 : le feldspath potassique envahit, par taches, le plagioclase,

Fig. 12 : le feldspath potassique corrode le plagioclase, la bordure de réaction d'albite est ici nette,

Fig. 13 : les inclusions de plagioclase, dans le feldspath potassique, ont gardé l'orientation du cristal originel, leurs plans de macle albite sont parallèles entre eux et parallèles au plan de macle Carlsbad du feldspath potassique, (KF)

Fig. 14 : poches diffuses de plagioclase dans le feldspath potassique.

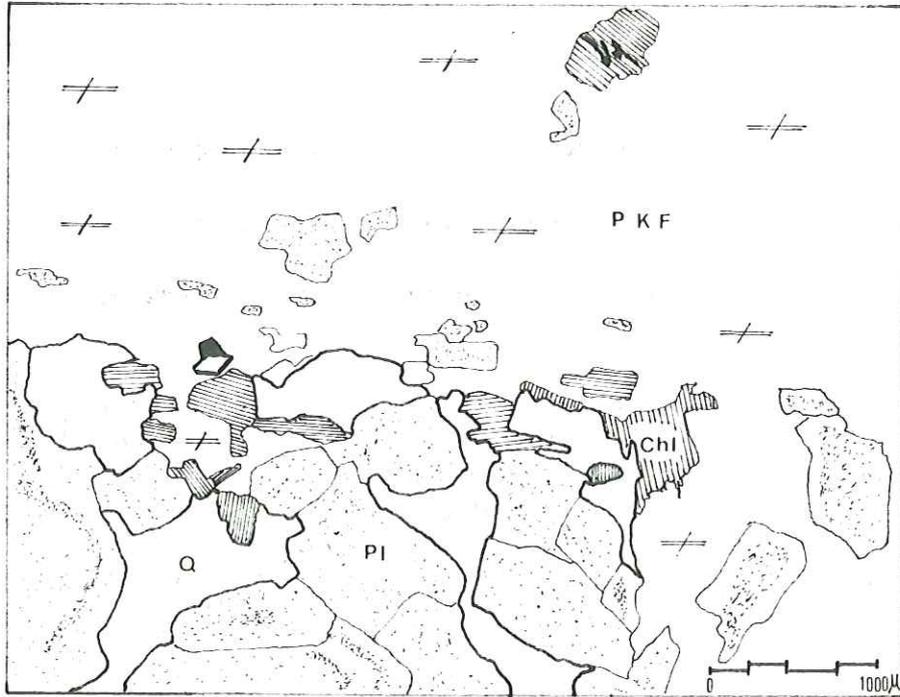


Fig 20 Porphyroblaste de feldspath potassique (PKF)

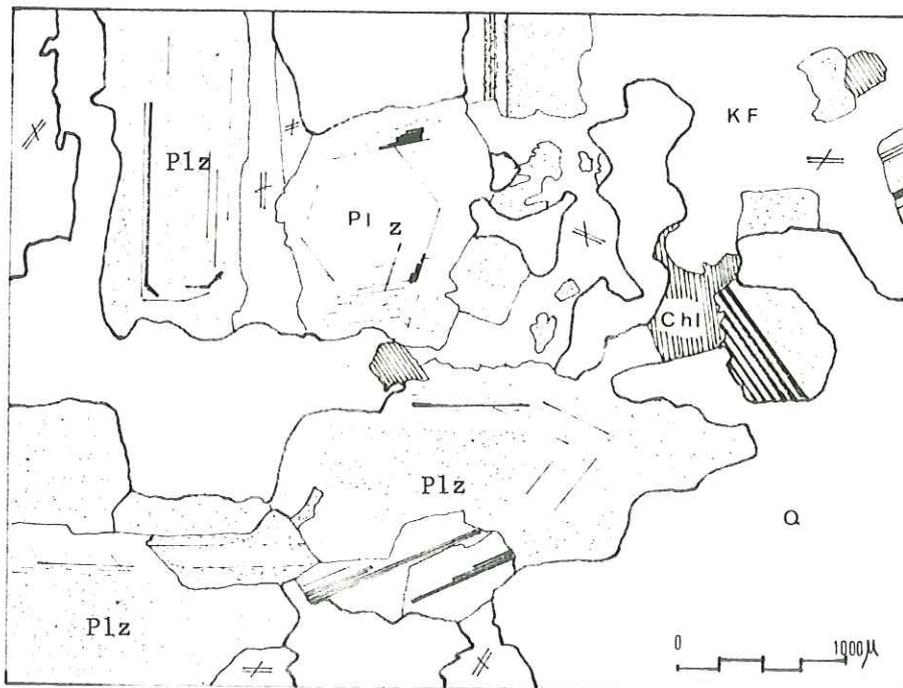


Fig 21 Plagioclases zonés (Plz)

PI 6 GRANITE PORPHYROIDE (p 38)

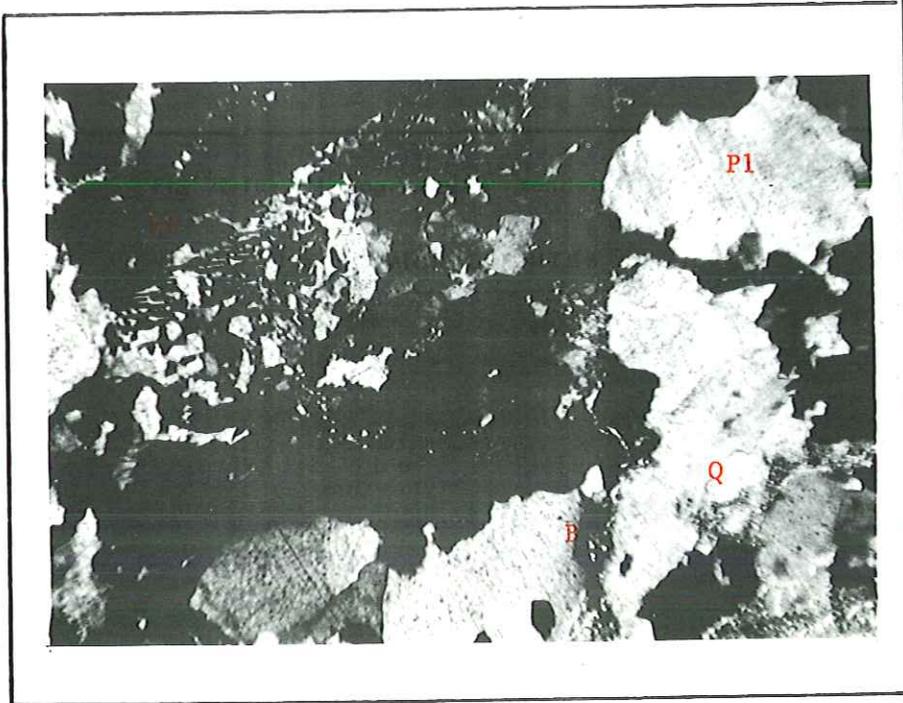


Fig 22 bis Microgranite à tendance rhyolitique

KF = Feldspaths potassiques, Pl = plagioclases, Q = quartz
B = biotites

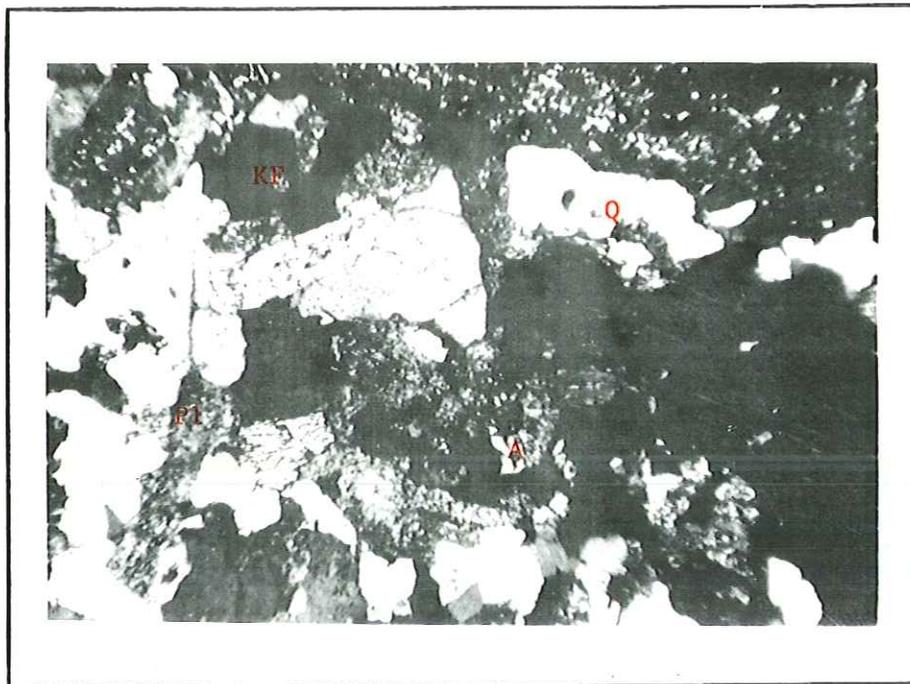


Fig 22 ter Microgranite à tendance estereilitique

A = amphiboles

PI 6 bis MICROGRANITES (p 41)

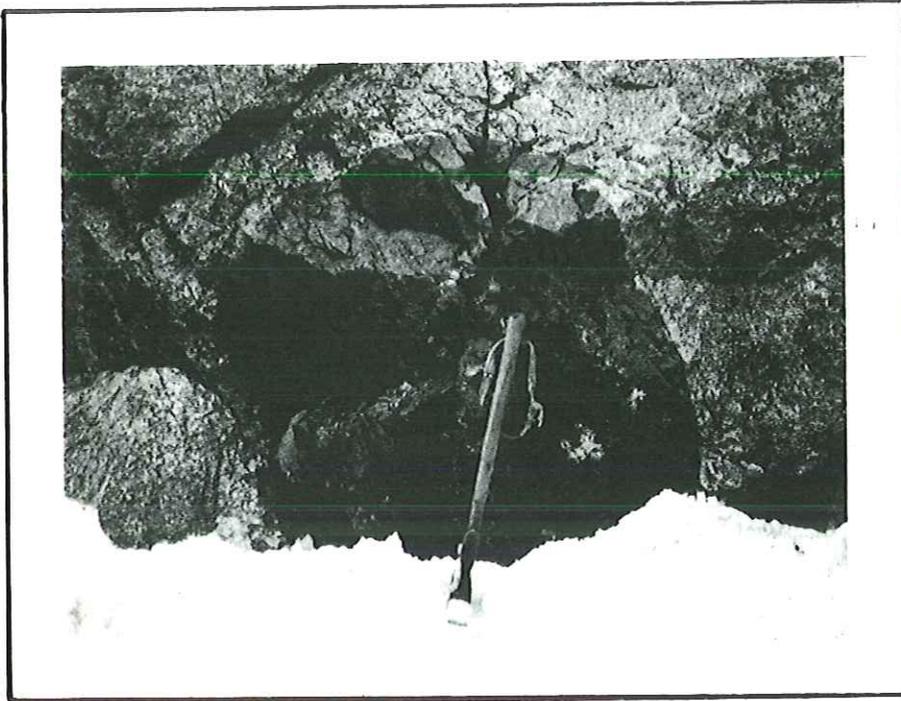


Fig 23

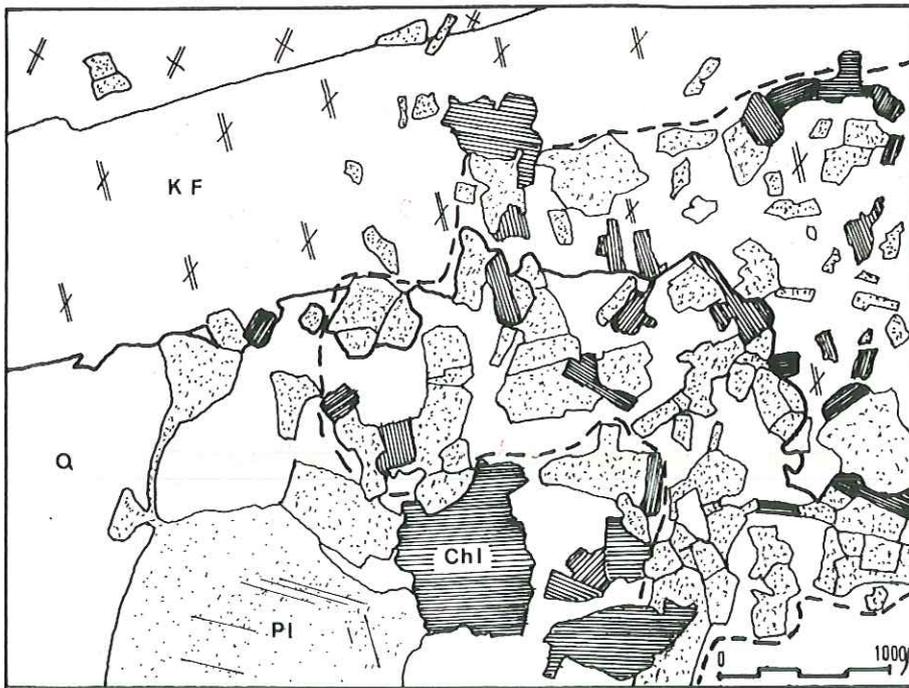


Fig 24

Planche 7 : enclaves à bords francs, homoéogènes.

Fig. 23 : photographie d'une enclave dans le microgranite à tendance estérellitique, en rive gauche du torrent du Clot des Cavales.

Fig. 24 : lame mince GL 155 : les cristaux de feldspath potassique et de quartz ont envahi l'enclave en bordure, et ils sont très poecilitiques. Les petites lattes de plagioclase et de chlorite sont très nombreuses dans l'enclave dont le pourtour est souligné par un pointillé, le contact a quelques microns d'épaisseur.

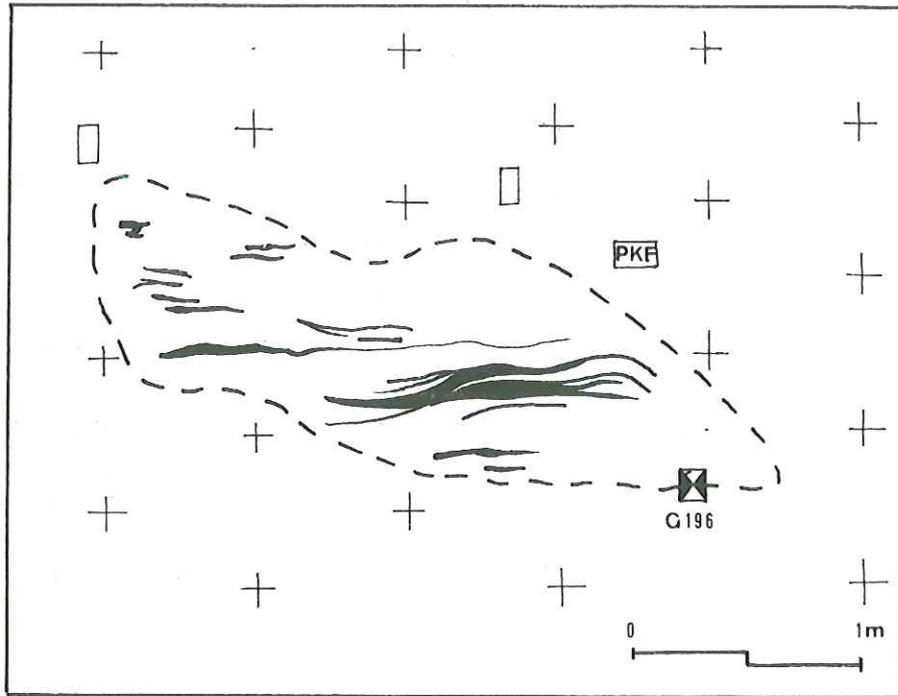


Fig 25

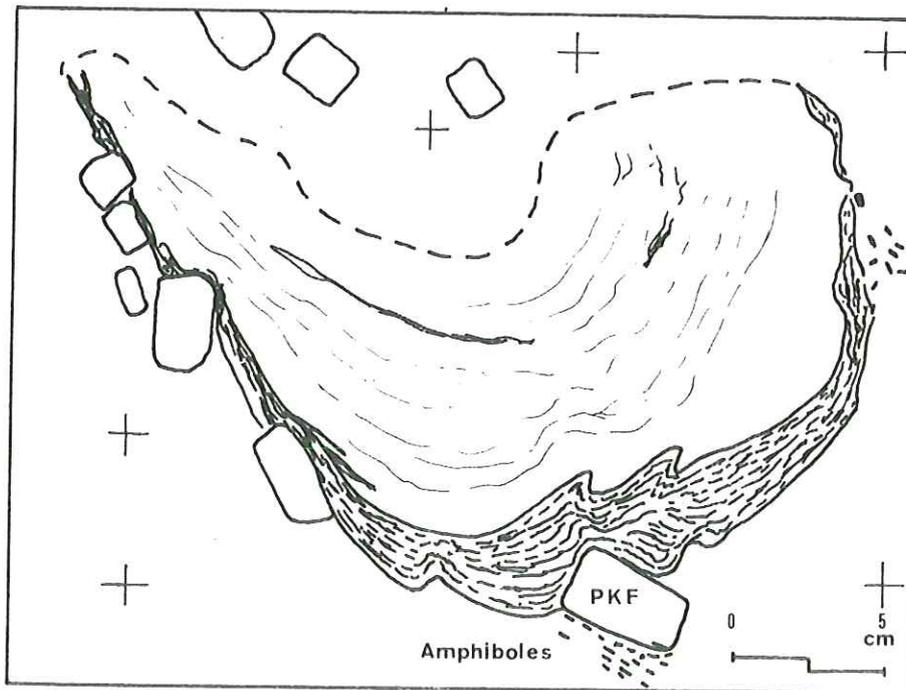


Fig 26

Planche 8 : enclaves à bords flous, énallogènes, du granite porphyroïde, en rive droite du torrent du Gramoussoun (en amont de Pelvoux-Les Claux).

Fig. 25 : enclave de granite d'anatexie à schlierens de chlorite. La lame mince G196 est taillée dans la zone de contact entre enclave et granite porphyroïde ; deux parties y sont visibles :

- l'une correspond au granite d'anatexie (structure cloisonnée, quartz et feldspath potassique xénomorphes, plagioclase subautomorphe,
- l'autre au granite porphyroïde (quartz subautomorphe, feldspath potassique subautomorphe à automorphe, parfois en porphyroblaste, plagioclase automorphe).

Le passage de l'une à l'autre s'effectue sur 2 à 3 mm.

Fig. 26 : enclave de migmatite à amphibole. Le schlieren uniquement amphibolitique n'est pas assimilé par le granite porphyroïde, et le contact y est net. Les porphyroblastes de feldspath potassique, en croissant, ont séparé des amphiboles du schlieren et celles-ci s'éparpillent légèrement dans le granite.

Les enclaves ne possèdent pas de porphyroblastes de feldspath potassique.

Planche 9 : Résultats des analyses chimiques

Type	Granite à gros grain			Granite à grain moyen				Granite porphyroïde			Granite à grain fin		Microgranite	
Echantillon	8	11	12	1	2	3	3'	6	4	13	14	5	7	15
N°AnChim	398	241	417	240	282	242	400	420	283	444	445	343	399	397
SiO2	72,90	73,25	67,20	72,15	70,00	74,45	73,35	68,10	69,75	67,70	66,20	69,45	76,35	75,10
Al2O3	12,75	14,05	15,05	14,80	14,55	12,00	13,60	15,30	14,50	15,80	15,75	15,15	11,45	12,25
Fe2O3	1,45	0,65	1,50	1,40	0,95	1,25	0,65	0,80	0,90	1,65	0,60	1,30	0,90	1,55
FeO	0,30	1,40	1,75	0,85	1,85	0,50	1,15	2,30	1,60	2,00	2,75	1,15	0,55	0,70
MgO	0,75	0,75	2,50	1,25	1,90	0,85	0,60	1,60	2,60	1,50	2,50	1,45	0,85	0,70
CaO	0,85	0,45	1,50	1,40	1,90	1,00	0,95	1,75	1,55	1,45	1,55	1,45	1,05	0,90
Na2O	2,30	4,10	2,10	4,15	3,65	3,70	3,40	3,50	3,40	3,35	3,40	3,65	3,20	2,10
K2O	6,20	4,40	5,15	2,50	3,70	4,90	4,95	4,65	3,50	4,80	4,00	4,10	4,20	5,50
TiO2	0,20	0,35	0,50	0,15	0,30	0,10	0,10	0,35	0,45	0,60	0,80	0,30	0,10	0,20
P2O5	0,30	0,10	0,25	0,10	0,15	0,10	0,25	0,40	0,30	0,35	0,60	0,20	0,10	0,10
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,05	0,05	0,10	0,05	0,05	0,05
H2O +	1,00	1,05	1,50	1,20	1,25	0,70	0,25	0,90	1,30	1,25	1,80	1,10	0,35	0,85
H2O -	0,20	0,10	0,15	0,05	0,10	0,05	0,05	0,20	0,30	0,10	0,10	0,30	0,10	0,10

Paramètres de Niggli

si	428	395	303	369	324	425	410,7	306,4	322	301,6	281,9	331,8	474,8	434
al	43,9	45,9	40	44	39,4	40,4	44,8	40,5	39,3	41,4	39,6	43,6	41,9	43,6
fm	14,4	14,8	29	19	23,9	15,1	13,4	22,5	27,4	23,5	28,1	19,5	15,2	17,1
c	5,3	2,6	7,3	8	9,4	6,2	5,7	8,4	7,8	6,9	7,2	7,5	7,0	5,8
alk	36,2	36,6	24	29	27,2	38,4	36,1	28,6	25,5	28	25,1	29,5	35,9	33,5
k	0,13	0,13	0,16	0,09	0,11	0,16	0,16	0,13	0,11	0,13	0,11	0,12	0,17	0,23
mg	0,17	0,13	0,16	0,15	0,15	0,22	0,12	0,14	0,18	0,12	0,15	0,15	0,19	0,13
	C	C	PP	E PP	PP	PP	PP	B	PP	PP	PP	PP	C	C

C = Massif de Combagnot

PP = Massif de Pelvoux-pic de Clouzis

E PP = Enclave dans le granite du massif de Pelvoux-pic de Clouzis

B = Massif de la montagne des Bans

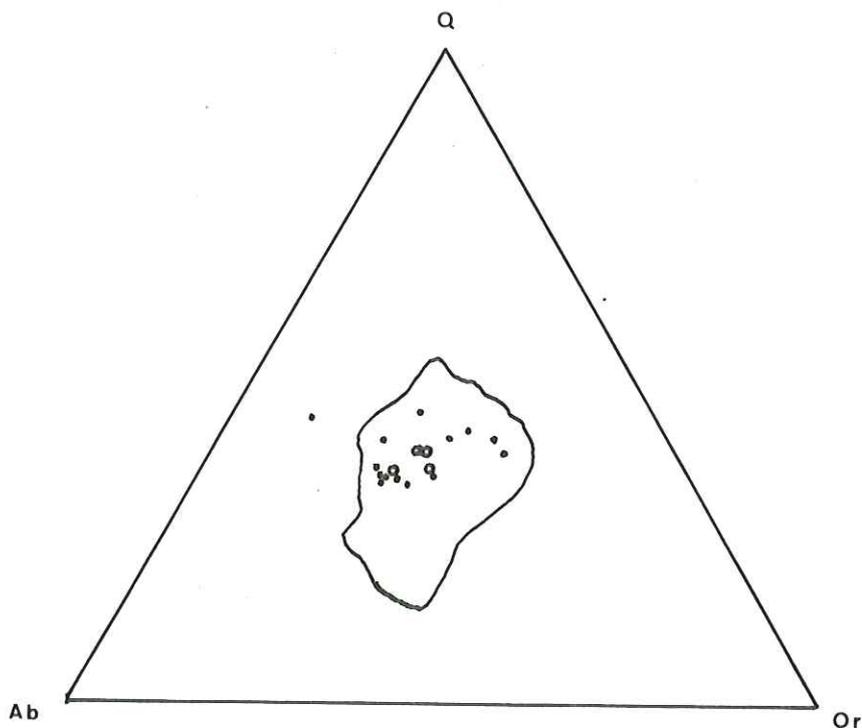


Fig 27 Domaine des roches granitiques à 80%
(d'après Bowen et Tuttle)

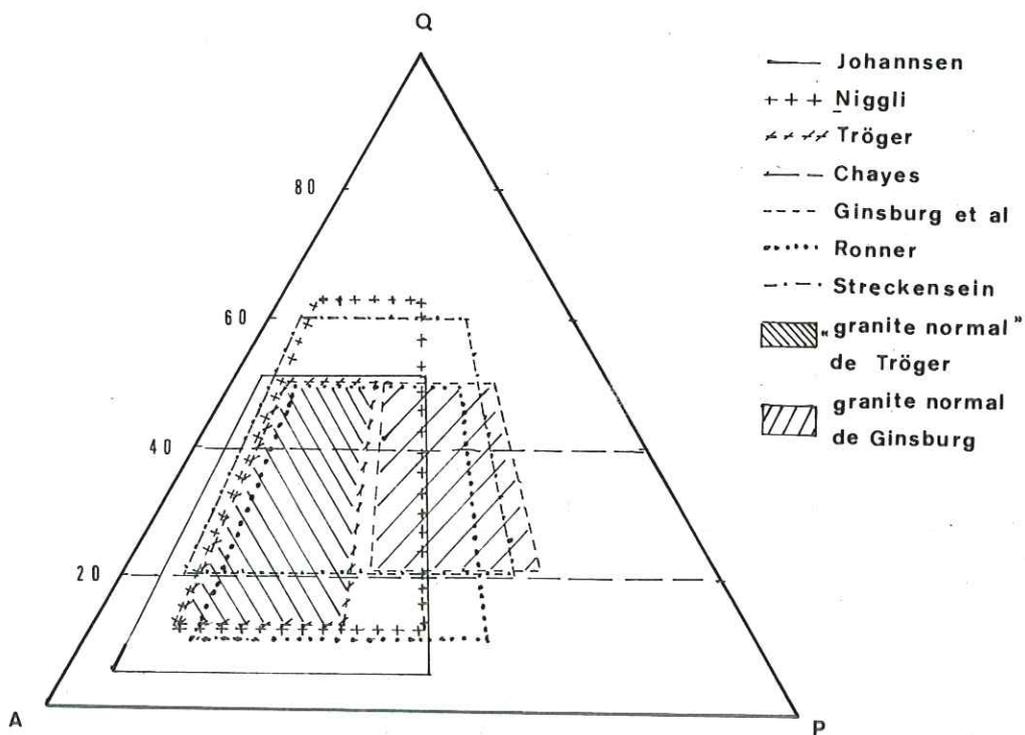


Fig 28 Domaine "du granite" défini par divers auteurs
(d'après Streckensein)

Planche 11 : Normes CIPW et Approchée, minéraux virtuels

Type	:Granite à gros grain				:Granite à grain moyen				:Granite porphy- roïde				:Granite à grain fin		:Micro+
Echantillon	8	11	12	1	2	3	3'	6	4	13	14	5	7	15	:
N°An.Chim.	398	241	417	240	282	242	400	420	283	444	445	343	399	397	:

Normes
CIPW

Q	33,6	29,9	28,4	33,7	28,1	31,6	30,0	23,6	29,5	24,2	23,8	26,9	30,9	39,1	:
Or	36,7	26,1	30,6	15,0	21,7	28,9	29,5	27,8	20,6	28,3	23,9	24,5	25,0	32,8	:
Ab	19,4	34,6	17,8	35,1	30,9	31,4	28,8	29,3	28,8	28,3	28,8	30,9	27,3	17,8	:
An	2,5	2,2	7	6,1	8,6	1,6	4,7	6,1	6,1	6,4	7,8	7,2	4,5	4,5	:
Cor	1,3	2,0	3,9	3,0	1,3	-	1,8	2,2	2,9	2,8	2,9	2,4	-	1,1	:
Pyr	1,9	3,4	6,3	3,4	6,9	3,1	3,0	6,9	7,8	5,1	7,1	4,1	3,5	2,0	:
Min(I1+Hé+ Ma)	2	1,7	3	2,5	2,1	1,5	1,2	1,9	2,3	3,7	2,4	2,5	1,5	2,6	:
Ap	0,7	0,3	0,7	0,3	0,3	0,3	0,7	1,1	0,7	1,0	1,0	0,3	0,3	0,3	:

Norme
Approchée :

Q	34,0	30,7	29,9	34,5	29,2	29,8	31,9	30,0	31,3	26,0	26,4	28,0	40,3	32,6	:	
Or	34,5	21,7	23,9	8,9	21,1	21,7	27,2	22,8	17,2	21,7	17,2	20,6	22,8	29,5	:	
Ab	19,4	34,6	17,8	35,1	30,9	31,4	28,8	21,0	28,8	28,3	28,8	30,9	27,3	17,8	:	
An	2,5	1,4	5,8	6,1	8,6	4,2	3,1	7,8	6,1	4,7	4,4	6,4	4,5	3,6	:	
Chl	2,2	4,3	8,1	3,3	7,1	2,2	3,1	8	8,6	5,9	10,3	4,6	2,2	1,7	:	
Ser	3,2	6,4	9,6	8,8	0,8	-	3,2	7,2	4,8	9,6	9,6	5,6	-	4,8	:	
Min(I1+Hé+ Ma)	1,7	1,1	3	2,4	2	1,9	1,1	0,7	2,3	2,8	2,4	2,1	1,6	2,6	:	
Ap	0,7	0,3	0,7	0,3	0,3	0,3	0,7	1,1	0,7	1,0	1,0	0,3	0,3	0,3	:	
	C	C	PP	E PP	PP	PP	PP	PP	B	PP	PP	PP	PP	C	C	:

C = Massif de Combeynot
 PP = Massif du Pelvoux-pic de Clouzis
 E PP = Enclave dans le granite du massif du Pelvoux-pic de Clouzis
 B = Massif de la montagne des Bans

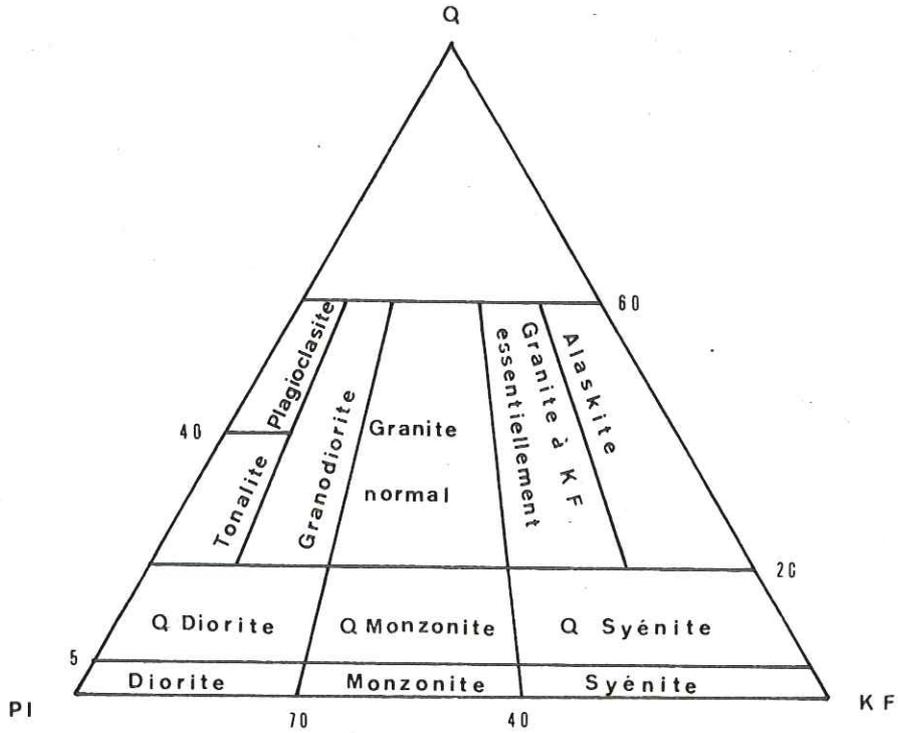


Fig 29 Diagramme de GUISEBURG et al

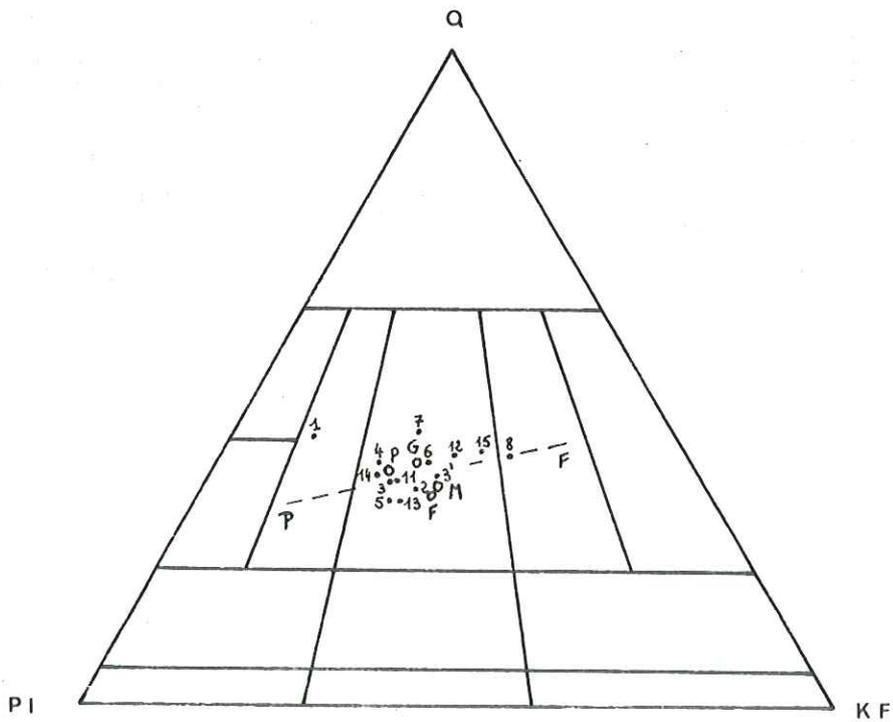


Fig 30 Place des granites circonscrits (norme approchée)

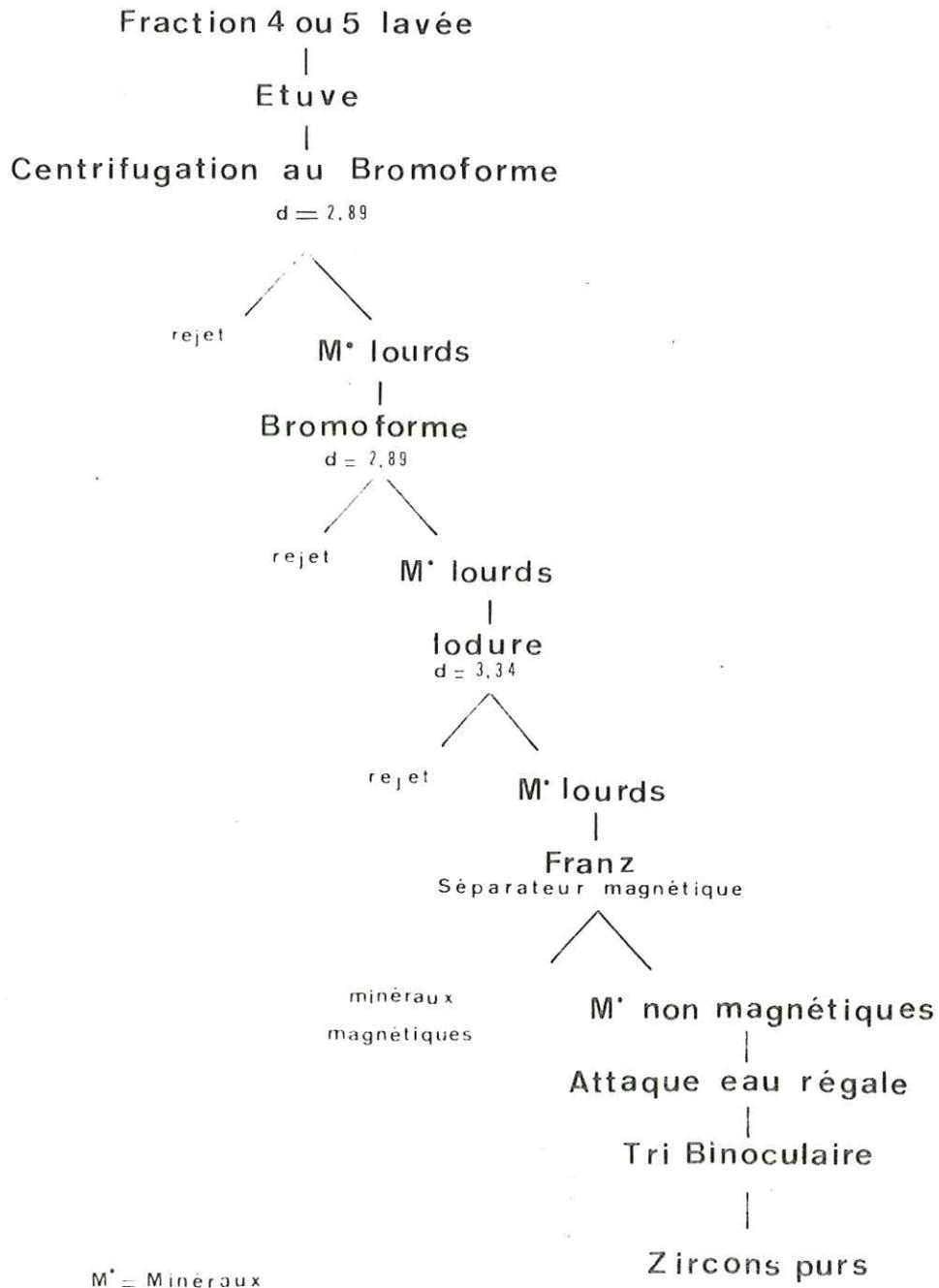
Planche 13 : Analyses chimiques partielles, et espèces minérales (p. 52 et 54)

Fig. 31 : Feldspaths potassiques

Echantillon	Analyse chimique partielle			Diffraction X P=indice de triclini- cité
	K ₂ O	Na ₂ O	R=mole Ab/mole Or	
3 (BPG4)	9,05	3,60	58	54
8 (GLG10)	7,20	2,20	44	61
6 (BPG8)	9,20	2,20	35	73
16 (BPG1)	10,90	2,55	35	74
2 (BPG3)	11,20	1,95	26	85
4 (BPG5/2)	12,00	1,80	22	88
5 (BPG7)	12,20	1,45	20	88
4 (BPG5/1)	13,30	1,45	18	90

Fig. 32 : Chlorites

Echantillon	Analyse chimique partielle					Diffraction X Espèces minérales
	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	
16(BPG1)	2,35	19,35	0,70	0,50	2,50	thuringite +(pennine+clinochlore)
2(BPG3)	1,75	23,60	0,40	0,15	2,30	"
3(BPG4)	9,65	11,35	0,75	0,35	2,75	" + diabantite
6(BPG8)	2,90	19,30	0,55	0,35	3,10	" + pennine+ clinochlore
5(BPG7)	3,75	18,70	0,65	0,20	3,05	"
8(GLG10)	7,80	19,95	0,30	0,25	2,68	" +(ripidolite)

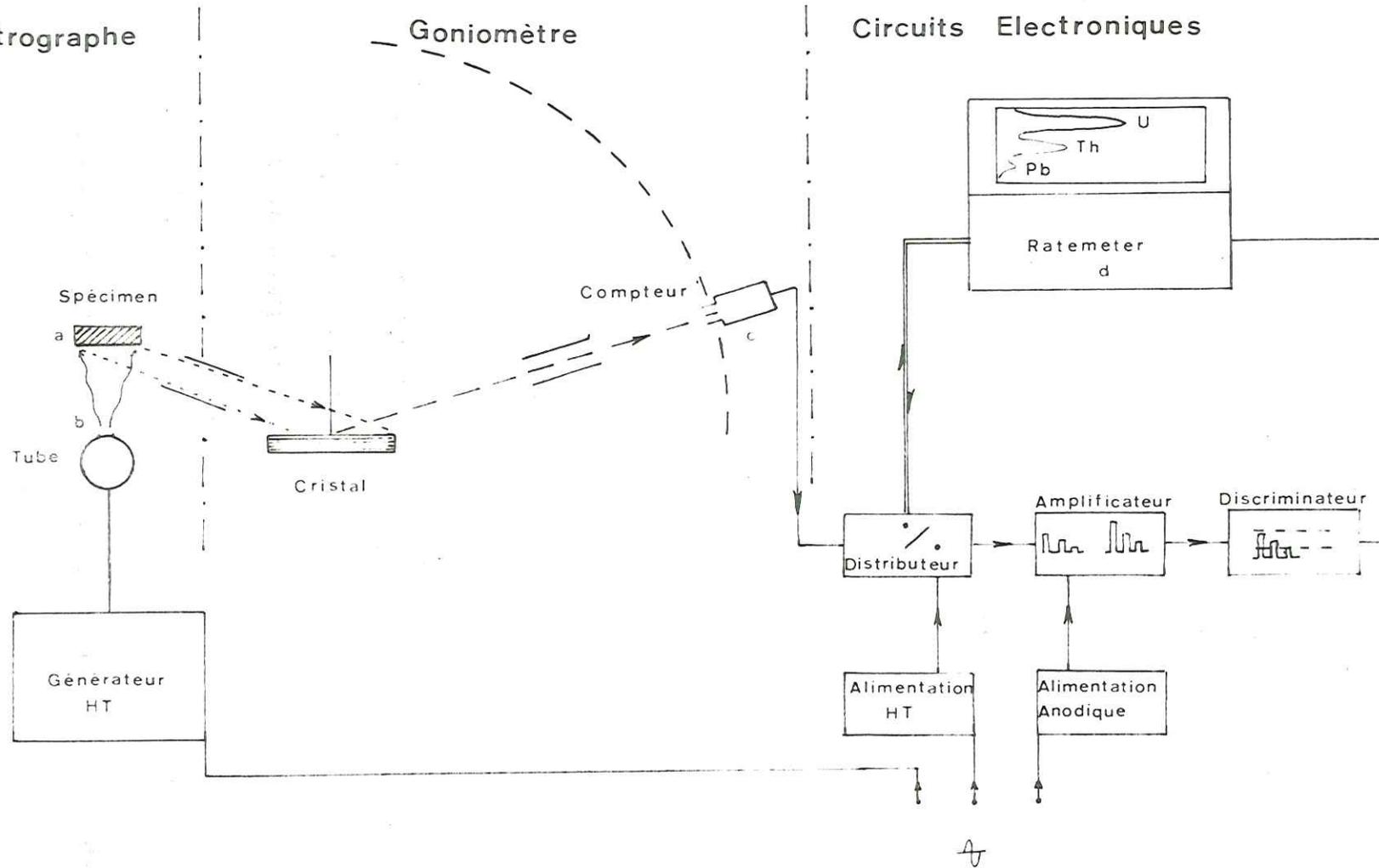


ORGANIGRAMME DE LA PURIFICATION DES ZIRCONS

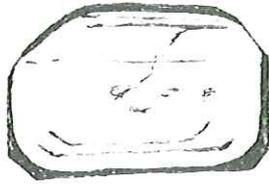
Spectrographe

Goniomètre

Circuits Electroniques



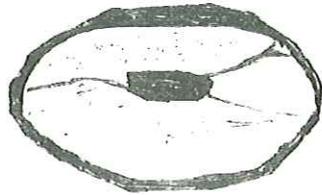
PI15 SPECTROGRAPHE A RAYONS X (p 68)



Ech 1



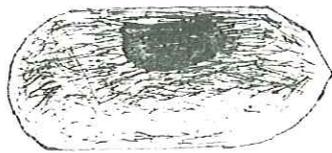
Ech 2



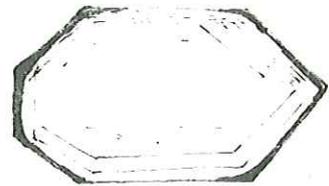
Ech 3



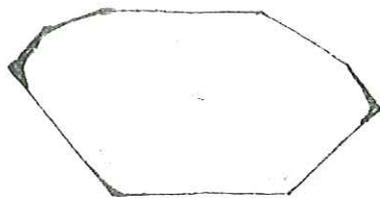
Ech 4



Ech 5



Ech 6



Ech 7



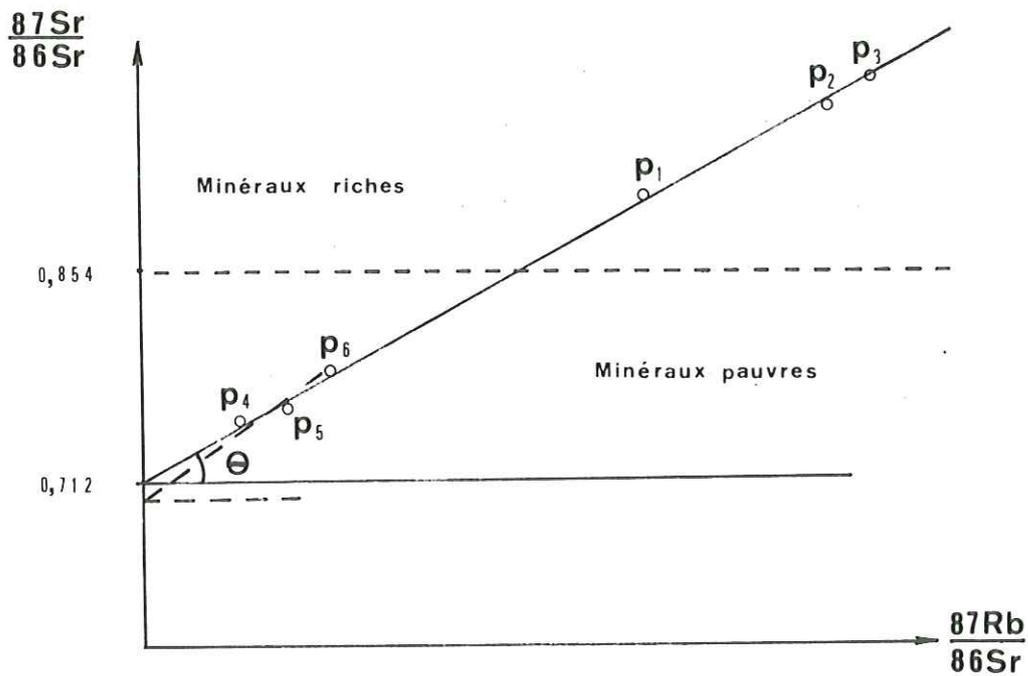
Ech 8



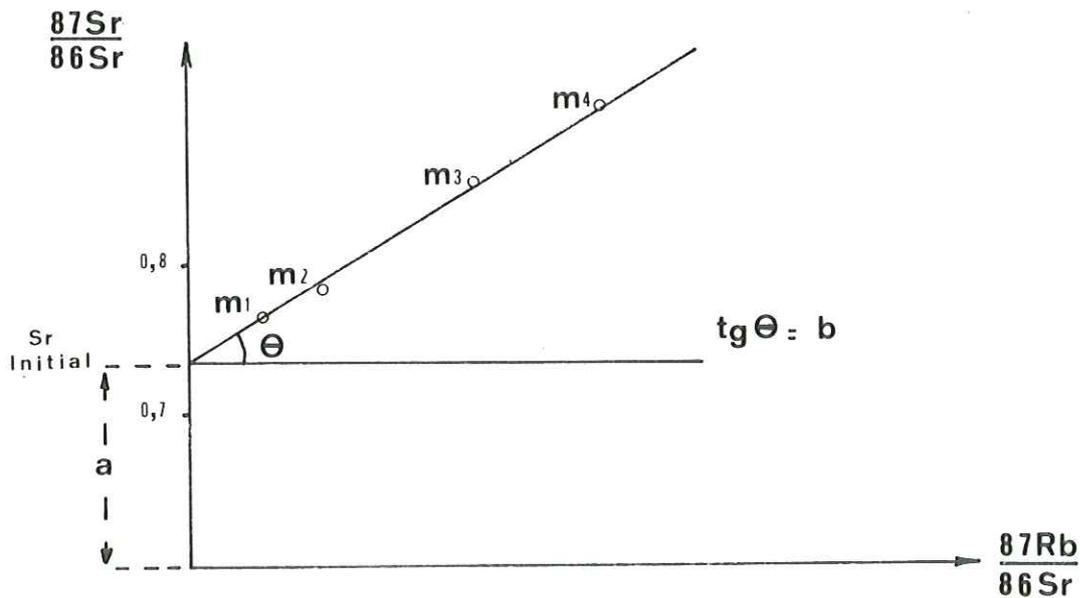
Ech 9



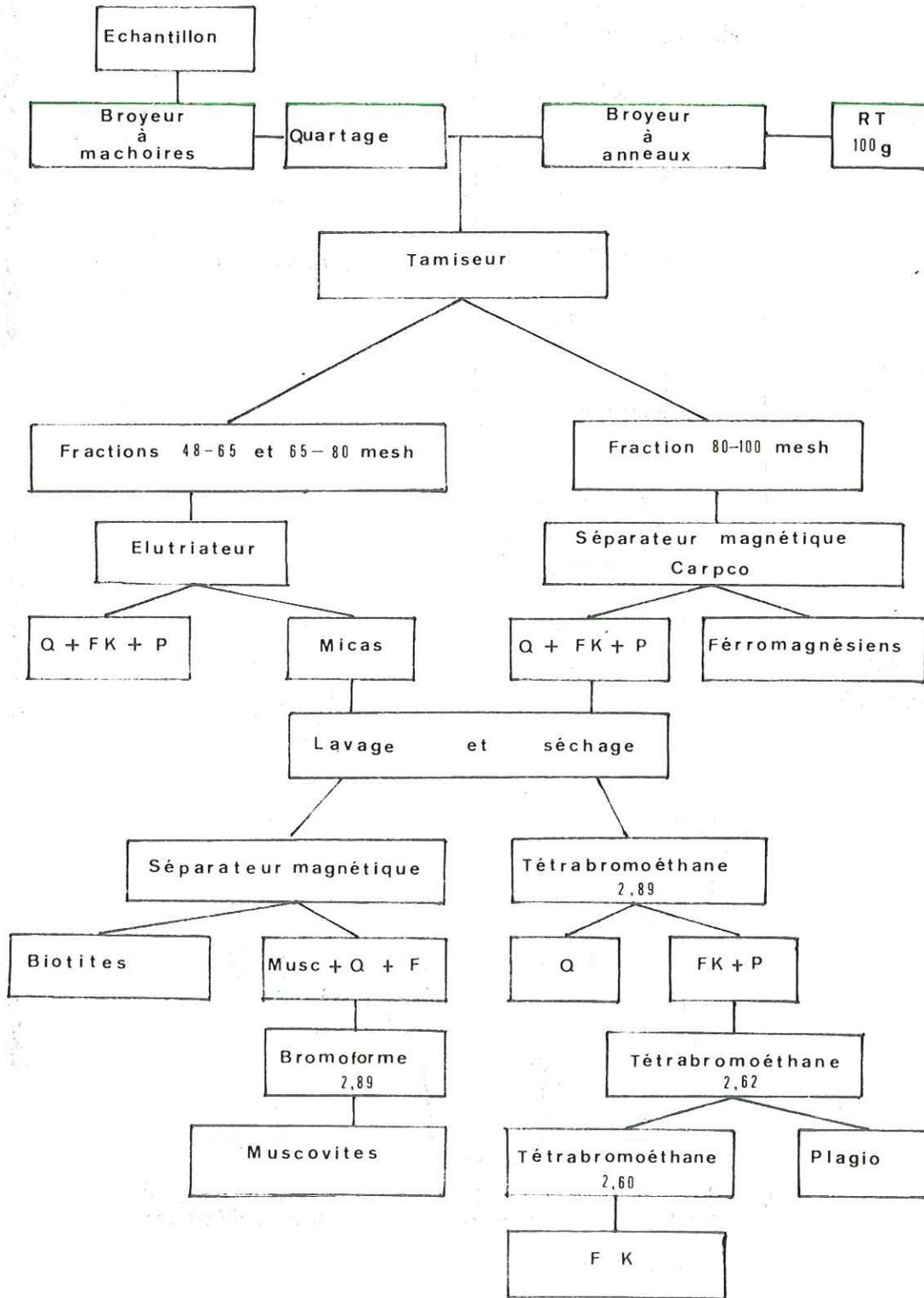
Ech 10



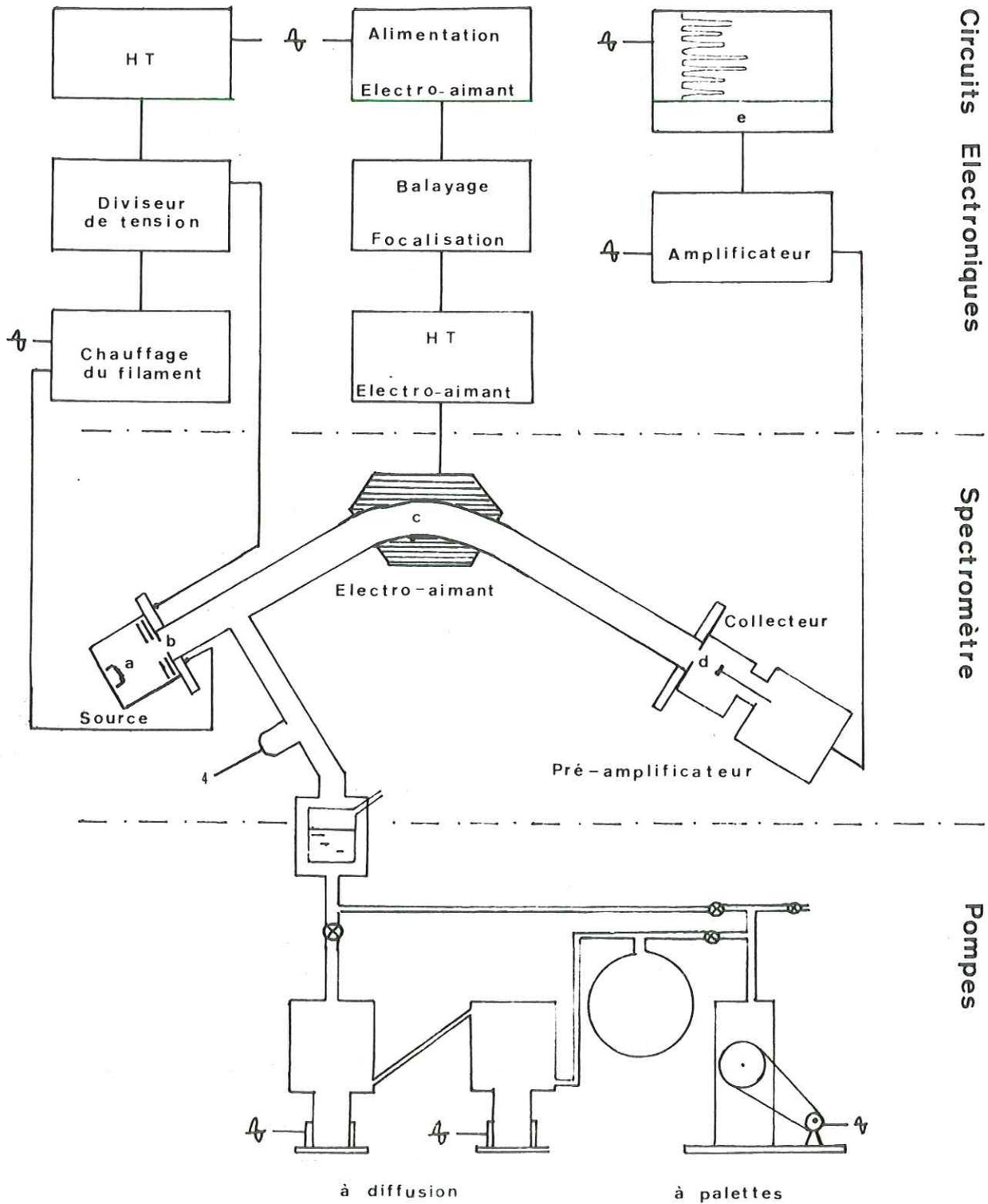
a) Strontium normal



b) Strontium ajusté



ORGANIGRAMME DE SEPARATION DES MINERAUX USUELS



PI 19 SPECTROMETRE DE MASSE (p 76)

Planche 20 : Résultats géochronométriques, méthode au plomb total (p. 79)

n°	échantillon	prélèvement	n° d'an. chim.	âge
3	granite à grain moyen	Sélé	242	208 ± 16 MA
4	granite porphyroïde	Riou Blanc	283	213 ± 15 MA
5	granite à grain fin	Entre les Aigues	343	890 ± 37 MA
1	enclave de granite d'anatexie dans le granite à gros grain	Ailefroide	240	550 ± 22 MA
9	migmatite du complexe intermédiaire (C. I.)	Béassac	413	530 ± 19 MA
10	gneiss migmatitique (C. I.)	Vallée des Bans	391	517 ± 18 MA
6	granite à grain moyen	Montag. des Bans	420	365 ± 18 MA
2	granite à grain moyen	Claphouse	282	350 ± 13 MA
7	granite à grain fin	Tabuc	397	320 ± 13 MA
8	granite à gros grain	Tabuc	398	310 ± 14 MA

Planche 21 : Résultats géochronométriques, méthode au strontium (p. 79)

n° ech.	minéraux	n° D.S. (1)	87 Rb/86 Sr	87 Sr/86 Sr	âge isochrone
3	Chlorite	3168	3,70	0,74480	non calculable
	FK	3169	12,13	0,79430	
	RT	3170	10,34	0,74340	
4	Chl	3159	1,74	0,71680	non calculable
	FK	3160	2,91	0,70279	
	RT	3161	1,18	0,70458	
5	Chl	3119	0,88	0,70388	non calculable
	FK	3118	2,49	0,71567	
	RT	3120	1,33	0,70453	
6	Chl	3125	2,34	0,71334	67 MA
	FK	3124	8,56	0,72336	
	Pl	3127	6,11	0,72039	
	RT	3126	2,05	0,71726	
2	Chl	3122	4,13	0,72199	120 MA
	FK	3121	6,88	0,72542	
	RT	3123	1,64	0,71618	
8	Chl	3162	6,28	0,73445	275 MA
	FK	3163	2,08	0,71754	
	RT	3164	6,09	0,73068	
1	Chl	3165	4,70	0,73165	155 MA
	FK	3166	14,67	0,74211	
	RT	3167	6,69	0,72540	
9	Chl	3156	5,16	0,71980	190 MA
	FK	3157	3,24	0,71665	
	RT	3158	2,06	0,71339	

(1) Tous les dosages sont fichés sous un numéro (n° D.S.) au Laboratoire de Géologie de Clermont-Ferrand.

Planche 22 : Tableau récapitulatif des résultats géochronométriques obtenus dans le massif des Ecrins-Pelvoux

échantillons	méthodes	âges	auteurs
granite du Pelvoux	Pb α Zr	296	CHESSEX et al. , 1963
granite du Roचाil	Pb α Zr	298	KRUMMENACHER et al, 1965
" " "	Sr B	327 \pm 16 MA	BONHOMME et al. , 1963
granite du Clapier	Sr B	319 \pm 19 MA	"
granite de Combeynot(éch. 8)	Pb total Zr	310 \pm 14 MA	
granite de Combeynot(éch. 7)	Pb total Zr	320 \pm 13 "	
granite de Claphouse (éch. 2)	"	350 \pm 13 "	
granite des Bans (éch. 6)	"	365 \pm 18 "	
granite des Faures	"	342 \pm 25 "	STORET, 1968
granite porphyroïde (Entraigues)	"	370 \pm 19 "	"
gneiss migmatitique des Bans (éch. 10)	"	517 \pm 18 "	
granite de St-Colomban-les-Villars	Pb α Zr	525 "	CHESSEX et al. , 1963
migmatites de Béassac (éch. 9)	Pb total Zr	530 \pm 19 "	
granite d'anatexie enclavé dans le granite d'Ailefroide (éch. 1)	"	550 \pm 22 "	
Série du Rif de Sap	Pb Zr	630 "	KRUMMENACHER et al, 1965
conglomérat du Vieux	Pb α Zr	633 "	CHESSEX et al. , 1963

BIBLIOGRAPHIE

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

- BELLIÈRE (J.), 1958. - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Hte-Savoie). Thèse, Mém. Soc. géol. Belgique, 81, fasc. 1, 198 p.
- BORDET (Cl.), 1957. - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). Thèse d'ingénieur-docteur - ronéotypé.
- " (P.), 1962. - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (sensu stricto). Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 59, n° 269.
- BORDET (P.), BORDET (Cl.), 1962. - Belledonne - Grandes-Rousses - Aiguilles Rouges - Mont-Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre - mémoire professeur Fallot (2). Mém. Soc. géol. Fr., p. 310.
- BURRI (C.), 1962. - The optical orientation of the plagioclase. Norsk. geol. T. 42, p. 207-214.
- BOWEN (N. L.), TUTTLE (O. F.), 1950. - The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. J. Geol., U.S.A., t. 58, n° 5.
- BUFFIÈRE (J. M.), 1964. - Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif de Rochail (secteur NO du Pelvoux). Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble, p. 46-79.
- CARME (F.), 1965. - Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes cristallins antéhouillers du Taillefer (chaîne de Belledonne, Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., Fr., t. 250, n° 25, p. 6656-6659.
- CHENEVOY (M.), 1968. - Les gneiss amygdalaires du Massif Central. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr., 10, fasc. 3, p. 177-195.
- CHESSEX (R.), DELALOYE (M.), 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.

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

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'Eychauda. 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 twinning. 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.
- HOUCHEMAND-ZADEH (A.), 1969. - Métamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran central). Thèse Ingénieur-Docteur, Grenoble.
- HSU (L. C.), 1968. - Selected phases relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. Journ. Petrol. 9-1, p. 40-83.

VI

- JAGAPATHI-NAIDU (P. R.), 1954. - Minerals of charnockites from India. Thèse, Université de Bâle (Suisse), in : "Schweizerische 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 Croup region. Thèse, Leiden.
- " 1962. - Characteristic patterns of plagioclase twinning. Norsk. geol. T., 42, p. 264-271.
- TOURET (J.), 1969. - Le socle précambrien de la Norvège méridionale. Thèse d'Etat, Nancy.
- TRÖGER (W. E.), 1959. - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1, Ed. E. Scheveizerbart'sche Stuttgart.
- TURNER (F. J.), 1951. - Observation in twinning of plagioclase in metamorphic rocks. Amer. Mineralogist, 36, p. 581-589.
- " 1966. - Some limits of pressure in regional metamorphism as indicated by stability fields of some critical minerals. Colloque de Neuchatel, 18-21 avril 1966.
- VANCE (J. A.), 1961. - Polysynthetic twinning in plagioclase. Amer. Mineralogist, 46, p. 1097-1119.
- VERROLLET (G.), 1961. - Etude des schistes cristallins de la bordure orientale du Tabor de la Matheysine. Diplôme d'études supérieures, Grenoble.
- VIALETTE (Y.), 1962. - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium du Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, 6, 88 p.
- VIALON (P.), 1966. - Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira. Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse, Grenoble, n° A. O. 1095.
- WAHLSTROM (E. E.), 1950. Introduction to theoretical petrology. New York, J. Wiley et Sons.
- WINKLER (H. G. F.), 1965. - La genèse des roches métamorphiques. Gap, Ophyrs.
- WYNNE-EDWARDS (H. R.), 1968. - Plutonites, gneisses and granulites of the granulite facies. Queen's Univ. Kingston, Canada (non publié).
- ZWART (J.), 1967. - The duality of orogenic belts. Geol. en Mijnbouw, Nederl. 46, n° 8, p. 283-309.
- TUTTLE (O. F.), 1952. - Optical Studies on Alkali Feldspars. Amer. Journal of Sci., Bowen volume, p. 553-567.
- VERNET (J.), 1965. - La zone Pelvoux-Argentera. Etude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. Bull. Serv. Carte géol. t. 60, n° 275.
- WINKLER (H. G. F.), 1967. - Petrogenesis of metamorphic rocks. 2e ed., Springer-Verlag, New-York.

ADDITIF BIBLIOGRAPHIQUE

- BERTRAND (J.), CHESSEX (R.), DELALOYE (M.) et al., 1964. - Détermination d'âges plomb total sur des zircons de la chaîne alpine. - Bull. Soc. Suisse Miner. Pétr., n° 44, p. 317-326.
- BONHOMME (M.), BUFFIERE (J.M.), MICHEL (R.) et al. - Age absolu du granite du massif du Rochail (secteur nord ouest du massif du Pelvoux, Isère). C. R. Acad. Sc., t. 256, p. 2649-2651.
- BOWEN (N. L.) et TUTTLE (O. F.), 1958. - Origin of granite in light of experimental studies. Geol. Soc. Amer., mem. n° 74.
- CATANZARO (E. J.), 1968. - Radiometric dating for Geologists. Rd. E. I. Hamilton and R. Farquhar. Interscience Publishers, London-New York.
- CHAYES (F.), 1955. - Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation. Jour. Geol., vol. 63, p. 75.
- DEER (W. A.), HOWIE (R. A.) and ZUSSMAN (J.), 1963. - Rock-forming minerals. Longmans, London.
- GEZE (B.), 1949. - Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. Mém. Soc. géol. Fr., n° 62, p. 1-215.
- LAVES (F.), 1952. - Phase relations of the alkali feldspars. Jour. Geol., vol. 60, p. 436.
- PLATEN (H. Von), 1965. - Kristallisation granitischer smelzen. Beitr. 7, Min. Petr., Bd 11; H. 4, s. 334-381.
- ROUTHIER (P.), 1963. - Les gisements métallifères. Masson, Paris.
- ROY (R.) and WARSHAW (C.), 1961. - Classification and scheme for the identification of Layer Silicates. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 72, p. 1445-1492.
- RUTHERFORD (M. J.), 1969. - Iron biotite-alkali feldspar equilibria. Jour. of Petr., vol. 10, n° 3, p. 383.
- STORET (J. B.), 1968. - Géochronologie par la méthode au plomb total sur zircons. Mise en oeuvre par fluorescence X. Thèse de Docteur d'Etat, Grenoble.
- STRECKENSEIN (A.) 1967. - Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner., Abb. 107, n° 2 and 3, p. 144-240.
- TOURETTE (M.), 1967. - Etude géochronométrique par la méthode au strontium de la série de la moyenne Dordogne et de quelques migmatites de type Aubusson dans le Massif Central français. Thèse de 3e cycle, Clermont-Ferrand.
- VACHETTE (M.), 1969. - Technique de la méthode au strontium pour la détermination des âges absolus. - Trav. Labo. Géol. et Min. Fac. Sc. Clermont, série documentation n° 16.
- VIALETTE (Y.), 1965. - Granitisation hercynienne dans le Massif Central français. Colloque international de géochronologie absolue. Nancy, mai 1965.
- Mac KENSIE (W. S.), 1954. - The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. Carnegie Inst. Washington Yr Book, n° 53, p. 119

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