



HAL
open science

Le massif granitique de la Margeride (Massif Central Français)

Jean-Pierre Couturié

► **To cite this version:**

Jean-Pierre Couturié. Le massif granitique de la Margeride (Massif Central Français) : étude pétrographique, géochimique et structurale, exemples de différenciation par gravité dans les roches granitiques, évolution régionale de la croûte au cours de l'orogénèse hercynienne. Pétrographie. Université de Clermont II, 1977. Français. NNT : . tel-01557221v2

HAL Id: tel-01557221

<https://theses.hal.science/tel-01557221v2>

Submitted on 11 Sep 2017

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.

Thèse de Doctorat ès-Sciences

par

Jean-Pierre COUTURIÉ

**LE MASSIF GRANITIQUE DE LA MARGERIDE
(Massif Central Français)**

- Étude pétrographique, géochimique et structurale
- Exemples de différenciation par gravité dans les roches granitiques
- Évolution régionale de la croûte au cours de l'orogénèse hercynienne

soutenue publiquement le 11 février 1977
devant l'université de Clermont II

Jury : Pierre Lapadu-Hargues
Jean Didier
Jean Lameyre
Maurice Mattauer
Louis David

SOMMAIRE

AVANT - PROPOS

RÉSUMÉ

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I) Présentation de la région	15
10/ Cadre géographique	15
20/ Cadre géologique	20
II) Historique des travaux régionaux	21
III) Méthodes d'étude utilisées	25
10/ Cartographie détaillée	25
20/ Pétrographie	25
30/ Géochimie	26
40/ Étude structurale	27
50/ Comparaison avec les autres massifs granitiques régionaux	27

PREMIERE PARTIE

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES ROCHES ÉRUPTIVES DU MASSIF DE LA MARGERIDE

INTRODUCTION	31
LE GRANITE DE LA MARGERIDE :	
I) Pétrographie	33
10/ Observations macroscopiques	33
- Principaux faciès distingués	33
- Mégacristaux	38
20/ Particularités structurales	38
- Schlierens de biotite	38
- Nodules à tourmaline	40

30/ Composition minéralogique quantitative	42
- Composition de la mésostase et variation	42
- Expression cartographique des résultats de l'analyse modale	45
- Composition globale du granite porphyroïde	50
- Classification	50
- Interprétation	50
40/ Observations microscopiques	53
- Mégacristaux	53
- Mésostase	56
50/ Interprétation	64
II) Géochimie	65
10/ Éléments majeurs	66
- Étude statistique de l'ensemble des données	66
- Regroupement des résultats selon cinq types granitiques principaux	66
- Variations de la composition chimique	66
- Comparaison avec les lignées type	70
- Expression des résultats sous forme minéralogique	70
- Représentation cartographique des résultats	73
20/ Éléments mineurs	76
- Inventaire des données disponibles	76
- Interprétation des résultats	76
III) Conclusion	82

LES GRANITES PORPHYROIDES DE CHAMBON-LE-CHATEAU ET DE CHAUDES-AIGUES :

I) Introduction	85
II) Pétrographie	87
10/ Caractères macroscopiques	87
20/ Caractères microscopiques	88
30/ Composition minéralogique quantitative	91
III) Géochimie	91
IV) Conclusion	93

LES ENCLAVES BASIQUES DE TYPE MICROGRENU DES GRANITES PORPHYROIDES :

I) Introduction	94
II) Pétrographie	95
10/ Caractères macroscopiques	95
20/ Composition minéralogique quantitative	97
30/ Caractères microscopiques	98
III) Géochimie	99
10/ Éléments majeurs	99
20/ Éléments mineurs	99

LES ENCLAVES BASIQUES DE TYPE VAUGNÉRITE DES GRANITES PORPHYROIDES

I) Pétrographie	101
10/ Caractères macroscopiques	101
20/ Composition minéralogique quantitative	104
30/ Caractères microscopiques	107
II/ Géochimie	108
10/ Éléments majeurs	108
20/ Éléments mineurs	110
III) Conclusion à l'étude des enclaves éruptives basiques	111

LA GRANODIORITE DE SOULAQUE

I) Gisement	113
II) Pétrographie	114
10/ Caractères macroscopiques	114
20/ Caractères microscopiques	114
30/ Composition minéralogique quantitative	115
III) Géochimie	118
10/ Éléments majeurs	118
20/ Éléments mineurs	118
IV) Conclusion	119

LES LEUCOGRANITES DE LA MARGERIDE

I) Introduction	119
II) Pétrographie	121
10/ Caractères macroscopiques	121
20/ Caractères microscopiques	123
30/ Composition minéralogique quantitative	124
III) Géochimie	126
10/ Éléments majeurs	126
20/ Éléments mineurs	131
IV) Conclusions	131

LE GRANITE DE SAINT-CHRISTOPHE-D'ALLIER

I) Introduction	133
II) Pétrographie	134
10/ Caractères macroscopiques	134
20/ Caractères microscopiques	134
30/ Composition minéralogique quantitative	136

III) Géochimie	138
1°/ Éléments majeurs	138
2°/ Éléments mineurs	138
IV) Conclusion	138

LE GRANITE ORBICULAIRE DU SIGNAL DE RANDON

I) Description du gisement	139
II) Pétrographie	141
1°/ Caractères macroscopiques	141
A - Granite porphyroïde environnant	141
B - Granite orbiculaire	142
C - Granodiorite	146
2°/ Caractères microscopiques	146
A - Granodiorite	146
B - Granite orbiculaire	147
III) Géochimie	149
1°/ Éléments majeurs	149
2°/ Éléments mineurs	149
IV) Comparaisons avec d'autres granites orbiculaires	152
V) Hypothèse génétique	153
VI) Problème de la sédimentation	156
VII) Conclusion	159

LES FILONS DE MICROGRANITE ET DE RHYOLITE

I) Introduction	160
II) Pétrographie	161
1°/ Caractères macroscopiques	161
A - Microgranites	161
B - Rhyolites	161
2°/ Caractères microscopiques	162
A - Microgranite	162
B - Rhyolite	164
III) Géochimie	165
1°/ Éléments majeurs	165
2°/ Oligoéléments	171
3°/ Différenciation géochimique dans les filons de microgranite	171
IV) Conclusion	174

LES ROCHES FILONIENNES BASIQUES : PORPHYRITES

I) Introduction	174
-----------------	-----

II) Pétrographie	175
1°/ Caractères macroscopiques	175
2°/ Caractères microscopiques	175
III) Géochimie	176
1°/ Éléments majeurs	176
2°/ Éléments mineurs	179

LES ROCHES FILONIENNES LAMPROPHYRIQUES : KERSANTITES

I) Pétrographie	180
1°/ Caractères macroscopiques	180
2°/ Caractères microscopiques	180
3°/ Composition minéralogique quantitative	182
II/ Géochimie	183
1°/ Éléments majeurs	183
2°/ Éléments mineurs	185
III) Conclusion à l'étude des filons de kersantites et de porphyrites. Comparaison avec les vaugnérites	186

DEUXIEME PARTIE

MINÉRALOGIE

INTRODUCTION	191
BIOTITE :	
I) Provenance et association	193
II) Caractères chimiques	193
1°/ Éléments majeurs	193
2°/ Éléments mineurs	198
III) Caractères optiques	200
PIROXENE :	
I) Provenance et association	200
II) Caractères chimiques	201
1°/ Éléments majeurs	201
2°/ Éléments mineurs	201
III) Caractères optiques	203
AMPHIBOLE :	
I) Provenance et association	204

II) Caractères chimiques	204
1 ^o / Éléments majeurs	204
2 ^o / Éléments mineurs	205
III) Caractères optiques	205
IV) Étude radiocristallographique	206

TOURMALINE :

I) Provenance et répartition	207
II) Caractères chimiques	207
1 ^o / Éléments majeurs	207
2 ^o / Éléments mineurs	209
III) Caractères optiques	209
IV) Étude radiocristallographique	212

MUSCOVITE :

I) Répartition	212
II) Caractères chimiques	214
1 ^o / Éléments majeurs	214
2 ^o / Éléments mineurs	214

CORDIÉRITE :

I) Provenance et répartition	214
II) Caractères chimiques	215

ANDALOUSITE :

Description et étude radiocristallographique	217
--	-----

FELDSPATH POTASSIQUE

I) Provenance	217
II) Caractères chimiques	218
1 ^o / Éléments majeurs	218
2 ^o / Éléments mineurs	221

————— TROISIEME PARTIE —————

ÉTUDE STRUCTURALE DU MASSIF DE LA MARGERIDE

I) Relations du granite de la Margeride avec les terrains métamorphiques et les autres granites	225
1 ^o / Région occidentale	225

20/	Bordure nord	227
30/	Bordure sud	228
40/	Région orientale	230
II)	Structure interne et déformation du pluton	237
10/	Principes et méthodes d'études utilisées	237
20/	Interprétation des résultats	240
30/	Forme initiale et épaisseur du laccolite	242
III)	Conclusion	245

————— QUATRIEME PARTIE —————

CARACTERES PRINCIPAUX DES GRANITES VOISINS ET STRUCTURE GÉNÉRALE DE LA RÉGION

I)	Le granite du Velay	249
10/	Forme et dimension	249
20/	Relations avec les schistes cristallins	249
30/	Pétrographie	250
40/	Enclaves	251
	A - Enclaves de schistes cristallins	251
	B - Enclaves de roches éruptives	251
	C-- Enclaves de granite porphyroïde	252
II)	Les granites porphyroïdes entourant le granite du Velay	253
10/	Le granite de la Chaise-Dieu	253
20/	Le granite de Rocles	253
30/	Le granite de Largentière	254
40/	Les granites de Saint-Cierge-la-Serre et de Tournon	256
50/	Les granites du Mont Lozère et de la Borne	257

————— CINQUIEME PARTIE —————

SCHÉMA DE L'ÉVOLUTION RÉGIONALE DE LA CROUTE ET INTERPRÉTATION SELON UN MODELE OROGÉNIQUE SIMPLE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

PLANCHES

AVANT-PROPOS

Très tôt je me suis senti attiré par les sciences de la terre, sans doute sous l'influence de mon grand-père, P. Didier, minéralogiste autodidacte qui se consacrait avec passion à l'étude des pegmatites sodo-lithiques de la région de Chanteloube en Limousin. Sa maison était remplie de cailloux provenant des gisements tout proches (1) et à l'âge où l'on apprend à lire, les termes de lépidolite, béryl ou mica testacé avaient déjà pour moi une signification concrète.

En Périgord, où je résidais ordinairement, mon goût inné pour la géologie me fit me passionner pour les phénomènes karstiques dont cette région est si riche, au point, dois-je l'avouer ici, de faire quelquefois l'école buissonnière pour aller explorer quelque caverne.

Au moment d'entreprendre des études supérieures, en géologie cela allait de soi, c'est vers l'Université de Clermont-Ferrand que je me suis dirigé, après une étape au Collège Scientifique Universitaire de Limoges. Ayant été habilité à préparer un doctorat de 3^e cycle; je fis mes premières armes en pétrographie sur les terrains métamorphiques de la Corse, sous la conduite de J. Maisonneuve, Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand.

A mon retour du service militaire, Monsieur le Professeur Lapadu-Hargues, alors Directeur du Département de Géologie et Minéralogie me proposa successivement d'occuper un poste d'Assistant qui était devenu vacant et de préparer une thèse d'État sur le massif de la Margeride. Qu'il me soit permis de lui témoigner toute ma gratitude pour la bienveillance dont il a toujours fait preuve à mon égard.

Les idées exposées dans ce mémoire proviennent d'une longue réflexion en face des résultats et des observations, guidée par l'enseignement reçu et par la lecture des ouvrages cités en référence et stimulée par de fructueuses discussions.

Je voudrais tout d'abord rendre hommage à mes Maîtres : M. Roques, P. Lapadu-Hargues, J.M. Peterlongo et J. Maisonneuve, Professeurs à l'Université de Clermont-Ferrand.

(1) *Si proches que cette demeure, décidément marquée par la géologie, vient d'être détruite pour permettre l'exploitation d'un important gisement d'uranium sous-jacent.*

Au Laboratoire de Géologie et ensuite sur le terrain, j'ai bénéficié de la grande expérience des roches granitiques acquise par Monsieur J. Didier, Professeur à l'Université de Brest et par Monsieur J. Lameyre, Professeur à l'Université de Paris VI, que je remercie d'avoir accepté de juger ce travail.

Mes remerciements s'adressent également à Monsieur le Professeur M. Mattauer et à Monsieur le Professeur L. David qui m'ont fait l'honneur de participer au jury de cette thèse.

Au cours de son séjour à Clermont-Ferrand, en qualité de Maître de Conférences, j'ai beaucoup appris de Monsieur C. Gagny, en particulier dans le domaine de la géochimie.

J'ai en outre bénéficié des conseils de Monsieur J. Kornprobst, Maître de Conférences, de Monsieur J.P. Carron, Sous-Directeur du laboratoire de géologie de l'École Normale Supérieure, et de Madame J. Mergoil, Maître-Assistante, ainsi que de l'aide de Monsieur G. Cornet, Maître-Assistant en physique et de celle de mes collègues : H. Labernardière, G. Sabourdy et A. Fernandez.

Ma reconnaissance va vers tous ceux qui ont participé à l'obtention des résultats contenus dans ce mémoire.

Les très nombreuses analyses chimiques ont été réalisées avec toute la précision souhaitable par Mesdames F. Cantagrel, S. Couturié, E. Gamot, J. Philibert, J. Sérange et M. Veschambre.

Certains dosages d'oligoéléments ont été réalisés grâce à l'obligeance du Service de Recherche de la S.N.P.A. à Pau.

L'interprétation des résultats géochimiques et le calcul des paramètres ont été facilités par des programmes mis au point par P. Bussière, Géologue en Chef du Corps d'État.

Les mesures géochronologiques ont été réalisées par Madame M. Vachette, Maître de Recherche au C.N.R.S. ou avec l'aide de Monsieur M. Lasserre, Géologue en Chef du corps d'État.

L'étude radiocristallographique des minéraux a été faite par Monsieur Y. Blanc.

Les lames minces ont été confectionnées par Messieurs Ferrand et Lavaure.

Je remercie Monsieur Goguel, Ingénieur Général des Mines, Inspecteur Général de la Carte Géologique qui m'a chargé du lever de plusieurs cartes à 1/50.000, ce qui m'a placé dans des conditions très favorables pour effectuer le travail de terrain.

Je remercie également Monsieur Guillaume, Directeur de l'U.E.R. Recherche pour l'attribution d'une subvention émanant du Service des Annales qui a permis d'assurer l'impression de ce mémoire dans les meilleures conditions.

RÉSUMÉ

L'étude du Massif granitique de la Margeride (Massif Central français) a été abordée par les méthodes cartographiques, pétrographiques, géochimiques et structurales, adaptées au caractère largement grenu et porphyroïde que présente la quasi totalité des roches de ce très vaste ensemble.

Deux exemples remarquables de différenciation par gravité ont pu être mis en évidence à des échelles différentes, et pour la première fois semble-t-il avec autant de netteté dans des roches acides :

- l'un à partir d'un magma granitique calco-alkalin installé dans un énorme laccolite d'environ 5 km d'épaisseur (granite de la Margeride) ;
- l'autre, à partir d'un magma leucogranitique plus alcalin, à la partie inférieure d'un filon recoupant l'unité précédente, avec apparition d'une structure orbiculaire de type exceptionnel (granite orbiculaire du Signal de Randon).

Dans l'un et l'autre cas, on observe la sédimentation de différentes générations de cristaux ou d'orbicules qui se superposent stratigraphiquement. L'application de la loi de Stokes a permis d'analyser ce mécanisme influencé notamment par l'augmentation de la viscosité du magma à mesure que sa température diminue. L'étude de l'évolution régulière vers un pôle leucocrate, siliceux et alcalin à la partie supérieure de l'ensemble différencié s'appuie sur de nombreuses données cohérentes, pétrographiques, géochimiques (éléments majeurs et mineurs) et minéralogiques.

La différenciation par gravité a permis de mettre en évidence les déformations secondaires subies par le pluton granitique, selon une méthode originale : étude bathymétrique, à partir des courbes d'isoteneur en biotite, du mur du laccolite supposé horizontal initialement. Des plis de grande ampleur, prolongeant des structures déjà connues à l'extérieur du massif, mais indiscernables autrement, ont pu de la sorte apparaître, ainsi que le sens du mouvement de la faille de Saugues.

D'autres applications de la différenciation gravitaire sont envisagées : variations géochimiques dans les filons de roches éruptives, identification des métagranites, métallogénie.

Le caractère général du gisement laccolitique des granites intrusifs se confirme, même pour des plutons de grandes dimensions.

La texture du granite porphyroïde de la Margeride résulte de la superposition de structures d'origine magmatique (figures de sédimentation des MFK bien marquées dans les niveaux les plus profonds) et de déformations secondaires ; les premières ayant le plus souvent guidé les secondes.

Deux phases tectoniques postérieures aux granites de type Margeride ont pu être distinguées : la première correspond à la montée du dôme que constitue le granite autochtone du Velay dont le caractère

diapirique est démontré. La seconde est due à des mouvements tangentiels qui se traduisent par des plissements, des charriages et des décrochements.

L'étude détaillée des deux types d'enclaves basiques du granite (vaugnérites et enclaves microgrenues) a permis de reconnaître leur origine commune, analogue à celle des lamprophyres filoniens plus tardifs et de préciser les conditions de leur mise en place. Ces enclaves résultent de l'irruption d'un magma basique dans le magma granitique en cours de différenciation, sans miscibilité directe.

Les plus grosses enclaves, largement grenues (vaugnérites) jalonnent sur une trentaine de kilomètres une fracture (racine du laccolite correspondant à une anomalie gravimétrique) ayant servi successivement de voie d'accès aux deux fluides magmatiques.

Les petites enclaves à grain fin, dispersées par les courants de convection, correspondent à des portions globuleuses de magma basique, rapidement figées au contact du magma granitique plus froid. Leur caractère hybride provient de l'assimilation plus ou moins complète des phénocristaux du granite (inclusions de MFK résorbées partiellement) absorbés par tension superficielle ou dans la traversée des cumulats granitiques. Les mêmes phénomènes s'observent sur la bordure des grosses enclaves vaugnéritiques.

L'influence du rapport Al_2O_3/CaO sur la paragenèse des roches granitoïdes est soulignée.

L'enchaînement des différents phénomènes éruptifs observés dans la région conduit à proposer un schéma logique de l'évolution thermique de la croûte à la suite de son épaissement au cours du cycle orogénique hercynien.

Le modèle adopté correspond à un réchauffement, en régime transitoire, de l'écorce, à partir de sa limite inférieure plongée dans une région très chaude du manteau qui va lui transmettre sa chaleur par conduction.

La dualité des magmas granitiques et dioritiques et leur permanence s'expliquent par la fusion fractionnée du matériel crustal selon deux fronts successifs qui progressent verticalement. Le premier, qui affleure actuellement autour du granite autochtone du Velay, est précédé par une brusque augmentation du gradient thermique se traduisant par un métamorphisme de type « basse pression ».

Ce processus thermique se déroule tandis que le démantèlement de la chaîne hercynienne détermine, pour un niveau d'observation constant, des conditions de mise en place de plus en plus superficielles pour les roches éruptives.

■

ABSTRACT

The granite of the Margeride constitutes a very large pluton in the french Massif Central. The main rock is a monzogranite with large K feldspar megacrysts (MFK).

Two noticeable examples of gravitational differentiation at different scales are exhibited, apparently for the first time with so great evidence in acid rocks :

- The first, from a calco-alkaline granitic magma intruded in a huge laccolith about 5 km thick. Dark facies, in the lower part, very rich in biotite and MFK changes progressively, to the upper part, into light facies, poor in MFK, containing biotite (few), cordierite and muscovite.
- The other, from a leucogranitic and more alkaline magma, in the lower part of a vertical dike cross cutting the former unit, with formation of an orbicular structure (orbicular granite of the Signal de Randon).

In both cases, a stratigraphic superposition of successive generations of crystals or orbicules is observed. The Stokes law is used to analyse the sedimentation mechanism of crystals and orbicules particularly influenced by the increase of viscosity of the magma in proportion as its temperature decrease.

Numerous and coherent datas, of petrography, geochemistry and mineralogy show a progressive evolution toward a leucocratic, siliceous and alkaline pole at the upper part of the two differentiated whole mass.

The gravitational differentiation has permitted to present the evidence of post magmatic deformations in the granitic pluton, with an original method : bathymetric study of the floor of the laccolith assumed initially horizontal, using a map on which the curves of isocontent of biotite have been drawn. Large folds, prolonging structures well known out of the pluton, have so appeared and also the succession of vertical and horizontal movements of the Saugues fault.

Others applications of the gravitational differentiation are indicated : interpretation of geochemical variations in eruptive rocks dikes, metagranites identification, metallogenic researchs.

The generality of laccolithic structure in granitic plutons, even in very large ones, is confirmed.

Texture of the porphyritic granite of the Margeride results from superposition of magmatic structures (planar orientation of MFK and others sedimented minerals by gravity action and igneous lamination by convection currents) and secondary deformations structures (shearing). The first generally guiding the next.

This later deformation of Margeride granite results from two tectonic phases : the first corresponds to the upward movement of the subautochthonous granite of Velay forming a large diapiric dome. The second results from tangential movement producing important folds, overthrust and transverse fault.

The Margeride granite contains two types of basic enclaves : microgranular small enclaves and larger coarse-grained enclaves (vaugnerites). They result from the intrusion of a basic magma (which will produce later lamprophyric dikes), in the granitic magma during his differentiation in the laccolith, without direct miscibility.

The vaugneritic enclaves fall into a line of 30 km that coïncides with a light gravimetric anomaly representing a root of the laccolith : large fracture used successively for the intrusion of granitic and basic magmas.

The small enclaves with a microgranular structure represent globular portion of basic magma quickly chilled at the contact with colder granitic magma and dispersed by convection currents. Their hybrid character results from the more or less complete assimilation of granitic phenocrysts (MFK inclusions partially resorbed) incorporated by superficial tension or when the magma soaked through the phenocrysts cumulates in the lower part of the laccolith.

The same phenomena appear on the margin of large vaugneritic enclaves.

The influence of Al_2O_3/Cao ratio on the granitoid paragenesis is emphasized.

A model for the thermal evolution of the crust is proposed to explain the succession of the different magmatic events in the region during the hercynian orogenic cycle. As a result of its thickening, the crust subsides into the hot mantle and get warmer in transitory regime by thermal conduction.

The duality of granitic and dioritic magmas and their permanency during the hercynian period are explained by a fractional melting of crustal material with two fronts progressing simultaneously one above the other. The first, actually appearing around the autochthonous granite of Velay is accompanied by a sharp increase of the thermal gradient with a « low pressure » metamorphism.

During this thermal evolution, the erosion of the hercynian range determines, for a constant level of reference in the crust, conditions more and more superficial for the intrusion of eruptives rocks.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I – PRÉSENTATION DE LA RÉGION

10/ CADRE GÉOGRAPHIQUE

Le massif granitique de la Margeride est localisé dans la région sud du Massif Central (fig. 1) aux confins des départements de la Lozère, de l'Aveyron, du Cantal et de la Haute-Loire. Il recouvre plus ou moins complètement 16 cartes à 1/50 000 : Saint-Chély-d'Apcher, Saugues, Nasbinals, Entraygues, Langogne, Mende, Le Bleymard, Espalion, Chaudes-Aigues, Cayres, Saint-Geniez-d'Olt, Décazeville, Langeac, Le Puy, Vic-sur-Cère et Maurs (fig. 2).

Si l'on fait abstraction de la couverture sédimentaire et des épanchements volcaniques, la superficie occupée par les roches granitiques est d'environ 3 200 km².

Le massif est allongé selon une direction générale W-SW - E-NE, direction qui coïncide à peu près avec celle de sa limite nord. Du côté sud, les contours, de tracé plus irrégulier, dessinent deux vastes protubérances qui correspondent à des élargissements successifs du domaine granitique lorsqu'on se dirige vers l'est. De la sorte, on peut distinguer trois compartiments séparés par des directions NW – SE : à l'ouest des Monts d'Aubrac, une langue granitique (région d'Entraygues) large en moyenne de 15 km seulement ; un bloc médian large de 35 km environ qui s'étend à l'est de l'Aubrac ; un compartiment oriental de 55 km de largeur, situé à l'est d'une ligne passant par Mende et Saint-Chély-d'Apcher.

Le relief correspond à un ensemble de plateaux dont l'altitude moyenne dépasse généralement 1 000 m, séparés par deux barrières parallèles : les monts volcaniques de l'Aubrac qui culminent à 1 469 m au Signal de Mailhebiau et le horst granitique de la Margeride qui atteint 1 552 m au Truc de Fortunio.

Un certain nombre de régions naturelles peuvent être distinguées.

L'extrémité occidentale du massif granitique, bordée au nord par la basse Truyère et entaillée par les gorges du Lot, appartient en grande partie au Plateau de la Viadène dont l'altitude relativement basse varie entre 700 et 900 m. Entraygues anime cette région où existent de nombreux barrages hydroélectriques : barrages de Cambeyrac, de Couesque et de Sarrans sur la Truyère, de Golinac sur le Lot.

Les Monts d'Aubrac, allongés perpendiculairement à l'axe du massif granitique qu'ils recouvrent de leurs épanchements basaltiques, atteignent leur plus haute altitude dans le sud où les cotes supérieures à 1 400 m ne sont pas rares. Une grande dissymétrie apparaît entre le versant ouest, boisé et entaillé par les « boraldes », ces rivières qui dégringolent vers le Lot tout proche, et les planèzes orientales formant un immense pâturage où subsistent quelques rares lacs d'origine glaciaire drainés par le Bès. Au nord de Marchastel, le pied du versant est encombré par les alluvions glaciaires : sables argileux mêlés à des cailloux et à des boules de granite. Ces dépôts sont souvent recouverts par des tourbières dont l'exploitation a repris récemment. Le pays d'Aubrac comprend aussi les marges granitiques qui réapparaissent à l'est de la couverture volcanique, débarassées de leur manteau d'arène et modelées par l'action locale de l'érosion glaciaire. L'élevage est la ressource essentielle de l'Aubrac dont la race bovine est réputée.

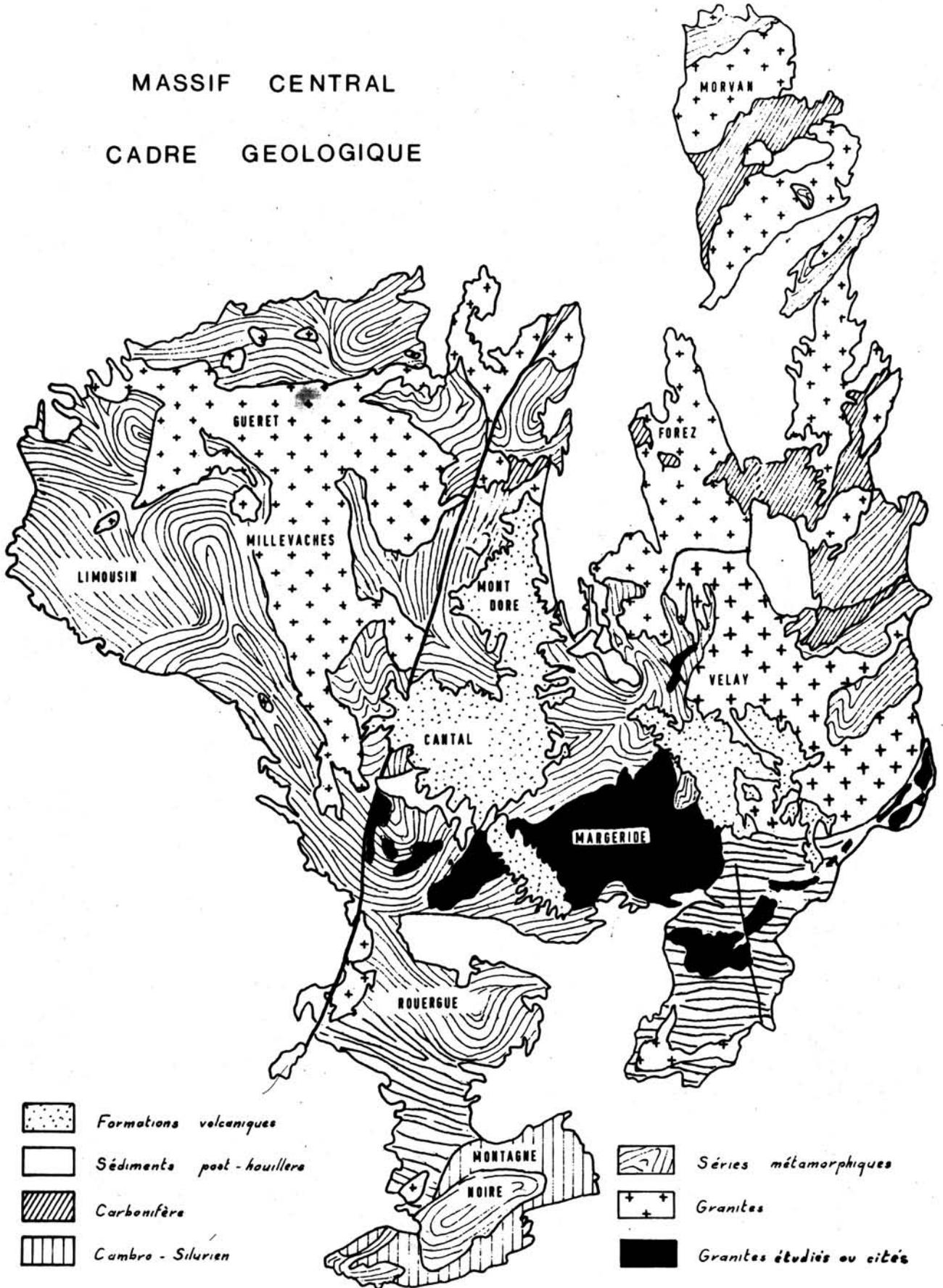
Entre l'Aubrac et la Margeride s'étend un plateau monotone, déprimé dans sa partie centrale où l'altitude ne dépasse guère 1 000 m pour constituer un large couloir où sont groupées les voies de communication qui mettent en relation l'Auvergne et le midi. Placée sur cet axe de communication, la ville de Saint-Chély-d'Apcher possède une vocation industrielle grâce aux ressources hydroélectriques régionales et à la présence de quartz filonien permettant la fabrication d'alliages de ferro-silicium. Une petite usine traite par ailleurs le feldspath extrait des pegmatites environnantes. Deux autres agglomérations méritent d'être signalées : Aumont-Aubrac qui constitue une étape sur la route nationale n° 9, et le Malzieu, ville ancienne installée au bord de la Truyère, au fond d'un petit graben oligocène, sorte de Limagne en miniature prolongée du côté nord par le bassin d'effondrement de Saint-Flour et vers le sud par celui de Saint-Alban.

Toute cette région est principalement drainée par la Truyère ; vers le sud, un double phénomène de capture par la Colagne et son affluent la Crueize détourne les eaux vers le Lot. Les aménagements réalisés par EDF ont rétabli en partie la situation première.

La plupart des reliefs sont couverts de bois de pin, les cultures sont rares et les pâturages occupent les parties basses. Les Monts de la Margeride qui se prolongent vers le nord au-delà des limites du granite forment une longue échine très régulière dont le faite ne descend que très rarement en dessous de 1 400 m et atteint son point culminant vers le sud, au Truc de Fortunio (1 552 m), récemment surmonté par l'antenne d'un relais de télévision. Ce sommet domine la terminaison méridionale du relief qui s'élargit et s'abaisse légèrement pour constituer le Plateau du Palais du Roi. Le lac artificiel de Charpal (alt. 1 400 m) occupe la dépression centrale de ce haut plateau désolé en cours de reboisement, dont la surface, encore en partie recouverte par des lambeaux d'arkose, correspond à celle de la plaine post-hercynienne et antetriasique. La Margeride se présente comme un horst typique, avec des versants en gradins, séparés par des escarpements de faille particulièrement prononcés sur le côté ouest où se fait le raccord avec le graben de Malzieu — Saint-Alban.

Au point de vue hydrologique, les Monts de la Margeride séparent le bassin de l'Allier du côté oriental, de ceux de la Truyère et du Lot vers l'ouest. Cette ligne de partage des eaux passe par le rebord oriental du Plateau du Palais du Roi et atteint le petit Causse de Montbel, posé sur le granite, qui constitue un point privilégié à partir duquel les eaux s'échappent dans trois directions : vers le nord, les eaux s'écoulent en direction de la Loire

MASSIF CENTRAL
 CADRE GEOLOGIQUE



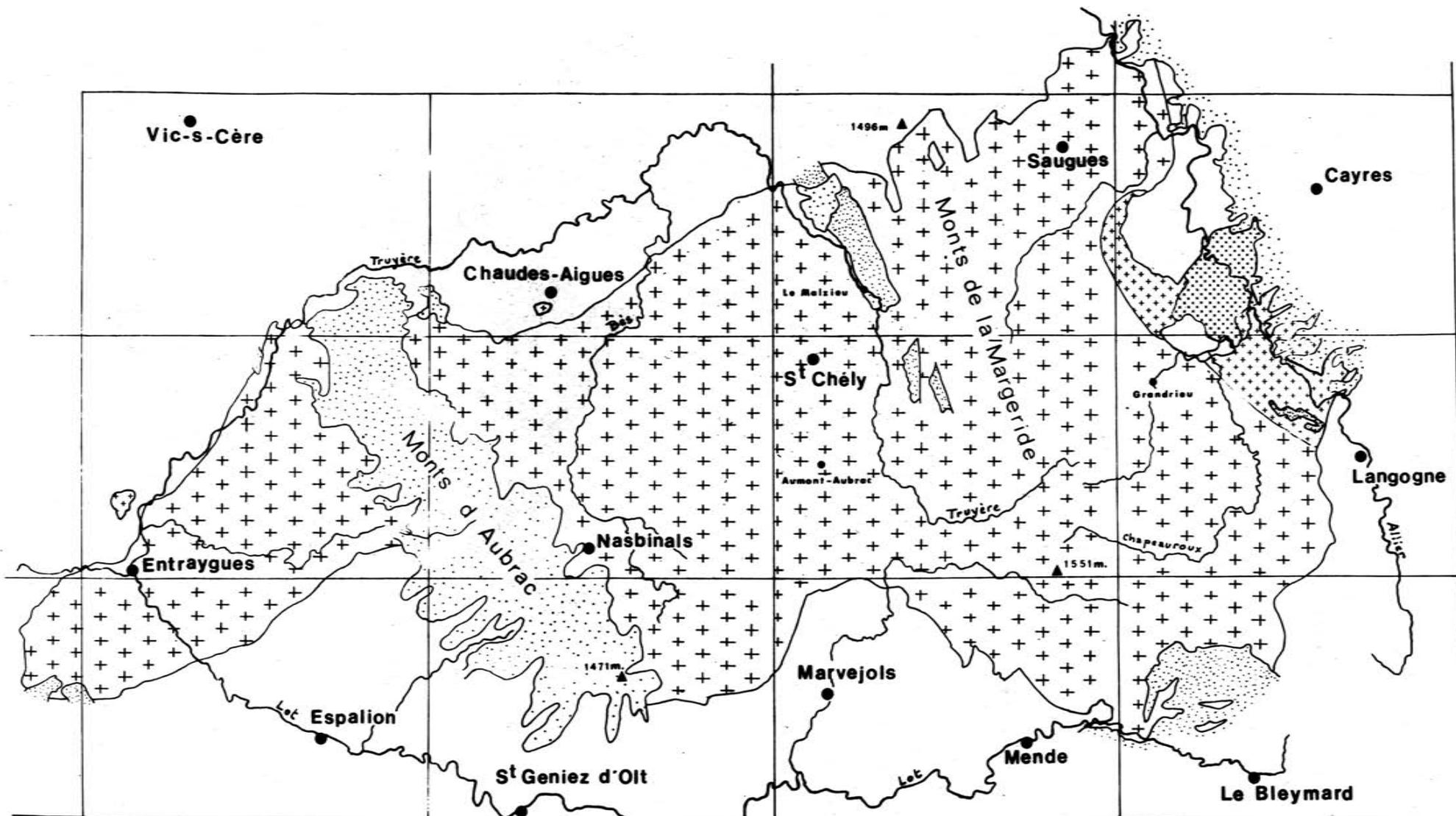


FIGURE 2 : Principales unités distinguées dans le massif granitique de la Margeride.

Le granite de la Margeride s.s. est représenté par des croix. Les croix plus petites correspondent aux petits massifs isolés de Soulaque (au N. d'Entraygues) et de Chaudes-Aigues, ainsi qu'au granite de Chambon-le-Château (entre Saugues et Langogne) qui entoure partiellement le granite de Saint-Christophe (petites croix de Saint-André) et un grand panneau de schistes cristallins (en blanc). Les terrains volcaniques et sédimentaires sont représentés par des pointillés plus ou moins gros et espacés. Le quadrillage correspond aux limites des feuilles topographiques à 1/50 000.

par l'intermédiaire d'un affluent de l'Allier ; le Chassezac, qui prend naissance à cet endroit, entraîne une partie des eaux vers le Rhône ; enfin un troisième ruisseau s'engloutit dans une « croze » du plateau calcaire pour rejoindre souterrainement le ruisseau de l'Altaret, tributaire du Lot et de la Garonne. La bruyère recouvre les sommets, entre les rochers dénudés, et les tourbières, installées dans le creux du relief, jalonnent les grandes fractures. Le hêtre s'accommode bien de cette altitude. Plus bas s'étendent les pâturages et la forêt de résineux (pin principalement), en cours d'extension, qui servit de refuge au XVIII^e siècle à la fameuse bête du Gévaudan. Quelques grosses fermes isolées existent dans la montagne, mais la plupart des habitants sont groupés dans des villages tels que Paulhac, Saint-Denis et La Villedieu.

Entre les Monts de la Margeride et une limite qui coïncide à peu près avec la haute vallée de l'Allier, on retrouve un troisième plateau granitique dont la bordure méridionale est en partie recouverte par les sédiments liasiques des petites causses d'Allenc et de Montbel, annexes du Causse de Mende. A l'est, les dernières coulées basaltiques du Devès masquent par endroits la frontière du domaine granitique avec les terrains métamorphiques.

Ce plateau oriental, un peu plus élevé que celui du centre, est, excepté le cas très particulier de la région de Montbel, drainé par trois affluents de l'Allier : la Seuge, l'Ance et le Chapeauroux. Près de Langogne, le Donozau s'échappe du bassin d'effondrement oligocène de Naussac par un étroit goulet qu'il est prévu de fermer pour constituer un réservoir de près de 1.000 hectares de superficie destiné à régulariser le débit de l'Allier. Les ressources de cette région sont, là encore, l'élevage et l'exploitation forestière auxquels s'ajoutent l'exploitation par la C.F.M.U. de deux importants gisements d'uranium (mines du Cellier et des Pierres Plantées) et l'énergie hydroélectrique à Monistrol-sur-Allier. La petite ville de Saugues est installée au bord d'une dépression tectonique où la Seuge s'étale dans une vaste plaine alluviale. Châteauneuf-de-Randon, perchée sur un piton isolé, au milieu d'un carrefour de larges vallées, est une ancienne place forte au pied de laquelle vint mourir le connétable Duguesclin. Grandrieu, autre chef-lieu de canton, occupe le centre de la région.

Les conditions d'affleurement sont assez mauvaises. C'est seulement dans les vallées encaissées (gorges du Lot, de la Truyère, de l'Allier et de l'Ance), sur le versant oriental de l'Aubrac, décapé par les actions glaciaires, ou sur les « roncs » des hauteurs de la Margeride que l'on dispose d'une certaine continuité dans les affleurements. Sur les plateaux, le granite porphyroïde profondément altéré, n'apparaît que sous forme de grosses boules dégagées de la masse arénisée sur les petits reliefs. Le granite à grain fin résiste mieux, et, par le jeu de l'érosion différentielle, peut constituer des buttes ou des dykes. Quand il est fragmenté, il ne forme jamais de boules mais des rochers anguleux ou des éboulis. Cette bonne conservation des blocs de granite à grain fin rend difficile la cartographie des masses leucogranitiques dont on a tendance à surestimer l'importance, lorsqu'on se base sur l'extension des « volantes ».

2^o/ CADRE GÉOLOGIQUE

Le massif granitique de la Margeride est intrusif dans des terrains métamorphiques où l'on distingue plusieurs unités géologiques.

Sur sa bordure nord, le granite est en contact avec la série du Haut-Allier, étudiée dans son ensemble par F.H. Forestier (1964). Le métamorphisme principal de type « moyenne pression » à disthène-sillimanite est représenté par des termes méso à catazonaux, ortho et para dérivés (anciens sédiments schisto-gréseux et roches éruptives acides, basiques et ultrabasiqes). Un second métamorphisme, mieux marqué dans la région orientale et survenant vraisemblablement après une période d'érosion, se traduit par le rajeunissement des amphiboles à 310 M.A. (J.M. Cantagrel, 1973). Cette série se prolonge vers l'ouest par celle de la Haute Truyère, à structure renversée et de caractères voisins, étudiée par J. Restituto (1971).

Au sud-ouest du Cantal qui masque les relations avec les séries précédentes, on rencontre les micaschistes de la Châtaigneraie entourant les petits massifs granitiques de Veinazès, Marcoles et Omps-Boisset décrits par G. Vivier (1970) et qui présentent de grandes analogies avec le granite d'Entraygues. On retrouve ces micaschistes, dans lesquels le granite développe un métamorphisme de contact, au sud de l'appendice d'Entraygues dans la série du Lot. Dans les épischistes de Saint-Geniez-d'Olt, une discordance a pu être mise en évidence entre des micaschistes rétro-morphosés et une série grésopélitique monométamorphique (J. Kornprobst et D. Poulain, 1972).

Plus à l'est, autour de Marvejols, la série, ici mésozonale et inversée, bien qu'essentiellement pélitique, renferme un puissant horizon volcano-sédimentaire. Comme dans le Haut Allier, la succession de deux épisodes métamorphiques a été reconnue, le second, de type basse pression et de faible intensité, paraît être postérieur à la mise en place du granite de la Margeride (B. Briand, 1973).

A l'est des Causses, s'étend le vaste ensemble micaschisteux des Cévennes, qui renferme deux massifs de granite porphyroïde analogue à celui de la Margeride : au sud, le granite de l'Aigoual et ses annexes du Saint-Guiral et du Liron ont été étudiés par J. Didier (1964) et tout récemment par G. Sabourdy (1975). Au nord, le massif granitique du Mont Lozère, étudié par J.C. Van Moort (1966), est affecté par la dislocation régordane, décrochement senestre qui a remonté vers le nord son extrémité orientale, isolant ainsi le petit massif de la Borne.

Plus au nord, le granite autochtone du Velay et les schistes cristallins qui lui sont associés, constituent une très vaste unité géologique qui s'inscrit dans un cercle ouvert du côté nord. La bordure occidentale qui touche la série du Haut-Allier déjà citée et contre laquelle vient buter le granite de la Margeride, forme l'Arc de Fix-Saint-Geney's où dominent les gneiss œillés, en partie masqués par le recouvrement basaltique du Devès. Le métamorphisme principal affectant cette région et auquel se trouve lié génétiquement le granite du Velay est de type basse pression (M. Chenevoy et J. Ravier, 1968 ; A. Weisbrod, 1968). Ce granite très particulier, renferme habituellement de la cordiérite en nodule et passe progressivement aux schistes cristallins catazonaux. Il est très chargé en enclaves de forme et de nature variées correspondant à des roches épargnées par l'anatexie : gneiss riche en biotite, amphibolite et roches éruptives plus anciennes (vaugnérite et granite porphyroïde).

II – HISTORIQUE DES TRAVAUX RÉGIONAUX

Vers le milieu du XIX^e siècle, le granite de la Margeride, dont la structure porphyroïde remarquable avait très tôt frappé les esprits, a été distingué et décrit, parfois sous le nom de granite du Haut Gévaudan, à l'occasion d'études géologiques menées tout d'abord à l'échelle départementale.

De cette première phase de travaux régionaux, nous retiendrons ceux de Bouillet (1834), Baudin (1841 et 1843), Tournaire (1859) et Rames (1873) pour le Cantal. Des études similaires étaient réalisées à cette époque par Boisse (1858 et 1870) dans l'Aveyron et par Marrot puis par Dorlhac (1860) pour le département de la Lozère. Au même moment, Tournaire (1869) se consacrait à la réalisation d'une carte géologique détaillée de la Haute-Loire à l'échelle de 1/80 000, publiée en 4 feuilles en 1880. Malgré l'ampleur de la tâche, réalisée en 20 années, cette carte est d'une précision remarquable pour l'époque. Sur la feuille n° 3 qui concerne la partie orientale du massif de la Margeride, certaines variétés de granite sont déjà distinguées ainsi que des enclaves de terrain métamorphique et bon nombre de filons : porphyre, minette, quartz minéralisé ou non. Plusieurs de ces détails ont été supprimés à tort sur les éditions suivantes de la carte au 1/80 000.

Les premiers travaux de synthèse sont dus à Dufrenoy et Élie de Beaumont (1841) qui soulignent déjà l'analogie entre les trois massifs de granite de la Margeride, du Mont Lozère et de l'Aigoual. Cependant sur la carte de France au 1/500 000, publiée à cette même date par ces deux auteurs, les contours du granite de la Margeride sont encore très inexacts : le granite qui n'est pas représenté à l'ouest de l'Aubrac, ni à l'est de la Margeride, se prolonge trop loin vers le nord ; il faudra attendre la carte de Carez et Levasseur, publiée en 1886 à la même échelle, pour avoir des contours de l'ensemble du massif proches de la réalité.

A la fin du siècle, la connaissance géologique de la région progresse grâce à la parution des premières éditions des cartes à l'échelle de 1/80 000 dues à Fouqué (1882) pour la feuille de Saint-Flour, Fabre (1889) pour celle de Largentière, Boule et Termier (1893) pour Le Puy, Boule et Fabre (1906) pour Mende et à Boule, Mouret et Thévenin (1904) pour Figeac.

Sur la feuille de Largentière, Fabre cartographie quelques grosses enclaves basiques sous le nom de « granite amphibolique » et note l'existence d'enclaves plus petites communément dispersées dans le granite. Dans les deux cas il s'agit pour Fabre d'amphibolite ancienne qui paraît avoir été arrachée au substratum par les éruptions granitiques.

La thèse de Boule (1892), bien que plus spécialement consacrée au Velay, s'étend vers l'ouest jusqu'à la Margeride où l'auteur décrit en détail la pétrographie microscopique des filons traversant le granite : « granulites, porphyres, kersantites, orthophyres et porphyrites » témoins d'un volcanisme paléozoïque.

Le métamorphisme de contact exercé par le granite sur les micaschistes dans la région d'Entraygues est décrit dans la thèse de M. Roques (1941) qui remarque que l'auréole correspondante est plus large sur la bordure nord-ouest où le granite présente un contact discordant avec la foliation des schistes. Le caractère topochimique de ce métamorphisme sera confirmé par P. Bécarie (1958).

Dans ses études sur la tectonique du Massif Central, A. Demay (1932, 1942, 1946) s'est intéressé à la position occupée par le granite de la Margeride dont il publie une coupe transversale (1942) montrant le contact concordant au nord avec la série renversée de la Truyère et discordant au sud avec la série du Lot. Pour Demay, ce granite est post-tectonique et probablement hercynien.

En 1947 paraît la thèse de P. Lapadu-Hargues qui, le premier, s'intéresse au Massif de la Margeride dans son ensemble. Les grandes fractures qui sillonnent le massif sont mises en évidence et l'existence fréquente de contact par faille entre le granite et les schistes cristallins est soulignée. On doit encore au même auteur la révision des cartes géologiques de Mende (1949), Saint-Flour (1964) et Largentière (1966). Plusieurs autres publications de P. Lapadu-Hargues portent sur la géochimie ou la pétrographie des roches de la région.

Dans sa thèse sur les terrains métamorphiques du bassin du Haut Allier, F.H. Forestier (1961) consacre quelques pages au granite de la Margeride dont il souligne le caractère post-tectonique et décrit quelques particularités structurales.

En 1963, M. Toyer publie une étude détaillée axée sur la métallogénie de la région d'Entraygues.

La prospection de l'uranium, organisée dans la région par le C.E.A. puis par des sociétés privées, a suscité des études pétrographiques et géochimiques dont les résultats sont rassemblés dans un ouvrage publié en 1964 sous la direction de M. Roubault.

Après des études préliminaires effectuées dans la région en 1960, F. Colin publie en 1966 sa thèse consacrée au volcanisme de l'Aubrac et dans laquelle la géologie du socle granitique est fréquemment évoquée.

Les leucogranites à muscovite qui recoupent le granite de la Margeride sont étudiés en détail sur le plan pétrographique et géochimique dans la thèse de J. Lameyre (1966). A propos du granite porphyroïde, J. Lameyre observe que « sa texture change, selon la région,

avec la nature de ses enclaves : parfaitement équiant dans l'ouest du massif et en particulier dans son appendice d'Entraygues, il renferme des enclaves microgrenues et des enclaves de cornéennes. Il se charge dans les régions de l'est d'enclaves de gneiss, d'amphibolites, et de roches basiques très modifiées. En même temps, il prend une texture orientée parallèlement à la foliation des enclaves gneissiques ».

S. Lemoine (1967), dans son étude des schistes cristallins de la région d'Alleyras, s'intéresse à la bordure NE du granite de la Margeride dans lequel il distingue sous le nom de granite de Chambon-le-Château un faciès porphyroïde à grain plus fin.

La bordure du massif granitique est étudiée dans la région de Chaudes-Aigues par J. Restituto (1971) plus particulièrement au point de vue structural. Des observations complémentaires sur les filons de microgranite dans cette même région seront réalisées par B. Henou (1973). Dans la région de Langogne, B. Choubert (1973) s'intéresse à la géochimie du granite porphyroïde qu'il considère comme non – ou faiblement – évolutif. Il est aussi l'auteur de la carte géologique au 1/50 000, feuille de Langogne (1974).

A l'intérieur du domaine granitique, les petits bassins oligocènes du Malzieu, de Saint-Alban et de Naussac ont été successivement étudiés par M. Boule (1887), Ph. Glangeaud (1922), P. Lapadu-Hargues (1947), R. Rey (1949), P. Bout (1961) et R. Coinçon (1972).

Les formations glaciaires situées à l'est de l'Aubrac ont été décrites par G. Fabre (1873) et M. Boule (1898), puis par Y. Boisse de Black (1936) et C. Rousset (1970).

III – MÉTHODES D'ÉTUDE UTILISÉES

Dans le but d'approfondir la connaissance géologique du massif et d'essayer de résoudre les problèmes mis en évidence par les travaux antérieurs, plusieurs méthodes ont été utilisées :

10/ CARTOGRAPHIE DÉTAILLÉE

Ce travail a débuté en 1967 par un programme de lever de plusieurs cartes géologiques au 1/50 000, destinées à être publiées par le B.R.G.M. : feuilles de Saugues (1972) et de Saint-Chély-d'Apcher (1974) en totalité, et partie granitique de celles de Mende, Cayres, Saint-Geniez-d'Olt, Chaudes-Aigues, Le Bleymard, Espalion et Decazeville. Indépendamment du travail de B. Choubert, chargé du lever de la feuille de Langogne, j'ai été conduit à effectuer une cartographie détaillée d'une grande partie de cette région clé pour la compréhension de la géologie régionale.

Des observations de terrain ont également été effectuées sur toutes les autres feuilles recouvertes par le granite de la Margeride et ses annexes. A l'occasion de ces multiples déplacements, j'ai pu observer les variations de composition et de structure du granite porphyroïde considéré généralement comme très homogène du moins avant les remarques de J. Lameyre (1966), distinguer le granite de la Margeride s.s. de celui de Chambon-le-Château et établir leurs relations. Les enclaves de vaugnérite ont été soigneusement cartographiées.

Un gisement de granite orbiculaire présentant des particularités tout à fait exceptionnelles a été découvert au cours du lever de la feuille de Saint-Chély.

20/ PÉTROGRAPHIE

Les méthodes classiques de la pétrographie ont été mises à profit sur les échantillons récoltés : observation en lame mince au microscope polarisant, avec utilisation de la platine universelle pour l'étude de certains minéraux (plagioclases en particulier) et du compteur de point pour connaître la composition minéralogique modale. L'ordre de cristallisation des paragénèses minérales a été décrit aussi souvent que possible.

Pour déterminer la composition minéralogique quantitative des granites porphyroïdes, une méthode particulière a dû être mise au point en collaboration avec A. Fernandez (1969) et systématiquement utilisée :

La proportion des mégacristaux contenus dans la roche est déterminée sur l'affleurement. La méthode consiste à décalquer les contours des grands cristaux sur un film transparent en feuilles de 40 x 30 cm, directement appliqué sur une surface plane. On utilise avantageusement un crayon permettant d'écrire sur le verre. La feuille est ensuite superposée à un réseau quadrillé de même dimension, à maille carrée de 0,5 cm, dont le nombre total de nœuds (ou points) est connu. Le procédé se ramène à un comptage de points.

Les points inclus dans les contours des cristaux sont dénombrés et par simple rapport au nombre total, ramené ensuite à 100, il est facile de connaître le pourcentage en surface, et par extension, en volume, occupé par les mégacristaux dans la roche. Le nombre de cristaux par unité de surface (m²) est calculé par la même occasion.

La composition modale de la mésostase est déterminée au compteur de points sur une plaque de roche de 5 cm de côté et épaisse de 0,5 cm, taillée entre les mégacristaux, polie, colorée au cobaltinitrite de sodium après attaque à l'acide fluorhydrique et recouverte d'un vernis de protection (voir détails à la fin de l'annexe I). Cette simple coloration permet de distinguer facilement le feldspath potassique coloré en jaune vif, du plagioclase jaune très clair. Le quartz conserve sa couleur gris clair, et, moins rapidement attaqué par l'acide que les feldspaths, il garde un certain poli. La biotite se reconnaît facilement à sa teinte sombre mais elle est difficile à distinguer des autres minéraux accessoires : chlorite, cordiérite ou même muscovite.

L'examen se fait au microscope (utiliser le plus faible grossissement), en lumière réfléchie, avec un éclairage subvertical (prévoir un filtre correcteur bleu). La plaque est maintenue par un élastique sur la surplatine du compteur de points débarrassée du chevalet servant à fixer la lame mince. La surface de la plaque équivaut à celle de 4 lames minces, aussi le comptage se réalise en 4 opérations après rotation d'un quart de tour. Sur chaque plaque 7.000 points environ ont été comptés, beaucoup plus rapidement que s'il s'agissait de lames minces.

Cette méthode a été systématiquement appliquée à plus de 150 échantillons de granite porphyroïde et à d'autres roches. Au total près de 2 millions de points ont été comptés. Ces résultats ont été reportés sur des cartes du massif pour mettre en évidence, grâce à des courbes d'isoteneur, les variations de composition du granite.

30/ GÉOCHIMIE

Une étude géochimique s'imposait pour préciser les variations mises en évidence dans les faciès porphyroïdes par les méthodes précédentes. Pour obtenir des résultats représentatifs, en moyenne 15 kilogrammes de granite ont été prélevés en chaque point, conjointement à l'étude pétrographique. Cette opération a donc porté sur près de 3 tonnes de roche que j'ai dû échantillonner et broyer.

Les analyses ont été réalisées au Département de Géologie et Minéralogie de l'Université de Clermont-Ferrand par voie humide pour les éléments majeurs (analystes : F. Cantagrel, S. Couturié et J. Sérage). Le dosage du chlore et du fluor a été obtenu par colorimétrie (analyste : F. Cantagrel). Les teneurs en rubidium et strontium ont été déterminées au spectromètre d'absorption atomique par E. Gamot, J. Philibert et M. Veschambre. Certains autres oligoéléments ont été dosés par la même méthode (analyste : F. Cantagrel et S. Couturié), ou sur le quantomètre de la S.N.P.A. à Pau.

Le report sur carte des résultats concernant les faciès porphyroïdes a été effectué soit directement pour certains éléments chimiques, soit après calcul de la composition minéralogique quantitative correspondante : norme C.I.P.W. ou analyse modale pondérale déterminée graphiquement par la méthode de H. de la Roche (1964, 1966).

Le traitement des données a été facilité par l'utilisation d'un ordinateur sur lequel a été réalisé le calcul des paramètres et les calculs statistiques : moyenne, variance, corrélations, avec des programmes réalisés par P. Bussière.

L'étude géochimique a également porté sur les autres roches éruptives du massif ainsi que sur les minéraux qui ont été extraits. Certains ont été étudiés aux rayons X par Y. Blanc et par voie optique (mesure des indices de réfraction et de l'angle des axes optiques).

40/ ÉTUDE STRUCTURALE

L'étude de l'orientation des mégacristaux du granite porphyroïde a été entreprise dans certaines régions du massif, avec parfois report des observations sur le canevas de Wulf ou le plus souvent par mesure directe quand la disposition planaire était bien marquée. Cherchant à approfondir les conditions de mise en place et de déformation des granitoïdes, j'ai examiné l'orientation et la disposition des différentes enclaves ainsi que les relations structurales avec l'encaissant.

50/ COMPARAISON AVEC LES AUTRES MASSIFS GRANITIQUES RÉGIONAUX

Pour mieux situer le Massif de la Margeride dans son cadre régional et essayer de comprendre son évolution, j'ai été conduit à élargir encore le champ déjà vaste de cette étude et à m'intéresser à certains granites voisins :

- granite du Velay, dans lequel j'ai, en particulier, observé des enclaves de granites porphyroïdes de type Margeride.
- granites porphyroïdes de La Chaise-Dieu, du Mont Lozère et de la Borne, de Rocles, de Largentière et de Tournon.

PREMIERE PARTIE

**ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE
DES ROCHES ÉRUPTIVES DU MASSIF DE LA MARGERIDE**

INTRODUCTION

Le Massif de la Margeride est constitué par des granites porphyroïdes d'une grande monotonie au premier abord, qui occupent 95% de sa surface. Aussi la plupart des auteurs qui ont étudié la région n'ont-ils pas cru devoir introduire de distinction dans ces roches à grands feldspaths potassiques, uniformément désignées sous le nom de granite de la Margeride.

En 1967, S. Lemoine a cartographié dans la région de Chambon-le-Château un granite porphyroïde particulier qu'il distingue, par son grain plus fin, de celui de la Margeride. Cette distinction, parfaitement justifiée, a été maintenue et même amplifiée puisqu'il s'est avéré que le granite de Chambon-le-Château déborde très largement les limites fixées par S. Lemoine : je l'ai cartographié sur toute la bordure orientale du massif comprise entre Langogne et le barrage de la Valette près de Saint-Préjet-d'Allier.

Au sud-ouest de Chaudes-Aigues, un petit massif de granite porphyroïde affleure sur environ 1 km² au milieu des micaschistes. Ce granite de Chaudes-Aigues ressemble beaucoup à celui de Chambon-le-Château avec lequel il sera étudié.

L'appellation de granite de la Margeride continuera à s'appliquer au granite porphyroïde du massif, à l'exception de ceux qui viennent d'être distingués.

Les enclaves basiques des granites de la Margeride et de Chambon-le-Château feront l'objet d'un chapitre séparé.

A l'extérieur du massif, mais à son voisinage immédiat, la granodiorite de Soulaque, située au nord d'Entraygues occupe une position comparable à celle du granite de Chaudes-Aigues.

Des leucogranites (granites de teinte claire à muscovite) à structures variées comprenant en particulier des types aplitiques et des pegmatites recoupent les granites porphyroïdes, en formant des filons ou des masses importantes. Les résultats de leur étude par J. Lameyre (1966) seront rappelés pour permettre une comparaison avec les autres roches régionales et notamment avec le granite à deux micas de Saint-Christophe qui sera étudié séparément.

Un chapitre particulier sera consacré à l'étude du granite orbiculaire du Signal de Randon en gisement isolé au milieu du granite de la Margeride.

Pour terminer, les roches filoniennes à caractère hypovolcanique qui traversent le Massif de la Margeride seront étudiées en distinguant les types acides : microgranites et rhyolites, et basiques : porphyrites et lamprophyres.

LE GRANITE DE LA MARGERIDE

I – PÉTROGRAPHIE

10/ OBSERVATIONS MACROSCOPIQUES

Principaux faciès distingués

La roche possède généralement une structure porphyroïde spectaculaire due à la présence de mégacristaux automorphes de feldspath potassique, pouvant atteindre et même dépasser 10 cm de longueur, répartis dans une mésostase à grain grossier compris entre 3 et 12 mm qui renferme les minéraux suivants : quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, et dans certains cas, muscovite et cordiérite.

D'après la teinte générale et la composition de la mésostase, j'ai été amené à distinguer trois faciès principaux dans le granite de la Margeride :

- un faciès moyen, le plus fréquent, qui correspond à la définition classique du granite de la Margeride, avec une mésostase gris clair à biotite.
- un faciès sombre, localisé principalement dans la région orientale et caractérisé par un très net enrichissement en biotite.
- un faciès clair, dans lequel la biotite peu abondante est associée constamment à de la muscovite et à de la cordiérite en prismes trapus phyllitisés (pinite). Ce faciès apparaît dans diverses régions du massif.

Sur le terrain, la distinction entre ces différents types, qui passent très progressivement de l'un à l'autre, est difficile, en particulier en raison du changement d'aspect des affleurements selon leur degré d'altération ou d'humidité ; aussi très tôt est apparue la nécessité de baser la cartographie sur des données quantitatives pétrographiques et géochimiques.

Mégacristaux

Ces grands cristaux de feldspath potassique (M.F.K.) apparaissent dans la roche, le plus souvent en sections rectangulaires de couleur blanche d'où l'appellation de « granite à dents de cheval » utilisée quelquefois pour désigner le granite porphyroïde. Il est possible de

récolter des cristaux bien dégagés dans l'arène ou à la surface des boules granitiques sur lesquelles ils se mettent en relief. On constate alors que les faces sont rugueuses car elles portent l'empreinte des autres minéraux : biotite et plagioclase essentiellement, fixés par leur face la plus développée, respectivement (001) et (010). Ces mêmes minéraux se trouvent en inclusions, quelquefois disposées en couronnes concentriques, à l'intérieur du grand feldspath, avec une orientation caractéristique qui indique que leur accolement s'est réalisé de la même façon que précédemment, dans des stades intermédiaires, parfois privilégiés, de croissance.

Dans les plans de clivage, on observe quelquefois un enduit de mica blanc, en fines paillettes d'origine secondaire.

Les mégacristaux, toujours automorphes, sont systématiquement aplatis selon la face (010) et allongés suivant l'axe [001]. Ils présentent presque toujours la macle de Carlsbad A : plan d'accolement (010) et axe d'hémitropie parallèle (001).

No	Longueur L	Largeur l	Épaisseur e	Indice d'aplatissement $\frac{L + l}{2e}$	Indice d'allongement $\frac{L}{l}$
1	79	57	23	3,0	1,4
2	96	64	26	3,4	1,5
3	95	65	24	3,3	1,5
4	70	44	17	3,3	1,6

Tableau I : Dimensions en millimètres et indices morphométriques correspondants de quelques mégacristaux présentant la macle de Carlsbad.

Provenance : 1 : 1 km S d'Espinouse (Saint-Chély 4). 2 : 1 km W de Saint-Paul-le-Froid (Saint-Chély 4). 3 : 1 km NW de Saint-Denis (Saint-Chély 4). 4 : Sommet du Truc de Fortunio (Saint-Chély 8).

L'importance qu'occupent les mégacristaux dans la roche varie d'un endroit à l'autre du massif. Le caractère porphyroïde paraît plus développé dans le granite sombre que dans le type clair. Cette remarque rejoint celle de M. Roques (1941) qui avait déjà noté dans la région d'Entraygues : « Certaines parties du massif se chargent en muscovite et le faciès porphyroïde tend alors à disparaître ».

Pour préciser les modalités de ces variations, j'ai réalisé des mesures statistiques sur la répartition des mégacristaux dans différentes régions du massif et sur les différents faciès du granite.

La méthode utilisée a déjà été exposée dans l'introduction générale. Plusieurs feuilles de 1200 cm² de surface ont été utilisées pour décalquer les contours des MFK sur un même affleurement en évitant les zones où les cristaux présentent une concentration anormale qui a été étudiée séparément. Les résultats sont réunis dans le tableau II.

	N°	% MFK	Section moyenne en cm ²	nombre de MFK par m ²	plus grandes dimensions observées en cm
FACIES CLAIR	1	8,6	8,2	105	7,0 x 3,0
	2	6,6	7,3	90	7,0 x 2,6
	3	9,4	8,3	113	7,0 x 2,7
	4	5,8	-	-	-
	M1	7,6	7,9	103	7,0 x 2,8
FACIES MOYEN	5	13,2	12,1	109	7,5 x 4
	6	11,0	8,8	126	7,5 x 3,5
	7	13,4	6,4	208	7,5 x 3,5
	8	12,5	7,6	164	8,8 x 3,0
	9	8,1	11,0	117	-
	10	9,0	5,8	154	6,0 x 2,8
	11	9,5	-	-	-
	12	9,3	4,7	199	8,0 x 2,5
	13	11,4	6,3	180	-
	M2	10,8	7,8	157	7,5 x 3,2
FACIES SOMBRE	14	19,0	7,3	272	7,0 x 2,0
	15	14,0	5,2	271	7,5 x 2,5
	16	10,4	7,0	289	10,5 x 3,5
	17	17,6	6,1	289	9,5 x 2,7
	18	16,5	4,4	370	9,0 x 2,0
	19	14,6	5,6	262	7,5 x 2,5
	20	13,7	4,3	316	-
	21	19,7	7,3	271	8,0 x 3,5
	22	19,0	7,2	172	7,5 x 2,0
	23	15,5	4,7	325	8,5 x 3,0
	24	15,8	3,8	416	6,0 x 2,8
	M3	16,9	5,7	295	8,1 x 2,6
		25	42	5,7	732
	26	38,6	8,9	434	9,0 x 2,5

TABLEAU II

Mesures statistiques portant sur différents affleurements du granite porphyroïde de la Margeride indiquant : la surface et le volume relatifs occupés par les mégacristaux dans la roche (% MFK), leur section moyenne sur l'affleurement (surface cumulée divisée par le nombre de cristaux) et leur nombre pour une surface de roche de 1 m². Les dimensions de la plus grande section observée ont été notées dans la plupart des cas.

PROVENANCE :

Granite de la Margeride, faciès clair.

- (1) 300 m NE de Senergues (Decazeville 4)
- (2) 1 km N des Couffours-Hauts (Saugues 6)
- (3) 1,2 km W de Chaudeyrac (Langogne 6)

- (4) 500 m SE de Javols (Saint-Chély 6).
(M₁) Moyenne des résultats précédents.

Granite de la Margeride, faciès moyen.

- (5) Vallée du Lot, 10 m en aval du contact avec les micaschistes (Espalion 2). (6) 20 m en aval de l'endroit précédent. (7) Vallée du Lot, 3 km en aval d'Entraygues (Entraygues 5). (8) 200 m N de Barhanse (Espalion 1). (9) 200 m SE d'Echaloupe (Nasbinals 3). (10) 400 m E de la Fage Montiveroux (Nasbinals 4). (11) 1 km N de la Fage Saint-Julien (Nasbinals 4). (12) 1,7 km NE de Servières (Saugues 3). (13) 1,5 km W d'Allenc (Le Bley-mard 5). (M₂) Moyennes des résultats précédents.

Granite de la Margeride, faciès sombre.

- (14) 800 m SE de Saint-Julien des Chazes (Langeac 8). (15) petite carrière 200 m SE de Vergues (Le Puy 5). (16) 1 km SW de Cubelles (Langeac 8). (17) 1 km SE de Saugues (Saugues 4). (18) 1 km SSE de Freycenet (Saugues 4). (19) 2 km SW de Monistrol (Cayres 1). (20) 800 m NNE de Grandrieu (Langogne 1). (21) 400 m W de Saint-Denis (Saint-Chély 3). (22) 300 m SE d'Estables (Saint-Chély 7). (23) Sommet du Truc de Fortunio (Saint-Chély 8). (24) 1,5 km S de Rocles (Langogne 7). (M₃) Moyennes des résultats précédents.

Concentrations de mégacristaux dans le granite à faciès sombre.

- (25) Vallée de l'Ance, 2,2 km SW de Monistrol (Cayres 1).
(26) 1 km SE de Saugues.

L'examen des chiffres montre clairement les phénomènes suivants, en fonction de l'enrichissement en biotite du granite :

- le volume occupé par les MFK augmente nettement ; il fait plus que doubler dans le faciès sombre.
- le nombre de MFK par unité de surface s'accroît dans de plus grandes proportions encore ; ces grands cristaux sont trois fois plus nombreux dans le dernier faciès que dans le premier.
- la section moyenne des MFK est nettement réduite dans le faciès sombre, alors que la taille des sections les plus développées n'a pas diminué. Dans ce faciès, la dimension des cristaux doit donc être plus irrégulière qu'ailleurs, c'est effectivement ce que l'on constate sur le terrain.

Indépendamment de ces résultats, j'ai observé à plusieurs reprises, aussi bien dans le faciès sombre que dans le faciès moyen du granite, des cristaux qui atteignaient la longueur exceptionnelle de 16 cm.

La taille des mégacrists ne semble pas diminuer dans les zones de bordure du granite de la Margeride, même à l'endroit du contact avec les terrains encaissants. J'ai pu observer des dents de cheval de taille normale (5 à 8 cm) dans des apophyses granitiques injectées dans les micaschistes à plusieurs dizaines de mètres du contact principal (voir figure 36).

La disposition des mégacrists dans la roche est variable, souvent elle se fait sans orientation préférentielle directement perceptible. Dans d'autres cas et tout particulièrement dans le granite sombre une orientation planaire est évidente, les cristaux ayant tendance à disposer parallèlement leur face (010) qui est la plus développée. Dans ce cas la mésostase présente la même orientation, soulignée par l'aplatissement des amas de biotite et de quartz (planche I, photo 1). La présence de stries à la surface des mégacrists indique que ceux-ci se sont déplacés dans la mésostase postérieurement à la consolidation du granite. Dans l'acquisition de la structure orientée de la roche, il est cependant difficile de déterminer la part qui revient aux phénomènes magmatiques et à la déformation secondaire.

La répartition des mégacrists varie parfois dans des proportions importantes, dans une même région et même à l'échelle de l'affleurement. C'est ainsi qu'on observe dans le granite à faciès moyen ou clair des zones d'extension décamétrique ou hectométrique peu ou pas porphyroïdes, avec seulement quelques dents de cheval par mètre carré. A titre d'exemple on peut citer une zone de 1 km² située 1 km à l'WSW de Saint-Just (Chaudes-Aigues 8) indiquée par J. Restituto (1971), ou encore la région située 500 m au NW de Berc (Chaudes-Aigues 8) et celle qui se trouve 2 km au NW de Chanaleilles (Saugues 7).

Les anomalies inverses paraissent plus fréquentes encore, surtout dans le faciès sombre où il est très courant de rencontrer des concentrations de mégacrists jointifs occupant une surface irrégulière de quelques mètres carrés sur un affleurement (planche I, photos 3 - 4). La densité des cristaux peut dépasser 700 unités par mètre carré (n° 25 du tableau II) mais leur volume n'occupe guère plus de 40 % de celui de la roche, valeur qui paraît être un maximum pour une accumulation désordonnée d'éléments plats. Les cristaux bien que jointifs conservent leurs dimensions habituelles, de même que leur automorphie et leur structure poecilitique ; leur croissance était donc pratiquement terminée dans des conditions normales au moment de leur rapprochement.

La concentration la plus étendue, déjà signalée par S. Lemoine (1967) occupe plus de 200 m² d'affleurement dans la vallée de l'Ance (n° 25 du tableau II). La présence d'enclaves de nature schisteuse et éruptive au milieu des feldspaths agglomérés accredit l'hypothèse d'une concentration mécanique d'éléments en suspension dans le magma, peut-être sous l'influence de courants de convection.

Des cumulats de plus petites dimensions sont très fréquents, citons par exemple ceux que l'on peut observer au SE de Saugues (n° 26 du tableau II et photo n° 3). Les affleurements continus au bord de la route montrent, espacés en moyenne d'une dizaine de mètres, plusieurs accumulations de grands feldspaths qui occupent chacune une surface comprise entre 1 et 5 m².

Dans la détermination du volume moyen (16,9 %) occupé par les dents de cheval dans le faciès sombre, il faudrait tenir compte de ces concentrations anormales très fréquentes

dans ce faciès et pour cela augmenter de près de 1 % le premier chiffre qui devient ainsi proche de 18 %

Dans le faciès sombre, la mésostase qui subsiste entre les mégacristsaux est analogue à celle du granite environnant. Dans le granite moyen ou leucocrate, on observe fréquemment un développement de pegmatite à quartz, tourmaline et muscovite entre les cristaux accumulés. On peut penser que les éléments les plus fluides du magma (eau en particulier) se sont concentrés dans ces zones privilégiées par un phénomène de tension superficielle ; peut-être même sont-ils à l'origine du rapprochement des cristaux dans certains cas ?

20/ PARTICULARITÉS STRUCTURALES

Dans le granite de la Margeride, apparaissent par endroits quelques accidents particuliers qui viennent rompre la monotonie de sa structure. Il s'agit de schlierens à biotite et des nodules à tourmaline.

Schlierens de biotite

Ce terme d'origine allemande est classiquement utilisé (J. Didier, 1973) pour désigner les concentrations de biotite, de forme très allongée, dans les roches granitiques.

Des schlierens de biotite ont été observés en plusieurs endroits dans le granite de la Margeride à faciès moyen ou clair uniquement, et toujours dans des zones localement pauvres en mégacristsaux.

Un premier exemple de cette structure (fig. 3) est visible sur la section artificielle d'une grosse boule de granite peu porphyroïde, située 500 m à l'ouest de Berc (Chaudes-Aigues 8). La biotite est concentrée sous forme de 5 à 6 trainées parallèles dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques centimètres et diminue progressivement vers les extrémités. Les rares mégacristsaux répartis dans la roche ont tendance à s'orienter parallèlement aux schlierens.

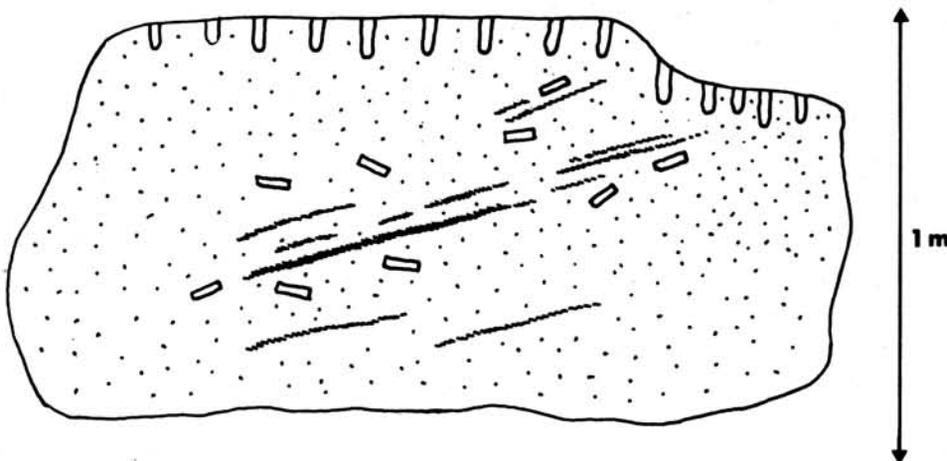


FIGURE 3 : Schlierens de biotite sur une boule granitique en cours d'exploitation.

Des observations analogues ont été effectuées sur une boule située à 50 m de la précédente. La direction des schlierens est cependant plus irrégulière ici et on observe en plus quelques lentilles pegmatitiques très allongées (5 x 20 cm) à cœur de tourmaline noire, isolées dans la roche.

Une autre observation a été faite 1 km à l'W-NW de Saint-Denis en Margeride (Saint-Chély 3), 200 m au NW de Langlade, sur un rocher plat dépassant à peine du sol (fig. 4). Une partie à peu près circulaire de l'affleurement est totalement dépourvue de mégacristsaux, on peut y voir quelques schlierens biotitiques de direction irrégulière. Une de ces concentrations de biotite, plus longue que les autres et de forme incurvée sépare la région non porphyroïde du reste de la roche où les cristaux sont particulièrement nombreux. Ceux-ci s'orientent parallèlement à la zone de séparation comme s'il s'agissait d'une enclave.

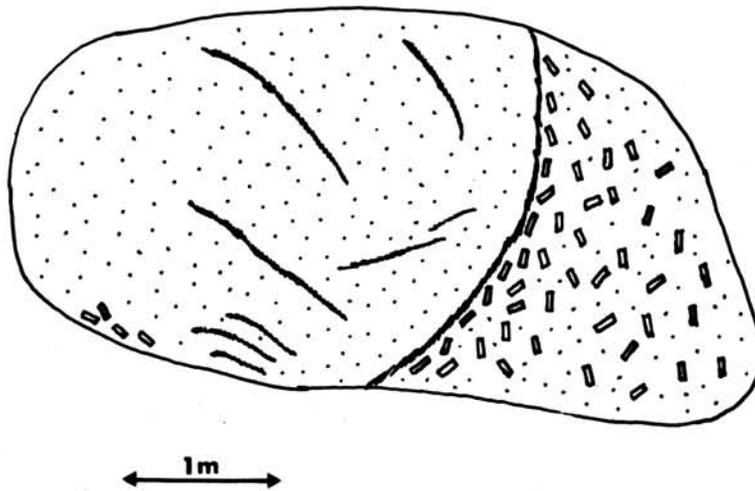


FIGURE 4 : Schlierens de biotite à la surface d'une boule granitique.

L'affleurement le plus spectaculaire, déjà décrit par F.H. Forestier (1969) se trouve dans un petit chantier de taille du granite, 2 km à l'WSW de Saint-Just (Chaudes-Aigues 8), à proximité du carrefour des routes D 448 et D 248. La roche, d'aspect rubané, constitue une grosse boule qui occupe une surface de 12 x 6 m, entaillée selon deux plans perpendiculaires (planche II, photos n^{os} 1, 2, 3)

Au voisinage, les autres boules de granite à faciès moyen possèdent une structure porphyroïde normale. Les schlierens se présentent comme des lits parallèles, légèrement flexueux et de couleur sombre qui plongent de 50° vers l'est. Leur épaisseur varie de 1 à 10 cm et on peut les suivre sur une distance de quelques mètres dans les coupes horizontale et verticale du gisement, certains traversent entièrement l'affleurement, quelquefois ils se ramifient et semblent s'effiloche (photo n^o 2). Latéralement les schlierens passent progressivement au granite clair par diminution graduelle sur 1 à 3 cm, de la quantité de biotite ;

quelquefois le passage est plus brutal et se fait sur quelques millimètres, souvent les bordures sont dissymétriques (photo n° 3). La biotite est très semblable à celle du granite normal par sa taille et par sa forme. On note une certaine tendance des lamelles de biotite à se disposer dans le plan des schlierens, surtout lorsqu'ils sont minces. Les rares mégacristaux que l'on rencontre dans les parties claires ou sombres présentent la même disposition.

D'autres schlierens ont été signalés par J. Restituto (1971), à la sortie de Chizolet, dans un faciès de granite également très peu porphyroïde. L'origine de ce rubanement, toujours très localisé, reste problématique. Il faut peut-être y voir l'action d'un écoulement laminaire du magma qui aurait étalé des concentrations de biotite (d'origine indéterminée) ou encore l'interpréter selon l'opinion de J. Lameyre (1975), comme un litage magmatique du type de ceux qui ont été décrits dans les grands complexes basiques et qui résultent d'une sédimentation rythmique.

Nodules à tourmaline

La présence de tourmaline a déjà été mentionnée dans les petites zones pegmatitiques isolées dans la masse du granite de la Margeride (faciès moyen ou clair) ou associées à certaines accumulations de mégacristaux. Il existe un exemple (planche III, photo n° 5) où la tourmaline prend un développement extraordinaire et entoure complètement une petite concentration de MFK.

La tourmaline se rencontre également sous forme de nodules de taille décimétrique, entourés par une zone leucocrate, à la fois dans le faciès clair du granite de la Margeride et dans les leucogranites où ils ont été étudiés par J. Lameyre (1966). Le gisement le plus spectaculaire, situé dans le talus de la N 589, 700 m à l'ouest de Saint-Juery (Chaudes-Aigues 7) a été décrit par Baudin (1843) sous le nom de « granite globuliforme » (planche III, photos nos 1, 2, 3, 4). Sur l'affleurement, constitué par le granite porphyroïde très altéré et de type clair, une douzaine de nodules sont irrégulièrement répartis sur une surface d'environ 5 m². Ceux-ci ont bien résisté à l'altération et peuvent être facilement dégagés sous forme de boules dont le diamètre varie de 5 à 15 cm. En section diamétrale, on distingue une zone centrale sombre, de forme irrégulière et riche en tourmaline, entourée par une auréole leucocrate, large de 1 à 3 cm, à composition quartzofeldspathique totalement dépourvue de minéraux ferromagnésiens, avec quelques lamelles de muscovite. Cette auréole qui ne représente que la moitié du volume de la région mélanocrate ne compense que très imparfaitement cette concentration de minéraux ferromagnésiens. Elle sépare deux domaines occupés par des minéraux colorés, apparemment incompatibles : tourmaline du nodule et biotite du granite.

La structure de la partie centrale est identique à celle décrite par J. Lameyre (1966) dans les nodules des leucogranites. On y observe en abondance du quartz, souvent globuleux, et des feldspaths cimentés par la schorlite. Un nodule particulier montre, engagé dans la zone riche en tourmaline, deux mégacristaux automorphes, analogues à ceux du granite, avec leurs inclusions habituelles de biotite bien conservées. Sur sa bordure, le grand feldspath potassique est corrodé et envahi par la tourmaline.

Un filonnet pegmatitique, large de quelques centimètres et riche en tourmaline dans sa partie axiale, recoupe l'affleurement sans avoir de contact direct avec les nodules (photo n° 2).

La composition minéralogique du granite (en volume %) est approximativement la suivante : quartz : 35, plagioclase : 30, feldspath potassique : 25 (dont 10 sous forme de mégacristaux), biotite : 10.

Celle du nodule, auréole leucocrate exceptée, déterminée sur plaque colorée s'établit comme suit : quartz : 46,0, tourmaline : 41,6, plagioclase : 8,7, feldspath potassique : 3,7, minéraux accessoires non comptés : apatite, muscovite.

Examinée au microscope, la tourmaline du nodule paraît très xénomorphe et très poecilitique. Elle est polycristalline mais conserve une orientation optique uniforme par secteurs de 1 cm² environ. Cette tourmaline est zonée dans les tons bruns jaunes plus ou moins foncés selon Ng, avec des taches irrégulières de diverses nuances dans un même cristal. Elle renferme en inclusion :

- de grosses apatites trapues, parfois xénomorphes, elles-mêmes quelquefois incluses dans le plagioclase et plus rarement dans le quartz.
- de l'albite (an. 8), xénomorphe et corrodée.
- du feldspath potassique en petits cristaux eux-mêmes affectés par la corrosion. Ainsi que cela a déjà été dit, certains nodules peuvent renfermer des MFK identiques à ceux du granite.
- du quartz en petits cristaux diversement orientés, généralement très automorphes (photo n° 3). Lorsque le quartz est incomplètement inclus dans la tourmaline, la partie externe du cristal reste xénomorphe. Ce minéral renferme lui-même des inclusions d'albite et de feldspath potassique très fortement corrodées et parfois squelettiques (photo n° 4).

Le quartz forme également des amas de cristaux xénomorphes et poecilitiques (inclusions de feldspaths corrodés). Il peut aussi renfermer quelques rares paillettes de muscovite isolées.

La biotite est totalement absente dans le nodule, sauf lorsqu'elle est incluse dans un MFK.

La tourmaline a été isolée et étudiée en détail (cf. partie minéralogique, échantillon T 108). Elle est riche en magnésium et en titane et se rapproche du pôle dravite.

L'origine des nodules de Saint-Juéry semble due à une action pneumatolytique et métasomatique localisée, sur le granite porphyroïde, par des fluides riches en bore et qui ont diffusé dans la roche à partir du filon à tourmaline. La biotite a été entièrement remplacée par la tourmaline (rapports $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$ et $\frac{\text{Ti}}{\text{Mg}}$ voisins dans les deux minéraux).

Les taches plus foncées dans le dernier minéral peuvent correspondre à l'emplacement du mica noir, en accord avec les observations de Wells (1946). La destruction plus ou moins complète des feldspaths (zones plus claires dans la tourmaline) a pu fournir l'alumine et la soude manquantes avec libération de silice qui rend compte de l'accroissement de la quantité de quartz. La cristallisation de ce dernier minéral automorphe qui renferme des reliques de feldspaths corrodés, a précédé celle de la tourmaline.

30/ COMPOSITION MINÉRALOGIQUE QUANTITATIVE DU GRANITE

Composition de la mésostase et variations

Pour préciser la composition minéralogique de la mésostase du granite de la Margeride et étudier ses variations, 138 échantillons, assez régulièrement répartis dans l'ensemble du massif (1 pour 18 km² en moyenne), ont été soumis à l'analyse modale au compteur de points sur plaque colorée.

Les modalités de cette technique ont été exposées dans l'introduction générale. Le comptage sur plaque colorée s'est avéré très commode et très précis pour l'évaluation des proportions des différents tectosilicates ainsi que de la biotite, mais cette méthode ne permet pas de faire facilement la distinction entre ce dernier minéral et d'autres qui peuvent l'accompagner dans certains cas : chlorite, cordiérite, muscovite. L'ensemble a été regroupé sous l'appellation « biotite ». L'observation à l'œil nu des échantillons et des lames minces au microscope a cependant permis de reconnaître la présence de ces divers minéraux et d'estimer leurs proportions. Les résultats sont réunis dans l'annexe I à la fin du volume.

L'examen de l'ensemble des résultats montre qu'il existe des variations très importantes dans la composition de la mésostase, plus particulièrement pour la « biotite » (valeurs extrêmes : 5,2 et 28,2) et pour le feldspath potassique (1,0 et 32,2) minéraux qui manifestent entre eux une corrélation négative.

Le plagioclase (21,4 et 44,4) et le quartz (27,4 et 47,3) présentent des variations un peu moins accusées mais également de sens contraire. On constate que la cordiérite n'apparaît que lorsque la teneur en « biotite » se situe en dessous de 16 %. Sa teneur reste inférieure à 2 %, même dans les faciès les plus clairs où elle est plus abondante. Une liaison existe entre la cordiérite et la muscovite, cette dernière n'excède guère 1 % du volume de la mésostase. Pour bien mettre en évidence le changement de composition de la mésostase et étudier son évolution, les résultats ont été répartis en 5 groupes en fonction de leur teneur en « biotite » et les moyennes correspondantes ont été calculées. Des coupures à 10 et 20 % de « biotite » ont été adoptées, au-delà sont plus précisément définis les faciès clair et sombre du granite. Le faciès intermédiaire a lui-même été subdivisé en 3 par des coupures à 13,4 et 16 %. Le tableau n° III (partie supérieure) indique les valeurs moyennes ainsi obtenues.

A partir de ces nouveaux résultats, le diagramme de variation correspondant à la fig. 5 a été construit. Il montre clairement les variations régulières et inverses des teneurs en quartz et plagioclases, d'une part de la « biotite », et du FK d'autre part, en fonction des

		Faciès clair 1	Faciès moyen 2 3 4			Faciès sombre 5
Coupures adoptées Nombre d'échantillons utilisés		22	33	35	22	21
		<10 13,4<biotite"<16 20>				
MESOSTASE	Quartz	38,1	37,1	36,6	35,6	34,4
	Plagio.	30,6	32,1	33,4	35,7	38,2
	F K	22,7	18,8	15,6	11,1	5,4
	"biotite"	8,5	12,0	14,5	17,5	21,9
ROCHE TOTALE	Quartz	35,1	33,2	32,0	30,3	28,2
	Plagio.	28,2	28,7	29,2	30,3	31,3
	F.K. mésost.	20,9	16,8	13,6	9,4	4,4
	M F K	8	10,5	12,5	15	18
	FK total	28,9	27,3	26,1	24,4	22,4
	"biotite" comprenant:	7,8	10,7	12,7	14,9	18,0
	biotite	5,1	9,2	12,3	14,9	18,0
	cordiérite (estimation)	1,8	0,8	0,3	0	0
	muscovite (estimation)	0,9	0,6	0,1	0	0
Indices de Jung et Brousse	sat.	38,1	37,2	36,6	35,6	34,4
	col.	7,8	10,7	12,7	14,9	18,0
	felds.	50,6	48,7	47,2	44,6	41,7
Répartition des tecto- silicates %	Quartz	38,1	37,2	36,6	35,6	34,4
	Plagio.	30,6	32,2	33,4	35,6	38,2
	F.alc.	31,3	30,6	29,9	28,7	27,3
MFK/FK total		0,28	0,38	0,48	0,63	0,80

TABLEAU III.- Composition minéralogique moyenne, exprimée en pourcentages volumétriques, des différents faciès du granite porphyroïde de la Margeride (mésostase et roche totale).

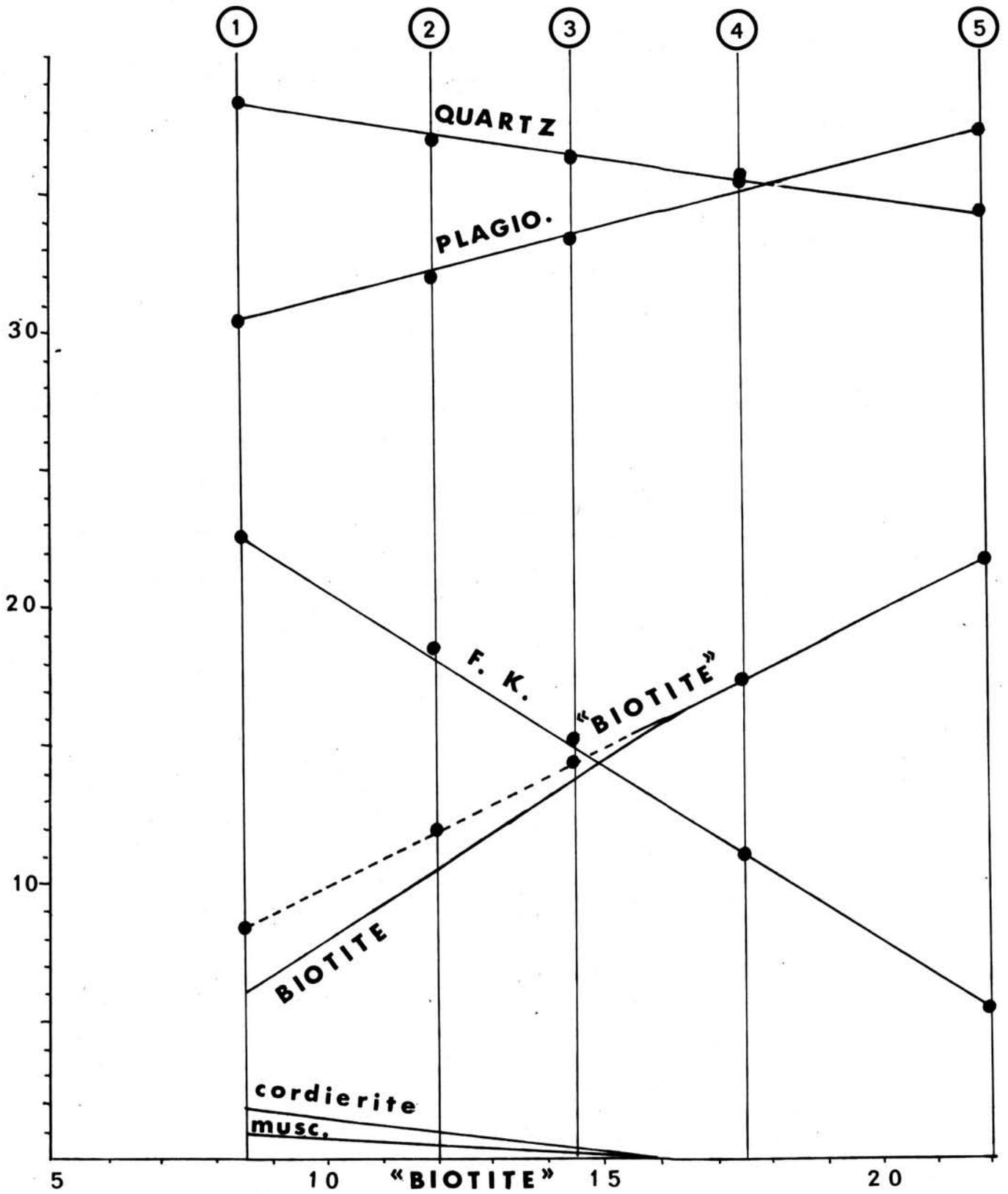


FIGURE 5 : Diagramme montrant la variation de la composition minéralogique modale dans la mésostase du granite porphyroïde de la Margeride en fonction de la teneur en « biotite » (biotite + chlorite + muscovite + cordiérite) pour les 5 principaux faciès et sous-faciès distingués (cf. tableau III, mésostase).

teneurs en « biotite ». En outre, l'apparition progressive de cordiérite et de muscovite, dans le granite pauvre en biotite, a été représentée. Par soustraction, la teneur en biotite réelle a pu être indiquée.

Expression cartographique des résultats de l'analyse modale

Afin d'observer la répartition des différents faciès du granite de la Margeride et d'étudier les variations dans l'espace de la composition minéralogique modale de la *mésostase*, les résultats qui figurent dans l'annexe I ont été reportés sur une carte du massif pour chaque minéral. Des courbes d'isoteneur ont été tracées par interpolation.

Par la même occasion, les résultats de l'analyse modale, *en roche totale*, relatifs aux granites porphyroïdes de Chambon-le-Château et de Chaudes-Aigues et à la granodiorite de Soulaque, ont été reportés sur les cartes. Ces chiffres ne peuvent pas être comparés aux précédents puisqu'ils se rapportent à la *mésostase* seule dans le premier cas et à la roche totale dans le second ; ils seront négligés pour l'instant.

Un premier examen des différentes cartes montre une certaine cohérence dans la répartition des chiffres, qui se groupent en domaines, entourés par des courbes fermées sur elles-mêmes ou sur les limites du granite, avec un passage progressif plus ou moins rapide d'un domaine à l'autre.

La carte de répartition de la « biotite » (fig. 6) indique une très nette concentration de ce minéral dans la région orientale où le granite à faciès sombre (teneur en « biotite » supérieure ou égale à 20 % dans la *mésostase*) dessine une forme allongée de direction presque nord-sud et large d'une dizaine de km qui atteint la bordure du massif dans l'angle NE. Ce domaine allongé où se concentre la « biotite » vient buter à son extrémité sud contre une bande de granite clair en forme de croissant. D'autres domaines moins remarquables, riches ou pauvres en « biotite » existent dans le massif.

La présence de cordiérite a été indiquée par un trait sous le chiffre correspondant à la teneur en biotite. On voit que ce minéral apparaît toujours dans les zones occupées par le granite clair, occasionnellement dans le faciès intermédiaire et jamais dans le granite sombre. Ces remarques valent également pour la muscovite.

On observe encore une certaine liaison géographique entre les enclaves de vaugnérite et le granite sombre, pratiquement dépourvu par ailleurs d'intrusions de leucogranites.

Sur la carte correspondant au feldspath potassique (fig. 7), les plus basses valeurs (inférieures à 10 %) occupent la région orientale et recouvrent le domaine du granite sombre, confirmant ainsi la corrélation négative qui existe avec la biotite. Les différences qui apparaissent entre la forme des courbes d'isoteneur pour ces deux minéraux tient en partie au fait que les coupures et les intervalles choisis ne sont pas adaptés.

La répartition du quartz et du plagioclase (fig. 8 et 9) est plus irrégulière, mais on retrouve une coïncidence des valeurs extrêmes avec les principaux domaines déjà mis en évidence sur les autres cartes.

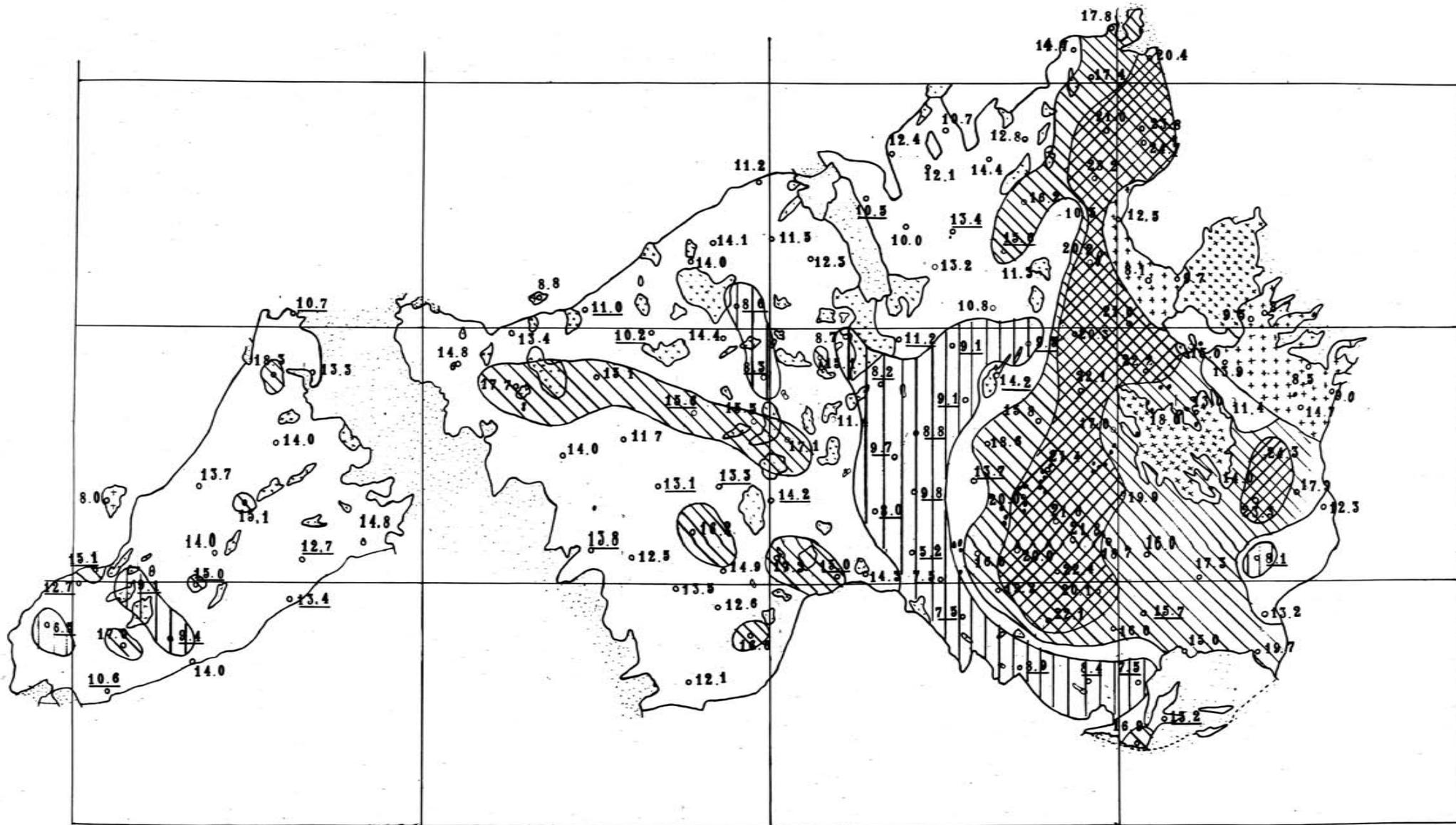


FIGURE 6 : Carte montrant la variation des teneurs en " biotite " modale dans la mésostase du granite de la Margeride et dans la roche totale pour les autres roches granitoides distinguées par des croix : granites de Chambon-le Château (région orientale) et de Chaudes-Aigues, granodiorite de Soulaque. La présence de cordiérite dans l'échantillon étudié est indiquée par un trait sous le chiffre correspondant. Les courbes d'isoteneur en " biotite " définissent dans le granite de la Margeride des domaines distingués par les figurés suivants : lignes N-S, inférieur à 10 % (faciès clair) ; pas de figuré, entre 10 et 15 % ; lignes obliques, entre 15 et 20 % ; lignes croisées, supérieur à 20 % (faciès sombre). Les roches volcaniques et sédimentaires sont indiquées par des pointillés. Les léucogranites et le granite de Saint-Christophe (région orientale) sont représentés par des croix de Saint-André. Les taches noires correspondent aux grosses enclaves de vaugnerite.

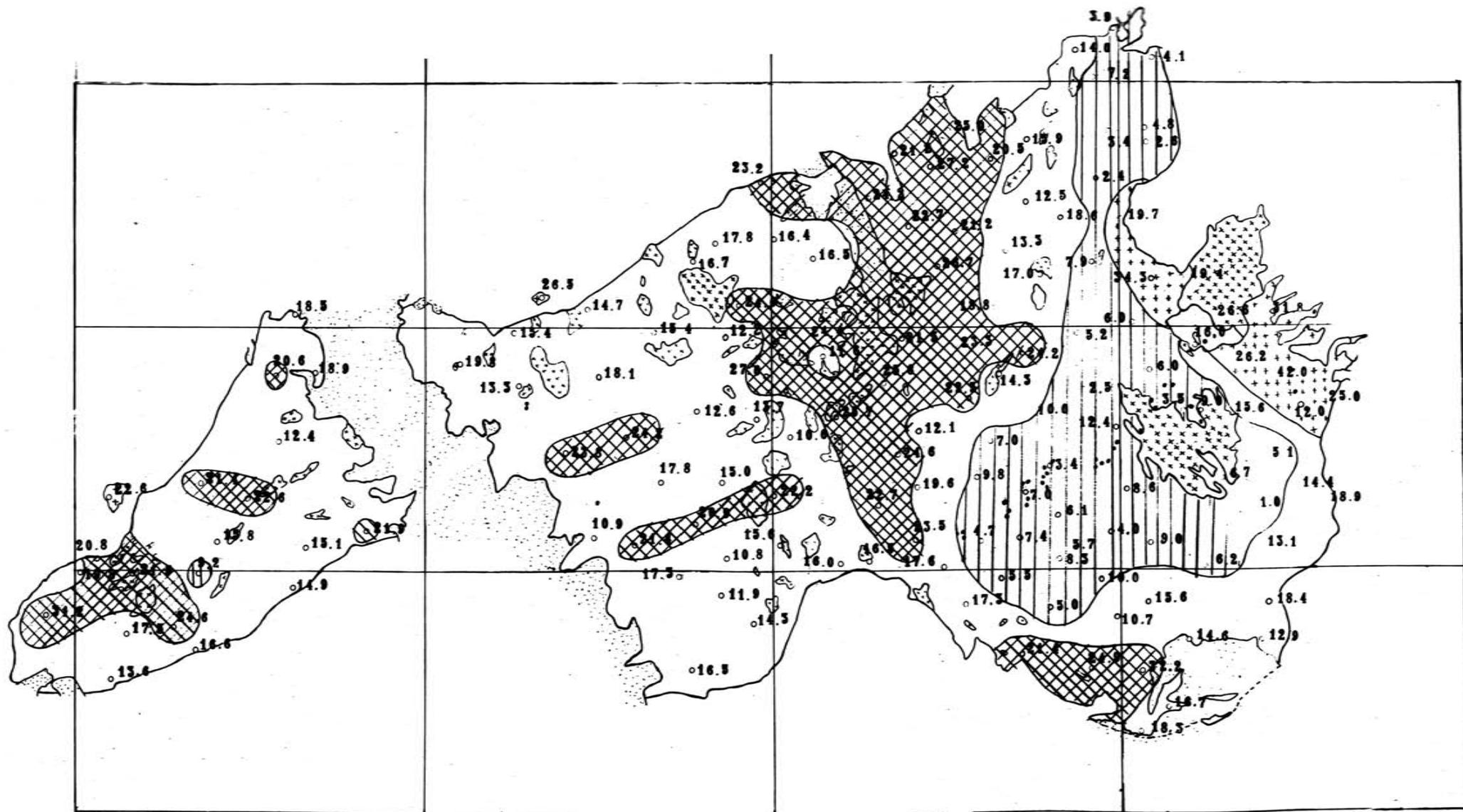


FIGURE 7 : Carte montrant la variation des teneurs en FK modal dans la mésostase du granite de la Margeride et dans la roche totale pour les autres roches granitoïdes (cf. légende de la fig. 6). Les courbes d'isoteneur en FK définissent dans le granite de la Margeride des domaines distingués par les figurés suivants : lignes N-S, inférieur à 10 % ; pas de figuré, entre 10 et 20 % ; lignes croisées, supérieur à 20 %.

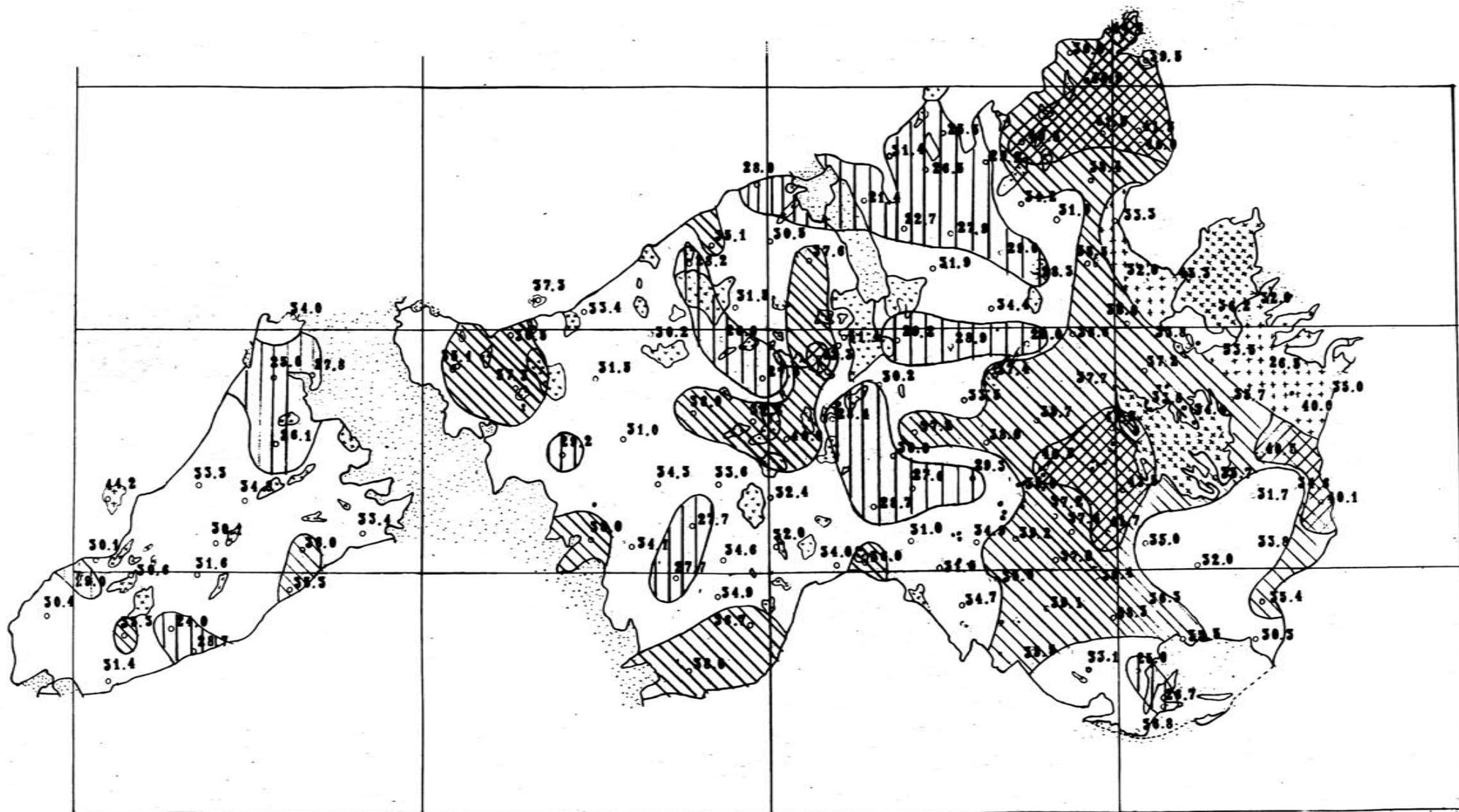


FIGURE 8 : Carte montrant la variation des teneurs en plagioclase modal dans la mésostase du granite de la Margeride et dans la roche totale pour les autres roches granitoïdes (cf. légende de la figure 6). Les courbes d'isoteneur en plagioclase définissent dans le granite de la Margeride des domaines distingués par les figurés suivants : lignes N-S, inférieur à 30 % ; pas de figuré, entre 30 et 35 % ; lignes obliques, entre 35 et 40 % ; lignes croisées, supérieur à 40 %.

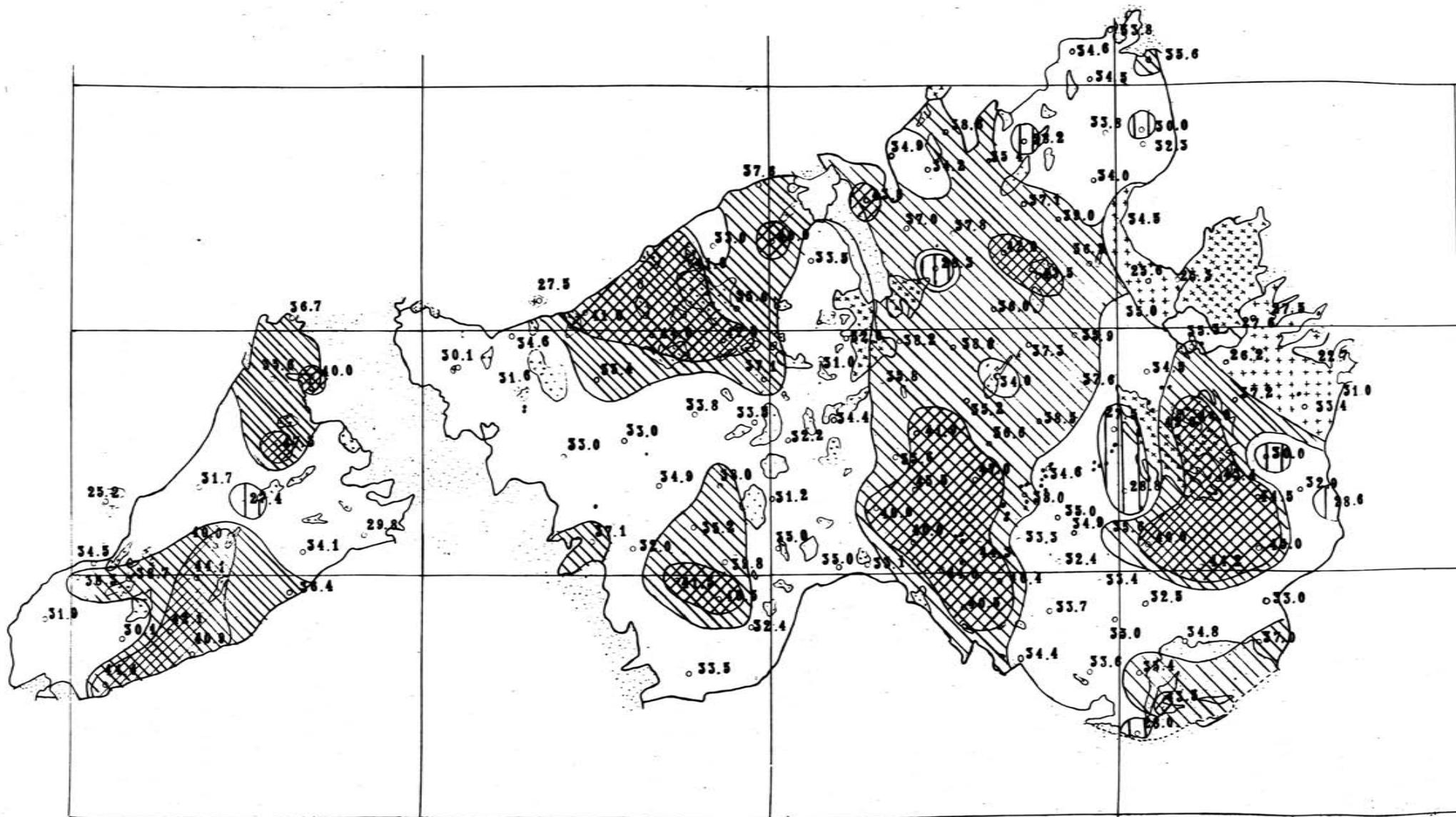


FIGURE 9 : Carte montrant la variation des teneurs en quartz modal dans la mésostase du granite de la Margeride et dans la roche totale pour les autres roches granitoides (cf. légende de la fig. 6). Les courbes d'isoteneur en quartz définissent dans le granite de la Margeride des domaines distingués par les figurés suivants : lignes N-S, inférieur à 30 % ; pas de figuré, entre 30 et 35 % ; lignes obliques, entre 35 et 40 % ; lignes croisées, supérieur à 40 %.

Composition globale du granite porphyroïde

En associant les compositions moyennes de la mésostase, définies précédemment pour les faciès clair et sombre, avec les chiffres représentant les pourcentages moyens de mégacristaux dans ces deux faciès (tableau II et remarques qui le suivent), il a été possible de calculer la composition minéralogique globale du granite porphyroïde dans chaque cas. Dans le faciès moyen où 3 subdivisions ont été introduites, le pourcentage de mégacristaux correspondant a été déterminé par une péréquation, basée sur les teneurs en « biotite » à partir des résultats du tableau II.

La composition minéralogique détaillée du granite porphyroïde pour les 5 faciès et sous-faciès distingués, apparaît dans le tableau III.

Les variations déjà décrites pour les minéraux de la mésostase ne sont pas sensiblement modifiées en roche totale. On remarque en plus que le FK total diminue avec l'augmentation de la teneur en biotite, en dépit d'une certaine compensation qui se réalise entre les mégacristaux qui prennent progressivement de l'importance au détriment du FK de la mésostase. Cette évolution est caractérisée par le rapport MFK/FK total que l'on peut appeler « indice du caractère porphyroïde » et qui varie régulièrement de 0,28 dans le faciès clair à 0,80 dans le faciès sombre. Dans les faciès clair et moyen du granite, j'ai déjà signalé la présence de zones peu ou pas porphyroïdes où cet indice s'annule localement. A l'opposé, dans le faciès sombre du granite porphyroïde, la valeur maximum 1 est pratiquement atteinte en certains endroits, même en dehors des concentrations accidentelles de MFK.

La figure 10 illustre le changement de composition régulier du granite de la Margeride en fonction de son enrichissement en « biotite » = biotite + cordiérite + muscovite qui suit très exactement l'augmentation du pourcentage en MFK (les deux droites de variation correspondante sont confondues). Le quartz et le plagioclase varient en sens contraire et de façon presque similaire. Le FK total et la biotite varient à peu près symétriquement ce qui laisse présumer une sorte de compensation géochimique au niveau du potassium présent dans les deux minéraux. A mesure que le granite devient plus clair, la cordiérite et la muscovite apparaissent progressivement à côté de la biotite.

Classification

Les indices de Jung et Brousse qui figurent dans le tableau III permettent de situer la roche dans les granites monzonitiques, hololeucocrate pour le faciès clair, leucocrate dans les autres cas ; le faciès sombre se rapproche de la limite des granodiorites.

Sur le diagramme de Streckeisen (1966) (fig. 11) le granite de la Margeride se place dans le domaine des granites monzonitiques et montre une évolution régulière vers les granodiorites.

Interprétation

D'après ce qui précède, on arrive à la conclusion que le granite porphyroïde de la Margeride, sans jamais quitter le domaine des granites monzonitiques, présente des variations

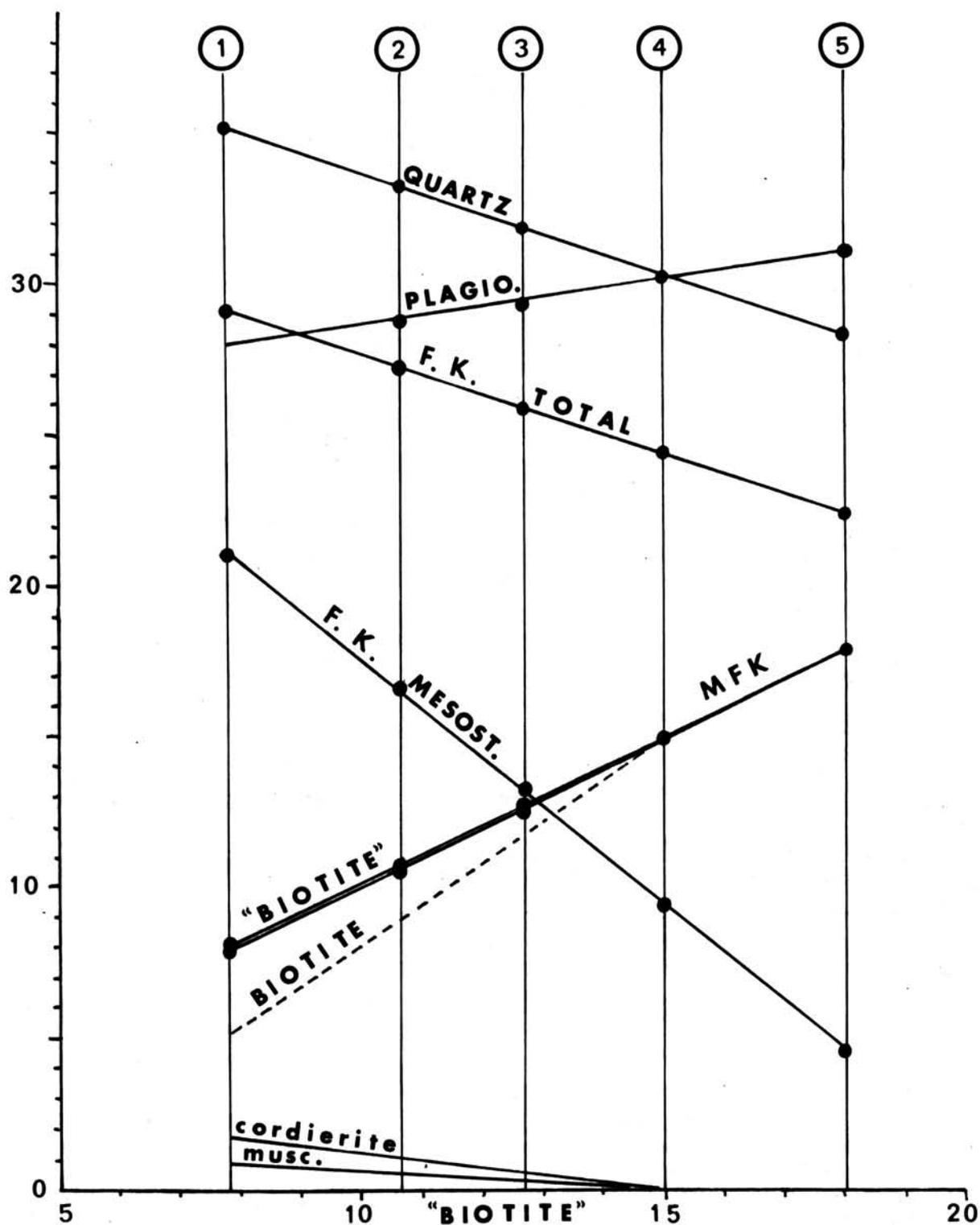


FIGURE 10 : Diagramme montrant la variation de la composition minéralogique modale dans le granite porphyroïde de la Margeride, en fonction de la teneur en « biotite » (biotite + chlorite + muscovite + cordiérite) pour les cinq principaux faciès et sous-faciès distingués (cf. tableau III, roche totale).

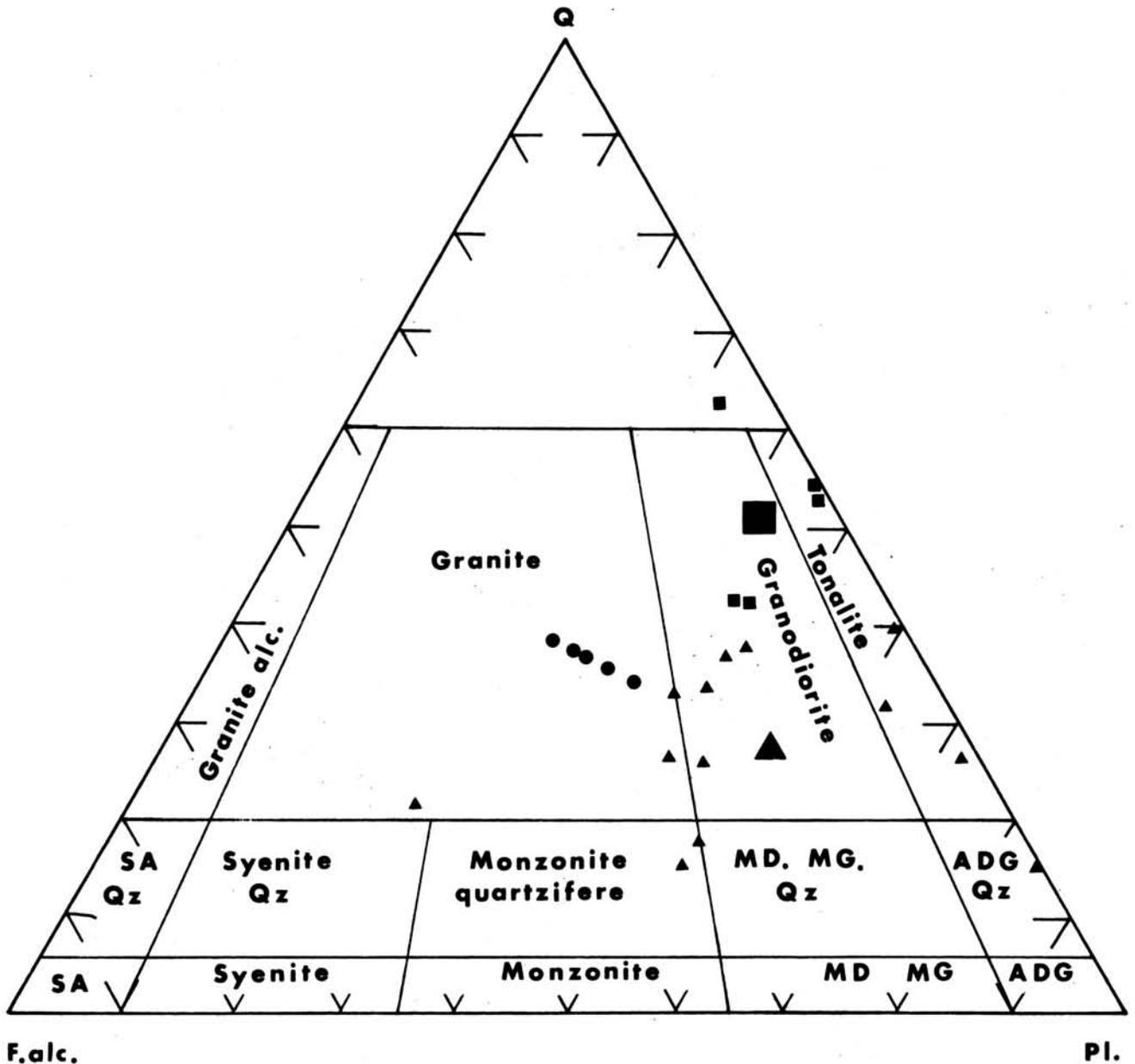


FIGURE 11 : Situation du granite de la Margeride et de ses diverses enclaves basiques sur le diagramme de classification des roches plutoniques de Streckeisen (1966 et 1974), en fonction de leur composition minéralogique modale en tectosilicates ramenée à 100.

Les cinq faciès et sous-faciès du granite de la Margeride sont représentés par des cercles noirs alignés. Les cinq enclaves de type microgrenu sont représentées par des carrés ; le grand carré indique leur composition moyenne.

Les 13 échantillons de vaugnérinite sont représentés par des triangles très dispersés ; le plus gros indique la composition moyenne.

Abréviations : SA : syénite alcaline, MD : monzodiorite, MG : monzogabbro, A : anorthosite, D : diorite, G : gabbro.

progressives et continues entre un faciès de teinte claire, pauvre en biotite et à cordiérite et muscovite, et un faciès sombre à biotite seule très abondante. Dans le premier faciès, le caractère porphyroïde tend à disparaître par raréfaction des mégacristaux, dans le second, au contraire, cette structure prend un développement extraordinaire en raison de l'abondance des MFK, encore soulignée par le contraste qui existe entre la blancheur de ces cristaux et la teinte très sombre de la mésostase.

Malgré la répartition complexe de ces différents faciès qui sera interprétée dans la partie structurale de cette étude, il semble que l'enrichissement en biotite et en MFK caractérise les niveaux profonds du pluton granitique. Le faciès sombre est en effet localisé dans la partie orientale du massif, là où ce dernier présente son élargissement maximum. Dans cette hypothèse qui se trouvera confirmée par la suite, les variations pétrographiques peuvent s'expliquer par un phénomène de différenciation par gravité : augmentation, dans la partie inférieure du pluton, des proportions de biotite, de MFK et, dans une moindre mesure, de plagioclase, qui représentent des phénocristaux précoces accumulés par un phénomène de sédimentation. Dans la partie haute, en revanche, se seraient concentrés les minéraux d'apparition plus tardive : FK xénomorphe, quartz et plagioclase qui se sont formés dans le magma résiduel.

40/ OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES

Mégacristaux

L'examen microscopique montre que le constituant principal des mégacristaux est un feldspath potassique, affecté systématiquement par la macle de Carlsbad. L'association des macles fines de l'albite et de la péricline qui détermine un aspect moiré et caractérise la symétrie triclinique du microcline, a été quelquefois observée dans des zones irrégulières à l'intérieur de certains MFK appartenant au granite à faciès clair.

L'aspect des microperthites varie dans les mégacristaux selon le faciès granitique considéré (planche IV, photos n°s 1, 2 et 3).

Dans le faciès sombre, les MFK sont peu perthitiques et renferment de l'albite d'exsolution en très fines lamelles : « film perthite » (largeur 0,003 mm) perpendiculaires au plan (010). Des veinules albitiques (largeur environ 0,03 mm) disposées obliquement par rapport aux lamelles peuvent également exister.

Dans le faciès moyen, on assiste à un développement de l'albite en veines dont l'orientation optique, uniforme dans un même cristal, diffère de celle des lamelles qui subsistent. Les macles de l'albite deviennent discernables, elles sont orientées parallèlement au plan (010) du cristal hôte.

Dans le faciès clair, le caractère perthitique est encore plus développé avec élargissement des veines albitiques qui atteignent 0,3 à 0,5 mm et apparition de « perthite en taches ». Les macles de l'albite sont très visibles mais discontinues. Cette importance croissante de la fraction albitique dans les MFK du faciès clair est confirmée géochimiquement

par une augmentation de la teneur en soude (cf. étude minéralogique). Les perthites en veines et en taches ont été interprétées (Anderson, 1928) comme le résultat d'une albitisation secondaire du feldspath potassique, phénomène qui paraît ici lié au caractère plus alcalin du granite clair.

L'angle des axes optiques compris entre 59 et 63° mesuré dans la phase potassique sur des cristaux extraits du faciès moyen (MFK 331) et sombre (MFK 212) ne montre pas de variation significative.

Dans certains cristaux, un zonage parallèle aux faces apparaît sous forme d'étroites bandes entre lesquelles l'angle d'extinction varie de 1 à 2°. Ce phénomène a déjà été observé par G. Sabourdy (1975) dans les mégacristaux du granite porphyroïde de l'Aigoual et attribué à des variations de teneur en baryum mises en évidence à la microsonde électronique.

Les mégacristaux renferment une quantité non négligeable d'inclusions : plagioclase, biotite et quartz principalement, dont la présence et la disposition ont déjà été évoquées au cours de l'étude macroscopique.

La répartition de ces inclusions et leurs proportions ont été déterminées par analyse modale au compteur de points sur des MFK taillés en lame mince. Les résultats qui apparaissent dans le tableau IV montrent que les dents de cheval du granite sombre renferment nettement moins d'inclusions (au total 5,8 %) que celles des autres faciès (14,7 et 10 %). Cette particularité est difficilement explicable autrement que par le caractère plus précoce des mégacristaux dans le premier cas : leur croissance a dû se réaliser dans un magma encore relativement pauvre en cristaux. Dans tous les cas, le plagioclase n'appartenant pas à la structure perthitique est le minéral dominant.

L'orientation privilégiée de la plupart des inclusions par rapport aux faces du grand cristal a déjà été signalée. Ces relations correspondent à un phénomène de synneusis (Vance, 1969). Certaines inclusions chevauchent le plan d'association de la macle de Carlsbad. La taille moyenne des minéraux en inclusions est nettement inférieure à celle des minéraux équivalents de la mésostase, soit que ceux-ci aient été inclus à un stade précoce de leur développement, soit que les cristaux de plus petite taille, du fait de leur mobilité, aient été plus facilement capturés.

Le *plagioclase*, généralement très automorphe, est maclé et zoné de façon oscillatoire comme son homologue de la mésostase. Les cristaux inclus dans les MFK provenant du faciès sombre, paraissent plus riches en anorthite (zonage : an. 45 - an. 15) que ceux situés dans les faciès moyen ou clair (zonage an. 38 - an. 8). Des vermicules de quartz, implantés sur la bordure du plagioclase déterminent une structure de myrmékite dans les faciès moyen ou clair. Cette bordure est toujours plus limpide que le reste du cristal qui peut être altéré et chargé de paillettes de séricite. Celui-ci peut également renfermer des inclusions de biotite et d'apatite globuleuse.

La *biotite*, très automorphe, possède quelquefois une bordure dentelée par la corrosion dans la direction des clivages ; les cavités correspondantes sont occupées par du quartz. Elle

N° d'échantillons et lame mince	perthite	plagioclase	biotite	quartz	autres minéraux
N° 16 LM 30707	90,0	6,0	2,7	1,7	0,0
Moyenne pour granite clair	90,0	6,0	2,7	1,7	0,0
N° 14 LM 30715	85,5	7,2	3,5	2,8	0,7
N° 15 LM 30706	83,0	6,2	3,4	6,2	0,0
N° 303 LM 36605	91,0	4,5	2,5	1,6	0,4
N° 331 LM 37449	86,2	11,2	1,1	1,6	0,0
N° 333 LM 37453	81,0	14,5	2,8	1,7	0,0
Moyenne pour granite moyen	85,3	8,7	2,7	2,8	0,2
N° 212 LM 33979	95,0	2,3	1,1	1,6	0,0
N° 301 LM 36892	96,0	1,4	0,2	2,4	0,0
N° 346 LM 38690	89,0	4,3	4,0	2,6	0,0
Moyenne pour granite sombre	94,2	2,4	1,3	2,1	0,0

TABLEAU IV - Composition minéralogique; des mégacristaux (analyse modale).

Provenance des échantillons :

Granite clair :

16 : sortie est des Faux (Saint Chely 3)

Granite moyen :

14 : 300 m SE d'Echaloupe (Nasbinals 3)

15 : 1 km N de la Fage - St Julien (Nasbinals 4)

303 : 300 m NW du Fay de Peyre (Nasbinals 5)

331 : 3,5 km NNE de St Urcyze (Nasbinals 6)

333 : 6 km S d'Huparlac (Entraygues 7)

Granite sombre :

212 : 300 m N de Grandrieu (Langogne 1)

301 : 2 km NE de Sal de Randon (Saint Chely 8)

346 : 1 km W de Laval-Atger (Langogne 1)

renferme ses inclusions habituelles de zircon et d'apatite. La biotite est parfois altérée en chlorite renfermant des minéraux titanés : aiguilles de rutile et granules de leucoxène. On observe aussi quelquefois une transformation en muscovite au sein de laquelle la biotite relictuelle forme des flots de même orientation cristallographique.

Le *quartz* apparaît sous différents aspects dans les mégacristaux : signalons tout d'abord la présence de filonnets quartzeux tardifs qui peuvent ou non se prolonger dans la mésostase. Le quartz en inclusions véritables, forme quelques rares grains isolés et fortement corrodés. L'absence de faces bien développées dans ces cristaux globuleux ne facilite pas les phénomènes de synneusis. Plus fréquemment, ce minéral d'allure très xénomorphe prend un aspect graphique et dans une région plus ou moins étendue les individus voisins possèdent une extinction synchrone en lumière polarisée. Il semble qu'il s'agisse d'un phénomène de remplacement plutôt que d'une cristallisation simultanée du quartz et du feldspath ; en effet la direction des figures quartzeuses paraît souvent guidée par les fissures ou les clivages du grand cristal. Le quartz, en outre, a quelquefois tendance à former une couronne plus ou moins régulière autour de certains minéraux inclus, biotite principalement et plagioclase, dans lesquels il pénètre à la faveur des golfes de corrosion.

La *cordiérite*, en section allongée, subautomorphe de 4,2 x 1,2 mm, a été observée en inclusion dans un mégacristal provenant du granite à faciès moyen n° 333 (6 km au sud de Huparlac, Entraygues 7). La région centrale, très limpide, renferme une inclusion de zircon entourée par une auréole jaunâtre et pléochroïque caractéristique. La bordure altérée est envahie par de la séricite et un peu de chlorite. La bonne conservation de la cordiérite, d'ordinaire complètement altérée dans la mésostase est sans doute due à la protection offerte par le grand feldspath qui l'héberge.

Mésostase

Dans les différents faciès du granite de la Margeride, la mésostase possède une texture grenue à grain grossier, marquée par le caractère nettement automorphe du plagioclase sur lequel se moulent le feldspath potassique et le quartz. Le faciès sombre est riche en biotite automorphe qui forme des amas souvent orientés de façon planaire parallèlement aux mégacristaux d'orthose ou disposés en cloisons autour des plagioclases. Dans le faciès clair : la biotite, plus rare, est accompagnée par la cordiérite automorphe et altérée et par la muscovite. Le granite porphyroïde paraît avoir subi des contraintes dynamiques qui se traduisent par l'extinction onduleuse du quartz et la déformation des micas. Cette déformation s'accroît dans le granite sombre où dans certains cas le quartz recristallise en granules étirés et fortement engrenés, tandis que les autres minéraux peuvent être tordus ou fracturés.

Examinons maintenant plus en détail les caractères microscopiques des différents minéraux en commençant par les feldspaths :

Le *plagioclase* se présente souvent en grands cristaux isolés, subautomorphes et zonés. La forme cristalline est quelquefois altérée par des figures de corrosion dont les cavités sont occupées par du quartz et plus rarement par du feldspath potassique. En section transversale, ces appendices quartzeux peuvent apparaître comme de pseudo-inclusions dans le

feldspath. Les cristaux sont systématiquement maclés : macles polysynthétiques de l'albite en général, à laquelle se superpose, dans certains cas, la macle de Carlsbad. La macle de la péricline, difficilement compatible avec l'existence du zonage, n'apparaît qu'exceptionnellement et dans une région limitée du cristal.

Le plagioclase forme également des groupements, parfois complexes, de cristaux dont les relations correspondent à des phénomènes de synneusis typique : accolement fréquent par des faces cristallines,, inclusion partielle ou complète d'un individu dans l'autre, zonage enveloppant plusieurs individus. Selon Vance (1969) ce caractère indique une formation en milieu magmatique dans lequel les cristaux ont pu se rapprocher au cours de leur croissance.

Le zonage du plagioclase est de type normal avec un cœur plus calcique que la bordure. Des récurrences multiples pour les valeurs intermédiaires traduisent l'existence d'un zonage oscillatoire bien visible sur certaines sections (fig. 12 et 13 et planche V, photos 1, 2 et 3). L'origine de ce zonage oscillatoire est interprété classiquement par une variation momentanée de température ou de pression du magma où se forment les cristaux : une diminution de pression ou une augmentation de température ayant pour effet d'entraîner une résorption partielle du plagioclase déjà formé, suivie de la cristallisation d'un plagioclase plus calcique. Ce phénomène périodique peut s'expliquer de façon satisfaisante par l'existence de courants de convection qui s'établissent dans le magma par le transfert convectif de chaleur entre le mur et le toit du laccolite, portés à des températures différentes en raison du flux thermique naturel qui existe dans la croûte terrestre. Indépendamment du refroidissement général du magma, il y aura augmentation de température donc résorption de la bordure du cristal dans la partie inférieure du circuit et refroidissement accompagné d'une cristallisation dans la partie haute.

L'amplitude des oscillations représente une différence de 5 à 12 % en anorthite sur les figures 12 et 15 ; d'après le diagramme d'équilibre des plagioclases de Bowen (1913), ces écarts correspondent sur le solidus à des différences de température de 20 à 50°.

Les courants de convection tendent à homogénéiser la température dans le magma, mais il subsiste nécessairement, en raison de la viscosité du liquide granitique, un faible gradient thermique vertical, de l'ordre de 10°/km par exemple.

Sur cette base, et en négligeant l'influence des autres facteurs (en particulier la variation de la pression dont l'influence est mal connue), les oscillations observées s'expliquent par l'entraînement du cristal de plagioclase dans un circuit de convection d'une hauteur comprise entre 2 et 5 km. Ce dernier chiffre s'accorde avec l'épaisseur qui sera proposée, à la suite de l'étude structurale, pour le gisement laccolitique du granite de la Margeride.

Le zonage est souligné par l'altération qui affecte préférentiellement les parties internes les plus basiques, la couronne externe plus sodique demeure généralement limpide. Cette enveloppe périphérique, lorsqu'elle est en contact avec un feldspath potassique, renferme des vermicules de quartz dirigés perpendiculairement à la limite de séparation des deux feldspaths (myrmékite) (cf. photo 2, planche V). Les teneurs en anorthite mesurées dans les différents faciès du granite de la Margeride sont les suivantes :

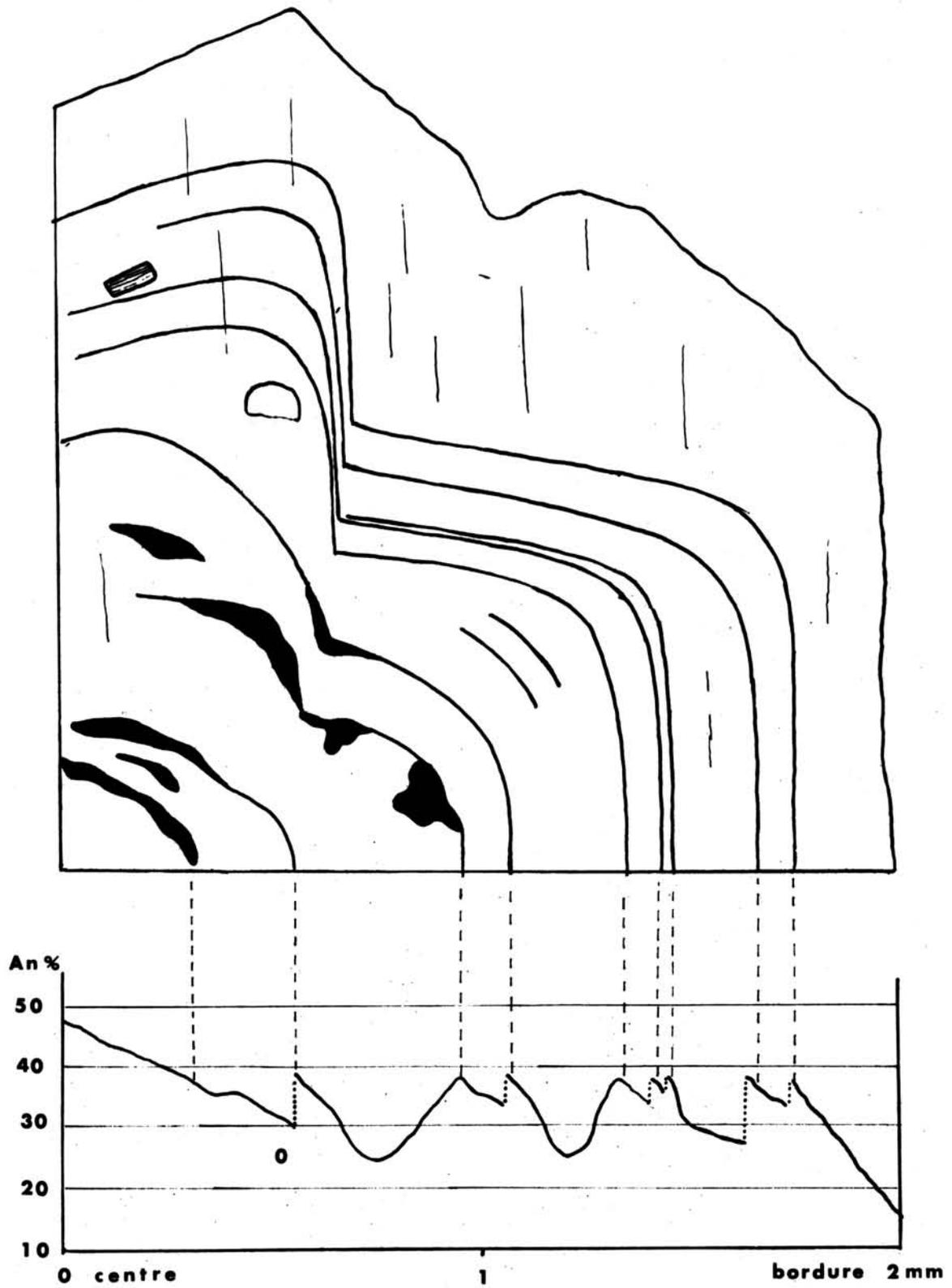


FIGURE 12 : Micrographie d'un plagioclase en section(010) et profil transversal montrant les variations de la teneur en anorthite (zonage oscillatoire). Granite de la Margeride à faciès moyen (cf. Planche V, photo 3).

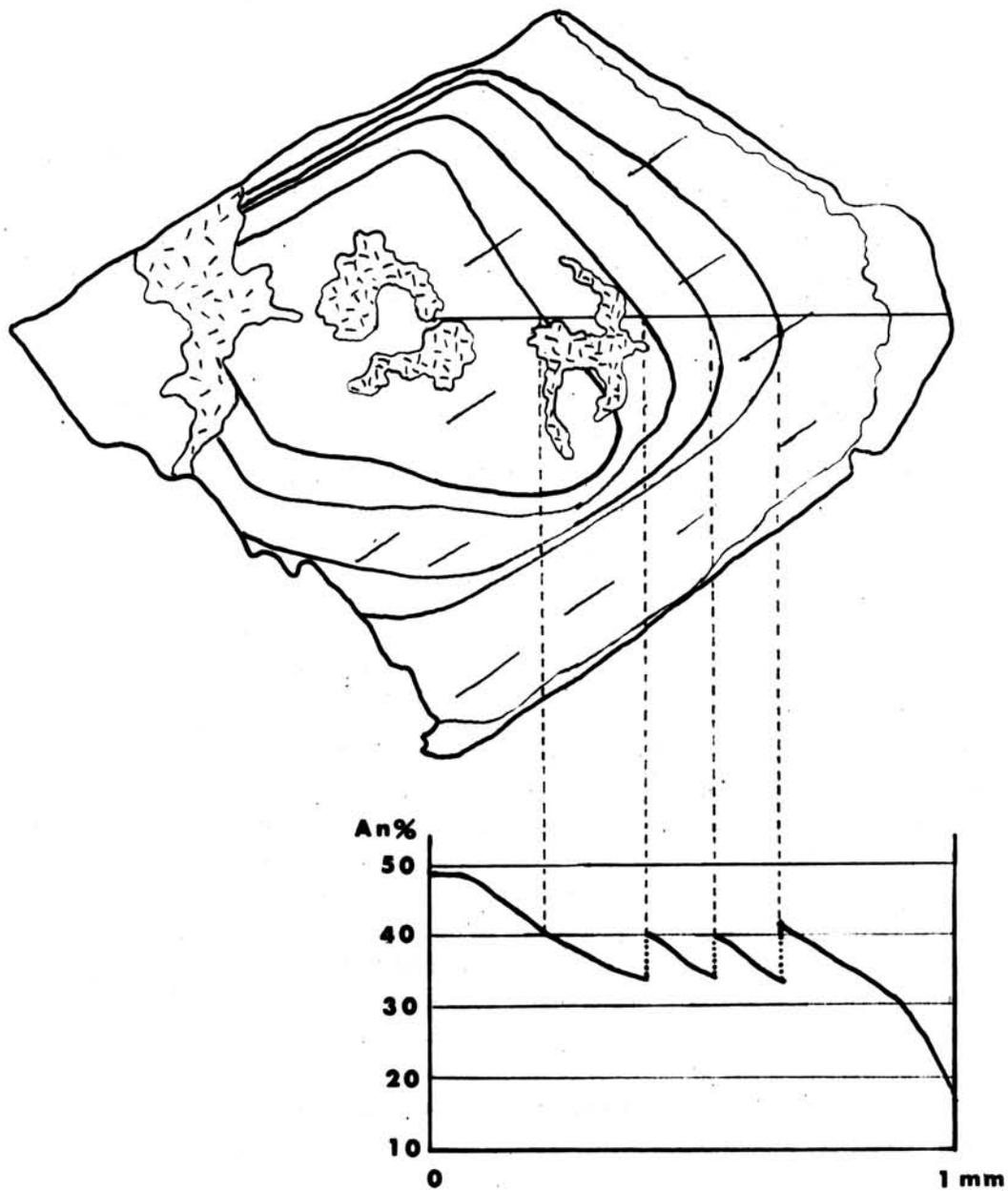


FIGURE 13 : Micrographie d'un plagioclase en section selon (010) et profil transversal montrant les variations de la teneur en anorthite (zonage oscillatoire). Granite de la Margeride à faciès sombre (cf. planche V, photo 1).

- Faciès clair** : An. 33-9 (LM : 36598, éch. n° 296, 1,2 km E de Ribennes, Saint-Chély-d'Apcher n° 6).
An. 34-8 (LM : 36584, éch. n° 277, la Malige, Saint-Chély-d'Apcher, n° 3).
- Faciès moyen** : An. 38-12 (LM : 37431, éch. n° 311, 1 km SW d'Usanges, Saint-Geniez-d'Olt n° 3).
An. 40-16 (LM : 37437, éch. n° 317, 900 m SE de Sainte-Eulalie, Saint-Chély-d'Apcher n° 3).
- Faciès sombre** : An. 43-17 et An. 45-20 (LM : 35274, éch. n° 234, 2 km SSW de Saint-Paul-le-Froid, Saint-Chély d'Apcher n° 4).

Ces résultats, qui sont donnés à titre d'exemple représentatif, ont été confirmés par d'autres mesures du même ordre de grandeur dans des échantillons appartenant aux trois types granitiques. Ces chiffres montrent un net enrichissement en calcium du plagioclase en liaison avec le caractère de plus en plus sombre du granite. La composition moyenne du plagioclase, bien que difficilement déterminable par voie optique, correspond à de l'oligoclase pour le faciès clair et à de l'andésine pour le faciès sombre. Ces valeurs seront précisées au cours de l'étude géochimique du granite.

Le plagioclase renferme fréquemment des inclusions de biotite en association de type synneusis, plan (010) de l'un souvent parallèle au plan (001) de l'autre. L'apatite figure quelquefois parmi les inclusions. Le feldspath potassique a été rencontré dans un grand cristal de plagioclase sous forme de petites plages xénomorphes dispersées, à extinction synchrone (granite à faciès moyen, LM 26146, éch. n° 15, 1 km E de Terme, Nasbinals 5). Autour, le plagioclase a été modifié dans une auréole de 0,05 mm de large : diminution progressive de 15° pour l'angle d'extinction, ce qui correspond au passage de An. 30 à An. 20. Il est possible que le feldspath potassique ait occupé des cavités corrodant profondément le plagioclase. Le quartz aussi se comporte de cette façon et ne semble pas former de véritables inclusions.

L'altération quasi constante du plagioclase se traduit par la formation de séricite qui peut former d'étroites lamelles installées dans les clivages (surtout le clivage (001)), de fines paillettes dispersées en tous sens, ou des cristaux plus gros et isolés, d'orientation quelconque. Exceptionnellement on peut rencontrer quelques grains d'épidote associés au mica blanc. Le feldspath est rarement envahi en totalité par les paillettes micacées. Celles-ci se cantonnent en général dans la région centrale, ou se développent préférentiellement en couronne suivant une zone qui renferme environ 30 % d'anorthite.

Le *feldspath potassique* occupe une place importante dans la mésostase du granite porphyroïde à faciès clair et moyen ; il est par contre rare ou même absent, en dehors des mégacristaux, dans le faciès sombre. D'aspect très xénomorphe, il se présente en plages, de taille et de forme très irrégulières, interstitielles, renfermant en inclusions le plagioclase, la biotite et parfois le quartz de forme globuleuse et d'aspect corrodé.

Dans le faciès clair du granite où les « dents de cheval » sont plus rares, le feldspath potassique apparaît dans la mésostase en plages xénomorphes d'assez grande dimension

(1 cm² environ) qui possèdent certains caractères des mégacristaux : macle de Carlsbad très fréquente, inclusions de biotite et de plagioclase orientées parallèlement aux faces virtuelles du cristal hôte. Il semble que la formation complète des mégacristaux automorphes ait été ici gênée uniquement par l'abondance et la grande taille des autres minéraux préexistants, le quartz y compris. Ce feldspath aurait cristallisé trop tard pour devenir un véritable MFK !

Le feldspath potassique de la mésostase possède une structure perthitique semblable à celle déjà décrite dans les MFK. Dans le granite sombre, il s'agit de « film perthite ». Dans le granite moyen, les veines d'albite apparaissent. Elles se développent largement dans le faciès clair où coexistent « film perthite », perthite en veines et en taches.

L'angle d'axe de la phase potassique est comparable à celui qui a été mesuré dans les MFK : $2V = -65^\circ$ (éch. n° 15, 1 km N de la Fage-Saint-Julien, Nasbinals 4).

Les plages feldspathiques sont souvent assombries par des taches ou des traînées, irrégulièrement réparties, renfermant des granules incolores, inframicroscopiques et très réfringents (kaolinite ?) associés à une poussière brunâtre, sans doute ferrugineuse.

La *biotite* est toujours présente dans le granite porphyroïde ; sa plus ou moins grande abondance détermine la teinte générale de la roche qui est à l'origine de la distinction des trois faciès. Dans le faciès sombre, c'est le seul minéral ferromagnésien présent, par contre dans le faciès clair, la biotite est accompagnée par la cordiérite. En général la biotite se présente en grands cristaux subautomorphes, de forme compliquée par des figures de corrosion envahies par le quartz (planche 5, photo 5). Les cristaux peuvent être isolés ou plus souvent groupés de façon désordonnée entre les plagioclases, en formant des sortes de cloisons bien visibles dans le faciès sombre. Les amas ont tendance à s'allonger et à s'orienter parallèlement aux mégacristaux. Cette orientation planaire se renforce lorsque la roche possède une structure cataclastique prononcée, marquée notamment par la torsion et le laminage de la biotite, matériau relativement plastique qui, avec le quartz, permet le déplacement des feldspaths beaucoup plus rigides. La biotite existe également en cristaux plus petits, inclus dans les deux types de feldspath, ainsi que dans le quartz. La coloration est prononcée, avec un pléochroïsme intense : brun rouge selon Ng et beige très clair selon Np. La bordure du cristal est parfois finement crênelée avec décoloration et diminution de la biréfringence des parties saillantes entre lesquelles le quartz s'insinue (planche V, photo 5). Les inclusions sont nombreuses, il s'agit d'apatite, en prismes subautomorphes assez trapus $L/l < 3$ et de zircon bien automorphes en prismes plus petits et très allongés $L/l < 14$, souvent disposés obliquement par rapport à la trace du clivage (001), ils sont entourés par l'habituel halo de radioactivité dont la largeur est constamment de 0,03 mm. On observe aussi de très fines aiguilles de rutile disposées en faisceau dans le plan (001) (planche V, photo 4). Dans le faciès sombre, des inclusions d'hématite sont fréquentes, on rencontre aussi quelques cristaux d'allanite.

L'altération en chlorite de la biotite paraît indépendante de celle du plagioclase et moins fréquente dans le faciès sombre du granite. La chlorite, très peu colorée, apparaît généralement sur le pourtour de la biotite et pénètre plus ou moins profondément dans ce minéral en suivant les clivages. Elle se charge souvent en gros cristaux de sphère très xénomorphes (planche VI, photo 1).

Assez fréquemment, en dehors du faciès sombre, la biotite est associée à de la muscovite ; les deux micas sont généralement accolés par leur face (001). Le passage continu du mica noir au mica blanc a été observé (LM : 26146, éch. n° 15) avec décoloration progressive et légère diminution corrélative de la biréfringence. Il arrive que la biotite soit entourée par une gaine continue de muscovite (planche VI, photos 2 et 3).

La *cordiérite* apparaît de façon systématique dans le faciès clair du granite, occasionnellement et en faible quantité dans le faciès moyen, et jamais dans le faciès sombre.

Elle se présente en prismes trapus (1 x 2 mm, parfois plus gros) automorphes à sub-automorphes, et toujours en majeure partie transformés en phyllosilicates. Cette altération de la cordiérite se traduit par la formation de fines lamelles parallèles de chlorite disposées transversalement dans des fissures ou de part et d'autre des clivages. En outre, de la muscovite se développe à la périphérie en cristaux diversement orientés, et en grandes lames parallèles, disposées dans le plan du clivage basal (001) et dans une direction perpendiculaire : aspect de « micas en échelle » (planche VI, photo 5). L'invasion de la muscovite peut être quasi totale et on observe alors de grandes plages de forme plus ou moins rectangulaire renfermant des lamelles enchevêtrées de muscovite parmi lesquelles on retrouve les deux directions orthogonales (planche VI, photo 4)

Le *quartz* est toujours présent en quantité importante dans les trois faciès granitiques. Il apparaît en grandes plages formées de gros cristaux xénomorphes et engrenés, occupant la place disponible entre les autres minéraux : plagioclase, biotite, feldspath potassique. Le quartz pénètre à la faveur des golfes de corrosion dans ces minéraux et les renferme en inclusion. Certains cristaux de quartz se distinguent par leur forme globuleuse à tendance hexagonale altérée par des figures de corrosion ; on les trouve en inclusion dans le feldspath potassique et dans les quartz xénomorphes de plus grande taille. Ils représentent des cristaux de formation précoce analogues à ceux que l'on rencontre dans les microgranites porphyriques.

Tous ces cristaux de quartz possèdent une extinction roulante prononcée.

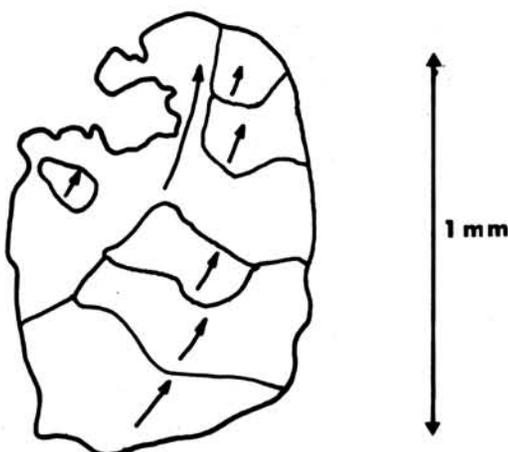


FIGURE 14 : Extinction onduleuse d'un cristal de quartz. Les flèches courbes indiquent l'orientation de $n'g$ dans chaque sous-grain limité par une cassure fine. LM 27339.

L'examen en lumière polarisée de la progression de l'onde d'extinction dans un cristal permet de distinguer des sortes de cellules internes (sous grains) limitées par une cassure très fine qui correspond à une discontinuité dans le déplacement de l'extinction. Cette limite est franchie brusquement pour une rotation de la platine du microscope, inférieure à 1° (fig. n° 14) Dans les formes plus cataclastiques, la différence s'accroît et atteint plusieurs degrés. Les contours de ces cellules quartzieuses deviennent ensuite fortement engrenés, sans doute par recristallisation au moins partielle. L'orientation optique de chaque sous grain qui s'individualise plus nettement, mais conserve une extinction onduleuse, diffère de plusieurs degrés de celle de ses voisins.

Dans la région de Laval-Atger (Langogne 1), un panneau de granite de la Margeride repose en contact anormal sur les gneiss. Près du contact, le granite est laminé et le quartz adopte un comportement plastique remarquable et analogue à celui de la biotite : il s'étire en sous grains très allongés et flexueux qui contournent les cristaux feldspathiques non déformés.

La *muscovite* est un minéral accessoire qui revêt une importance très inégale dans les différents types granitiques :

Dans le faciès sombre, la muscovite est très rare, elle se forme occasionnellement au détriment d'une partie de la biotite (passage progressif observé) plus particulièrement lorsque cette dernière est affectée par la cataclase. Le mica blanc apparaît en outre en petites paillettes d'origine secondaire dans le plagioclase.

Dans le granite à faciès moyen, et davantage encore dans le faciès clair, la muscovite est plus abondante mais toujours d'origine secondaire. On l'observe :

- liée à la biotite, avec, dans certains cas, passage progressif entre les deux micas dans la direction du clivage commun. La muscovite se trouve toujours à la périphérie du mica noir autour duquel elle peut former parfois une gaine continue. Les conditions optimum d'apparition du mica blanc se trouvent réunies lorsque la biotite est en inclusion dans le feldspath potassique (planche VI, photos 2 et 3).
- dans le feldspath potassique, en cristaux isolés, assez grands, très xénomorphes et poecilites.
- dans le plagioclase, plus particulièrement dans la partie centrale et dans les zones de composition voisine de an. 30, en lamelles installées dans les deux clivages principaux et sous forme de fines paillettes de séricite dispersées en tous sens (planche V, photo 1).
- dans la cordiérite altérée. La muscovite apparaît sur le pourtour en petites lamelles d'orientation quelconque et à l'intérieur en grandes lames cloisonnantes, selon deux directions orthogonales : muscovite en échelle (planche VI, photos 4 et 5).

50/ INTERPRÉTATION

L'ensemble des observations pétrographiques peut être résumé et interprété de la façon suivante :

Dans le granite de la Margeride (granite monzonitique porphyroïde différencié) trois faciès principaux (clair, moyen et sombre), passant très progressivement de l'un à l'autre, peuvent être distingués en fonction de leur richesse en biotite qui varie de quelques unités à plus de 20 %. Parallèlement le caractère porphyroïde devient de plus en plus prononcé.

La *biotite*, minéral d'apparition précoce (seuls le zircon, l'apatite et l'allanite paraissent antérieurs) s'est concentrée, sans doute par un processus gravitaire, dans le faciès sombre du granite qui paraît occuper la partie inférieure du pluton. Dans les faciès moyen et clair, représentant des niveaux de plus en plus élevés, la biotite se raréfie, elle est accompagnée par la muscovite, formée quelquefois à ses dépens et par la cordiérite, elle-même secondairement transformée en mica blanc.

L'abondance du *plagioclase* augmente aussi avec la profondeur. Le zonage oscillatoire de ce minéral peut s'expliquer par l'action des courants de convection qui entraînent les cristaux dans des zones alternativement plus ou moins chaudes. Des différences apparaissent selon les faciès granitiques considérés dans la composition globale du plagioclase :

- andésine dans le faciès sombre. Ce feldspath relativement riche en anorthite s'est formé précocement à température assez élevée et a rejoint la biotite vers le bas du pluton.
- oligoclase dans le faciès moyen.
- oligoclase plus proche de l'albite dans le faciès clair, formé à plus basse température et plus tardivement, à partir d'un magma enrichi en soude par cristallisation fractionnée. Le caractère plus alcalin du faciès clair se trouve confirmé par sa richesse en feldspath potassique total.

En ce qui concerne le *feldspath potassique* il convient de distinguer deux générations principales : les mégacristaux automorphes et maclés selon la loi de Carlsbad, qui déterminent la structure porphyroïde, et les cristaux xénomorphes de la mésostase.

Dans le faciès sombre, ces derniers sont rares et les premiers particulièrement abondants. Dans ce faciès, les mégacristaux sont caractérisés par leur structure perthitique peu développée (« film perthite » essentiellement), par leur pauvreté en inclusions qui reflète la faible quantité de cristaux présents dans le magma au moment de leur croissance, et par leur taille irrégulière. Comme la biotite et le plagioclase, ces mégacristaux précoces se sont sédimentés et leur calibrage irrégulier peut représenter des stades de croissance différents selon leur niveau de départ : les plus grands ont pu largement se développer pendant leur trajet vertical, les plus petits, formés sur place, ont été rapidement « étouffés » par leurs nombreux voisins.

Dans le faciès clair, les mégacristaux sont rares, plus régulièrement calibrés, riches en inclusions et très perthitiques avec coexistence de « film perthite » et de perthites en veines

et en taches, peut-être dues en partie à une albitisation secondaire. Dans la mésostase, le feldspath potassique, très abondant, ne se distingue des mégacristaux que par son caractère xénomorphe dû à sa cristallisation tardive dans un milieu riche en cristaux.

Le *quartz*, concentré dans le magma résiduel est surtout abondant dans le faciès clair. Des actions deutériques, probablement exercées par les derniers fluides résiduels concentrés dans les niveaux supérieurs du pluton, ont permis le développement de la muscovite au détriment de la biotite, de la cordiérite et des feldspaths, ainsi que de la tourmaline dans des nodules ou de petits accidents pegmatitiques.

Le granite de la Margeride a été déformé après sa consolidation, avec une intensité inégale selon l'endroit. Ceci se traduit par l'extinction toujours onduleuse du quartz, par sa fragmentation en sous grains qui parfois même peuvent recristalliser. Cette relative plasticité du quartz, jointe à celle des micas, a permis aux différents feldspaths, minéraux plus rigides, de se mouvoir, le plus souvent sans se briser. Ce mécanisme explique l'orientation planaire que présente très fréquemment le faciès sombre du granite porphyroïde, mais il est possible que cette disposition ait été déjà ébauchée au cours de la phase magmatique par des structures de flux ou de sédimentation des mégacristaux.

Quelques remarques sont nécessaires à propos des phénomènes de sédimentation intra magmatique précédemment évoqués pour expliquer la différenciation du granite. En effet, d'après l'ordre de cristallisation observé, on pourrait s'attendre à ce que des niveaux de biotite, plagioclase et feldspath potassique se superposent. Les périodes de cristallisation des différents minéraux se recouvrent en réalité très largement. De plus, la loi de Stokes appliquée aux minéraux dans un magma granitique (voir la figure 29 et les explications développées à propos de l'étude du granite orbiculaire) indique que la densité, la forme et la taille des cristaux jouent un rôle important dans leur vitesse de chute. La biotite, dense et d'apparition précoce mais de petite taille et de forme lamelleuse, arrive au fond du réservoir à peu près en même temps que le plagioclase, de densité moindre et d'apparition peut-être plus tardive, mais qui descend plus rapidement en raison de sa forme plus compacte et de sa taille plus développée. Le feldspath potassique dont le contraste de densité vis-à-vis du magma est plus faible et l'apparition plus tardive est par contre avantagé par sa grosseur exceptionnelle. L'existence des circuits de convection complique le phénomène et retarde la sédimentation.

II -- GÉOCHIMIE

La plupart des échantillons (133) de granite de la Margeride, déjà étudiés au point de vue pétrographique, ont été analysés chimiquement. Les résultats détaillés sont regroupés à la fin du volume dans l'annexe II où figurent également des indications sur les méthodes utilisées. Les variations des éléments majeurs et mineurs seront successivement examinées.

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Étude statistique de l'ensemble des données

Cette étude, réalisée à l'aide d'un ordinateur a permis de connaître la teneur moyenne de chaque élément (exprimée en pourcentage pondéral d'oxyde), sa variance, son écart type et sa variabilité ; en outre les coefficients de corrélation linéaire des différents éléments entre eux ont été déterminés. Sur le tableau V, on remarque la grande variabilité des oxydes de Fe, Mg, Ca, Ti, P. Les alcalins et surtout la silice et l'alumine varient par contre beaucoup moins. Les coefficients de corrélation linéaire montrent une nette corrélation positive entre les cinq éléments déjà cités qui varient comme l'alumine et à l'inverse de la silice. Les alcalins présentent un comportement antagoniste : la soude semble diminuer quand le fer et le magnésium augmentent ; la potasse suit le comportement de l'alumine.

Regroupement des résultats selon cinq types granitiques principaux

Pour suivre plus facilement les variations de la composition chimique, les résultats ont été répartis en 5 groupes, parallèlement aux cinq faciès et sous-faciès distingués au cours de l'étude pétrographique du granite selon sa richesse en « biotite ». La répartition dans les différents groupes est basée sur la somme de 3 éléments : Fe, Mg, Ti, dont la variation est importante. Cette somme a été convertie en pourcentage pondéral de biotite, calculé selon la méthode de H. de la Roche (1964). Le choix des coupures a été fait de manière à sélectionner aux deux extrémités de la série (faciès clair : biotite < 15 % et faciès sombre : biotite \geq 24 %) deux populations d'échantillons qui soient comparables à celles utilisées au cours de l'étude pétrographique. Les échantillons intermédiaires ont été découpés selon trois intervalles réguliers. Dans chaque groupe, les moyennes des différentes données ont été calculées. Les résultats sont présentés dans le tableau VI.

Variations de la composition chimique

A partir de ces nouveaux résultats, plus faciles à utiliser, les variations chimiques ont été mises en évidence sur un diagramme (fig. 15) établi en fonction de la teneur en silice.

On remarque tout d'abord que pour chaque élément considéré, les différentes valeurs s'alignent parfaitement. Ceci indique l'existence d'une relation simple, de type $y = ax + b$, entre la silice et les différents éléments dans l'intervalle des valeurs considérées et montre le caractère évolutif et régulier des variations géochimiques du granite.

Toutes les droites représentées sur le diagramme ont une pente négative sauf celle qui correspond à Na_2O . On retrouve ainsi le caractère des corrélations vis-à-vis de la silice déjà indiquées sur le tableau V.

En fonction de la pente de ces droites, on peut voir que la variation la plus importante est celle de MgO , suivie dans l'ordre par FeO , CaO , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 . Le fait que MgO diminue un peu plus rapidement que FeO laisse présumer un changement de composition de la biotite qui sera confirmé au cours de l'étude minéralogique : la biotite précoce, celle qui se concentre dans le faciès sombre, est plus riche en MgO .

% D'OXYDES	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	TOTAL
MOYENNES	68,23	15,39	1,47	1,61	2,27	1,79	2,92	4,48	0,54	0,20	0,05	0,93	0,14	100,08
VARIANCES	5,03	0,49	0,12	0,33	0,34	0,23	0,04	0,14	0,02	0,01	0,00	0,11	0,01	0,10
ECARTS-TYPES	2,24	0,70	0,34	0,58	0,58	0,48	0,20	0,37	0,15	0,08	0,01	0,33	0,11	0,31
VARIABILITE 100 X E.T. MOYENNE	3,29	4,57	23,12	35,84	25,62	26,59	6,94	8,22	27,24	39,95	23,02	35,15	76,44	0,31
COEFFICIENTS DE CORRELATION LINEAIRE														
SiO ₂		-0,75	-0,58	-0,80	-0,78	-0,69	0,21	-0,37	-0,51	-0,29	-0,19	-0,18		
Al ₂ O ₃			0,45	0,42	0,38	0,35	-0,16	0,41	0,32	0,04	0,12	0,17		
Fe ₂ O ₃				0,21	0,33	0,28	-0,29	0,25	0,27	-0,15	0,19	0,28		
FeO					0,78	0,76	-0,14	-0,04	0,57	0,47	0,13	0,06		
MgO						0,69	-0,29	0,13	0,43	0,32	0,15	-0,01		
CaO							-0,08	-0,05	0,47	0,25	0,25	-0,37		
Na ₂ O								-0,25	-0,19	0,06	0,01	-0,20		
K ₂ O									-0,10	0,01	-0,08	0,26		
TiO ₂										0,12	-0,01	-0,05		
P ₂ O ₅											0,05	-0,00		
MnO												-0,04		

TABLEAU V.

Etude statistique des 133 analyses chimiques du granite de la Margeride figurant dans l'annexe II. Compte tenu du nombre d'analyses, sont considérés comme très significatifs, avec une probabilité de 0,999, les coefficients de corrélation linéaire supérieurs à 0,32 (case entourée par un trait fort). Au dessus de 0,25 (case soulignée) la valeur de la corrélation est encore satisfaisante (confiance à 99%).

% biotite en poids	(1) ≤ 15%	(2) 15-16-17%	(3) 18-19-20%	(4) 21-22-23%	(5) ≥ 24%
Nombre d'analyses utilisées	22 an.	32 an.	37 an.	22 an.	20 an.
SiO ₂	71,33	69,38	68,31	66,54	65,04
Al ₂ O ₃	14,77	15,25	15,35	15,74	15,99
Fe ₂ O ₃	1,24	1,38	1,40	1,66	1,77
FeO	0,87	1,28	1,66	1,98	2,42
MgO	1,40	2,02	2,31	2,66	3,14
CaO	1,23	1,58	1,86	2,03	2,35
Na ₂ O	3,06	2,92	2,89	2,87	2,84
K ₂ O	4,41	4,47	4,44	4,60	4,54
TiO ₂	0,41	0,49	0,55	0,65	0,65
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,20	0,21	0,25
MnO	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,93	0,94	0,89	1,04	0,89
H ₂ O ⁻	0,17	0,13	0,15	0,12	0,13
Total	100,2	100,08	100,06	100,18	100,08
Cl	57	58	58	48	54
F	715	803	810	801	991
Rb	283	273	255	246	239
Sr	153	173	203	253	275
Quartz	34,1	31,7	30,3	27,8	25,9
Biotite	12,2	16,4	18,8	21,8	25,6
Orthose	21,4	19,7	18,0	17,1	15,1
Plagio.	32,1	32,2	32,6	33,2	33,4
F. alc.	30,1	28,2	25,9	24,3	21,3
Plagio.	23,4	23,7	24,8	26,0	27,2
% an. pl.	16,3	21,3	24,8	26,5	29,6

TABLEAU VI.

Composition moyenne des principaux faciès du granite de la Margeride, calculée à partir de 133 analyses chimiques.

Le regroupement des résultats a été fait en fonction de la somme : Fe + Mg + Ti, convertie en pourcentage pondéral de biotite (explications dans le texte).

Les teneurs sont exprimées en pourcentages pondéraux d'oxydes pour les éléments majeurs et en µg/g (éléments mineurs). Les pourcentages minéralogiques pondéraux correspondants ont été calculés (selon la méthode de H. de la Roche), ainsi que la teneur en anorthite du plagioclase (selon la norme C I P W), celle-ci figure au bas du tableau.

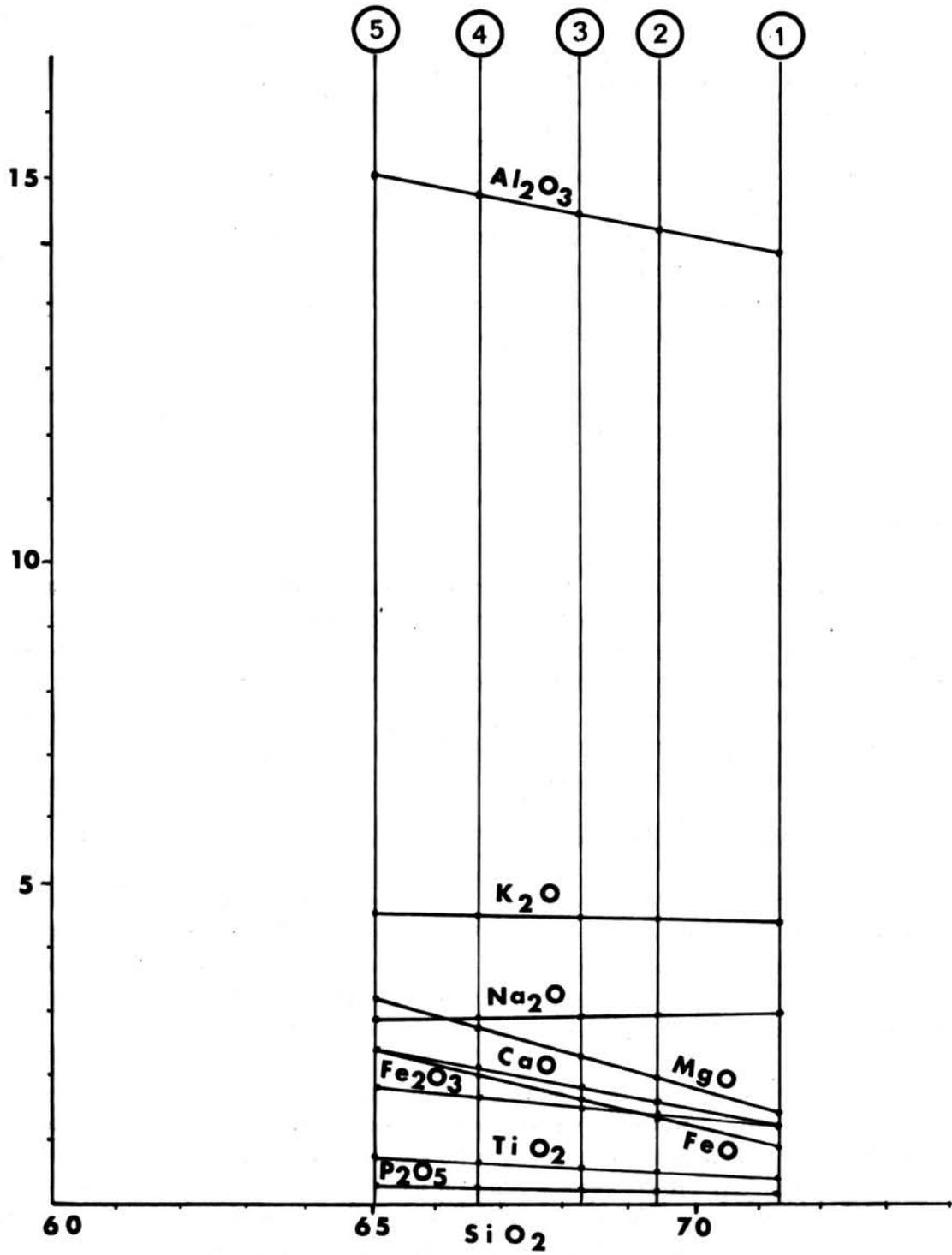


FIGURE 15 : Diagramme de variation de la composition chimique moyenne en fonction de la teneur en silice pour les principaux faciès et sous-faciès distingués dans le granite de la Margeride.

Les éléments alcalins varient en sens inverse l'un par rapport à l'autre et faiblement, surtout K_2O qui diminue très peu. Le faciès clair du granite est un peu moins potassique que le faciès sombre : évolution qui paraît anormale mais qui s'explique bien par le fait que dans le second faciès il y a accumulation des minéraux potassiques (biotite et feldspath potassique sous forme de mégacristaux).

Les variations en sens inverse de Na_2O et CaO expriment le changement de composition du plagioclase, plus riche en albite dans le faciès clair.

La quantité d'alumine augmente dans le faciès sombre essentiellement en liaison avec le calcium sous forme d'anorthite. Les autres minéraux alumineux (cordiérite et muscovite) se développent dans le faciès clair, paradoxalement le moins riche en alumine, en raison du manque de calcium qui caractérise ce faciès.

Le phosphore diminue régulièrement comme le fer et le magnésium. Cet élément est concentré dans l'apatite, minéral précoce, lié à la biotite où il se trouve sous forme d'inclusions.

Comparaison avec les lignées types

Après calcul des paramètres correspondants, les points représentatifs des cinq variétés de granite ont été reportés sur le diagramme de H. de la Roche (figure 16) où apparaissent les principaux types pétrographiques. Les cinq points sont alignés selon une direction qui s'écarte des lignées types habituelles. Ceci traduit le caractère potassique dominant et anormalement stable, de cette série, associé à une variation rapide du fer et du magnésium. On retrouve une évolution analogue à celle décrite par G. Sabourdy (1975) dans les roches granitoïdes des Cévennes méridionales

Expression des résultats sous forme minéralogique

Les variations géochimiques peuvent également s'exprimer sous forme minéralogique calculée selon la méthode de H. de la Roche. (voir annexe II). La norme CIPW a été utilisée pour connaître la composition du plagioclase. Ces résultats qui apparaissent dans le tableau VI ont permis de construire la figure 17 sur laquelle on retrouve les variations déjà mises en évidence au cours de l'étude pétrographique et illustrées par la figure 10.

Les différences qui existent entre ces deux diagrammes sont dues essentiellement au fait qu'ils ont été construits, l'un à partir de données minéralogiques volumétriques, l'autre à partir d'une composition minéralogique pondérale. En outre, les chiffres correspondant aux feldspaths n'ont pas exactement la même signification : sur la figure 17, le FK correspond à de l'orthose pure, dépourvue de phase sodique et d'inclusions, son importance est par conséquent réduite par rapport au FK perthitique et poécilitique qui a été directement observé. En revanche l'importance du plagioclase est augmentée par l'introduction de la phase albitique des perthites. Pour cette même raison, le plagioclase normatif est moins riche en anorthite que celui qui a été étudié optiquement.

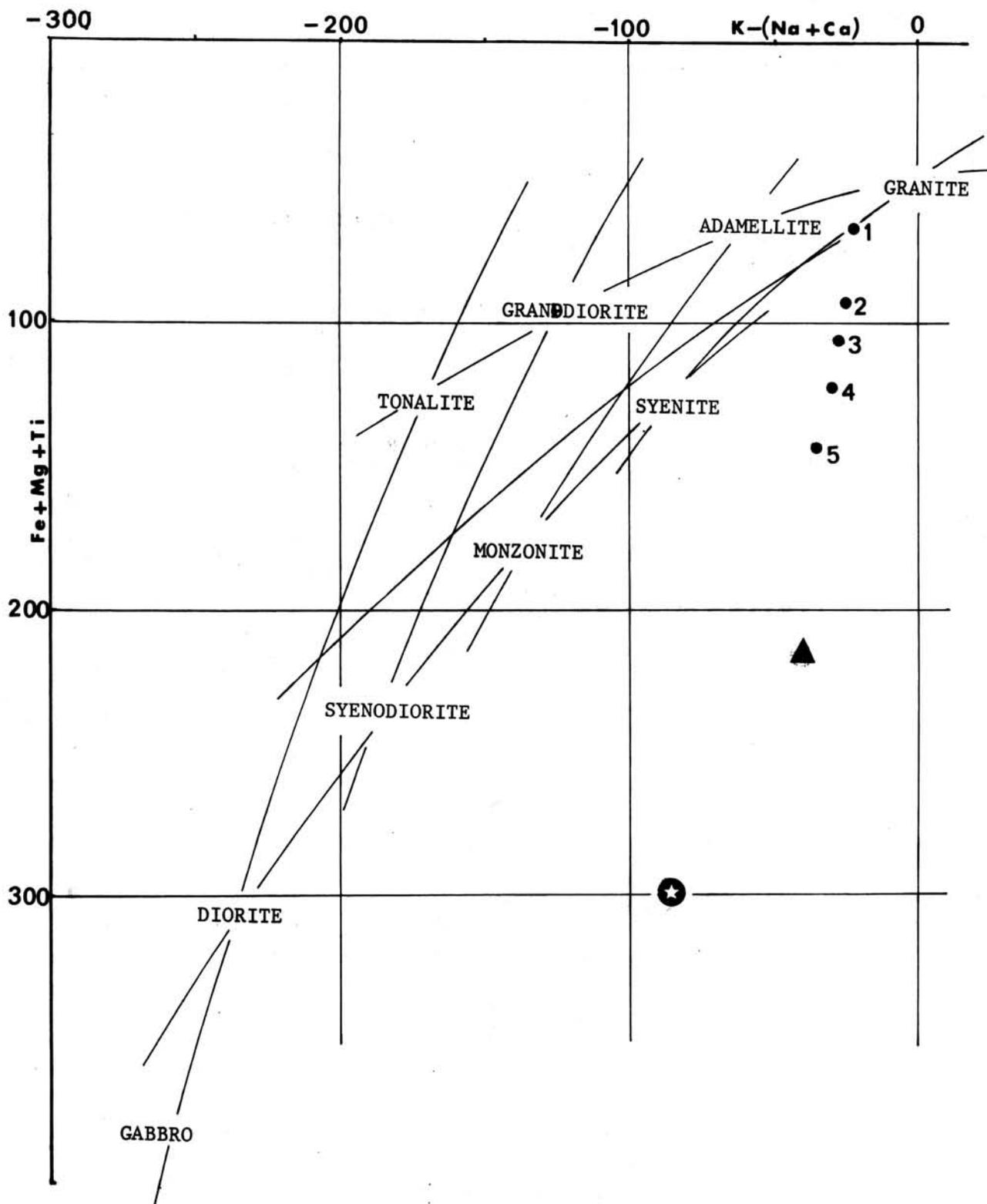


FIGURE 16 : Diagramme de H. de la Roche sur lequel ont été placés les 5 points représentatifs des différents types distingués dans le granite de la Margeride. Les compositions moyennes des enclaves ont en outre été représentées : le triangle correspond à la composition moyenne calculée à partir de 6 analyses d'enclaves microgrenues. L'étoile correspond à la composition moyenne des vaugnérines, calculée à partir de 9 analyses chimiques.

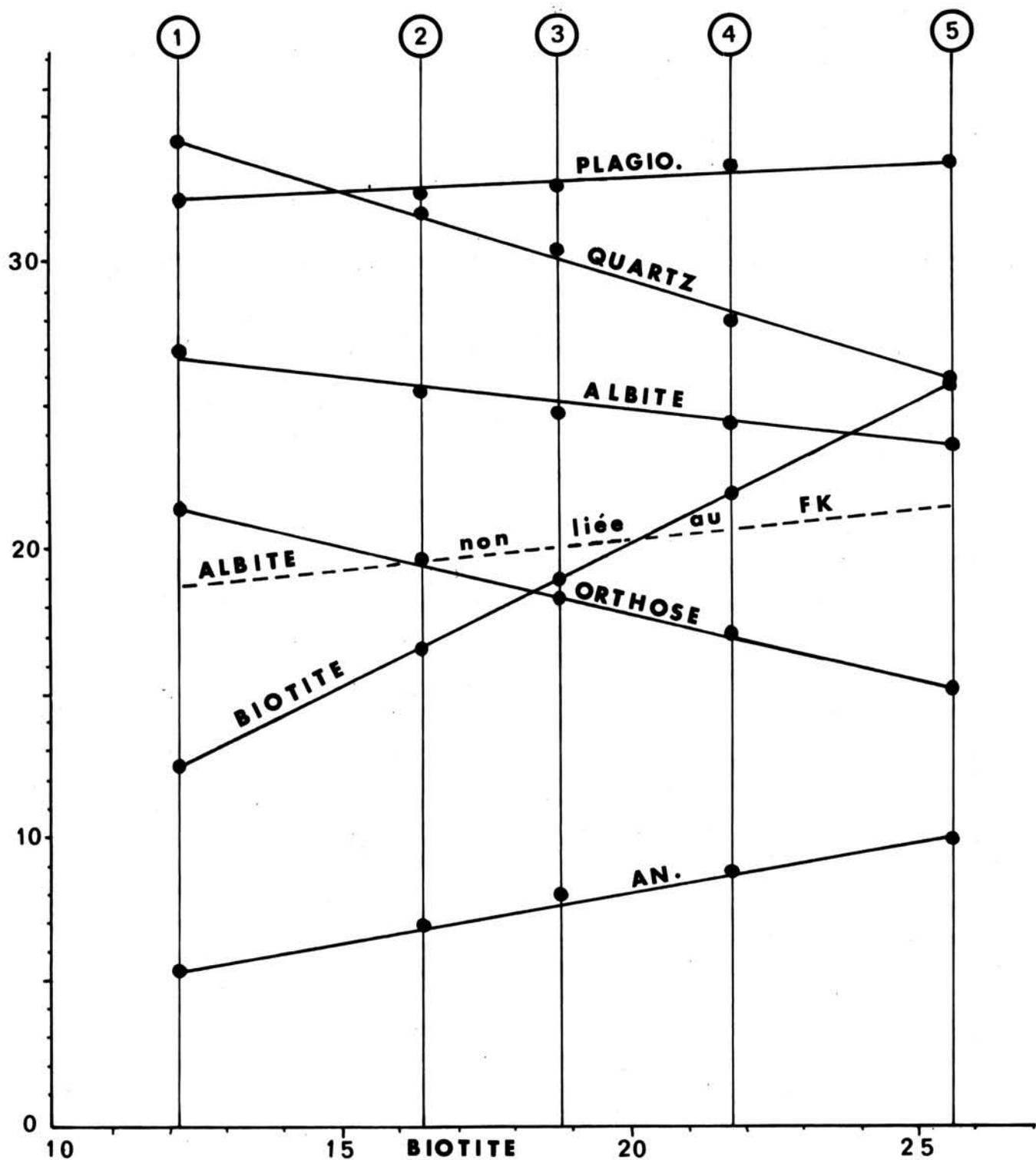


FIGURE 17 : Variation de la composition minéralogique du granite de la Margeride en fonction de sa teneur en biotite. Les valeurs utilisées, extraites du tableau VI, ont été calculées à partir des analyses chimiques de 133 échantillons. Explications complémentaires dans le texte.

Il est possible de tenir compte de cette fraction albitique liée au FK : l'étude géochimique des MFK (voir partie minéralogie) indique que le rapport Ab./Orth., déduction faite de l'albite liée à l'anorthite dans les inclusions plagioclasiques est d'environ 0,13 dans le faciès sombre et 0,30 dans le faciès clair. Compte tenu de ces chiffres, il faut soustraire environ 8 et 2 % à l'albite totale pour connaître la quantité de celle qui intervient réellement dans le plagioclase. Cette valeur corrigée correspond à la ligne tracée en pointillé sur la figure 17. Après correction, la teneur en anorthite du plagioclase réel passe à 22 % (faciès clair) et 31 % (faciès sombre) au lieu de 16,3 et 29,6 % comme indiqué dans le tableau VI.

Sur la figure 17, on peut voir que la quantité de biotite est multipliée par deux lorsque l'on passe du faciès clair au faciès sombre. En contrepartie l'orthose diminue fortement ce qui entraîne une compensation presque parfaite pour la teneur en K_2O , qui intervient dans la composition des deux minéraux respectivement pour 8 et 11 %.

Le quartz diminue sensiblement et dans des proportions plus importantes que celles de la silice.

La cordiérite et la muscovite ne figurent pas sur le diagramme. Ces deux minéraux alumineux apparaissent dans le faciès clair pour fixer l'alumine excédentaire en raison notamment du manque de calcium permettant d'utiliser cet oxyde sous forme d'anorthite.

Représentation cartographique des résultats

Pour observer plus directement le changement de composition du granite de la Margeride, les données géochimiques, exprimées quelquefois sous forme minéralogique, qui figurent dans l'annexe II, ont été reportées sur des cartes du massif. Par la même occasion, les résultats analogues concernant certains autres granitoïdes (granite de Chambon-le-Château, granite de Chaudes-Aigues, granodiorite de Soulaque) ont été indiqués mais seront interprétés séparément.

Sur toutes les cartes, on note que les valeurs extrêmes ont tendance à se grouper dans les mêmes régions du massif. Elles coïncident avec les zones où les faciès clairs et sombres du granite ont été déjà distingués par l'étude pétrographique.

La somme des éléments Fe + Mg + Ti exprimée sous forme de pourcentage pondéral en biotite a été reportée en chaque point de prélèvement sur la carte correspondant à la figure 18. Celle-ci peut être comparée à la carte de répartition de la biotite modale dans la mésostase (figure 6).

La figure 19 représente la variation de la composition du plagioclase, calculée d'après la norme CIPW. Les teneurs en anorthite les plus élevées sont visiblement liées au faciès sombre du granite et les plus faibles au faciès clair.

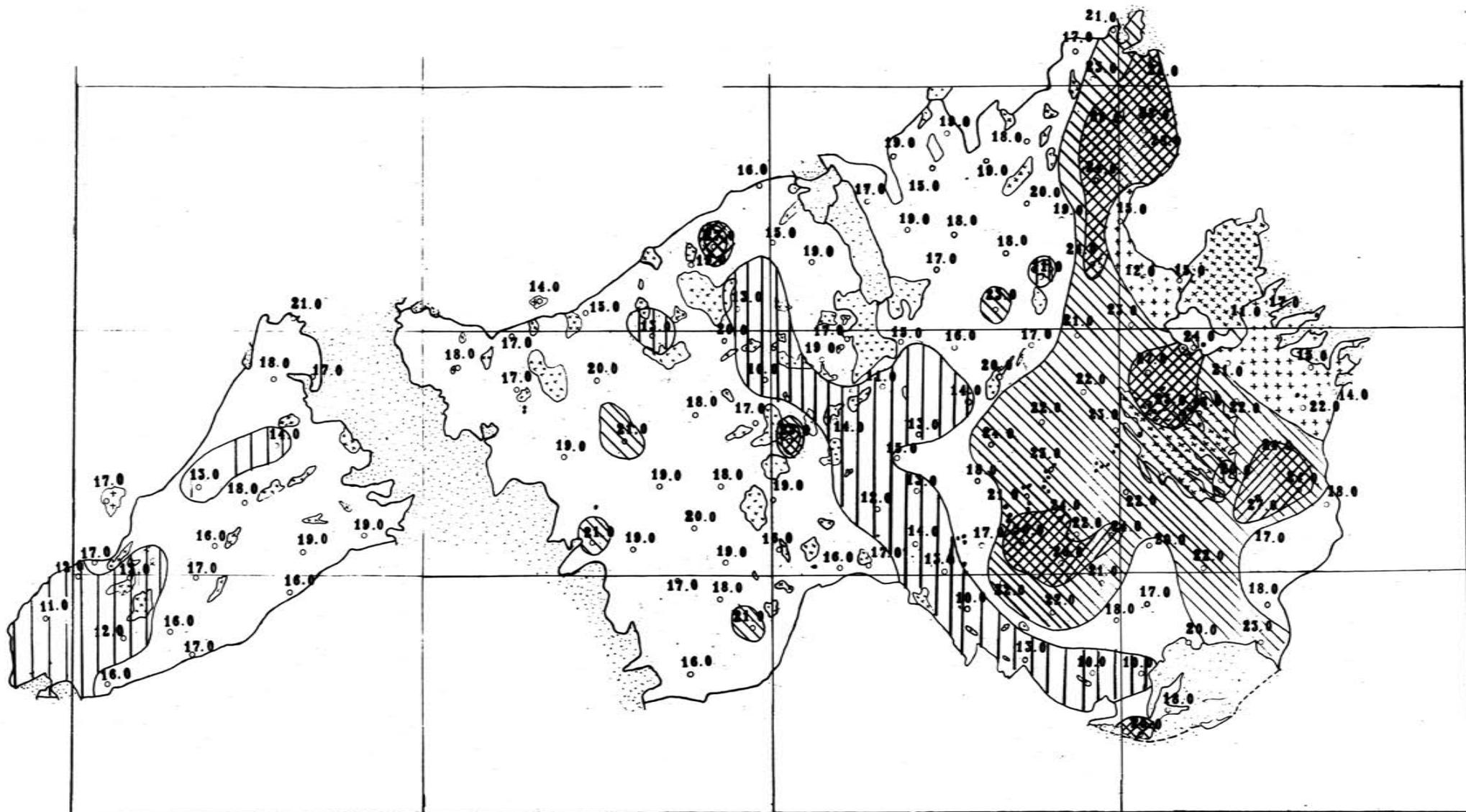


FIGURE 18 : Carte montrant la variation des teneurs pondérales en biotite, calculées par la méthode de H. de la Roche, dans le granite de la Margeride et dans d'autres roches granitoïdes (cf. légende de la fig. 6). Les courbes d'isoteneur en biotite séparent dans le granite de la Margeride des domaines distingués par les figurés suivants : lignes N-S, inférieur à 15 % ; pas de figuré, entre 15 et 20 % ; lignes obliques, entre 20 et 24 % ; lignes croisées, supérieur ou égal à 24 %.

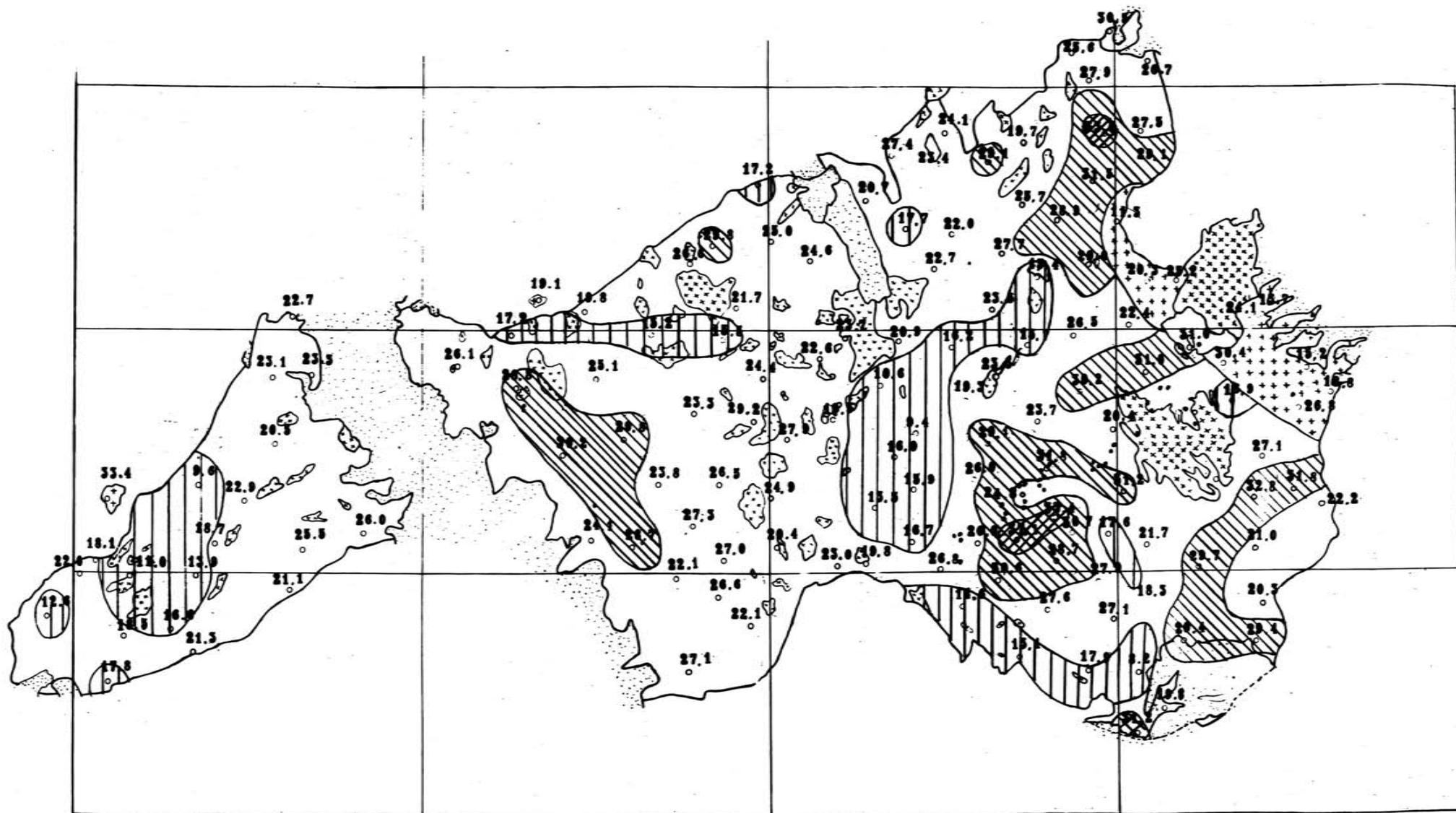


FIGURE 19 : Carte montrant la variation des teneurs en anorthite du plagioclase normatif dans le granite de la Margeride et dans d'autres roches granitoïdes (cf. légende de la fig. 6). Les courbes d'isoteneur en anorthite limitent, dans le granite de la Margeride, des domaines distingués par les figurés suivants : lignes N-S, inférieur à 18 % ; pas de figuré, entre 18 et 28 % ; lignes obliques, entre 28 et 33 % ; lignes croisées, supérieur à 33 %.

2°/ ÉLÉMENTS MINEURS

Inventaire des données disponibles

Certains éléments mineurs : Cl, F, Rb, Sr ont été systématiquement dosés sur les 133 échantillons soumis à l'analyse chimique pour les éléments majeurs. Les résultats détaillés figurent dans l'annexe II et les valeurs moyennes calculées pour les cinq types granitiques principaux apparaissent dans le tableau VI et dans le tableau VII. La représentation cartographique des résultats bruts a été jointe pour 3 éléments : le fluor (fig. 20), le rubidium (fig. 21) et le strontium (fig. 22).

Le dosage de cinq autres éléments mineurs (Li, Ba, Cu, Ni, Cr) a été effectué par absorption atomique dans 21 échantillons représentatifs du granite de la Margeride. Ces résultats et les moyennes correspondantes calculées pour les cinq types granitiques de référence figurent dans l'annexe III. Les valeurs moyennes seules ont été reproduites dans le tableau VII.

En outre, 24 éléments ont été dosés par spectrométrie U.V. sur le quantomètre de la S.N.P.A., dans 21 échantillons du granite de la Margeride. Pour onze de ces éléments dont la liste suit, la teneur est restée constamment au-dessous du seuil de sensibilité de l'appareil (indiqué entre parenthèses en μ g/g) :

Mo (4), Ag (3), Bi (5), W (198), Sn (10), As (50), Sc (30), Sb (50), Ge (30), Be (10), Zr (250).

Les résultats significatifs pour les 13 éléments restants sont indiqués dans l'annexe IV où les valeurs moyennes ont été calculées. Ces dernières ont été reproduites dans le tableau VII.

On dispose encore des teneurs en 7 oligoéléments (Pb, Sn, Ag, Cu, Ni, Cr, Mo), obtenues par spectrométrie d'émission à arc pour 3 échantillons du granite de la Margeride. Ces résultats, extraits de la thèse de J. Lameyre (1966) ont été indiqués uniquement dans le tableau XXIV où ils permettent une comparaison avec les données obtenues par la même méthode pour les leucogranites.

Certains éléments ont été dosés plusieurs fois par des méthodes différentes, et dans certains cas sur les mêmes échantillons ; on constate que les teneurs varient quelquefois notablement (en raison sans doute du choix des étalons utilisés) mais que le sens et l'amplitude des variations mises en évidence sont conservés.

Interprétation des résultats

Les résultats pour les différents faciès du granite, classés selon leur richesse croissante en biotite, sont rassemblés dans le tableau VII dans lequel figure également une composition moyenne du granite. Il est intéressant de comparer ces chiffres avec ceux qui ont été obtenus par la même méthode (voir partie minéralogie) pour certains minéraux extraits du granite, et en particulier la biotite. Dans le granite moyen la teneur en biotite est d'environ

Nb.an. Mé- thode	% biotite H.L.R.						Moyenne		
		1 <15%	2 15-16-17	3 18-19-20	4 21-22-23	5 >24%			
133 an. Colori.	Cl	57	58	58	48	54	55		
	F	715	803	810	801	991	824		
133 an. Abs.at.	Rb	283	273	255	246	239	259		
	Sr	153	173	203	253	275	211		
21 an. Absorption atomique	Li	140	178	121	103	92	127		
	Ba	324	471	579	827	956	631		
	Cu	9	12	11	15	20	13		
	Cr	20	37	47	71	79	51		
	Ni	18	24	24	31	35	26		
21 an. Spectrométrie U.V. (quantomètre)	% biotite H.L.R.	A 11%	B 14	C 18,3	D 19	E 23,3	F 24	G 27%	Moyenne
	Pb	16	19	11	15	18	50	18	21
	Zn	43	44	49	48	59	107	95	64
	Cu	20	17	15	13	15	55	27	23
	Ba	473	446	492	529	885	1106	1130	723
	P	1612	1612	1742	1735	1622	1846	2118	1755
	B	87	190	39	26	36	46	77	72
	V	25	30	33	33	55	46	69	42
	Cr	42	52	55	58	84	76	102	67
	Ni	9	12	13	14	21	17	26	16
	Co	32	44	33	36	45	41	37	38
	Sr	177	168	205	218	296	300	348	245
	Ga	16	17	16	20	18	18	19	18
Mn	415	484	380	458	465	478	490	453	

TABLEAU VII .- Teneurs moyennes en oligoéléments ($\mu\text{g/g}$) des différents types distingués dans le granite de la Margeride selon des teneurs en biotite croissantes. La méthode d'analyse a été indiquée ainsi que le nombre d'analyses utilisées pour le calcul des moyennes. Les résultats bruts figurent dans les annexes II, III et IV.

20 % en poids ; entre la roche et le minéral il y a donc un rapport : $\frac{RT}{\text{biotite}} = 5$ qui sera

comparé au rapport $R = \frac{\text{teneur moyenne dans RT}}{\text{teneur moyenne dans biotite}}$ pour chaque élément, de manière

à avoir une idée de sa répartition.

Fluor : ($R = 5,1$). Cet élément est entièrement concentré dans la biotite où il remplace une partie des ions OH. Sa teneur augmente à mesure que le granite se charge en biotite mais de façon non directement proportionnelle. Le détail des analyses qui figurent dans le tableau XXXVI montre que la biotite précoce (faciès sombre) renferme moins de fluor que la biotite tardive (faciès clair), il se produit donc une certaine compensation dans la roche. Sur la carte (fig. 20) on remarque une liaison des fortes teneurs avec le faciès sombre du granite et inversement.

Chlore : ($R = 2,7$). Environ la moitié du stock de cet halogène est associé au fluor dans la biotite. Les variations sont irrégulières, mais les teneurs paraissent un peu plus élevées dans les faciès clairs et moyens que dans le faciès sombre. Une partie du chlore doit vraisemblablement se concentrer dans l'apatite et le reste peut être lié aux inclusions fluides des tectosilicates sous la forme de ClNa.

Rubidium et lithium : Ces métaux alcalins suivent le comportement du sodium et leurs teneurs augmentent progressivement vers le type clair du granite différencié. La variation du lithium est la plus importante. Ces éléments ont été dosés uniquement dans les MFK où ils sont relativement peu abondants, surtout le second. On note cependant un net accroissement des teneurs dans les cristaux tardifs.

Strontium : ($R = 0,04$). Il suit fidèlement l'augmentation régulière du calcium auquel il paraît très lié et se concentre vraisemblablement dans l'anorthite.

Baryum : ($R = 1$). Cet élément varie dans le même sens que le strontium, mais beaucoup plus intensément, et se concentre dans le feldspath potassique où ses variations sont très intéressantes à étudier. L'analyse des différents MFK montre que la teneur en Ba est plus forte dans ceux qui sont extraits du faciès sombre, et sont considérés comme formés précocement et à plus haute température. En outre, dans un même cristal la teneur en baryum diminue régulièrement du centre vers la bordure (étude réalisée à la microsonde électronique). Ces observations qui vont toutes dans le même sens et rejoignent celles de A. Fernandez et G. Sabourdy (1969) et de G. Sabourdy (1975) réalisées sur d'autres granites porphyroïdes du Massif Central, montrent que la teneur en Ba des FK diminue régulièrement au fur et à mesure que leur cristallisation avance, soit par épuisement du stock disponible, soit parce que la structure de ces minéraux accepte plus facilement le baryum à haute température.

Le **plomb** : ($R < 0,5$) se concentre également dans le feldspath potassique.

Les éléments suivants : **Vanadium** ($R = 7,4$), **Chrome** ($R = 6,2$), **Nickel** ($R = 6,1$), **Zinc** ($R = 5,5$), **Gallium** ($R = 3,6$), **Scandium** ($R > 2,9$), **Cuivre** ($R = 2,5$), **Zirconium** ($R > 1,3$)

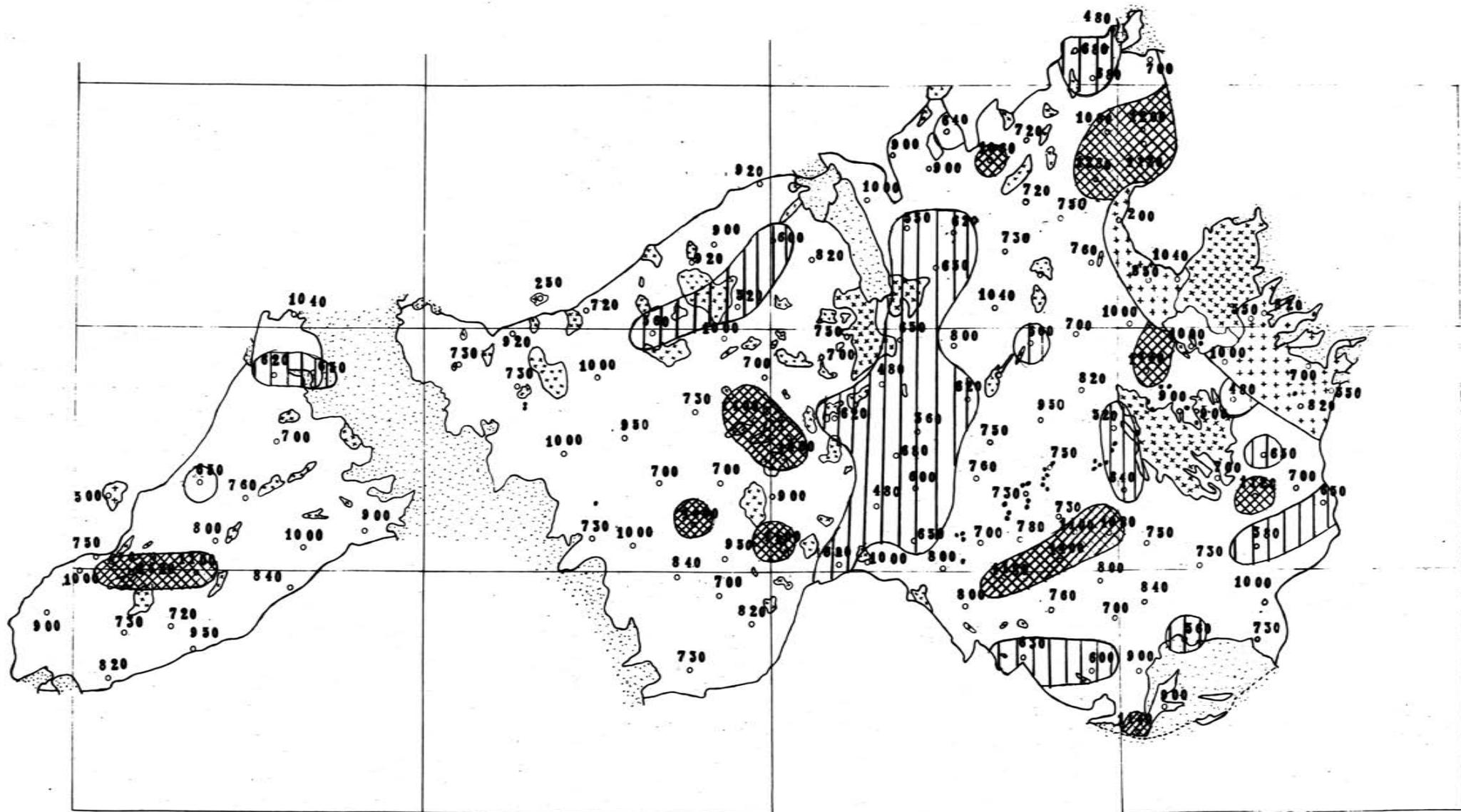


FIGURE 20 : Carte montrant la variation des teneurs en fluor ($\mu\text{g/g}$) dans le granite de la Margeride et dans d'autres roches granitoïdes (cf. légende de la fig. 6). Les courbes d'isoteneur en fluor limitent, dans le granite de la Margeride, des domaines distingués par les figurés suivants : lignes N-S, inférieur à $700 \mu\text{g/g}$; pas de figuré, entre 700 et 1000 ; lignes croisées, supérieur à 1000 .

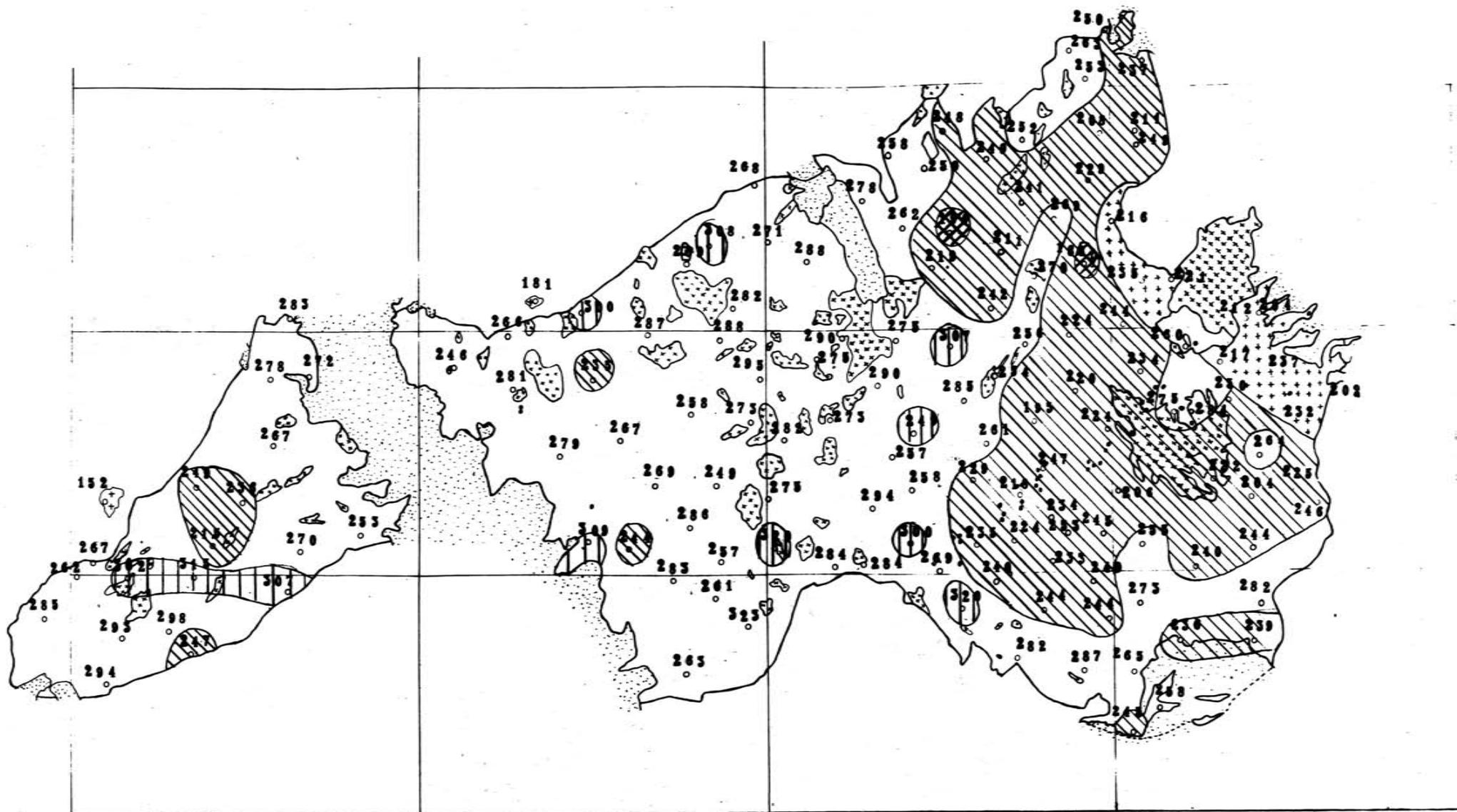


FIGURE 21 : Carte montrant la variation des teneurs en rubidium ($\mu\text{g/g}$) dans le granite de la Margeride et dans d'autres roches granitiques (cf. légende de la figure 6). Les courbes d'isoteneur en rubidium limitent, dans le granite de la Margeride, des domaines distingués par les figurés suivants : lignes croisées, inférieur à $200 \mu\text{g/g}$; lignes obliques, entre 200 et 250 ; pas de figuré, entre 250 et 300 ; lignes N-S, supérieur à 300 .

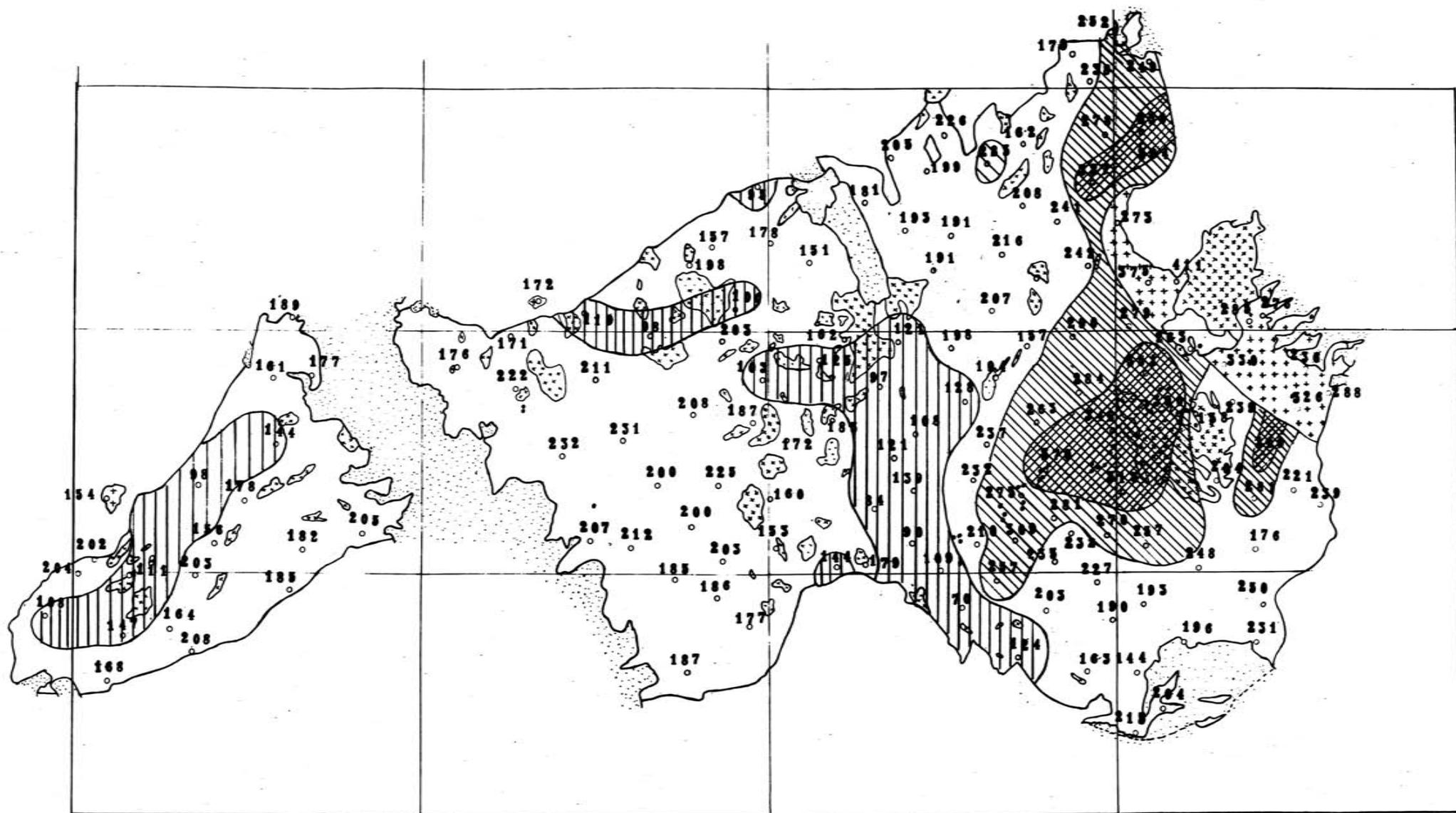


FIGURE 22 : Carte montrant la variation des teneurs en strontium ($\mu\text{g/g}$) dans le granite de la Margeride et dans d'autres roches granitoïdes (cf. légende de la fig. 6). Les courbes d'isoteneur en strontium limitent, dans le granite de la Margeride, des domaines distingués par les figurés suivants : lignes N-S, inférieur à $150 \mu\text{g}$; pas de figuré, entre 150 et 250 ; lignes obliques, entre 250 et 300 ; lignes croisées, supérieur à 300 .

sont concentrés dans la biotite à des degrés décroissants comme l'indique la diminution du rapport R. Leur quantité reste à peu près constante dans les diverses générations de mica noir. Dans le granite, les teneurs diminuent dans le faciès clair d'autant plus nettement que R est élevé.

III – CONCLUSION

L'étude géochimique du granite de la Margeride montre que sa composition varie régulièrement entre un type clair et un type sombre. Les variations classées par ordre d'importance décroissante, telles qu'elles apparaissent sur les figures 15 et 23, portent sur MgO, FeO, CaO, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅, Al₂O₃ et K₂O, oxydes dont les quantités diminuent progressivement vers le pôle leucocrate du granite, tandis que celles de SiO₂ et Na₂O augmentent.

La teneur élevée (par rapport à celle de Na₂O) et surtout la stabilité de K₂O, qui s'oppose aux variations rapides du magnésium, du fer et du calcium, confèrent à cette série calco-alcaline un caractère potassique marqué, qui la singularise nettement par rapport à l'évolution géochimique des lignées pétrographiques habituelles (fig. 16).

Cette anomalie s'explique parfaitement par une différenciation gravitaire : cristallisation fractionnée d'un magma au cours de son refroidissement, accompagnée d'un phénomène de sédimentation, accentué pour les cristaux précoces en raison de la plus grande fluidité du magma due à sa température élevée. Selon ce mécanisme, et en tenant compte des résultats des études pétrographiques, géochimiques et minéralogiques, illustrés par la fig. 23, le changement de composition du granite s'interprète de la manière suivante :

L'accroissement des teneurs en fer, magnésium et titane vers le bas du pluton correspond à la sédimentation de la *biotite*, minéral d'apparition précoce qui fixe également une partie du potassium et plus ou moins complètement les éléments mineurs suivants : vanadium, chrome, nickel, zinc, fluor, gallium, scandium, chlore, cuivre, zirconium. Dans les diverses générations de biotite qui se succèdent dans le temps, à température décroissante et par conséquent s'étagent vers le haut, on note une augmentation de la quantité du fluor, qui se concentre dans le magma résiduel (et peut-être du chlore) ainsi qu'un accroissement du rapport Fe/Fe + Mg.

Le plagioclase tend également à s'accumuler vers le bas du laccolite. Le changement progressif de composition moyenne des cristaux qui deviennent de moins en moins riches en anorthite, explique la répartition du calcium, auquel le strontium et une grosse partie de l'aluminium sont étroitement associés, ainsi que celle du sodium.

Au *feldspath potassique* est lié le problème de l'existence de la structure porphyroïde et, là encore, il convient de distinguer les diverses générations de ce minéral. Les premiers cristaux, pauvres en inclusions minérales et riches en baryum, se sont développés librement

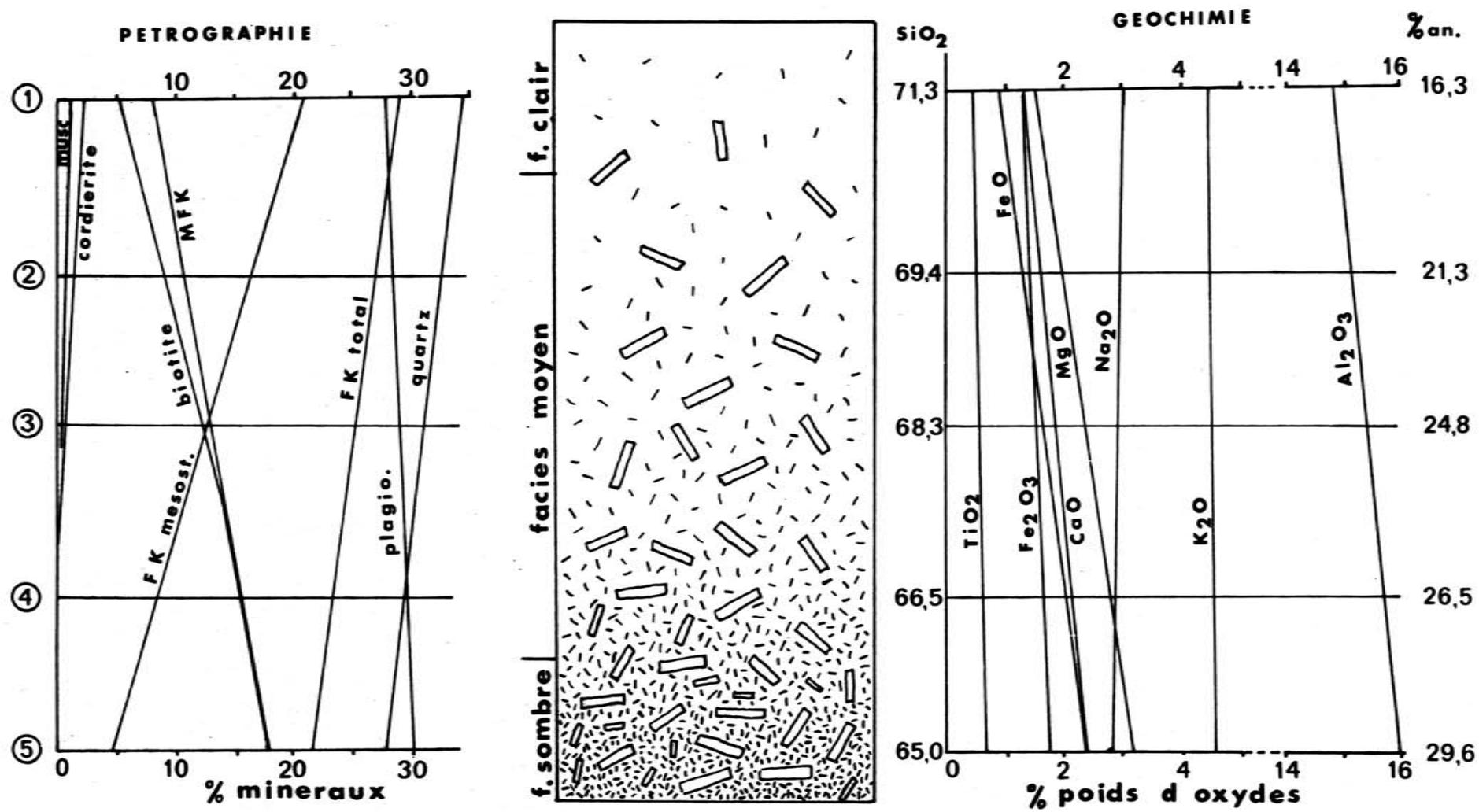


FIGURE 23 : Coupe schématique verticale du laccolite montrant la différenciation gravitaire du granite de la Margeride. Les principaux résultats des études pétrographique et géochimique sont représentés sous forme de diagramme indiquant la composition des différents niveaux.

dans un magma où les autres cristaux étaient encore peu nombreux. Malgré leur contraste de densité plus faible que celui des autres minéraux vis-à-vis du magma, ces cristaux géants n'ont pas tardé à gagner le fond du réservoir magmatique où ils se sont concentrés dans les mêmes proportions que la biotite, aidés en cela par leur taille exceptionnelle et la fluidité encore relativement élevée du milieu.

Les mégacristaux des générations suivantes deviennent de plus en plus rares à mesure que l'on s'élève dans la coupe. Leur caractère plus poecilitique traduit l'avancée de la cristallisation des autres minéraux. Le développement des perthites (en veines et en taches) et l'augmentation des teneurs en Na, Rb, Li, est à mettre en relation avec l'enrichissement relatif du milieu nourricier en métaux alcalins.

Le feldspath potassique qui cristallise ensuite, perd son caractère automorphe et s'intègre à la mésostase dans les espaces encore disponibles. L'équilibre entre les deux formes de cristaux se réalise au milieu de la coupe ; au-dessus, le FK mésostatique devient prépondérant et par endroits subsiste seul.

Il n'est pas exclu que des phénocristaux précoces de *quartz* aient pu participer au processus de sédimentation, mais ce minéral a tendance à se concentrer dans le magma résiduel et à augmenter d'importance vers le haut du pluton.

La *cordiérite* apparaît assez tardivement : elle se concentre dans la partie haute et n'apparaît pas dans la région inférieure de la coupe tout en étant antérieure à la cristallisation des MFK du granite moyen (inclusion de l'un dans l'autre). Ce minéral se forme, en remplacement d'une partie de la biotite, pour corriger l'excès d'alumine du magma résiduel.

La *muscovite* apparaît plus tardivement et revêt la même signification. On peut d'ailleurs considérer grosso modo qu'en présence d'un excès d'alumine et de silice, la biotite se détruit, cède son fer et son magnésium à la cordiérite et son potassium à la muscovite (la transformation de la biotite en muscovite a été observée). L'augmentation de la pression partielle en H₂O facilite ensuite la destruction de la cordiérite transformée en un mélange de muscovite et de chlorite.

En résumé, le changement de composition du granite de la Margeride peut être interprété selon une coupe verticale, de bas en haut, comme une évolution dans le temps, à température décroissante, de la cristallisation fractionnée du magma.

Les éléments lourds ont été fixés précocement : Fe, Mg, Ti dans la biotite, Ba dans les premiers cristaux de feldspath alcalin, Ca dans le plagioclase riche en anorthite. Le magma résiduel s'est progressivement enrichi en éléments légers : métaux alcalins et silicium, ainsi qu'en éléments volatils. Le potassium est, avec le silicium et l'aluminium, un des pivots de cette différenciation car il intervient très tôt dans la constitution de la biotite aussi bien que dans celle du feldspath potassique. On peut d'ailleurs se demander pour quelle raison ce dernier minéral a pris, tout au moins au début de sa cristallisation, un développement privilégié par rapport aux autres minéraux qui est à l'origine de la structure porphyroïde du granite. Les facteurs susceptibles d'intervenir sont : la nette prédominance dans le magma du

potassium par rapport aux autres éléments (oxygène, silicium et aluminium, éléments de la charpente silicatée, mis à part) ainsi que des caractères propres au feldspath potassique : faible densité notamment qui retarde sa chute dans le magma jusqu'à ce qu'il ait atteint une taille suffisante.

LES GRANITES PORPHYROIDES DE CHAMBON-LE-CHATEAU ET DE CHAUDES-AIGUES

I -- INTRODUCTION

Ces deux roches apparaissent dans des régions assez éloignées l'une de l'autre. Elles présentent certaines analogies, aussi seront-elles décrites ensemble pour faciliter les comparaisons.

Le granite de Chambon-le-Château recouvre une superficie d'environ 100 km², soit 3 % de l'ensemble granitique de la Margeride dont il occupe la bordure orientale entre Langogne et la région de Saint-Préjet-d'Allier. On le rencontre en particulier dans la région de Chambon-le-Château où S. Lemoine (1967) l'a décrit pour la première fois en ces termes : « Le grain est nettement plus fin que dans le granite de la Margeride, les porphyroblastes beaucoup moins nombreux, plus petits et nettement plus trapus sont toujours présents mais parfois rares ».

Au nord de Chambon-le-Château il s'interrompt en formant un croissant qui contourne le dôme métamorphique de Saint-Préjet. Ce granite réapparaît au sud du granite de Saint-Christophe et des micaschistes de Laval-Atger et affleure largement dans les vallées du Chapeauroux et de l'Allier. Vers le nord-est il disparaît sous les épanchements basaltiques du Devès.

Selon Tournaire (1880) qui l'avait déjà distingué à l'est de Vazeilles-de-Saugues et autour de Chapeauroux en l'assimilant au « granite commun », le granite de Chambon-le-Château est contemporain de celui de la Margeride avec passage de l'un à l'autre. S. Lemoine lui aussi signale un passage progressif sur plusieurs centaines de mètres entre les deux. En réalité, nulle part je n'ai observé de relations directes entre les deux roches qui sont toujours séparées par un accident tectonique important dans lequel se trouvent souvent engagées des écailles de micaschistes (cf. étude structurale), sauf près du barrage de La Valette (fig. 38)

où un niveau de micaschistes épais d'une centaine de mètres assure la séparation. L'étude structurale a permis de conclure que le gisement du granite de Chambon-le-Château correspondait à un petit laccolite sous-jacent à celui de la Margeride dont il est séparé par un niveau de micaschistes.

Le granite de Chambon-le-Château est fréquemment orienté de la même manière que celui de la Margeride. Il renferme par endroits de nombreuses enclaves micaschisteuses de taille plurimétrique et d'orientation constante qui concorde avec l'orientation planaire du granite lorsqu'elle existe. Le contact franc du granite qui pénètre parfois dans l'enclave dénote son caractère intrusif. Cependant les relations avec les schistes cristallins encaissants sont le plus souvent altérées par des déplacements d'origine tectonique. Les gneiss œillés, en particulier dans la région de Saint-Étienne-du-Vigan, sont redressés verticalement le long de la zone de contact qui se fait par une faille N-S, et le granite montre des traces de cataclase selon cette même direction. Au nord de cette localité, toutes les cartes géologiques publiées jusqu'à présent placent la limite du granite porphyroïde et des gneiss œillés trop à l'est ; celle-ci doit être déplacée de près de 1 km dans la région de Mouteyre.

Le granite de Chambon-le-Château est recoupé par le granite de Saint-Christophe ou par des filons leucogranitiques qui paraissent souvent en émaner.

Comme le granite de la Margeride, il renferme de petites enclaves de roche éruptive sombre à grain très fin ainsi que quelques rares enclaves de vaugnérite de taille décimétrique dans la région de Fontanes et au sud de Jagonzac.

Le granite de Chaudes-Aigues forme un petit massif, d'une superficie d'environ 1 km², isolé au milieu des micaschistes, entre la station thermale qui lui a donné son nom et la bordure nord du granite de la Margeride éloignée d'environ 1 km.

Sur les éditions successives de la carte géologique de Mende à 1/80.000, il a été considéré comme un microgranite indistinct des nombreux filons rencontrés aux environs de Chaudes-Aigues. F. Colin (1966) le décrit comme un faciès de bordure du granite de la Margeride. J. Restituto (1971) reconnaît son individualité et en donne une bonne description pétrographique qui sera complétée par les observations structurales de B. Henou (1973).

Le contact avec les micaschistes se fait par faille du côté ouest. Dans la partie orientale on peut voir, en bordure de la N.121, à l'ouest d'un filon de microgranite, le toit micaschisteux en dessous duquel s'est développé un faciès de bordure non porphyroïde à structure microgrenue dans laquelle des trainées de petites biotites soulignent le plan de fluidalité qui concorde avec la surface de contact. On passe ensuite progressivement au faciès porphyroïde. Ce granite a donc lui aussi un caractère nettement intrusif.

II -- PÉTROGRAPHIE

1°/ CARACTERES MACROSCOPIQUES

Le granite de Chambon-le-Château se distingue de celui de la Margeride par son grain généralement moins grossier (2 à 3 mm) et surtout par la taille très nettement réduite et l'abondance des mégacristaux de feldspath potassique.

Dans le granite de la Margeride, un faciès de bordure existe par endroits (bordure nord, notamment dans la région de Paulhac-en-Margeride). Celui-ci se caractérise par une diminution de la taille des cristaux de la mésostase qui peuvent même devenir plus fins que ceux du granite de Chambon-le-Château, mais la taille des mégacristaux reste spectaculaire comme dans le reste du massif. Pour cette raison, on ne peut pas considérer le granite de Chambon-le-Château comme un simple faciès de bordure du granite de la Margeride.

Le granite de Chaudes-Aigues est à grain beaucoup plus fin que le précédent (inférieur au mm) et la taille des grands feldspaths potassiques est encore fortement réduite. Des mesures statistiques portant sur les mégacristaux ont été réalisées dans le granite de Chambon-le-Château sur un affleurement situé à environ 1 km au sud de Chapeauroux (Cayres 2) et dans la région centrale du granite de Chaudes-Aigues. Les résultats sont indiqués dans le tableau VIII qui rappelle également la moyenne des résultats obtenus dans les faciès moyen et sombre du granite de la Margeride.

	% MFK	Section moyenne en cm ²	Nombre de MFK par m ²	Plus grandes dimensions en cm, observées au cours des mesures
I	18,9	1,2	1700	5,0 x 1,4
II	9,6	0,9	1060	2,5 x 1,0
III	11,0	8,0	151	7,4 x 3,1
IV	16,9	5,7	295	8,1 x 2,6

TABLEAU VIII : Répartition et taille des mégacristaux dans les différents types de granites porphyroïdes.
 I) granite de Chambon-le-Château III) granite de la Margeride, faciès moyen
 II) granite de Chaudes-Aigues IV) granite de la Margeride, faciès sombre

On remarque l'importance qu'occupent les mégacristaux dans le granite de Chambon-le-Château ; le feldspath potassique est ici, comme dans le faciès sombre du granite de la Margeride, presque totalement exprimé sous cette forme. La répartition est cependant irrégulière et il existe des zones où les grands cristaux sont plus rares, c'est le cas des échantillons décrits par S. Lemoine dans la région de Chambon-le-Château et inversement j'ai

rencontré comme dans le granite de la Margeride des concentrations locales de feldspath.

Dans le granite de Chaudes-Aigues, la diminution de taille des MFK qui déterminent la structure porphyroïde est très sensible par rapport au granite précédent. Leur importance volumétrique est aussi très réduite — Restituto (1971) a cependant obtenu des chiffres un peu plus élevés : 12 % — En contrepartie le feldspath potassique est un constituant important de la mésostase.

La morphologie des cristaux de feldspath potassique est également particulière. Dans le granite de Chambon-le-Château, Lemoine a signalé le caractère nettement plus trapu des « porphyroblastes » que dans le granite de la Margeride. En fait, à côté de cristaux allongés selon l'axe C et aplatis selon le plan (010) (orthose de type I de Lacroix, 1896) systématiquement maclés selon la loi de Carlsbad comme dans la Margeride, on trouve des cristaux faiblement allongés selon l'axe a et à section carrée perpendiculairement à cet axe (orthose de type II de Lacroix) sans macle visible. La proportion relative des 2 types de cristaux est variable selon la région. Le type I reste en général prépondérant, cependant près du barrage de Saint-Étienne-du-Vigan (Langogne 3), le type II est dominant. Dans le granite de Chaudes-Aigues, les mégacristaux appartiennent exclusivement au type II.

2°/ CARACTERES MICROSCOPIQUES

Le granite porphyroïde de Chambon-le-Château examiné en lame mince montre les minéraux suivants :

Les mégacristaux de feldspath potassique, fréquemment maclés selon la loi de Carlsbad, et pertithiques (fines lamelles parallèles d'albite d'exsolution) sont rarement moirés (éch. n° 180). Ils renferment des inclusions de plagioclase automorphe et de biotite orientées parallèlement aux faces de croissance ainsi que du quartz xénomorphe d'aspect graphique et de la muscovite secondaire.

Le feldspath potassique peut également exister à l'état xénomorphe dans la mésostase, avec un aspect moiré dans certains cas (éch. n° 64) et Lemoine (1967).

Le plagioclase sub-automorphe, possède un zonage normal (an. 28-20) quelquefois d'aspect oscillatoire. La myrmekite apparaît fréquemment au contact des deux feldspaths de nature différente.

La biotite, sub-automorphe, corrodée par le quartz sur sa bordure, renferme des inclusions d'apatite de forme trapue et de zircon. Elle forme des amas de cristaux enchevêtrés qui occupent une partie de l'espace libre entre les feldspaths à l'intérieur desquels elle peut aussi figurer sous forme d'inclusions.

La muscovite, minéral accessoire et d'apparition secondaire, se forme au détriment de la biotite ou des feldspaths.

La cordiérite n'a pas été observée.

Le **quartz** forme de grandes plages polycristallines et interstitielles qui pénètrent dans les figures de corrosion des autres minéraux.

Tous ces minéraux se succèdent dans l'ordre suivant : apatite, zircon, biotite, plagioclase, feldspath potassique, quartz, muscovite.

La description qui précède correspond au faciès normal ; dans le granite de Chambon-le-Château j'ai déjà signalé l'existence de zones où la roche prend une orientation planaire acquise secondairement. Dans ces échantillons à structure cataclastique les feldspaths sont très peu affectés : au microscope on note tout au plus l'existence d'une extinction onduleuse et l'apparition de quelques rares fractures. Ces minéraux se sont comportés comme des éléments rigides entre lesquels la biotite et le quartz, plus plastiques, ont été laminés pour permettre leur déplacement. Les cristaux de biotite sont fortement ployés et étirés pour former des cloisons parallèles d'épaisseur irrégulière. Le quartz possède une extinction onduleuse très prononcée. Il a recristallisé par endroits en formant de petits cristaux engrenés, très étirés, et allongés parallèlement aux contours des feldspaths.

Dans le **granite de Chaudes-Aigues** trois aspects différents de la roche seront décrits, du centre du petit massif vers sa bordure est.

A) Faciès porphyroïde normal

— Les mégacristaux de feldspath potassique renferment de l'albite d'exsolution en fines lamelles, ils sont dépourvus de macles et le moirage est inexistant, il pourrait donc s'agir d'orthose. Ces cristaux renferment les habituelles inclusions de biotite et de plagioclase automorphes avec des orientations de type synneusis. Sur sa bordure, le grand feldspath est chargé de petits grains de quartz, minéral que l'on observe également dans la partie centrale où il présente un aspect graphique avec extinction synchrone des individus voisins.

La mésostase est constituée par :

- du **plagioclase** sub-automorphe zoné (An. 25-10), avec des inclusions de biotite.
- du **quartz** en cristaux de forme globuleuse, corrodé, à extinction onduleuse.
- de la **biotite**, souvent chloritisée et associée avec un peu de muscovite d'apparition secondaire.
- des cristaux plus petits de **quartz** cimentés par du feldspath potassique tardif.

B) Dans le faciès de bordure, le caractère porphyroïde peut subsister mais le reste de la roche comprend des phénocristaux de quartz globuleux très corrodé, de plagioclase et de biotite dans une pâte microgrenue et abondante où dominant de fins cristaux de quartz cimentés par du feldspath potassique.

C) Au contact des micaschistes, les mégacristaux disparaissent ; la structure devient fluidale avec orientation planaire des phénocristaux de biotite et de plagioclase. Le feldspath potassique cristallise dans la pâte en petits cristaux sub-automorphes maclés selon la loi de Carlsbad et cimentés par le quartz ; l'ordre de cristallisation de ces deux derniers minéraux paraît donc s'inverser par rapport au cas précédent.

	N° ech.	Quartz	plagioclase	feldspath alcalin	"biotite"
Granite de Chambon-le-Chateau	63	29,2	35,9	25,7 (19,0 + 6,7)	9,1
	64	34,5	33,3	19,7 (10,0 + 9,7)	12,5
	176	25,6	32,0	34,3 (20,0 +14,3)	8,1
	180	26,2	33,5	26,2 (19,0 + 7,2)	13,9
	183	27,5	32,0	31,8 (20,0 +11,8)	8,7
	254	30,4	35,5	20,5 (10,5 +10,0)	13,7
	255	28,0	34,3	26,9 (18,0 + 8,9)	10,4
	256	22,7	26,9	40,0 (35,0 + 5,0)	10,0
	328	27,6	36,2	26,6 (20,0 + 6,6)	9,5
	349	25,3	45,3	19,4 (13,0 + 6,4)	9,7
	Moyenne	27,7	34,5	27,1 (18,5 + 8,6)	10,6
sat. = 31,0		col. = 10,6	felds. = 44,0		
Granite de Chaudes-Aigues	110	27,5	37,3	26,5 (9,6 + 16,9)	8,8
	J.R.	23,4	36,9	30,4 (12,0 +18,4)	9,3
	Moyenne	25,5	37,1	28,4 (10,8 +17,6)	9,0
	sat. = 28		col. = 9,0	felds. = 43,3	

Tableau IX

Composition minéralogique volumique des granites porphyroïdes de Chambon-le-Château et de Chaudes Aigues. Pour le feldspath alcalin, le premier des deux chiffres de la somme placés entre parenthèse correspond aux mégacristsaux, le second correspond à la fraction feldspathique de la mésostase. La composition moyenne a été calculée dans chaque cas, ainsi que les indices de Jung et Brousse correspondants.

Provenance des échantillons.

Granite de Chambon-le-Château

- n° 63 - 500 m. S de Vazeilles de Saugues (Saugues 8)
- n° 64 - 500 m. W de Croisances (Cayres 5)
- n° 176 - 2,5 km. W de Chambon-le-Chateau (Cayres 5)
- n° 180 - 2 km. NE de Ste Colombe de Montauroux (Langogne 2)
- n° 183 - 1,5 km. SE de Chapeauroux (Cayres 6)
- n° 254 - 400 m. N de Naussac (Langogne 3)
- n° 255 - Barrage de St-Etienne du Vigan (Langogne 3)
- n° 256 - 400 m. E de Jonchères (Langogne 3)
- n° 328 - 1 km. S de Chapeauroux (Cayres 6)
- n° 349 - Chambon-le-Chateau (Cayres 5)

Granite de Chaudes-Aigues

- n° 110 - 1,2 km S.SW de Chaudes Aigues
- J.R. - échantillon étudié par J. Restituto

3°/ COMPOSITION MINÉRALOGIQUE QUANTITATIVE

La détermination du pourcentage volumique des minéraux a été réalisée au compteur de points sur plaque colorée, y compris pour les mégacristsaux qu'il n'a pas été possible d'étudier par une autre méthode en raison de leur taille réduite et de leur abondance. Avec la biotite ont été confondues la chlorite et la muscovite, ces trois minéraux étant regroupés sous l'appellation « biotite ».

Dans le granite de Chambon-le-Château, 10 échantillons ont été analysés par cette méthode.

En raison de la faible extension du granite de Chaudes-Aigues, un seul échantillon a été étudié et les chiffres ont été comparés à ceux obtenus par J. Restituto (1971) qui a utilisé une technique analogue. Tous ces résultats ainsi que les moyennes correspondantes sont rassemblés dans le tableau IX.

Ainsi que cela a déjà été dit, la différence essentielle entre les deux roches se trouve dans l'expression du feldspath potassique : les mégacristsaux occupent une place nettement plus importante (18,5 %) dans le granite de Chambon-le-Château que dans celui de Chaudes-Aigues (10,5 %). Les indices du caractère porphyroïde MFK/FK total sont respectivement égaux à 0,68 et 0,38.

Dans la classification de Jung et Brousse les deux granites se situent dans le domaine des granites monzonitiques, près de la limite des granodiorites, comme le faciès sombre du granite de la Margeride dont les rapprochent leur faible teneur en quartz et l'abondance du plagioclase plus particulièrement dans le granite de Chaudes-Aigues. Cependant les quantités de biotite et de feldspath alcalin sont plus proches de celles du faciès clair.

Pour le granite de Chambon-le-Château, les variations sur les teneurs en minéraux sont moins importantes que celles du granite de la Margeride. L'étude de ces variations n'a pas permis d'observer d'évolution régulière, peut-être à cause du nombre insuffisant de données disponibles. Le report sur carte (fig. 6, 7, 8 et 9) ne montre pas non plus de répartition cohérente, sans doute pour la même raison.

III – GÉOCHIMIE

Dans le granite de Chambon-le-Château, 9 échantillons ont été analysés. Pour le granite de Chaudes-Aigues, on dispose de deux analyses chimiques portant sur deux échantillons distincts provenant du même affleurement. Ces résultats sont groupés dans le tableau X.

La comparaison des compositions moyennes montre une grande similitude entre les deux granites qui sont proches également du faciès moyen du granite de la Margeride. Les variations assez irrégulières de la composition chimique du granite de Chambon-le-Château

GRANITE DE CHAMBON-LE-CHATEAU											GRANITE DE CHAUDES-AIGUES		
N° d'ech.	328	176	255	64	349	256	183	180	254	Moyenne	110 _A	110 _B	Moyenne
N° d'an.	6126	5618	5953	5620	6491	5954	5520	5936	5952		4822	5031	
Si O ₂	69,75	68,80	69,85	69,70	67,55	67,35	69,00	67,30	65,25	68,28	69,40	69,20	69,30
Al ₂ O ₃	15,50	16,50	14,70	15,45	16,40	16,80	15,40	15,80	15,75	15,81	15,45	16,30	15,90
Fe ₂ O ₃	1,30	1,15	2,15	1,35	1,20	1,45	1,25	1,30	2,15	1,47	1,15	1,05	1,10
Fe O	1,00	1,35	0,80	0,85	1,40	1,45	1,55	2,05	1,80	1,36	1,65	1,50	1,60
Mg O	1,00	1,05	1,20	2,10	1,80	1,60	2,00	2,65	2,20	1,73	1,35	1,50	1,40
Ca O	1,90	1,80	1,50	0,95	2,45	1,20	1,10	2,30	2,20	1,71	1,70	1,60	1,65
Na ₂ O	3,30	3,60	3,20	3,55	3,85	3,15	3,20	2,85	3,15	3,32	3,20	3,20	3,20
K ₂ O	4,65	4,55	4,35	4,55	4,25	5,35	4,90	4,15	5,15	4,65	4,05	4,15	4,10
Ti O ₂	0,50	0,50	0,55	0,40	0,50	0,60	0,50	0,60	1,05	0,58	0,40	0,40	0,40
P ₂ O ₅	0,10	0,20	0,20	0,15	0,20	0,20	0,20	0,15	0,20	0,18	0,25	0,35	0,30
Mn O	0,05	tr	0,05	tr	tr	tr	0,05	0,05	0,05	0,02	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,10	0,65	0,80	0,95	0,50	0,95	0,95	0,90	0,75	0,73	1,10	1,00	1,05
H ₂ O ⁻	0,60	0,10	0,40	0,20	0,05	0,00	0,15	0,00	0,10	0,18	0,20	0,10	0,15
Total	99,75	100,25	99,75	100,20	100,15	100,10	100,25	100,10	99,80	100,03	99,95	100,40	100,20
Cl	40	55	35	30	25	60	tr	55	35	37	70	-	70
F	550	850	550	200	1040	700	820	1000	820	706	250	-	250
Rb	212	225	202	216	221	237	284	217	232	227	181	-	181
Sr	285	375	288	273	411	236	276	330	326	311	172	-	172
Li	92	94	71	68	83	74	150	88	71	89	63,5	-	63,5
Ba	1016	1232	1040	94	775	1230	1582	920	1246	1015	666	-	666
quartz	29	26	30	30	24	26	29	30	22	27,3	32	31	31,5
biotite	11	12	14	15	15	15	17	21	22	15,8	14	14	14
orthose	23	22	21	20	18	26	22	15	20	20,8	18	20	19
plagio.	37	40	34	35	43	33	32	34	36	36,0	36	35	35,5
% an. pl.	24,1	20,3	18,8	11,3	25,2	15,2	13,7	30,4	26,8	20,6	20,4	17,9	19,1

TABLEAU X -

Composition chimique des granites de Chambon-le-Chateau et de Chaudes-Aigues. Les résultats sont exprimés en pourcentage pondéraux d'oxydes pour des éléments majeurs et en $\mu\text{g/g}$ pour les oligoéléments. La composition minéralogique a été calculée dans les mêmes conditions que celle du granite de la Margeride.

Pour la provenance des échantillons se reporter au tableau IX.

ne permettent pas de mettre en évidence une évolution géochimique analogue à celle observée dans le granite de la Margeride.

Le report sur carte de la teneur en biotite (fig. 18) du pourcentage en anorthite (fig. 19) et des teneurs en oligoéléments (fig. 20, 21 et 22) ne facilite pas l'interprétation, en raison probablement de la quantité insuffisante de données.

IV - CONCLUSIONS

Les granites porphyroïdes de Chambon-le-Château et de Chaudes-Aigues se distinguent nettement du granite de la Margeride par leur structure à grain plus fin, bien que leurs compositions minéralogique et chimique soient très proches de celles du faciès moyen de ce dernier.

Le granite de Chambon-le-Château paraît constituer un petit gisement laccolitique indépendant, situé en dessous du grand laccolite de la Margeride dont il est séparé par un niveau de micaschistes. Cette différence de taille des deux plutons explique le changement de structure entre les deux granites. En raison du nombre insuffisant de données concernant la composition du granite de Chambon-le-Château, il est difficile de dire s'il a subi une différenciation par gravité analogue à celle qui a été mise en évidence dans l'unité supérieure. Le granite de Chambon-le-Château renferme des enclaves de vaugnérite, il est recoupé par des filons leucogranitiques. Le granite de Chaudes-Aigues, d'extension très réduite, possède un faciès de bordure à structure microgrenue. Il forme un petit pluton isolé et indépendant du granite de la Margeride.

Les âges relatifs de ces différents granites porphyroïdes ne sont pas connus.

LES ENCLAVES BASIQUES DE TYPE MICROGRENU DES GRANITES PORPHYROIDES

I – INTRODUCTION

Les granites porphyroïdes de la Margeride et de Chambon-le-Château renferment des enclaves de roches éruptives sombres que l'on peut diviser en deux groupes :

Les enclaves du premier type, qui seront étudiées dans ce chapitre, sont caractérisées par leur taille (décimétrique), leur texture finement grenue et leur composition minéralogique dans laquelle la biotite est le seul minéral ferromagnésien représenté. Elles correspondent aux enclaves microgrenues sombres, définies par J. Didier (1964) que l'on trouve communément dans les granites intrusifs. Ces enclaves sont présentes dans la totalité du granite de la Margeride (elles sont cependant plus rares dans le faciès clair), ainsi que dans le granite de Chambon-le-Château. Je n'en ai pas observé dans le granite de Chaudes-Aigues.

Le deuxième type d'enclaves, localisées seulement dans certaines parties des granites de la Margeride et de Chambon-le-Château, correspond à des masses importantes (de taille métrique ou décamétrique) d'une roche à grain moyen ou grossier dont la teinte sombre est due à la présence de biotite généralement associée à de l'amphibole. J. Lameyre (1966) qui a étudié certaines de ces enclaves dans la région de Grandrieu a montré que leur composition et leur structure étaient proches de celles d'une vauagnérite, roche de caractère régional à propos de laquelle il convient de faire un bref rappel historique.

Le terme de vauagnérite, créé en 1836 par Fournet s'appliquait à une granodiorite à biotite et amphibole, rencontrée à Vaugneray, dans les Monts du Lyonnais, en association avec le granite de Soucieu. Un peu plus au sud, cette même roche a été observée en enclave dans le granite de Montagny par J.M. Peterlongo (1958).

Dans la région du Tanargue (Ardèche) Q.A. Palm (1954) a décrit des roches analogues aux vauagnérites du Lyonnais, formant des sills installés dans les gneiss et différenciés, avec des termes plus basiques à la partie inférieure et plus acides vers le haut, ainsi que des amas en enclaves dans le granite. Selon Palm, les vauagnérites qui présentent souvent une structure orientée sont des roches éruptives mises en place avant la fin du métamorphisme et avant les granites.

J. Didier (1964) a étudié en détail les enclaves de vaugnérite dans le granite du Velay. Après avoir montré leur grande diversité pétrographique, il confirme leur rattachement avec les vaugnérites typiques des Monts du Lyonnais et adopte à leur égard un point de vue voisin de celui de Palm.

II – PÉTROGRAPHIE

10/ CARACTERES MACROSCOPIQUES

L'un des caractères propres aux enclaves microgrenues est leur faible taille, le plus souvent voisine de 10 cm mais qui peut parfois atteindre plusieurs décimètres.

Leur forme est généralement ovoïde avec un léger aplatissement ; les plus grosses enclaves sont de forme plus irrégulière avec des protubérances arrondies. Dans la partie orientale du massif (région de Grandrieu par exemple) où le granite présente localement une orientation planaire, les enclaves sont très aplaties et orientées dans le plan de foliation. Dans ce cas particulier, l'enclave microgrenue possède elle-même une foliation concordante avec celle du granite environnant, au point qu'il est parfois difficile de faire la différence avec certaines enclaves de schistes cristallins.

Habituellement, la structure est équante, à grain très fin, parfois microgrenue et souvent porphyrique. Dans le fond gris sombre de la roche, on distingue des phénocristaux de biotite, de plagioclase ou de quartz dont la taille atteint plusieurs millimètres.

Assez souvent l'enclave renferme des mégacristaux de feldspath potassique de mêmes dimensions que ceux du granite porphyroïde environnant et présentant la macle de Carlsbad (fig. 24). Leurs contours sont souvent arrondis comme s'ils avaient subi un début de résorption (aspect de dragée) quelquefois ils ont conservé leur aspect automorphe. Parfois les mégacristaux sont en partie seulement engagés dans l'enclave. Ceux qui sont à l'intérieur ou à l'extérieur, dans le granite porphyroïde, ont tendance à se disposer parallèlement à la limite de l'enclave par un phénomène de tension superficielle ou de fluidalité. La présence de ces grands cristaux de feldspath alcalin a été également observée dans les massifs de granite porphyroïde voisins par J. Didier (1964) et G. Sabourdy (1975).

Certaines enclaves contiennent des fragments de schistes cristallins, comme les « enclaves doubles » décrites par J. Didier (1964). Un tel échantillon a été récolté près d'Echaloupe (Nasbinals 3). Il renferme plusieurs fragments schisteux de taille centimétrique qui examinés au microscope s'avèrent constitués par de la sillimanite, du corindon, du spinelle vert et de la muscovite formée au dépens de la sillimanite et de la biotite. Une telle paragenèse correspond à un intense métamorphisme thermique sur un matériel alumineux. L'un des fragments se trouve à l'intérieur de l'enclave, un autre à l'extérieur dans le granite porphyroïde et un troisième chevauche la limite de séparation. Cette disposition est difficilement explicable autrement que par la coexistence des deux roches à l'état magmatique.

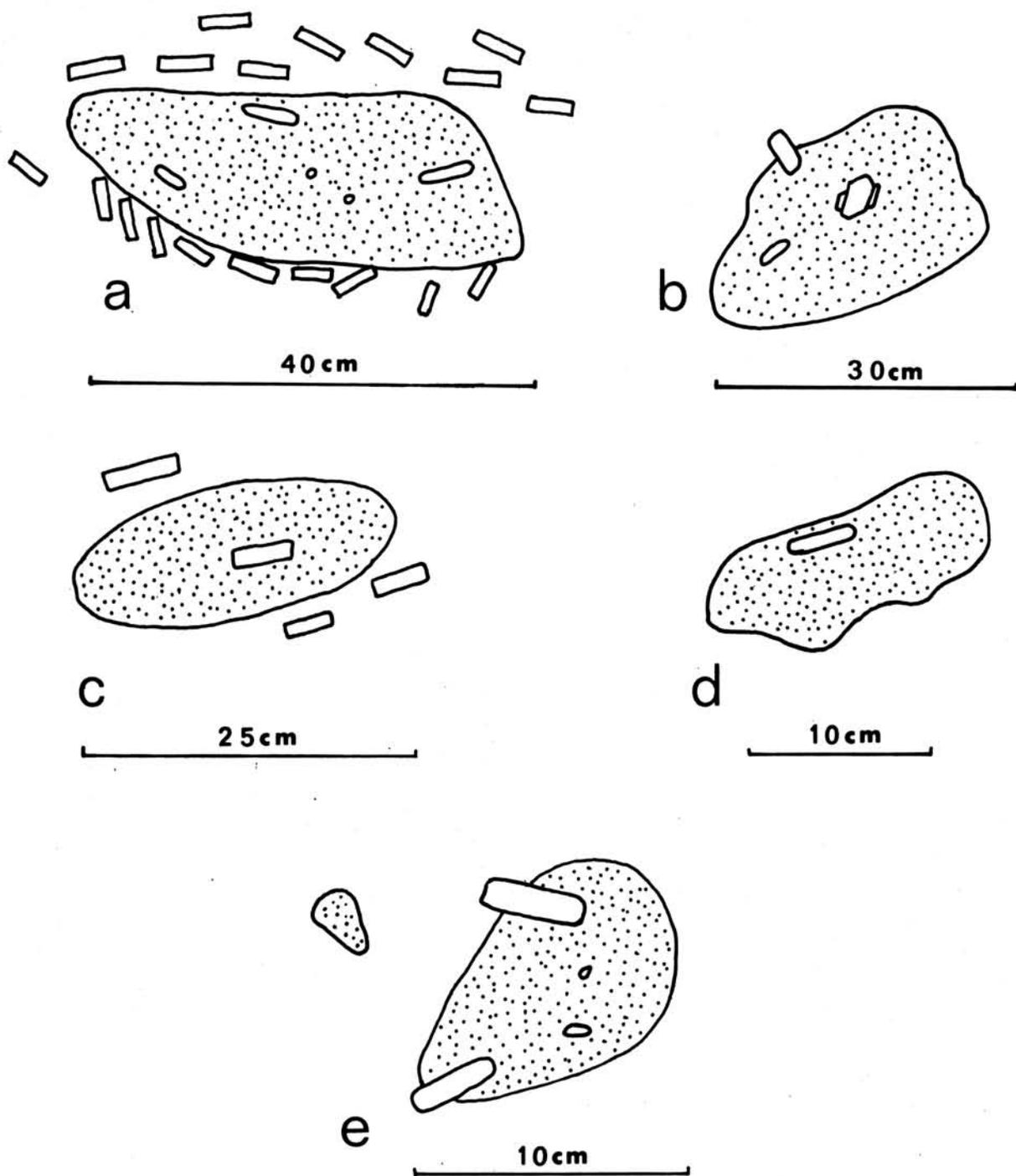


FIGURE 24 : Enclaves microgrenues sombres du granite de la Margeride montrant leurs différents aspects et leurs relations avec les mégacristsaux de feldspath potassique (explications complémentaires dans le texte).
 Provenance : a) Le Vidalès (Saint-Chély 7) — b et d) Le Savigner (Mende 3) — c) 1,5 km W d'Allenc (Le Bleynard 6) — e) Pierre taillée du lavoir de La Chaldette (Nasbinals 2).

Bien que partout présentes dans le granite de la Margeride, les enclaves microgrenues ne sont pas réparties de façon régulière. Elles sont nettement plus nombreuses dans le faciès sombre du granite que dans les autres types.

20/ COMPOSITION MINÉRALOGIQUE QUANTITATIVE

Le tableau XI indique la composition minéralogique déterminée au compteur de points sur lame mince pour cinq enclaves de type microgrenu classées en fonction de leur richesse en biotite. Des variations importantes apparaissent d'un échantillon à l'autre, cependant les types les plus différents (n° 18 et 150) ont été récoltés dans la même région. Il ne semble donc pas y avoir de relation entre la composition de l'enclave et celle du granite environnant.

On constate que le quartz est aussi abondant que dans le granite et que sa teneur reste remarquablement constante dans les différents échantillons. La quantité de plagioclase

N°échantil.	18	228	148	14	150	Moyenne
Quartz	32,0	30,9	32,0	32,0	33,0	32,0
Plagioclase	18,0	26,3	26,7	34,0	33,3	27,7
F.K.	2,5	0	0	10,2	11,3	4,8
Biotite	44,0	42,8	41,3	23,9	22,4	34,9
Divers	apat.	apat.	apat.	apat.	apat.	
Sat	63	54	55	42	42	50
Col.	44	43	41	24	22	35
Felds.	12	0	0	23	25	15

TABLEAU XI.-

Composition minéralogique (analyse modale) de 5 enclaves de type microgrenu du granite de la Margeride et moyenne correspondante. Classification (selon Jung et Brousse) et provenance des échantillons :

- 18.- granogabbro mésocrate, 900m NE des Faux (StChély 3).
- 228.- diorite quartzique mésocrate, 2 km NE du barrage de Charpal (Mende 3).
- 148.- diorite quartzique mésocrate, 4 km E de StDenis en Margeride (Saint Chély 4).
- 14.- granodiorite leucocrate, 200m SE d'Echaloupe (Nasbinals 3).
- 150.- granodiorite leucocrate, sortie E des Faux (Saint Chély 3).

diminue sensiblement dans les enclaves les plus sombres. Le feldspath potassique est présent en faible quantité dans certains échantillons ; il disparaît totalement dans les types les plus riches en biotite. L'amphibole n'a jamais été observée.

30/ CARACTERES MICROSCOPIQUES

L'examen au microscope des enclaves microgrenues montre qu'elles sont constituées par un enchevêtrement de petits cristaux automorphes de biotite et de plagioclase qui dessinent une trame dans les interstices de laquelle se logent le quartz et le feldspath potassique. L'existence de phénocristaux confère à la roche une structure microgrenue porphyrique.

Les **phénocristaux** présentent les caractères suivants :

La **biotite** en sections de 1 à 2 mm est corrodée plus ou moins intensément par le quartz (planche VII, photo 1). Elle se trouve même parfois réduite à l'état de squelette (photo 2). On y observe des inclusions d'apatite de forme trapue comme celle du granite (première génération) avec un indice d'allongement de 3 à 5, et de zircon.

Le **quartz** forme de grandes plages, de taille centimétrique, polycristallines et à contours circulaires, autour desquelles la biotite se dispose en couronne polygonale.

Le **plagioclase** constitue plus rarement des agrégats analogues.

Dans la mésostase, la **biotite**, très abondante, se présente en petits cristaux automorphes non zonés et corrodés par le quartz. De grosses apatites de première génération partiellement incluses, du zircon et plus rarement de l'allanite sont associés au mica.

Le **plagioclase** automorphe et corrodé par le quartz renferme des inclusions de biotite et d'apatite aciculaire (deuxième génération) qui possède souvent une cavité axiale comme celle que l'on observe dans les kersantites filoniennes. Ce feldspath est zoné de façon régulière avec un cœur à composition de labrador et une bordure d'oligoclase.

Le **quartz** se présente en sections très xénomorphes occupant l'espace qui reste disponible entre les autres cristaux où il pénètre à la faveur des figures de corrosion. Il renferme en abondance de longues aiguilles d'apatite.

Le **feldspath potassique** n'existe que dans les enclaves les moins riches en biotite. Il semble avoir cristallisé tardivement, en même temps que le quartz avec lequel il est associé en formant des plages très xénomorphes. La myrmékite se développe au contact des deux sortes de feldspath.

III -- GÉOCHIMIE

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Les résultats de l'analyse chimique de 7 enclaves microgrenues, classées en fonction de leur teneur en silice, sont groupés dans le tableau XII. L'interprétation des résultats est facilitée par le calcul de la composition minéralogique correspondante.

La grande variété de composition des enclaves déjà observée au cours de l'étude pétrographique se confirme géochimiquement. On remarque la faible variation du quartz. Quand la teneur en biotite augmente, la quantité de plagioclase diminue et sa composition varie avec un fort enrichissement en anorthite. La variation de la teneur en potasse ne suit que faiblement celle des éléments ferromagnésiens et dans les enclaves les plus sombres, la biotite utilise la totalité de cet élément alcalin.

Il est intéressant de comparer la composition chimique des enclaves à celle du granite de la Margeride. L'enclave la moins riche en biotite possède une composition voisine de celle du granite à faciès sombre. Cependant la composition moyenne des enclaves correspond à un type nettement plus basique, de composition intermédiaire entre celles du granite et des enclaves de type vagnéritique (voir fig. 16). Par rapport à la composition du granite, on assiste dans les enclaves à une augmentation plus rapide pour le magnésium que pour le fer total. Ceci se traduit par une composition différente de la biotite, plus riche en magnésium dans le second cas (cf. partie minéralogie). On remarque en outre l'accroissement de P_2O_5 qui exprime la richesse en apatite de la roche.

20/ ÉLÉMENTS MINEURS

Les teneurs en oligoéléments des enclaves microgrenues sont indiquées dans le tableau XIII.

Par rapport à la composition correspondante du granite porphyroïde (tableau VII), on remarque la très nette augmentation de la quantité de chlore et de fluor qui s'explique par l'abondance de la biotite et de l'apatite, ainsi que par la richesse du premier minéral en ces deux halogènes (cf. 2ème partie, géochimie comparée des biotites extraites des diverses roches).

Les teneurs très élevées en Ni, Cr, Co, Cu sont à relier à la grande abondance de la biotite et à sa composition particulière : le chrome et le nickel sont 2 et 3 fois plus abondants dans la biotite de l'enclave que dans celle du granite.

Les teneurs plus importantes que dans le granite pour les éléments alcalins Rb et Li, de même que la diminution de Sr (alors que le calcium est en augmentation) et de Ba sont plus difficilement explicables.

N° échantil.	18	178 _D	228	376	148	14	150	Moyenne
N° analyse	4097	7485	5694	6977	4823	5090	4952	
SiO ₂	55,70	57,40	61,10	62,20	63,05	63,25	67,15	61,41
Al ₂ O ₃	14,65	17,70	15,65	16,50	14,80	16,65	14,40	15,76
Fe ₂ O ₃	1,70	2,45	2,10	2,40	1,50	2,25	1,75	2,02
FeO	5,75	4,80	3,65	3,05	4,45	2,95	2,90	3,94
MgO	9,30	6,30	5,80	3,50	5,55	4,10	3,30	5,41
CaO	2,85	2,40	3,55	2,65	2,55	2,45	2,35	2,68
Na ₂ O	0,75	0,95	2,25	2,60	2,10	2,80	3,15	2,08
K ₂ O	4,75	3,95	3,40	3,85	3,40	3,95	3,10	3,77
TiO ₂	1,00	0,70	1,05	0,70	0,70	0,80	0,70	0,81
P ₂ O ₅	0,90	0,45	0,35	0,25	0,75	0,60	0,50	0,54
MnO	0,20	0,10	0,10	0,05	0,10	0,10	0,05	0,10
H ₂ O ⁺	2,05	1,85	0,90	1,40	1,15	0,75	0,50	0,12
H ₂ O ⁻	0,15	0,15	0,10	1,20	0,05	0,10	0,00	0,25
Total	99,75	99,20	100,00	100,35	100,15	100,75	99,85	100,02
Quartz	27	32	27	27	32	26	32	29
Biotite	62	47	42	30	41	33	28	40
Orthose	0	0	0	9	0	7,5	4	3
Plagio.	11	21	30	34	27	33,5	36	27
% en pl.	58,3	53,6	45,0	34,7	31,7	26,7	24,7	39,2

TABLEAU XII.-

Composition chimique et minéralogique de 7 enclaves de type microgrenu, du granite de la Margeride et valeurs moyennes correspondantes.

(Explications complémentaires dans le texte).

Pour la provenance des échantillons se reporter au tableau précédent, sauf pour :

178 D - enclave microgrenue déformée, avec disposition planaire des biotites, 900m NE de Grandrieu (Langogne 1).

376 - enclave microgrenue, 1,2 km SE de Saugues (Saugues 4).

N°	Cl	F	Rb	Sr	Li	Ba	Cu	Ni	Cr	Co	Zn
150	85	1100	325	200	186	510	12	61	176	38	80
148	100	2600	267	199	161	360	11	137	348	33	120
228	85	1200	248	356	132	900	15	103	262	29	148.
178D			418	230	240	1048					
18	75	3000	642	129	295	1450	60	233	760	29	143
<i>Moy.</i>	<i>86</i>	<i>1975</i>	<i>380</i>	<i>223</i>	<i>183</i>	<i>854</i>	<i>25</i>	<i>133</i>	<i>386</i>	<i>36</i>	<i>123</i>

TABLEAU XIII

Teneurs en oligoéléments (exprimées en $\mu\text{g/g}$) de quelques enclaves de type microgrenu du granite de la Margeride.

Le chlore et le fluor ont été dosés par colorimétrie et les autres éléments par absorption atomique. Pour la provenance des échantillons, se reporter aux tableaux précédents.

LES ENCLAVES DE TYPE VAUGNÉRITE DES GRANITES PORPHYROIDES

I – PÉTROGRAPHIE

Pour la définition de ce type d'enclaves on se reportera à l'introduction du chapitre précédent.

1°/ CARACTERES MACROSCOPIQUES

Ainsi que cela a déjà été dit, ces enclaves forment des blocs de taille supérieure à 1 mètre. Certaines masses de vaugnérite de plus grande dimension (décamétrique) ont été autrefois exploitées dans de petites carrières où cette roche plus homogène et plus facile à

travailler que le granite était taillée pour façonner les pierres d'appareil pour la construction ou creusée en forme d'auge. Plusieurs calvaires de la région ont été sculptés dans ce matériau.

Les vagnérites sont toutes situées dans la région orientale du massif à une exception près : gisement de Requistat (Nasbinals 2) signalé par F. Colin (1966). Elles paraissent associées plus particulièrement au faciès sombre du granite de la Margeride. La plupart s'alignent sur un axe de direction NE-SW, long d'une vingtaine de kilomètres, qui va de Pigeyses-Hautes (près de Saint-Amans) à Grandrieu, en passant par la Villedieu où l'on observe des essaims de petites boules. Cette direction coïncide parfaitement avec une anomalie légère de la carte gravimétrique de la France à 1/1.000.000, reproduite sur la figure 25, qui peut s'interpréter comme une large fracture d'alimentation, sorte de racine allongée du pluton granitique.

Quelques enclaves isolées existent près de Requistat (Nasbinals 2) ou encore près de Laubert (Le Bleyard 1).

Dans le granite de Chambon-le-Château j'ai rencontré des enclaves vagnéritiques près de Vazeilles-de-Saugues (Saugues 8), à l'ouest de Fontanes (Langogne 3) et au sud-ouest de Ribains (Cayres 7).

Près de Laval-Atger, une vagnérite, identique à celle enclavée dans le granite, forme un sill épais de plusieurs mètres installé dans les micaschistes. Ce gisement se trouve dans le prolongement de l'alignement d'enclaves déjà signalé.

La structure est de type grenu. La grosseur du grain augmente avec la taille de la masse basique et diminue vers la bordure où existe souvent un faciès à grain très fin, comparable à celui que l'on observe dans les enclaves de type microgrenu. Il semble ainsi exister un passage continu entre les deux types d'enclaves qui font l'objet de chapitres séparés. Au cœur des grosses masses vagnéritiques, le grain est analogue à celui de la mésostase du granite porphyroïde.

Une orientation planaire des lamelles de biotite, plus ou moins apparente et conforme à celle de la roche encaissante peut exister. En bordure du sill de Laval-Atger, il se développe même une véritable schistosité concordante avec celle des micaschistes.

Le contact avec le granite est généralement franc mais souvent de forme complexe. La vagnérite est fréquemment recoupée par des filonnets ou des bouffées granitiques. En bordure, la masse basique est quelquefois disloquée en fragments plus ou moins arrondis et de petite taille, séparés par du matériel granitique. Certaines petites enclaves ont pu prendre naissance de cette manière.

Dans une ancienne carrière située 2 km au S-W de Ribains, une masse de vagnérite isolée dans le granite de Chambon-le-Château présente des particularités intéressantes : la roche à grain moyen (éch. 185 A) est traversée par des filonnets verticaux de granite à deux micas et par un filon horizontal et épais de 35 cm de vagnérite à grain très fin (éch. 185 B) qui recoupe nettement les filonnets granitiques. Il semble qu'il y ait eu ici deux

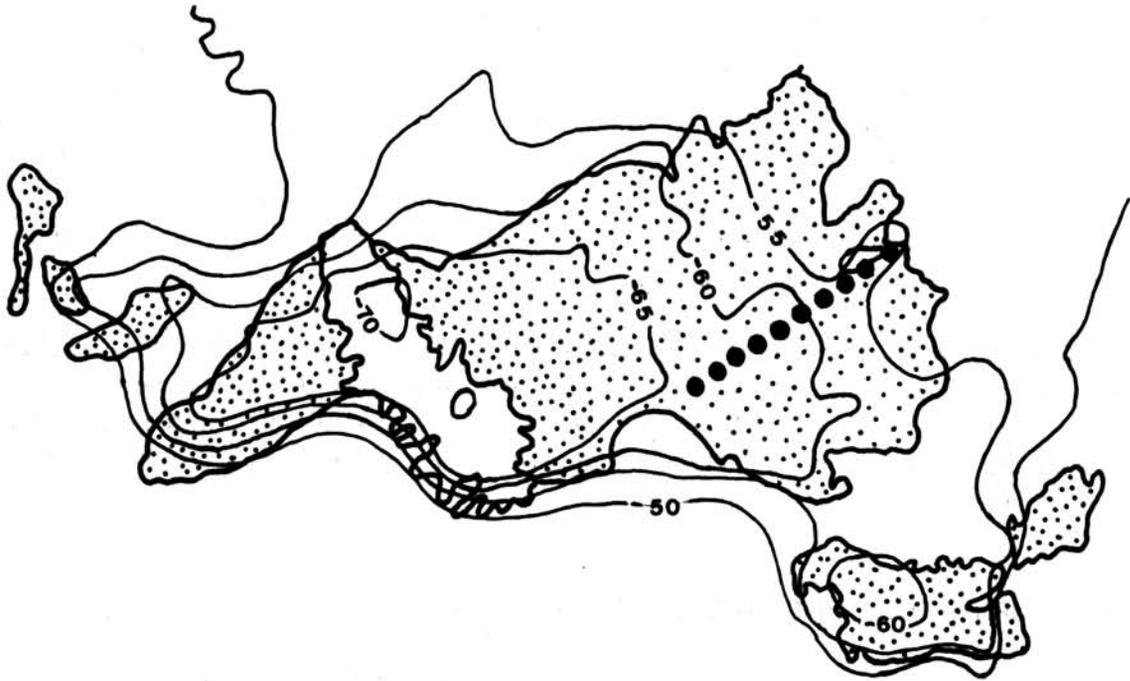


FIGURE 25 : Position des massifs granitiques de la Margeride, de la Châtaigneraie, du Mont Lozère et de la Borne sur la carte gravimétrique de la France à l'échelle de 1/1.000.000 (BRGM, 1975). Les régions granitiques correspondent à une forte valeur négative de l'anomalie de Bouguer (exprimée en milligals). Dans le massif de la Margeride, l'alignement des enclaves de vaugnérite (points noirs) coïncide avec une structure profonde marquée par le tracé des lignes isanomales.

venues basiques successives, séparées par la mise en place des filons aplitiques correspondant vraisemblablement à la fin de la cristallisation du granite environnant.

Les masses vauagnéritiques ne sont généralement pas homogènes. En bordure on trouve souvent un faciès plus clair et à grain plus fin, de composition intermédiaire entre la partie centrale et le granite, il est notamment pauvre en amphibole (Aldeyres, Pigeyses-Hautes).

Les vauagnérites renferment elles-mêmes des enclaves de schistes cristallins (assez rares) ou de roches éruptives qui leur sont apparentées (Pigeyses-Hautes). De taille centimétrique à décimétrique, les fragments de roche éruptive se distinguent de leur entourage par leur teinte plus claire ou plus sombre et par leur grain plus gros ou plus fin selon le cas.

On observe encore la présence de gros quartz globuleux entourés par une couronne de minéraux ferromagnésiens, ainsi que des petites taches noires de 4 à 10 mm de diamètre formées par un agrégat d'amphiboles.

Dans les zones de bordure à grain plus fin, des mégacristsaux de feldspath potassique peuvent apparaître (Pigeyses-Hautes, Aldeyres). Dans le premier de ces gisements, ils sont orientés de façon planaire. Ces MFK sont de taille analogue à ceux du granite porphyroïde environnant. Comme dans les enclaves microgrenues, leurs contours sont arrondis avec une bordure large de 2 mm blanchâtre et terne.

2°/ COMPOSITION MINÉRALOGIQUE QUANTITATIVE

Dans le tableau XIV ont été rassemblés les résultats de l'analyse modale au compteur de points sur lame mince de 13 échantillons de vauagnérites et roches associées. Les échantillons ont été classés en fonction de leur indice de coloration, toutefois ceux qui proviennent d'un même gisement n'ont pas été séparés.

On remarque la grande variation de composition déjà signalée à propos des vauagnérites du Velay par J. Didier (1964). Dans le granite de Querigut J. Leterrier (1972) a également montré la grande variété des roches basiques associées.

Par rapport à la composition moyenne des enclaves de type microgrenu, on note une forte diminution du quartz, ici deux fois moins abondant. La quantité de plagioclase progresse légèrement. La biotite diminue très sensiblement au profit de l'amphibole qui apparaît en quantité appréciable, bien que très irrégulière. La somme des deux minéraux (indice de coloration de Jung et Brousse) est très peu augmentée. Les minéraux opaques (sulfures notamment) prennent une certaine importance. En règle générale, les vauagnérites les plus basiques sont celles qui forment les masses les plus importantes.

Les vauagnérites ont une composition moyenne qui les situe dans le domaine des granodiorites comme les enclaves microgrenues, mais leur pauvreté en quartz et leur plus grande richesse en feldspath potassique rapproche les premières d'un type syénodioritique, tandis que les secondes sont plus voisines des diorites assez fortement quartziques (voir diagramme de Strekeisen, fig. 11).

	184	229	22	25	92	47	27	24	185 _A	185 _B	179	23	94 _A	MOY.
Quartz	14,3	26,2	18,5	21,1	10,5	25,7	22,7	19,7	18,1	20,7	13,9	12,5	4,8	17,6
Plagioclase	43,7	32,9	32,5	29,8	34,0	38,5	29,8	25,5	24,5	40,6	38,9	23,8	28,4	32,5
F.K	24,4	12,6	19,4	16,9	20,7	0,2	9,4	15,0	11,3	4,5	1,0	12,2	0	11,4
Biotite	17,5	28,2	22,0	32,2	18,0	29,5	29,6	25,6	21,9	19,2	24,7	33,2	33,5	25,8
Amphibole	0	0	6,7	0	14,0	2,9	6,1	13,2	20,3	13,3	18,9	17,7	32,1	11,1
Sphène			0,1		1,4	3,0	1,4	0,2	2,7	1,0	1,4	0,1	0,5	0,9
Apatite			0,8		1,3	0,2	0,6	0,5	1,0	0,7	1,2	0,4	0,6	0,5
Divers *			M.op.	sulf.	sulf.	all. M.op.	all. M.op.				M.op.	chl.	M.op. sulf.	
sat.	17	36	26	31	16	40	37	38	34	31	26	26	14	28
col.	17	28	29	32	32	36	37	40	42	33	44	51	66	38
felds.	36	28	37	36	38	0	23	37	32	10	2,5	34	0	26

* M.op. = *minéraux opaques* - sulf. = *sulfures* - all. = *allanite* - chl. = *chlorite*.

Tableau XIV

Composition minéralogique modale de 13 échantillons d'enclaves de type vaugnêrite provenant du massif de la Margeride, Les indices de Jung et Brousse ont été indiqués.

Tableau XIV.- Caractères principaux et provenance des échantillons.

- 184.- Granodiorite leucocrate peu quartzique à grain fin, en masse décimétrique pénétrée et disloquée par le granite de Chambon-le-Château. Bordure de la N. 88, 2 km S.S.E du Nouveau Monde (Cayres 6).
- 229.- Granodiorite leucocrate à grain moyen et à structure orientée en enclave de taille métrique renfermant des mégacristaux de F.K. 2 km NE du barrage de Charpal (Mende 4).
- 22.- Granodiorite leucocrate à grain fin, en masse pluri-décimétrique, renfermant des quartz globuleux et des mégacristaux de F.K. orientés. Bordure de la N 599, en face du moulin de Pigeyses-Hautes (Saint-Chély d'Apcher 7).
- 92.- Granodiorite leucocrate peu quartzique à grain moyen, en enclave de taille plurimétrique. 300 m S.E. des Chazes (Langogne 1).
- 25.- Granodiorite leucocrate à grain moyen avec de grands cristaux de quartz globuleux et de plagioclase automorphe en enclaves de taille plurimétrique. 700 m SW de Limousis (Saint-Chély 7).
- 47.- Diorite quartzique leucocrate à grain fin et biotites orientées, en enclaves de taille métrique à plurimétrique, 200 m en amont du château d'eau de la Villedieu (Saint-Chély d'Apcher 8).
- 27.- Granodiorite leucocrate à grain moyen en enclaves de taille plurimétrique à métrique, sortie N de la Villedieu (Saint-Chély d'Apcher 8).
- 185_A.- Granodiorite mésocrate à grain moyen en masse pluri décimétrique dans le granite de Chambon-le-Château. Carrière abandonnée, 2 km SW de Ribains (Cayres 7).
- 185_B.- Diorite quartzique leucocrate à grain très fin en filon horizontal de 35 cm d'épaisseur recoupant la roche précédente (même localisation).
- 24.- Granodiorite mésocrate à grain moyen, plus gros vers le centre, en masse pluri-décimétrique. Carrière abandonnée, 200 m à l'ouest du moulin de Linas (Saint-Chély d'Apcher 7).
- 179.- Diorite quartzique mésocrate à gros grain avec de grandes biotites orientées. Le grain diminue vers la bordure où la foliation devient beaucoup plus accentuée.
Sill épais de plusieurs mètres dans les gneiss. Bordure du chemin conduisant à la ferme de Laval-Haut, 1 km W de Laval-Atger (Langogne 1).
- 23.- Granodiorite mésocrate à grain moyen en masses pluri-décimétriques exploitées dans deux carrières abandonnées, 800 m N.W de la ferme des Salessettes, au nord d'Estables (Saint-Chély d'Apcher n° 7).
- 94_A.- Diorite faiblement quartzique mélanocrate à gros grain en masses pluri-décimétriques. Carrière de l'Aldeyres, 2,5 km au sud de Grandrieu (Langogne 1).

30/ CARACTERES MICROSCOPIQUES

L'examen au microscope des lames minces taillées dans des échantillons provenant des différents gisements de vaugnérite a permis de préciser les caractères des minéraux suivants :

La biotite reste le minéral ferromagnésien le plus abondant. Comme pour les enclaves microgrenues, il s'agit d'une variété nettement plus magnésienne que dans le granite (cf. étude minéralogique). On peut distinguer deux types de cristaux selon leur taille :

- grands cristaux isolés, subautomorphes et corrodés par le quartz, dont la taille peut dépasser 1 cm dans les roches où le grain est le plus grossier. Ces cristaux sont souvent ployés et déformés secondairement et parfois orientés comme ceux du granite environnant.
- cristaux de plus petite taille, plus particulièrement associés aux amas d'amphibole. Certains se sont indiscutablement formés aux dépens de ce dernier minéral, dans lequel ils forment des trainées brunâtres suivant les clivages ou à la périphérie (planche VII, photos 3 et 4).

D'autres petits cristaux de biotite, automorphes et disposés obliquement par rapport aux clivages de l'amphibole qui les renferme, pourraient être antérieurs.

La biotite renferme : des cristaux d'apatite, de forme trapue le plus souvent, parfois aciculaire, de très nombreux granules de sphène parfois automorphe, qui pourraient correspondre à l'élimination du calcium dans la transformation de l'amphibole en biotite, des minéraux opaques (pyrite notamment), du zircon moins abondant toutefois que dans le granite et de l'allanite. Au contact du zircon et de l'allanite, et même parfois du sphène ou de l'apatite, la biotite est fortement assombrie avec formation d'un halo pléochroïque dû à la radioactivité.

L'amphibole se présente en cristaux presque incolores, allongés selon l'axe C, avec un angle d'extinction $Ng/C = 18^\circ$. Les macles polysynthétiques selon (100) sont fréquentes. Le pléochroïsme est le suivant : Np : jaune presque incolore, Nm : jaune verdâtre très pâle, Ng : vert bleuâtre très pâle. Ce minéral appartient à la série trémolite-actinote et se rapproche du pôle magnésien (cf. étude minéralogique).

L'amphibole existe en grands cristaux subautomorphes, isolés et corrodés par le quartz. Le plus souvent, elle forme des amas de petits cristaux enchevêtrés, parfois à contours polygonaux (gisement du Moulin de Linas ou de Limousis par exemple) qui pourraient occuper la place d'anciens pyroxènes automorphes. Cette transformation fréquemment décrite par J. Didier (1964) et A. Weisbrod (1970) dans les vaugnérites du Velay et des Cévennes médianes, a été observée dans une inclusion de taille centimétrique à grain plus fin que celui de la vaugnérite de Pigeyres-Hautes qui l'englobe. Dans cet échantillon, des reliques de clinopyroxène existent au cœur de certains grands cristaux d'amphibole transformés en biotite à leur périphérie (planche VII, photo 4). L'amphibole renferme des petits cristaux de biotite qui peuvent être antérieurs, ainsi que de l'apatite, du sphène, du zircon et des minéraux opaques.

Le **plagioclase**, automorphe à subautomorphe, est zoné de façon normale et régulière (région centrale:an. = 45, bordure:an. = 20), il renferme parfois des noyaux plus riches en calcium (labrador).

Le **feldspath potassique** est présent en quantité variable. Il est peu perthitique (« film perthite » uniquement), sans moirage ni macles et se moule autour des autres minéraux, le quartz excepté.

Le **quartz** forme occasionnellement des globules monocristallins de taille centimétrique ; on le rencontre en outre en plages interstitielles.

Le **sphène** est un minéral accessoire très fréquent. On le trouve en granules souvent inclus dans la biotite et renfermant eux-mêmes quelquefois un noyau opaque ou un cristal d'apatite. Parfois il se présente en cristaux isolés plus gris et automorphes (planche VII, photo 5). L'apatite est également présente en quantité appréciable. Elle constitue de nombreux cristaux automorphes de forme trapue (première génération) ou aciculaire (deuxième génération) qui peuvent coexister dans la même roche. L'allanite est quelquefois représentée. Elle forme des cristaux automorphes de teinte brun jaune clair, parfois roses, souvent zonés et à biréfringence faible en raison de leur état métamicté (planche VII, photo 5).

II – GÉOCHIMIE

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Les résultats de l'analyse chimique exprimés en pourcentages pondéraux d'oxyde sont réunis dans le tableau XV où les échantillons ont été classés en fonction de leur richesse en silice sans que soient séparés ceux qui appartiennent à un même gisement. En raison de la coexistence de deux minéraux ferro-magnésiens qui complique les calculs et rendent les résultats dépendants des données pétrographiques, la composition minéralogique n'a pas été déterminée à partir des résultats géochimiques.

Le tableau XV permet de comparer les vagnérites de la Margeride avec celles du Velay. On constate que ces dernières, nettement plus basiques, ont une composition moyenne intermédiaire entre celles des deux échantillons les plus basiques provenant de la Margeride (éch. 94 A et 179). Ceci confirme la parenté entre les deux groupes de roches. La présence de termes plus acides dans la Margeride peut s'interpréter comme le résultat d'une éventuelle hybridation avec le magma granitique.

Vis-à-vis de la composition moyenne des enclaves microgrenues (tableau XII), on remarque la diminution sensible de la silice et celle plus faible de l'alumine. La teneur en K₂O est pratiquement inchangée. Tous les autres éléments augmentent à des degrés divers : les oxydes de fer et de magnésium notamment et plus particulièrement la chaux. Le caractère plus calcique des vagnérites se traduit par l'apparition d'amphibole et de sphène

N° éch.	94 _A	94 _B	179	185 _A	185 _B	113	92	47	24	229	22	184	Moyenne	Moyenne
N° an	5092	5094	4187	5223	5224	5034	5844	4332	4096	5695	4521	6214		Velay
SiO ₂	48,70	59,55	52,40	52,80	56,00	53,10	55,90	59,10	60,30	62,55	63,95	65,40	57,48	50,5
Al ₂ O ₃	13,00	10,00	16,65	14,75	17,35	15,35	16,50	16,35	14,00	17,05	14,90	15,75	15,14	14,6
Fe ₂ O ₃	2,65	6,85	3,20	3,20	3,10	4,55	2,45	1,90	1,25	2,05	1,15	1,80	2,85	1,9
FeO	7,40	3,50	6,05	5,00	3,95	4,85	4,40	4,75	5,05	3,15	2,85	2,20	4,43	6,2
MgO	13,90	5,15	7,15	7,45	3,90	5,80	5,30	5,20	7,80	2,85	4,55	2,10	5,93	11,4
CaO	5,85	4,30	6,20	6,50	5,05	4,85	4,80	4,30	4,35	3,40	2,90	2,40	4,57	7,6
Na ₂ O	2,10	2,50	2,50	2,60	3,70	2,95	2,80	2,70	2,25	3,10	2,65	3,50	2,78	1,8
K ₂ O	2,70	5,25	3,10	4,35	3,40	2,35	5,05	2,80	3,60	3,60	4,70	4,10	3,75	2,8
TiO ₂	0,95	1,00	1,30	1,35	1,25	1,65	0,85	1,10	0,75	1,10	0,70	0,75	1,06	1,0
P ₂ O ₅	0,50	0,80	0,40	0,75	0,40	0,80	0,55	0,65	0,35	0,25	0,60	0,20	0,52	0,5
MnO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,15	0,05	0,10	0,10	0,10	0,05	nd	0,09	0,1
H ₂ O ⁺	1,35	0,85	1,15	1,15	1,30	2,85	1,15	0,70	0,60	0,65	0,90	1,00	1,14	1,0
H ₂ O ⁻	0,20	0,15	0,15	0,05	0,30	0,25	0,10	0,20	0,15	0,15	0,10	0,15	0,16	0,2
Total	99,40	100,00	100,35	100,05	99,80	99,50	99,90	99,85	100,55	100,00	100,00	99,35	99,89	99,9

TABLEAU XV.-

Composition chimique de 12 enclaves de type vagnérite provenant du Massif de la Margeride et valeur moyenne correspondante. La composition moyenne des vagnérites du Velay, calculée à partir de 6 analyses extraites de la thèse de J. Didier (1964) a été indiquée.

Provenance des échantillons :

113.- diorite à grain moyen en enclaves de taille plurimétrique, 500 m NE de Réquistat (Nasbinals 2).

94 B.- granodiorite à grain moyen, partie externe d'une masse pluridécamétrique dont l'échantillon 94_A représente la partie centrale. Carrière de l'Aldeyres, 2,5 km S de Grandrieu (Langogne 1).

Pour les autres échantillons, se reporter au tableau précédent.

plutôt que par un enrichissement en calcium du plagioclase ; c'est même l'inverse qui se produit pour ce dernier minéral. Ainsi, dans l'échantillon le plus basique (94 A), après élimination par un procédé magnétique des minéraux ferro-magnésiens, y compris l'amphibole, l'analyse chimique de la fraction leucocrate a permis de déterminer la teneur en anorthite du plagioclase normatif (an. = 28 %). Cette valeur est très inférieure à celle obtenue en moyenne pour les enclaves microgrenues : an = 39 %, elle est comparable à celle du faciès sombre du granite de la Margeride.

Cette répartition différente du calcium s'explique parfaitement par la pauvreté des vaugnérîtes en alumine qui ne permet pas à ce métal de s'exprimer intégralement sous forme d'anorthite (l'apatite ne jouant qu'un rôle négligeable). Une amphibole pauvre en alumine, appartenant au groupe trémolite-actinote, se forme pour fixer le calcium excédentaire ainsi que le fer et le magnésium inutilisés par la biotite ; de la sorte, il peut subsister en dernier lieu un excès de potasse qui permettra l'apparition du feldspath correspondant.

Les deux minéraux ferromagnésiens des vaugnérîtes ont été isolés et analysés chimiquement (cf. 2ème partie : minéralogie). On remarque la faible teneur en alumine des biotites par rapport à celles extraites du granite et des enclaves microgrenues. Ceci confirme bien le déficit général des vaugnérîtes en alumine. Dans l'échantillon 94 A, le plus basique, où les deux minéraux sont présents en quantité équivalente, l'amphibole (actinote magnésienne) est plus riche en magnésium que le mica (phlogopite) comme l'indiquent les rapports $Fe/Fe + Mg$ respectivement égaux à 0,23 et 0,30. Le titane par contre se concentre dans le mica noir.

20/ ÉLÉMENTS MINEURS

Les teneurs en oligoéléments des enclaves de vaugnérîtes sont indiquées dans le tableau XVI.

Par comparaison avec les teneurs moyennes des enclaves microgrenues qui figurent dans le tableau XIII, on note chez les enclaves vaugnéritiques :

- une augmentation importante pour Sr (du même ordre de grandeur relative que celle de Ca) et Ba, plus faible pour Ni et Cr.
- une diminution pour les métaux alcalins : Li et Rb.
- une variation en sens inverse des halogènes : le fluor diminue tandis que le chlore augmente.

Il est intéressant d'observer la répartition des oligoéléments entre le phlogopite et l'actinote magnésienne extraits de l'éch. 94 A (voir les résultats détaillés dans la 2ème partie, consacrée à l'étude des minéraux). Le chiffre placé entre parenthèses correspond au coefficient de concentration d'un élément dans un minéral par rapport à sa teneur dans l'autre. Ainsi, dans l'amphibole, se concentrent : B (16), Sc (> 5,5), Sr (5), Cu (3) et Cl (2) ; tandis que la biotite est plus riche en : Ba (16), F (2), V (2), Ni (1,5), Cr (1,2). Les autres éléments dosés se répartissent à peu près équitablement entre les deux minéraux.

N°	Cl	F	Rb	Sr	Li	Ba	Cu	Ni	Cr	Co	Zn
22	75	950	269	303	84	1200	11	79	195	33	88
47	275	1200	229	351	91	920	22	79	179	25	90
92	75	1350	245	531	96	2200	10	47	211	25	81
24	100	1120	208	293	77	860	65	140	342	25	88
113	90	680	102	286	75	840	28	120	175	39	100
185a	85	1300	200	847	77	3700	29	92	260	33	78
185b	130	860	142	904	75	1950	14	40	tr	33	90
179	135	350	115	620	48	2000	26	79	311	37	97
94a	225	1140	134	388	47	1200	48	220	590	52	110
94b	75	1080	247	536	69	1660	15	86	195	42	75
Moyenne	126	1003	189	506	74	1653	27	98	246	34	90

TABLEAU XVI.-

Teneurs en oligoéléments (exprimées en $\mu\text{g/g}$) des enclaves de type vaugnerites du granite de la Margeride. Pour la localisation des échantillons se reporter aux tableaux précédents.

III – CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DES ENCLAVES ÉRUPTIVES BASIQUES

Dans les granites porphyroïdes de la Margeride et de Chambon-le-Château, deux catégories d'enclaves granodioritiques ont été distinguées.

— Les premières correspondent aux enclaves microgrenues, selon la définition de J. Didier (1964). On les trouve communément dans tout le massif mais en plus grande abondance dans le faciès sombre du granite (vers le bas du pluton). La dimension de ces enclaves est réduite (10 à 20 cm en général) et leur grain est très fin. La composition minéralogique moyenne est proche de celle d'une diorite quartzique. La biotite, très abondante, est le seul minéral ferro-magnésien représenté. Fréquemment on note la présence de grands cristaux de feldspath potassique à contours de forme arrondie.

— Les secondes ont été identifiées avec les vagnérites. Ces enclaves sont groupées dans la région orientale du massif où elles s'alignent selon un axe NE-SW qui coïncide avec une anomalie gravimétrique légère correspondant probablement à la racine du laccolite granitique. Leur dimension est comprise entre 1 et 50 m. Le grain est variable : généralement grossier, il diminue avec la taille des masses basiques et vers leur bordure où l'on observe une similitude d'aspect avec les enclaves de type microgrenu. La roche de composition très variable manifeste une tendance syéno-dioritique. Elle contient, malgré son caractère plus basique que les enclaves du type précédent, un plagioclase relativement peu calcique, du feldspath potassique, de la biotite (proche du phlogopite) ainsi que l'actinote magnésienne. Cette composition particulière qui justifie la distinction des vagnérites s'explique par une carence en alumine vis-à-vis du calcium et par une teneur élevée en potasse.

Les vagnérites de la Margeride apparaissent comme des roches éruptives qui se sont installées peu de temps après le granite, alors que ce dernier était encore à l'état magmatique mais contenait déjà des mégacristsaux. Leur mise en place semble s'être réalisée le long d'une fracture de direction NE-SW, ancienne voie d'accès du magma granitique, ouverte au bas du laccolite, un peu à la manière d'une éruption basaltique sous-marine, mais dans un milieu incomparablement plus chaud (température initiale supposée, comprise entre 500 et 700°), plus dense ($d = 2,6$ environ), plus visqueux et chargé en cristaux. Ces conditions particulières ont permis au magma basique de s'élever notablement au-dessus du fond du réservoir granitique : les vagnérites ne sont pas systématiquement associées au faciès le plus sombre du granite. On peut envisager plusieurs mécanismes permettant cette ascension :

- température plus élevée et richesse en fluides diminuant ou même inversant le contraste de densité naturel entre les deux magmas,
- action cinétique initiale,
- action des courants de convection qui ont pris naissance au-dessus de la fracture constituant une zone chaude,
- enfin, il n'est pas exclu que des « édifices volcaniques intramagmatiques » de forme certainement originale aient pu se constituer.

Dans l'interprétation des relations complexes et souvent contradictoires entre le granite et ses enclaves basiques, il faut tenir compte des changements de viscosité. Au moment de sa mise en place, le magma basique est beaucoup plus fluide que le magma granitique (composition différente et température plus élevée), il se refroidit à son contact et la situation s'inverse : le second demeurant liquide alors que le premier est totalement solidifié. Les masses basiques à grain fin sont souvent fissurées au cours de ce refroidissement rapide et fragmentées en petites enclaves de forme irrégulière séparées par le granite. Celles qui sont de forme arrondie ont pu se former directement par division de la masse de magma en petites unités dont la forme plus ou moins sphérique correspond à l'état d'équilibre d'un liquide dans un autre. Les enclaves de type microgrenu qui forment une série continue avec les enclaves vagnéritiques semblent s'être individualisées de cette façon.

La différence de température initiale de plusieurs centaines de degrés entre les deux milieux acide et basique rend compte des particularités structurales observées. Les faciès à grain fin, véritables faciès de bordure que l'on observe souvent à la périphérie des grosses

masses vaugnéritiques correspondent à un refroidissement plus rapide dû à la proximité du magma granitique plus froid. Il en est de même pour les petites enclaves.

Toutes ces roches à grain fin (faciès de bordure ou petites enclaves) renferment très souvent des MFK à contours arrondis qui représentent des mégacristaux identiques à ceux du granite porphyroïde mais plus ou moins résorbés car ils étaient en déséquilibre avec le magma basique. Ces cristaux, déjà accumulés au fond du laccolite au moment de l'irruption du magma granodioritique, ont été facilement englobés, en raison de leur forme, par un phénomène de tension superficielle. D'autres phénocristaux du granite (biotite, quartz, plagioclase) ont pu être incorporés de la sorte aux enclaves et plus ou moins assimilés. Ce mécanisme de digestion des cristaux prélevés dans le magma granitique paraît représenter le principal mécanisme de l'hybridation des roches basiques. Les magmas semblent immiscibles directement : le contact des enclaves avec le granite qui n'est pas modifié localement est généralement franc. Il faut cependant nuancer un peu cette remarque car les enclaves ont pu se déplacer dans le granite après leur solidification et quitter les zones qu'elles ont pu influencer.

LA GRANODIORITE DE SOULAQUE

I — GISEMENT

Ce petit massif dont Y. Chèze (1975) a donné récemment une cartographie détaillée possède une forme grossièrement hexagonale et affleure, sur environ 3 km², autour du village de Soulaque, lui-même situé à 5 km au nord d'Entraygues.

Très proche géographiquement du granite de la Margeride dont la bordure N-W est à moins de 800 m de distance par endroits, il a été quelquefois considéré comme un simple appendice de son grand voisin (carte géologique à 1/80.000 de Figeac, 2ème édition) ; les deux roches diffèrent pourtant très nettement par leur structure et leur composition.

La granodiorite de Soulaque est entourée de tous côtés par les micaschistes de la Châtaigneraie dans lesquels elle développe, sur une largeur de plusieurs centaines de mètres, une auréole de métamorphisme de contact (cornéennes et schistes tachetés) qui interfère avec celle du granite de la Margeride sans que l'on ait pu, jusqu'à présent, établir de relations chronologiques entre les deux. Dans la granodiorite on retrouve des enclaves de cornéennes, parfois de grande dimension, comme celle située à 650 m au N-W de Soulaque.

Le contact avec l'encaissant est généralement franc et discordant par rapport à la foliation ; en certains endroits il a été remanié par des mouvements tectoniques tardifs qui se traduisent par la formation de mylonite ou de brèches à éléments granitiques et micaschisteux.

L'existence d'une auréole thermique, la nature du contact, ainsi que la présence de petites enclaves de roche éruptive sombre, indiquent très clairement que le massif de Soulaque constitue un corps intrusif dans les micaschistes.

La granodiorite est elle-même recoupée par des filons de microgranite et de porphyrite appartenant au champ filonien qui se développe dans le granite de la Margeride.

II – PÉTROGRAPHIE

1°/ CARACTERES MACROSCOPIQUES

Cette roche granitoïde possède une structure isogranulaire équante, à grain moyen compris entre 1 et 2 mm ; lorsqu'elle est fraîche, sa couleur est gris bleuté. La biotite est le seul minéral discernable, en dehors des tectosilicates. Cet aspect est constant dans toute l'étendue du massif.

En dehors de quelques petites enclaves de cornéennes analogues à celle de son auréole métamorphique, la granodiorite de Soulaque renferme des enclaves de roche éruptive sombre assez dispersées. Leur forme est ovoïde et leur taille varie entre quelques centimètres et 20 cm. Leur structure à grain très fin les rattache aux enclaves de type microgrenu.

2°/ CARACTERES MICROSCOPIQUES

L'examen des lames minces permet de préciser que la granodiorite possède une structure grenue à biotite et plagioclase automorphe. Les caractères des minéraux constitutifs sont les suivants :

La **biotite**, souvent très automorphe, renferme quelques inclusions de zircon et d'apatite. Elle-même peut se retrouver incluse dans tous les autres minéraux. La biotite est quelquefois partiellement chloritisée. Cette altération s'accompagne d'un développement de granules d'épidote et de sphène dans les clivages.

Le **plagioclase** (andésine) forme de nombreux cristaux très automorphes et intensément zonés selon le mode oscillatoire : bordure an. 15, région centrale an. 50, avec de nombreuses récurrences pour les valeurs intermédiaires (planche XI, photo 1), dues vraisemblablement à l'action des courants de convection, comme dans le granite de la Margeride. Les cristaux sont fréquemment groupés en association de type synneusis et renferment quelques inclusions de biotite. La damouritisation affecte souvent la région centrale.

Le **feldspath potassique** forme de grandes plages xénomorphes et perthitiques qui renferment des inclusions de plagioclase et de biotite. Les macles de Carlsbad sont rares, aucun moirage n'est visible. Il s'agit probablement d'un feldspath proche de l'orthose.

Le **quartz**, très xénomorphe, possède une extinction onduleuse. Il renferme tous les autres minéraux en inclusions. Ses relations avec le feldspath potassique indiquent que les deux minéraux ont cristallisés à peu près simultanément : dans certains cas, le quartz entoure le feldspath, la disposition inverse s'observe également.

L'**allanite**, minéral accessoire, apparaît sous deux aspects qui semblent correspondre à des générations différentes : petits cristaux automorphes, faiblement colorés, inclus dans les feldspaths et plage xénomorphe, fortement pléochroïque (brun rouge à beige clair) se mouvant dans l'intervalle disponible entre les plagioclases.

L'**apatite**, possède une forme trapue.

Dans les enclaves microgrenues, on note l'absence presque totale de feldspath potassique et l'apparition d'amphibole. Les différents minéraux possèdent les caractères suivants :

La **biotite**, automorphe, est souvent partiellement chloritisée. Dans ce cas elle se charge de granules de leucoxène. On y observe de gros zircons en inclusion. La biotite paraît antérieure à tous les autres minéraux y compris l'amphibole où elle apparaît quelquefois en inclusions automorphes.

La **hornblende verte** forme des cristaux idiomorphes, pléochroïques (Ng, Nm : vert olive ; Np : jaune clair) et maclés, $Ng/C = 19^\circ$.

Le **plagioclase** (andésine) constitue de très nombreux cristaux automorphes zonés et damouritisés, à inclusions de biotite, amphibole et apatite.

Le **feldspath potassique** est présent à l'état de minéral accessoire sous forme de quelques rares plages xénomorphes de petite taille.

Le **quartz** occupe l'espace disponible entre les plagioclases et les minéraux ferromagnésiens.

L'**apatite**, forme de nombreuses aiguilles très allongées, renfermant une inclusion ou une cavité axiale allongée.

30/ COMPOSITION MINÉRALOGIQUE QUANTITATIVE

La composition minéralogique de la granodiorite de Soulaque a été déterminée sur lame mince par Y. Chèze (1975) indépendamment d'un comptage que j'ai effectué sur plaque colorée. Les résultats, presque identiques, sont réunis dans le tableau XVII où figure à titre de comparaison, la composition moyenne du granite de Glénat.

	Granodiorite de Soulaque			Granite de Glénat	Enclave (Soulaque)
	Y.C.	JPC 210	Moyenne	Moyenne G.V.	Y.C.
Quartz	24,5	25,2	24,8	26,4	11,5
Plagio	43,5	44,2	43,9	41,8	55,0
F.K.	21,0	22,6	21,8	21,0	1,5
Biotite	9,0	8,0	8,5	10,8	19,0
Hornblende	0,0	0,0	0,0	0,0	12,0
sat.	27,5	27,4	27,4	29,6	16,9
col.	9,0	8,0	8,5	10,8	31,0
felds	32,5	33,8	33,2	33,4	2,6

Tableau XVII.-

Composition minéralogique modale de la granodiorite de Soulaque, déterminée sur lame mince par Y. Chèze (1975) et sur plaque colorée (JPC. 210), du granite de Glénat d'après G. Vivier (1970) et d'une enclave microgrenue de la granodiorite de Soulaque d'après Y. Chèze (1975). Les indices de Jung et Brousse correspondants ont été indiqués.

Dans la classification de Jung et Brousse (1959), la composition de la granodiorite de Soulaque correspond à celle d'une granodiorite hololeucocrate. Aucun faciès du granite de la Margeride ne possède une composition comparable. Par contre un rapprochement a été envisagé à juste titre par Y. Chèze avec le granite de Glénat situé dans le département du Cantal, à l'ouest du Sillon Houiller. Cette roche, étudiée par G. Vivier (1970), possède en outre une structure identique.

Dans le tableau XVII figure également la composition modale d'une enclave microgrenue de la granodiorite de Soulaque. Suivant la classification de Jung et Brousse cette roche est une microdiorite quartzique (peu quartzique et leucocrate). Elle diffère nettement des enclaves équivalentes du granite de la Margeride par sa pauvreté en quartz et par la présence d'amphibole associée à la biotite.

Dans cette enclave dioritique, la formation de la biotite paraît avoir épuisé la totalité du stock de potasse avant que n'apparaisse l'amphibole, ici nettement postérieure.

	Granodiorite de Soulaque			Granite de Glénat	Granite de la Margeride faciès moyen
	PLH 504	JPC 210	Moyenne	Moyenne de 4 an.	Moyenne de 37 analyses
SiO ₂	69,00	67,35	68,17	68,84	68,31
Al ₂ O ₃	15,20	16,80	16,00	16,26	15,35
Fe ₂ O ₃	1,30	1,25	1,27	1,05	1,40
FeO	1,90	2,00	1,95	1,53	1,66
MgO	2,15	1,90	2,02	1,58	2,31
CaO	2,65	3,25	2,95	2,35	1,86
Na ₂ O	3,30	3,60	3,45	3,28	2,89
K ₂ O	3,60	2,30	2,95	3,49	4,45
TiO ₂	0,30	0,45	0,37	0,28	0,55
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,15	0,26	0,20
MnO	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05
H ₂ O ⁺	0,45	0,45	0,45	0,66	0,89
H ₂ O ⁻	0,25	0,20	0,22	0,13	0,15
Total	100,30	99,75	100,02	99,77	100,07
Quartz	30,4	30,6	30,5	31,4	30,3
Biotite	18,0	17,3	17,6	13,9	18,8
Orthose	12,9	8,0	10,4	14,8	18,0
Plagio	38,0	45,0	41,6	40,2	32,6
% an. pl.	30,0	33,4	31,6	28,0	24,8

Tableau XVIII.-

Composition chimique moyenne de la granodiorite de Soulaque, du granite de Glénat (G. Vivier, 1970) et du faciès moyen du granite de la Margeride (tableau VI).

La composition minéralogique pondérale (méthode graphique de H. de la Roche) ainsi que la teneur en anorthite du plagioclase normatif ont été indiquées.

Provenance des échantillons :

PLH 504 : Prévinquies (route de Montsalvy à Couesque).

JPC 210 : entrée sud du village de Soulaque.

III – GÉOCHIMIE

1°/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Ainsi que l'on peut en juger sur le tableau XVIII, la composition chimique moyenne de la granodiorite de Soulaque diffère de celle du granite de la Margeride. Ce dernier est plus riche en potasse et en magnésie, mais en contrepartie, il renferme moins de chaux et de soude. Sur le plan minéralogique cette différence se traduit dans la granodiorite par l'existence d'une plus grande quantité de plagioclase plus calcique (andésine). L'orthose est par contre beaucoup moins abondante. La biotite, sans doute un peu moins magnésienne dans la granodiorite, existe en quantité à peu près équivalente dans les deux roches.

La comparaison avec le granite de Glénat, plus satisfaisante sauf pour les éléments ferro-magnésiens (ce dernier est plus leucocrate) confirme le rapprochement qui a déjà été fait.

2°/ ÉLÉMENTS MINEURS

L'anomalie la plus remarquable porte sur le chlore, six fois plus abondant dans la granodiorite que dans le granite de la Margeride (voir tableau XIX). La diminution du

Oligoélément en µg/g	Granodiorite de Soulaque JPC 210	Granite de la Margeride (faciès moyen)
Cl	365	58
F	500	810
Rb	152	255
Sr	154	203
Cu	7	11
Cr	0	47
Ni	10	24
Li	92	121
Ba	644	579

Tableau XIX.-

Teneurs en oligoéléments de la granodiorite de Soulaque et du granite de la Margeride (cf. tableau VII).

Les halogènes ont été dosés par colorimétrie et les autres éléments par absorption atomique.

fluor compense cet accroissement, la somme des halogènes restant à peu près constante. Il ne semble pas que ces variations soient liées à une plus ou moins grande abondance de l'apatite, les quantités de phosphore étant assez comparables dans les deux roches.

Le rubidium suit très fidèlement la variation du potassium.

IV – CONCLUSION

La granodiorite de Soulaque forme un très petit massif (superficie : 3 km²) situé à l'extérieur et sur la bordure nord du granite de la Margeride. Vis-à-vis de ce dernier il occupe une position comparable à celle du granite de Chaudes-Aigues. La composition et la structure de la granodiorite de Soulaque, très différentes de celles des granites voisins, conduisent à en faire une unité indépendante. Seul le granite de Glénat, situé à l'ouest du Sillon Houiller, peut lui être comparé.

LES LEUCOGRANITES DE LA MARGERIDE

I – INTRODUCTION

Ces roches granitiques, riches en silice et en éléments alcalins, de teinte très claire et dans lesquelles la muscovite est le minéral le plus abondant après les tectosilicates, étaient désignées jusqu'à ces dernières années sous le terme de granulite. Leur nouvelle appellation a été introduite par J. Lameyre (1966) pour éviter toute confusion avec un homonyme qui s'applique à une catégorie de roches métamorphiques.

Les leucogranites de la Margeride ont été étudiés par P. Lapadu-Hargues (1947) et plus spécialement par J. Lameyre (1966) qui leur a consacré un important chapitre de sa thèse. L'essentiel des résultats pétrographiques et géochimiques qui suivent en est extrait. D'après les deux auteurs qui viennent d'être cités, les leucogranites de la Margeride sont postérieurs au granite porphyroïde qu'ils recoupent toujours très franchement.

Leur aspect très varié correspond à tous les types de structure grenue, parfois représentés dans un même gisement. Les types extrêmes, à grains très fins ou énormes, correspondant aux structures aplitiques et pegmatitiques sont fréquents, surtout les premiers ; les faciès intermédiaires existent également.

Le gisement de ces granites clairs correspond à de très nombreux filons de largeur variable — décimétrique à décamétrique — diversement orientés, subverticaux ou subhorizontaux. Les leucogranites constituent également des masses plus importantes qui affleurent sur des zones de dimension hectométrique ou kilométrique. La forme très complexe de ces grands amas semble correspondre au remplissage de dislocations développées plutôt horizontalement dans le granite porphyroïde. Sur les feuilles d'Entraygues et de Nasbinals de la carte à 1/50.000, F. Colin (1966) a fait figurer des leucogranites en gisements annulaires dont l'existence paraît problématique. Il faut dire que la représentation cartographique des granites à muscovite est difficile en dehors des zones où ils affleurent bien ; en effet, ce sont des roches plus résistantes que le granite porphyroïde et il suffit de quelques petits filons d'aplite pour produire de nombreuses « volantes » qui couvrent une surface disproportionnée avec l'importance de leur source. On peut cependant estimer que les leucogranites occupent moins de 5 % de la surface totale du massif de la Margeride.

La répartition du granite à muscovite est assez irrégulière : beaucoup de gisements sont groupés dans la région centrale du massif ; la partie orientale n'en renferme que très peu en dehors de l'énorme masse située au sud de Grandrieu. Il ne semble pas y avoir de relation nette entre la composition du granite porphyroïde et la répartition des leucogranites. On peut cependant noter que le faciès le plus sombre du granite en est pratiquement dépourvu. Certains amas se sont installés dans la zone de contact du granite de la Margeride avec les terrains encaissants. Les filons peuvent se prolonger sur une certaine distance dans les schistes cristallins ou même apparaître loin du granite.

Il existe une similitude d'aspect, qui peut même parfois conduire à une confusion entre les faciès les plus clairs du granite de la Margeride, peu porphyroïdes et renfermant de la muscovite, et les leucogranites à grain moyen dans lesquels des mégacristaux de feldspath potassique peuvent apparaître exceptionnellement. Les masses leucogranitiques sont elles-mêmes parfois recoupées par des filons à caractère hypovolcanique, acides (microgranites et rhyolites) et basiques (porphyrites) et, là encore, on observe une certaine convergence d'aspect entre les leucogranites aplitiques à grain très fin et les microgranites et rhyolites aphanitiques.

Sur le plan économique, les leucogranites à grain fin constituent un matériau résistant et de débit facile en blocs anguleux, exploité en carrière pour la construction ou encore pour l'empierrement des routes.

Ces mêmes granites et plus particulièrement les amas pegmatitiques sont recherchés en raison de leur richesse en quartz et en feldspaths alcalins qui en fait un produit de base pour les industries verrière et céramique.

Sur le plan minier, les leucogranites sont les porteurs de l'uranium. Les deux gisements du Cellier et des Pierres Plantées exploitées par la CFMU sont associés au massif situé au

sud de Grandrieu. La minéralisation, à basse teneur, est localisée dans les microfissures du granite à muscovite, ou dans les pores d'une épi-syenite qui en dérive par élimination du quartz, ainsi que l'a confirmé J. Lameyre (1966).

II -- PÉTROGRAPHIE

10/ CARACTERES MACROSCOPIQUES

Selon J. Lameyre : « *La majeure partie des leucogranites du Massif de la Margeride se rapporte au type représenté à Tatula dans les carrières ouvertes à la sortie ouest de Saint-Chély-d'Apcher sur la R.N. 589. Il s'agit d'aplités à grain de 1 mm en moyenne, très claires, à muscovite et biotite, ou à muscovite et tourmaline, la tourmaline et la biotite ne coexistant que rarement.*

Les filons aplitiques sont généralement zonés. La zone de contact immédiat avec le granite est très clair et de grain très fin. Cette zone peu épaisse, de 1 à 10 cm, est parfois doublée à l'extérieur d'une zone plus sombre, enrichie en biotite et en tourmaline. Le cœur des filons est constitué par une aplitite à grande muscovite xénomorphe et biotite, ou à muscovite plus petite et tourmaline. L'amas aplitique exploité à Tatula, près de Saint-Chély, comporte des zones très diffuses où on distingue des nuages plus riches en biotite d'allure tourbillonnaire ».

La structure est généralement équante. Toutefois dans les leucogranites à grain moyen de la partie sud du massif de Grandrieu, J. Lameyre a signalé l'existence de faciès très orientés. En d'autres points, une foliation discrète concordante avec celle du granite encaissant, apparaît lorsque ce dernier est orienté.

A Tatula, on observe des structures fluidales, parallèles au toit sub-horizontale du gisement, soulignées par des rubans pegmatitiques, riches en tourmaline, au sein de la masse d'aplitite qui se débite selon cette même direction.

Les leucogranites contiennent rarement des mégacristaux de feldspath potassique ; le cas a été signalé dans la partie sud du massif de Grandrieu. J'en ai rencontré quelques uns qui atteignaient 4 cm de longueur dans un leucogranite à grain fin exploité dans une vaste carrière située 1,2 km à l'est d'Aumont-Aubrac.

La tourmaline, parfois dispersée dans la roche, se concentre assez souvent sous forme de nodules de quelques centimètres de diamètre, analogues à ceux qui ont été précédemment décrits dans le faciès clair du granite de la Margeride. Ces nodules à tourmaline, entourés par une auréole plus leucocrate que la roche environnante, ont été signalés et décrits par J. Lameyre à Tatula et près des Baraques de la Motte (Langogne).

D'autres concentrations de tourmaline adoptent une forme voisine de celle d'une couronne sphérique (espace compris entre deux sphères concentriques) de quelques centi-

mètres de large et de 5 à 20 cm de diamètre extérieur. En section sur l'affleurement, cette structure se présente en anneaux (« cocarde à tourmaline ») qui peuvent être isolés ou tangents par groupe de deux : aspect de chiffre 8. Les parties situées à l'intérieur et à l'extérieur de l'anneau sont plus claires que le granite environnant. La partie interne renferme cependant quelques cristaux isolés de biotite. J'ai observé ces cocardes à tourmaline, ainsi que des nodules du même minéral, dans l'aplite associée à la pegmatite exploitée dans la carrière de La Chaumette, 3 km au S-SE de Saint-Chély-d'Apcher et dans les carrières ouvertes récemment en bordure ouest de la N. 9, au sud de Moulinet (Mende 1). Des structures analogues ont été décrites par J. Restuito (1971) dans une aplite près du Crouzet (Chaudes-Aigues 8).

La tourmaline peut aussi se concentrer dans le plan axial des petits filons de largeur décimétrique.

Les leucogranites sont pauvres en enclaves de toute nature. Ils renferment parfois quelques blocs de granite porphyroïde dont la présence confirme la mise en place tardive du granite à muscovite s'il en était besoin.

Dans la carrière de Grazières-Mages (Saint-Chély-d'Apcher 2), J. Lameyre a signalé l'existence d'enclaves surmicacées : « *sphériques ou ovoïdes avec un diamètre qui ne dépasse pas 2 cm, elles sont très rares mais se distinguent par leur teinte sombre sur le fond très clair du granite. Elles appartiennent à deux types* ».

Les enclaves du premier type renferment principalement de la biotite, de l'andésine et du quartz. Cette composition de diorite quartzique les rapproche des enclaves de type microgrenu du granite porphyroïde dont elles diffèrent cependant par leur structure.

L'enclave du second type, trouvée en un seul exemplaire, contient de la biotite, de la muscovite, un peu de quartz et de corindon, du spinelle vert et de l'andalousite. « *Sa composition minérale permet de la considérer comme le produit d'un métamorphisme interne sur une roche hyperalumineuse* ».

Les pegmatites constituent le type le plus spectaculaire parmi les roches leucogranitiques. La carrière de La Chaumette, près de Saint-Chély-d'Apcher, offre un bon aperçu de leur constitution minéralogique. On y trouve les minéraux suivants :

- du quartz xénomorphe, généralement laiteux mais parfois de couleur rose plus ou moins prononcé.
- de l'albite et du feldspath potassique perthitique (cf. étude minéralogique) rarement automorphes. Ces deux feldspaths forment des masses atteignant parfois plusieurs mètres cubes. Il sont l'un et l'autre toujours intimement associés avec du quartz, sous forme d'une micropegmatite graphique.
- des lames de muscovite et plus rarement de biotite.
- de la tourmaline noire (schorlïte, cf. étude minéralogique) très fréquente, en paquets d'aiguilles disposés parallèlement qui peuvent atteindre un poids de plusieurs kilos et se désagrègent rapidement sous l'action des intempéries, ou en baguettes isolées.

- de la cordiérite automorphe, entièrement phyllitisée, en prismes trapus de 1 à 2 cm de diamètre.
- de l'andalousite rose, en prismes à section carrée de 0,5 à 1 cm de côté.

Avec ces minéraux accessoires on peut aussi trouver de rares cristaux de wolframite, engagés dans le quartz laiteux et associés avec de la scheelite qui forme des enduits superficiels et parfois des cristaux automorphes.

2°/ CARACTERES MICROSCOPIQUES

Les lignes qui suivent résument ou reprennent textuellement une partie des observations détaillées réalisées par J. Lameyre (1966) sur les leucogranites localisés :

- dans la région d'Entraygues,
- dans la carrière de Grazières-Mages près de Saint-Alban-sur-Limagnole,
- dans la carrière de Tatula, près de Saint-Chély-d'Apcher,
- dans la région de Grandrieu.

Il faut remarquer tout d'abord que « *d'un point à l'autre et à l'intérieur d'un même filon, la structure des aplites varie considérablement* », aussi est-il difficile d'en donner une description générale et à plus forte raison pour l'ensemble des leucogranites.

Le quartz : Ce minéral forme des globules mono ou polycristallins, plus particulièrement dans le granite à grain moyen ou gros (Entraygues) et des petits grains arrondis inclus dans les feldspaths. Il participe également à des associations micropegmatitiques, bien développées dans les aplites frangeantes d'Entraygues et près des épontes des aplites filoniennes de Tatula. A Entraygues encore, « *dans tous les faciès, le quartz se présente en larmes et en vermicules dans des associations symplectiques avec la muscovite remarquablement bien développées* ». Dans les autres cas il est interstitiel et xénomorphe.

Le feldspath potassique : Il appartient à deux types distincts qui peuvent coexister : microperthite et microcline fortement moiré et peu perthitique. Dans une aplite de la région d'Entraygues il a pu être démontré que ce dernier minéral est postérieur au premier. Le microcline est en plus forte proportion dans les aplites que dans les leucogranites à grain moyen. Il est en général interstitiel.

Exceptionnellement, les leucogranites du Villeret (région de Grandrieu) renferment quelques mégacristaux de feldspath potassique automorphes qui leur confèrent un certain caractère porphyroïde. Ces grands cristaux à caractère perthitique « *représentent moins de 1 % du volume de la roche et une part très faible de ses feldspaths potassiques* ». Certains sont arrondis et présentent toutes les propriétés optiques des mégacristaux du granite de la Margeride, de taille légèrement plus grande, ainsi que la même teneur en orthose d'après l'analyse chimique, et un indice de triclinisme (P 26) très proche.

Le plagioclase : Il forme des cristaux souvent automorphes ou sub-automorphes dont la composition dans les aplites varie très progressivement de An. 10 au cœur jusqu'à de

	Entraygues	Grazières Mages	St-Chély d'Apcher	Grandrieu	Moyenne	Granite de la Margeride (F. Clair)
Quartz	39,2	38,0	37,1	38,1	38,1	33,8
Plagio	27,3	21,5	25,3	25,1	24,8	27,2
F.K.	22,2	30,0	28,9	27,7	27,2	31,2
Biotite	0,4	3,0	1,1	3,1	1,9	5,8
Muscovite	10,2	7,0	7,1	5,8	7,0	0,9
Tourmaline	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,0
Cordiérite	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	1,8
Apatite	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	-
Sat.	44,2	42,4	40,6	47,1	42,3	36,7
Col.	0,7	3,2	1,5	3,4	2,2	7,6
Felds.	100 (45)	100 (58)	100 (53)	100 (52)	100 (52)	53,4

Tableau XX.-

Composition minéralogique modale moyenne des leucogranites de la Margeride d'après J. Lameyre (1966) dans les différentes régions du massif, et valeur moyenne d'ensemble avec indication des indices de Jung et Brousse correspondants.

Références des analyses modales de J. Lameyre utilisées :

Entraygues :

Aplites : 1.- R.N. 120 entre Entraygues et le rocher du Duc.

2.- R.N. 120, Est du rocher du Duc.

Granite hétérogranulaire : 3.- R.D. 34, près du barrage de Cambeyrac.

Grazières Mages :

Granite à grain moyen : 1.- Carrière de Grazières Mages.

Aplite porphyrique : 2.- Même localisation.

Saint-Chély d'Apcher :

Aplite à structure micropegmatitique : 1.- Carrefour des R.N. 107 et R.N. 587 près de Rimeize.

Aplite : 2.- Carrière de Tatula.

Aplite à grande muscovite poecilitique : 3.- Carrière de Tatula.

Aplite à texture nébulitique : 4.- Carrière de Tatula.

Grandrieu :

Granites à grain moyen et cristaux géants de perthite :

1.- Les Gardilles, blocs à 300 m à l'ouest de la route R.N. 585.

2.- Le Villeret, croisement D. 60 et D. 226.

3.- Même localisation.

4.- Les Chazes, blocs à 500 m à l'Est du village.

5.- Enclave d'aplite orientée à grain fin dans le précédent. Même localisation.

Granites à grain fin :

6.- Les Pierres Plantées, exploitation C.F.M.U.

7.- A proximité des syénites, même localisation.

La biotite et la cordiérite étant faiblement représentées, c'est principalement la muscovite qui exprime l'excès d'alumine de la roche, lié à la très faible teneur en anorthite du plagioclase.

III -- GÉOCHIMIE

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Le tableau XXI indique la composition chimique moyenne de 4 ensembles régionaux de leucogranites de la Margeride, ainsi que la moyenne globale de ces résultats, calculés à partir de 14 analyses chimiques extraites de la thèse de J. Lameyre (1966).

Dans le tableau XXII figurent 4 analyses nouvelles d'échantillons leucogranitiques de la Margeride, ainsi que la composition moyenne correspondante.

Le tableau XXIII reprend les deux moyennes générales des tableaux précédents pour une comparaison avec la composition moyenne du granite porphyroïde de la Margeride (faciès clair) et avec la composition théorique de la roche la plus siliceuse (leucogranite théorique), appartenant à la lignée évolutive du granite de la Margeride, extrapolée à partir de la figure 15 en considérant la composition qui correspondrait à une teneur en silice de 75 %.

Dans tous les cas le pourcentage pondéral en anorthite du plagioclase normatif a été déterminé. La composition minéralogique pondérale a été calculée par la méthode graphique de Hubert de la Roche à partir des compositions chimiques qui figurent dans le tableau récapitulatif ; la muscovite, qui n'apparaît pas, a été confondue avec l'orthose.

Les deux compositions moyennes de leucogranites (J.L. et J.P.C.) sont assez voisines. La deuxième, plus riche en silice, renferme de façon normale, moins de calcium, de magnésium et de fer total. On remarque cependant une répartition très différente du fer ferreux et du fer ferrique, qui semble provenir principalement des techniques de broyage utilisées : l'intervention d'un broyeur à anneau dans le deuxième cas s'accompagne en effet d'une importante oxydation du fer ferreux.

Si l'on examine maintenant les variations des éléments chimiques dans les quatre types granitiques classés dans l'ordre suivant : granite de la Margeride (faciès clair), leucogranite (J.L.), leucogranite (J.P.C), leucogranite théorique, on remarque la croissance régulière de la silice et une décroissance du fer total, du magnésium et du calcium. La soude augmente très légèrement, l'alumine a tendance à diminuer, et la potasse ne varie pratiquement pas.

On retrouve donc une évolution qui prolonge celle observée dans les différents faciès du granite porphyroïde. La similitude de composition est d'ailleurs remarquable entre les leucogranites les plus siliceux et la composition du leucogranite théorique déterminé graphiquement comme l'aboutissement de l'évolution du granite de la Margeride.

	Entraygues	Grazières Mages	St-Chély d'Apcher	Grandrieu	Moyenne J.L.
SiO ₂	74,00	72,70	73,20	72,30	73,05
Al ₂ O ₃	14,50	15,35	15,30	15,50	15,15
Fe ₂ O ₃	0,60	0,40	0,55	0,60	0,55
FeO	0,70	0,90	0,55	0,70	0,70
MgO	0,85	1,10	1,05	1,15	1,05
CaO	0,80	0,90	0,80	1,00	0,85
Na ₂ O	3,50	3,40	3,50	3,30	3,35
K ₂ O	4,05	3,80	4,50	4,45	4,30
TiO ₂	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10
P ₂ O ₅	0,30	0,30	0,20	0,20	0,25
MnO	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
H ₂ O ⁺	0,50	0,85	0,55	0,75	0,65
H ₂ O ⁻	0,20	0,20	0,00	0,05	0,10
Total	100,10	100,10	100,30	100,10	100,10
An.% pl.	6,1	9,5	9,4	12,3	10,3

Tableau XXI.-

Compositions chimiques moyennes des leucogranites de la Margeride, d'après J. Lameyre (1966), dans les différentes régions et dans l'ensemble du massif.

Les analyses chimiques utilisées correspondent aux mêmes échantillons que ceux cités en référence dans le tableau précédent, sauf pour la région de Grandrieu où n'interviennent ici que les échantillons n° 1 - 2 - 5 - 6 - 7.

	34	118 _A	215	372	Moyenne J.P.C.
SiO ₂	72,25	75,10	75,20	75,70	74,55
Al ₂ O ₃	14,65	13,30	13,75	13,80	13,90
Fe ₂ O ₃	0,65	0,30	1,00	1,00	0,75
FeO	0,45	0,45	0,05	tr.	0,25
MgO	1,55	0,95	0,55	0,20	0,80
CaO	0,80	0,55	0,70	0,80	0,70
Na ₂ O	3,30	3,20	2,90	2,90	3,10
K ₂ O	4,60	4,95	4,30	4,20	4,50
TiO ₂	0,25	tr.	0,25	tr.	0,15
P ₂ O ₅	0,60	0,15	0,10	0,05	0,20
MnO	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
H ₂ O ⁺	0,80	0,75	0,30	0,60	0,60
H ₂ O ⁻	0,20	0,00	0,75	0,75	0,45
Total	100,10	99,70	99,85	100,00	99,95
An. % pl.	5,5	6,4	10,0	11,3	8,3

Tableau XXII.-

Analyses chimiques nouvelles de 4 échantillons de leucogranites de la Margeride et moyenne correspondante.

Provenance des échantillons :

- 34.- Leucogranite à grain moyen, légèrement porphyroïde, à biotite, muscovite, cordiérite, en masse hectométrique exploitée dans la grande carrière de La Tuile, 1300 m à l'Est d'Aumont-Aubrac (St-Chély d'Apcher 5).
- 118_A.- Leucogranite aplitique, de teinte rose, à biotite et muscovite. Carrière de Bernardy, 2 km à l'Ouest de Soulages - Bonneval (Entraygues 7).
- 215.- Leucogranite à gros grain, à biotite et muscovite. Bordure de la D 113, à 30 m du contact avec les micaschistes, 2 km au Nord d'Arzenc d'Apcher (Chaudes Aigues 7).
- 372.- Aplitite à grain fin, à biotite et muscovite en filon isolé, large de 10 cm, en bordure de la N 9, 5 km au Sud de St-Chély d'Apcher.

	Granite Margeride (faciès clair)	Moyenne Leucogranites J.L.	Moyenne Leucogranites J.P.C.	Leucogranite théorique
SiO ₂	71,3	73,05	74,55	75,0
Al ₂ O ₃	14,8	15,15	13,90	14,1
Fe ₂ O ₃	1,2	0,55	0,75	0,9
FeO	0,9	0,70	0,25	0,0
MgO	1,4	1,05	0,80	0,5
CaO	1,2	0,85	0,70	0,6
Na ₂ O	3,0	3,35	3,10	3,1
K ₂ O	4,4	4,30	4,50	4,4
TiO ₂	0,4	0,10	0,15	0,2
P ₂ O ₅	0,20	0,25	0,20	0,1
MnO	0,05	tr.	tr.	
H ₂ O ⁺	0,95	0,65	0,60	
H ₂ O ⁻	0,15	0,10	0,45	
<hr style="border-top: 1px dashed black;"/>				
Total	100,00	100,10	99,95	
<hr/>				
An. % Pl.	16,3	10,3	8,3	6,5
<hr/>				
Quartz	34	35	38	39
Biotite	12	8	6	4
Orthose	21	22	25	27
Plagio	32	35	31	30
F. alc.	30	32	36	40
Plagio.	23	25	20	17

Tableau XXIII.-

Compositions chimiques comparées du granite de la Margeride (faciès clair), de deux types leucogranitiques moyens, selon J.L. (cf. tableau XXI) et J.P.C. (tableau XXII) et d'un "leucogranite théorique" considéré comme l'aboutissement de la différenciation du granite de la Margeride. Explications complémentaires dans le texte.

	Leucogranite					Granite porphyroïde			
	I	II	III	IV	Moy. I-II III-IV	Moy. A-B-C	A	B	C
Pb	9	12	12	28	15	22	38	13	16
Sn	50	38	22	16	32	16	21	16	12
Ag	0	2	0	2	1	2	0	3	3
Cu	24	16	15	15	17,5	18	15	17	23
Ni	12	19	10	33	18	36	38	22	49
Cr	29	49	24	44	36	59	29	91	56
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau XXIV.-

Teneurs moyennes en oligoéléments exprimées en $\mu\text{g/g}$ des leucogranites et du granite porphyroïde de la Margeride, d'après J. Lameyre (1966). Méthode utilisée : spectrométrie d'émission à arc.

- I) Région d'Entraygues (échantillons : 1-2-3)
 II) Région de Grazières-Mages (échantillons : 1-2)
 III) Région de St-Chély d'Apcher (échantillons : 1-2-3-4)
 IV) Région de Grandrieu (échantillons : 1-2-5-6-7).

Pour la localisation de ces échantillons, se reporter au tableau XX.

- A) Granite porphyroïde (faciès clair), barrage de Cambeyrac (Entraygues 5).
 B) Granite porphyroïde (faciès moyen), croisement de la R.N.587 et du chemin de Chabanes - Planes (St-Chély d'Apcher 2).
 C) Granite porphyroïde (faciès sombre), le Villeret (Langogne 6).

	Leucogranite							Moy.	Gr. de la Margeride faciès clair
	JPC 34	JPC 118 _A	JPC 215	JPC 372	JL 1700	JL 2047	JL 1712		
Cl	100	135	< 30	45	65	< 30	260	95	57
F	540	210	320	< 200	1650	880	300	585	715
Rb	317	303	290	258	563	313	357	343	283
Sr	89	27	49	50	16	123	14	53	153
Li	142	34	46	23	350	184	90	124	140
Ba	264	tr.	50	tr.	tr.	316	tr.	90	324

Tableau XXV.-

Teneurs en oligoéléments (exprimés en $\mu\text{g/g}$) de quelques échantillons de leucogranite et comparaison de la moyenne correspondante avec les résultats obtenus pour le faciès clair du granite de la Margeride.

Méthodes utilisées : colorimétrie pour le dosage des halogènes et absorption atomique pour les autres éléments. La provenance des échantillons JPC a été indiquée dans le tableau XXII. Pour les échantillons JL, se reporter au tableau XX avec les correspondances suivantes : JL 1700 = 1, Entraygues - JL 2047 = 1, Grazières-Mages - JL 1712 = 3, Saint-Chély d'Apcher.

2°/ ÉLÉMENTS MINEURS

Le tableau XXIV établi à partir de 17 données extraites de la thèse de J. Lameyre permet d'établir une comparaison entre les teneurs moyennes en oligoéléments des leucogranites et du granite porphyroïde. On voit que le granite de la Margeride, plus riche en étain à mesure qu'il se différencie vers son faciès clair, renferme en moyenne deux fois moins d'étain que les leucogranites. Le détail des résultats, non reproduits ici, montre que dans la région de Grandrieu, les leucogranites à grain fin sont nettement plus stannifères que ceux à grain moyen. Par contre, le granite de la Margeride est plus riche en nickel et en chrome. Il semble en outre renfermer davantage d'argent et de plomb et des quantités équivalentes de cuivre.

Sur le tableau XXV apparaissent de nouveaux résultats complémentaires qui permettent une comparaison entre les leucogranites et le faciès clair du granite de la Margeride, la même méthode d'analyse ayant été utilisée dans les deux cas.

On remarque l'augmentation de la teneur en chlore et la diminution de celle du fluor. Ceci s'accorde avec les résultats de l'étude minéralogique de la muscovite (cf. 2ème partie) qui est, dans les leucogranites, le minéral hydroxylé dominant. Celle-ci est en effet très nettement moins fluorée que la biotite du granite, mais contient à peu près la même quantité de chlore.

Le rubidium augmente tandis que le lithium diminue. Le strontium et le baryum diminuent très fortement.

IV – CONCLUSIONS

Les leucogranites de la Margeride présentent une grande variété d'aspect qui tient en particulier à leur texture, toujours de type grenu, mais à grain de grosseur très variable permettant de distinguer : des faciès aplitiques bien représentés, grenus normaux, ou pegmatitiques. Leurs gisements, qui recoupent toujours nettement le granite de la Margeride, sont eux-mêmes variés : filons de toutes dimensions diversement orientés et masses plus importantes d'extension sub-horizontale.

Ces granites clairs paraissent avoir subi les mêmes contraintes tectoniques que le granite porphyroïde dans les zones où celles-ci se manifestent. Ils sont, d'autre part, recoupés par des filons acides et basiques à caractère hypovolcanique.

Ce sont des granites alcalins, riches en quartz, dans lesquels la muscovite, toujours présente, devient le constituant le plus important après le quartz et les feldspaths. La biotite, la tourmaline (schorlite), la cordiérite et l'andalousite sont des minéraux accessoires. Cette paragenèse de minéraux alumineux traduit un fort excès d'alumine dû essentiellement à une faible teneur en chaux. Le rapport Al_2O_3/CaO est en effet voisin de : 18 (voir remarque ci-dessous).

Remarque : Dans les roches granitoïdes de la Margeride, le rapport $R = \frac{Al_2O_3}{CaO}$ permet de distinguer :

- des roches à excès d'alumine : $R > 10$, (faciès clair du granite de la Margeride, leucogranites) qui se manifeste par la présence de cordiérite (si les quantités de fer et de magnésium sont suffisantes), de muscovite ou de silicates d'alumine.
- des roches équilibrées en alumine : $6 < R < 10$, (granite à biotite, enclaves microgrenues). Celle-ci prend place uniquement dans les feldspaths qui sont suffisamment riches en anorthite et dans la biotite.
- des roches à déficit d'alumine $R < 6$ (vagnérite et kersantite). Les minéraux symptomatiques étant l'amphibole peu alumineuse (actinote) et le sphène chez l'une, l'augite et l'olivine chez l'autre.

Les compositions chimiques et minéralogiques moyennes des leucogranites et de ce faciès clair sont d'ailleurs assez voisines et des échantillons de composition analogue existent dans ces deux séries de roches qui paraissent en continuité l'une avec l'autre. On peut être tenté de considérer les leucogranites comme le pôle le plus clair d'une série continue, à laquelle appartient le granite de la Margeride, différenciée sur place à partir d'un magma unique. Le caractère tardif de la mise en place des granites à muscovite s'accorde bien avec le fait qu'ils représentent, dans cette conception, le dernier produit de la différenciation magmatique. Cette explication très classique est satisfaisante et très vraisemblable pour les petits filons aplitiques, fractures précoces dues au refroidissement, drainant l'ultime jus résiduel, mais elle est plus difficilement applicable aux grandes masses de granite à muscovite qui occupent de véritables dislocations du massif.

Les leucogranites, dans leur ensemble, constituent un type pétrographique très banal qui peut résulter de processus très variés : différenciation magmatique par cristallisation fractionnée, anatexie partielle de roches banales (leucosome des migmatites), fusion plus complète de niveaux privilégiés à composition déjà granitique.

Dans les régions voisines, de grandes masses de leucogranites, identiques à ceux de la Margeride, existent indépendamment des granites intrusifs. Certaines sont liées plus ou moins directement au granite du Velay, de formation tardive par rapport au granite de la Margeride (voir 3ème et 4ème parties). Dans le massif du Pilat, J. Ravier et M. Chenevoy (1966) ont montré que les leucogranites résultaient de l'anatexie de leptynites et de gneiss œillés.

Une telle origine peut être envisagée pour la majeure partie des leucogranites de la Margeride. En effet, il y a tout lieu de penser que la zone d'anatexie vellave se prolongeait, à plus ou moins grande profondeur, en dessous du laccolite correspondant au gisement du granite de la Margeride. Une phase tectonique contemporaine, et peut-être directement liée à cette anatexie, a permis au magma leucogranitique de s'injecter dans les dislocations du granite porphyroïde sus-jacent. La liaison des leucogranites et du granite de la Margeride apparaît ainsi de nature structurale plutôt que génétique. Elle traduit le caractère cassant des granites aptes dans ces conditions à jouer le rôle de « roche magasin » selon la terminologie des géologues pétroliers. Cette particularité des roches granitiques se manifeste également par la forte densité des autres catégories de filons qu'elles renferment : filons de microgranite, de porphyrites et de quartz.

L'étude du granite de Saint-Christophe, au chapitre suivant, confirme l'hypothèse proposée pour l'origine des leucogranites de la Margeride.

LE GRANITE DE SAINT-CHRISTOPHE-D'ALLIER

I – INTRODUCTION

Ce granite dont la composition se rapproche beaucoup de celle des leucogranites de la Margeride est cependant traité à part car il présente des caractères particuliers : structure toujours orientée, absence de contact direct avec le granite de la Margeride, passage progressif aux gneiss œillés.

Il doit son nom au bourg de Saint-Christophe-d'Allier, installé dans la région centrale de ce petit massif de forme grossièrement rectangulaire, et de 45 km² de superficie. Son extension est en réalité plus importante car il disparaît vers le nord-est sous le recouvrement basaltique du Devès.

Sur ses côtés est et ouest, le granite de Saint-Christophe est bordé par un granite porphyroïde plus ancien selon Forestier (1964) et Lemoine (1967). Contrairement à l'opinion de ces deux auteurs, il ne s'agit pas du granite de la Margeride, avec lequel il n'y a jamais de contact direct, mais du granite de Chambon-le-Château.

La limite nord du granite recoupe les gneiss œillés de l'Arc de Fix presque perpendiculairement à leur foliation. Cette limite, très irrégulière dans le détail, présente des indentations dirigées dans le sens de la foliation. Près du contact, qui se voit bien dans les gorges de l'Allier, le long de la voie ferrée, on voit subsister sur quelques décimètres dans le granite des restes de la trame biotitique des gneiss œillés. Ce passage progressif qui montre que le granite s'est constitué au moins en partie par fusion locale des gneiss œillés est particulièrement spectaculaire à la périphérie des grosses enclaves de taille parfois hectométrique. Les observations de Boule (1892) et de Lemoine (1967) vont dans le même sens. Dans la région de Saint-Vénérand, le granite est en contact beaucoup plus franc avec des gneiss et des micaschistes.

A son extrémité sud-ouest, le granite de Saint-Christophe s'enfonce sous le grand panneau de micaschistes de Laval-Atger : en bordure de la route de Tresbos, on voit le contact concordant avec la foliation des micaschistes plonger de 40° vers l'ouest. Au-delà, il semble bien que ce soit le granite de Saint-Christophe qui réapparaît à deux reprises sous forme d'une roche claire, à grain assez grossier et très orienté, près de Montauroux et au S-E de Chams (cf. fig. 40) où elle constitue de grands éboulis.

II – PÉTROGRAPHIE

10/ CARACTERES MACROSCOPIQUES

Le granite de Saint-Christophe « présente sur toute son étendue un faciès monotone. C'est un granite clair, très nettement orienté, à grain fin, isogranulaire. Une section perpendiculaire à la direction d'alignement des micas montre que ceux-ci n'ont pas une disposition planaire mais sont en zone. Le mica dominant est la biotite, la muscovite est toujours présente mais peu abondante ou même rare, du moins à l'œil ». Cette description de Lemoine (1967) garde toute sa valeur. On peut cependant noter quelques variations dans la taille du grain. Près du Cros et de Saint-Vénérand par exemple, le grain est fin et correspond à la description précédente, alors que dans la région de Chapeauroux et de Saint-Bonnet-de-Montauroux, à l'extrémité sud du massif, la structure est à grain moyen. On note une certaine similitude d'aspect avec les leucogranites du massif de Grandrieu, plus particulièrement avec le faciès orienté du Villeret décrit par J. Lameyre. Le grain est plus grossier encore dans les deux affleurements isolés situés près de Chams et de Montauroux, et qui ont été rattachés au granite de Saint-Christophe.

Le granite est constamment orienté avec une structure grossièrement planaire, malgré des irrégularités dans la disposition des micas soulignées par Lemoine. L'orientation de l'ensemble de la roche oscille entre N 120° et N 150°, elle prolonge la foliation des gneiss œillés de la région nord et s'accorde avec celle des micaschistes de Laval-Atger dans la partie sud. Dans les deux affleurements déjà cités, à l'écart du massif principal, le granite à gros grain paraît même véritablement laminé.

Le granite de Saint-Christophe est donc antérieur à la dernière phase tectonique responsable de la structure de l'ensemble des roches de la région.

20/ CARACTERES MICROSCOPIQUES

Examinés au microscope, les minéraux constitutifs présentent les caractères suivants :

Le **quartz** apparaît en plages polycristallines souvent allongées dans le plan de foliation du granite, avec une extinction onduleuse très prononcée. Le quartz se moule autour des autres minéraux dans lesquels il pénètre par des golfs de corrosion qui, en section, prennent l'aspect de pseudo-inclusions circulaires.

Le **plagioclase** sub-automorphe et sans zonage apparent, correspond à de l'oligoclase proche de l'albite (an. 12 à 15 %).

Le **feldspath potassique**, xénomorphe, faiblement perthitique et non moiré est souvent séparé du plagioclase par une zone de myrmékite.

La **biotite** revêt une importance inégale selon les échantillons. Elle semble nettement plus abondante dans le granite à grain fin où elle forme des amas parallèles très allongés et

	Granite de Saint-Christophe				Leucogranites
	S.L.	347	95	Moyenne	de Grandrieu J.L.
Quartz	27,6	31,8	40,1	33,2	38,1
Plagio.	35,9	36,5	30,7	34,4	25,1
F.K.	25,7	28,3	26,3	26,8	27,7
Biotite	7,0	1,3	0	5,5	3,1
Muscovite	1,6	2,1	2,9	2,2	5,8
Apatite	0,1	-	-	0,2	
Divers	myrmékite : 2,0	-	grenat	-	tourmaline 0,2 cordiérite 0,1
Sat.	31	33	41	35	47
Col.	7,0	1,3	0	5,5	3,4
Felds.	42	44	46	44	52

Tableau XXVI.-

Composition minéralogique modale du granite de Saint-Christophe. La composition des leucogranites de Grandrieu (cf. tableau XX) a été reproduite.

Provenance des échantillons :

S.L : composition moyenne du faciès à grain fin d'après S. Lemoine (localisation des échantillons dans le texte).

347 : granite à grain moyen, 500 m N.NW de Chapeauroux.

95 : granite à gros grain, 1200 m S.E de Chams.

parfois laminés. Ailleurs elle existe en cristaux isolés de petite taille. En bordure des cristaux de biôtite, on observe quelquefois une muscovitisation.

La muscovite existe en petits cristaux associés avec la biotite, en position interstratifiée, oblique ou périphérique. Elle forme également de grands cristaux isolés et de petites paillettes.

Dans le granite à gros grain, près de Chams et de Montauroux, la structure est très cataclastique avec extinction onduleuse de tous les minéraux, torsion et même dislocation des clivages des micas et des plagioclases. Le quartz adopte un style de déformation plastique et recrystallise en plages à contours persillés.

Au nord de Chams, j'ai récolté un échantillon de granite sur lequel une tache brunâtre, de taille centimétrique s'est avérée constituée par un assemblage de grenat très poéclitique (d'indice de réfraction voisin de 1,8) et de quartz. La présence de grenat a été signalée par S. Lemoine et par J. Kornprobst (com. orale) dans les niveaux leptiniques intercallés dans les gneiss œillés et dans les gneiss œillés eux-mêmes. Dans le granite, ce minéral représente un résidu réfractaire de l'anatexie et confirme la liaison génétique avec ces roches.

30/ COMPOSITION MINÉRALOGIQUE QUANTITATIVE

La composition minéralogique du granite de Saint-Christophe a été déterminée par S. Lemoine à partir de 3 lames minces correspondant à des échantillons à grain fin récoltés au Cros, à Saint-Christophe-d'Allier et à 2 km au sud de Saint-Vénérand. Une analyse modale complémentaire a été réalisée sur un échantillon à grain moyen provenant de la région de Chapeauroux et une autre sur le granite cataclastique à gros grain situé près de Chams, à l'extérieur du massif.

Ces résultats sont groupés dans le tableau XXVI dans lequel figure en outre la composition moyenne des leucogranites de Grandrieu, très proches géographiquement.

On note une certaine différence entre les compositions moyennes des granites de Saint-Christophe et de Grandrieu, qui porte sur la répartition des micas et sur les teneurs en quartz et en plagioclase.

L'échantillon n° 95 se distingue des autres par sa richesse en quartz et l'absence totale de minéraux ferromagnésiens. Peut-être faut-il y voir l'influence des actions dynamiques que cette roche a subies et qui ont pu être accompagnées par un enrichissement en silice, à moins qu'il ne s'agisse d'un faciès particulier constitué aux dépens de leptynites comme l'indique la présence de grenat.

	Granite de Saint-Christophe				Leucogranites de la Margeride	Gneiss oeuillés de l'Arc de Fix
	347	378	95	Moyenne	Moyenne	Moyenne
SiO ₂	71,95	73,0	74,50	73,15	73,05	71,61
Al ₂ O ₃	15,70	15,0	14,35	15,02	15,15	15,92
Fe ₂ O ₃	1,15	0,80	0,65	0,87	0,55	0,76
FeO	tr.	0,45	tr.	0,20	0,70	1,46
MgO	0,50	0,70	tr.	0,50	1,05	0,95
CaO	0,80	0,95	1,30	1,02	0,85	0,86
Na ₂ O	3,90	3,80	4,25	3,98	3,35	3,26
K ₂ O	4,80	3,60	4,05	4,15	4,30	3,71
TiO ₂	0,30	0,35	tr.	0,23	0,10	0,22
P ₂ O ₅	0,15	0,05	0,25	0,15	0,25	0,24
MnO	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
H ₂ O ⁺	0,75	0,65	0,75	0,72	0,65	0,82
H ₂ O ⁻	0,20	0,0	0,05	0,10	0,10	0,14
Total	100,20	99,35	100,15	100,09	100,10	99,95
An.% pl.	8,6	12,1	12,2	10,1	10,3	
Quartz	29	35	32	32	35	
Biotite	6	7	1	5	8	
Orthose	27	20	23	23	22	
Plagio	38	38	43	40	35	
F. alc.	39	28	33	33	32	
Plagio	26	30	33	30	25	
Rb	219	216	299	245	343	
Sr	257	279	16	184	53	
Li	55	64	46	55	124	
Ba	781	900	< 100	594	90	

Tableau XXVII.-

Composition chimique du granite de Saint-Christophe. Les compositions moyennes des leucogranites de la Margeride (extraites du tableau XXI) et des gneiss oeuillés de l'Arc de Fix (d'après 9 analyses citées par J. Mergoïl-Daniel, 1970) ont été reproduites pour permettre des comparaisons.

L'échantillon 378 a été récolté près du village du Cros. Pour les autres échantillons, se reporter au tableau précédent.

III – GÉOCHIMIE

1^o/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Les résultats de l'analyse chimique de 3 échantillons de granite de Saint-Christophe, ainsi que la moyenne correspondante figurent dans le tableau XXVII à côté de la composition moyenne des gneiss œillés (d'après J. Mergoïl-Daniel, 1970) et de celle des leucogranites de la Margeride (extraite du tableau XXI).

L'échantillon n^o 95 se distingue, là encore, par sa très faible teneur en éléments ferromagnésiens et par sa plus grande richesse en silice.

Le granite de Saint-Christophe montre une grande similitude de composition chimique avec les leucogranites auxquels il peut être rattaché.

On note également une bonne concordance avec la composition moyenne des gneiss œillés ; ceux-ci contiennent cependant un peu plus de fer et de magnésium. Cette remarque s'accorde avec la présence, d'une part, de schlierens de biotite déjà signalés près du contact avec les gneiss œillés dont le granite paraît dériver par anatexie et, d'autre part, de petites loupes micacées dans les régions plus internes du massif granitique.

2^o/ ÉLÉMENTS MINEURS

Les données correspondantes, obtenues par absorption atomique et exprimées en $\mu\text{g/g}$, apparaissent à la fin du tableau XXVII. L'indépendance de l'échantillon n^o 95 se manifeste à nouveau.

Les résultats moyens diffèrent sensiblement pour les leucogranites et le granite de Saint-Christophe. Celui-ci renferme nettement moins d'éléments alcalins (Li, Rb) et davantage d'éléments alcalino-terreux (Ba, Sr). Ces variations correspondent, de façon très amplifiée, à de très légères différences portant sur K_2O et CaO .

IV – CONCLUSION

Le granite de Saint-Christophe présente au point de vue chimique (éléments majeurs) une grande similitude avec les leucogranites de la Margeride dont il se distingue cependant par sa structure orientée et ses conditions de gisement : passage progressif aux gneiss œillés, isolement vis-à-vis du granite de la Margeride.

La composition de ce granite à deux micas est également proche chimiquement de celle des gneiss œillés dont il paraît dériver par fusion quasi totale en laissant subsister un faible résidu biotitique (schlierens près du contact, loupes micacées) et quelques nodules de grenat.

Sa structure orientée, localement mylonitique, paraît acquise secondairement bien qu'en certains endroits elle puisse représenter une persistance de la trame biotitique des gneiss œillés.

Les résultats de l'étude structurale (3ème partie de ce mémoire) indiquent que le granite de Saint-Christophe occupe la même position que les gneiss œillés auxquels il passe latéralement. Situé en-dessous du granite laccolitique de Chambon-le-Château qu'il traverse par endroits et sous le prolongement oriental, actuellement érodé, du granite de la Margeride, le granite de Saint-Christophe paraît représenter la racine des leucogranites qui recourent ce dernier, suivant l'hypothèse exposée à la fin du chapitre précédent.

LE GRANITE ORBICULAIRE DU SIGNAL DE RANDON

I — DESCRIPTION DU GISEMENT

C'est dans les Monts de la Margeride, 1.700 m au N-NE de l'un des points culminants : le Signal de Randon (altitude 1551 m), sur la rive droite du Chapeauroux naissant, que se trouve cette curiosité pétrographique.

La route départementale n° 3 traverse le gisement en son milieu, et on peut s'étonner qu'il soit resté si longtemps inconnu. Il faut dire que les blocs visibles au bord de la route renferment uniquement de petits orbicules que l'on peut confondre de loin avec les mégacristaux d'orthose, fréquemment rassemblés dans le granite porphyroïde environnant. J'ai découvert la véritable nature de cette roche au mois de juin 1972 en l'examinant de plus près.

Une première publication (J.P. Couturié, 1974) lui a déjà été consacrée, mais depuis, quelques observations et résultats complémentaires m'ont permis de préciser certains points, aussi est-il nécessaire de reprendre la description complète de cette roche étonnante.

Le gisement est constitué par un ensemble de blocs anguleux et de taille variable, comprise entre quelques décimètres et plusieurs mètres. Ils sont dispersés sur un versant incliné vers le nord, en direction du Chapeauroux, et occupent une zone d'environ 2 hectares de superficie et de forme grossièrement triangulaire (figure 26). Tout autour, on rencontre des boules de granite porphyroïde, d'aspect normal, qui appartient au type le plus sombre distingué dans le massif de la Margeride.

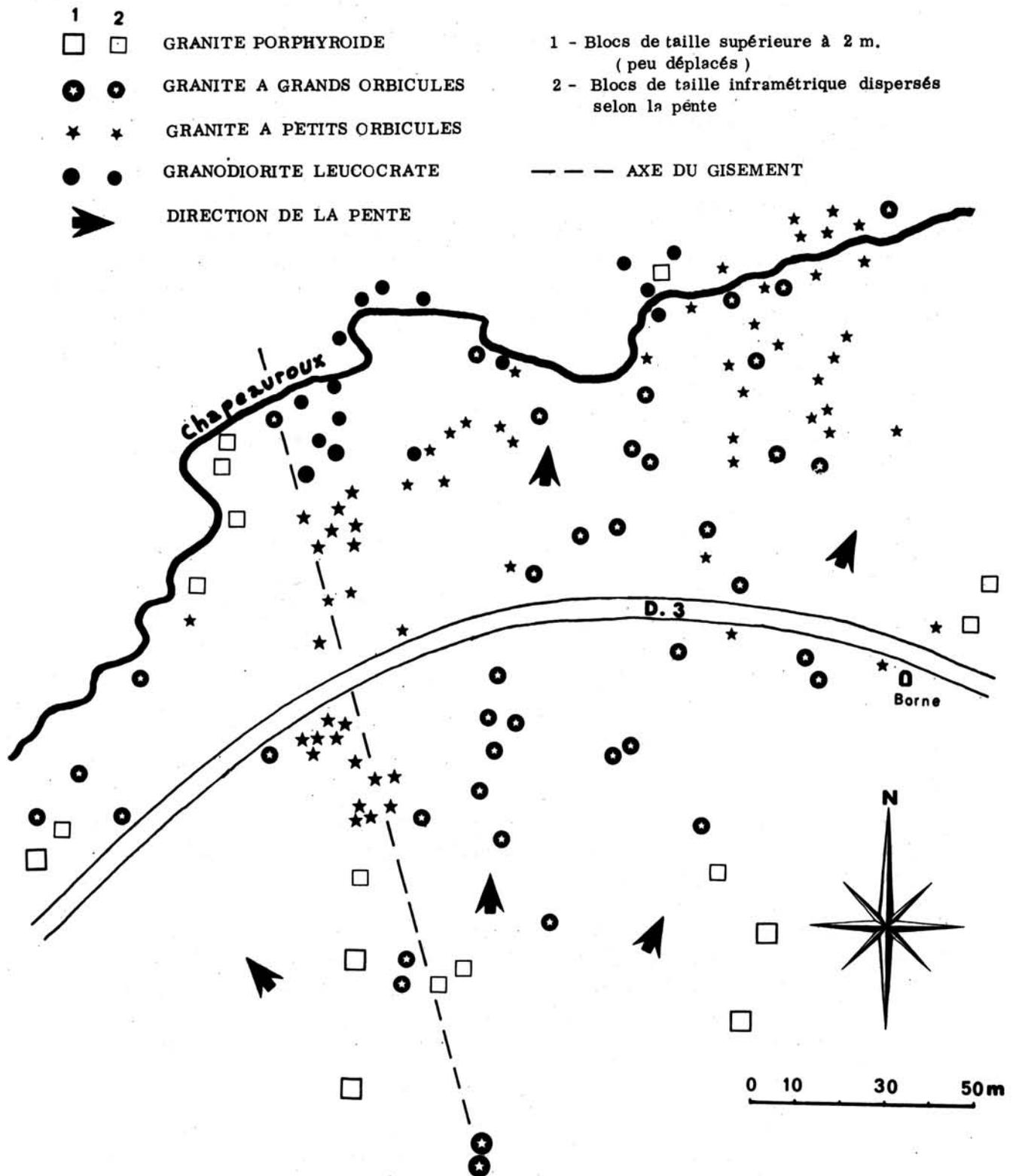


FIGURE 26 : Plan du gisement du granite orbiculaire situé près du Signal de Randon montrant la répartition étagée des blocs appartenant aux différents faciès. Les plus gros blocs paraissent jalonner un filon de direction N-NW - S-SE, à partir duquel les fragments plus petits se sont dispersés suivant la pente par l'action de la pesanteur et des eaux courantes.

Dans le gisement, les blocs correspondent aux trois types suivants :

- granite à gros orbicules (diamètre supérieur à 5 cm),
- granite à petits orbicules (diamètre inférieur à 5 cm),
- granodiorite leucocrate.

La granodiorite se présente en très gros blocs groupés à l'extrémité N-W du gisement, au bord du ruisseau. Le faciès à petits orbicules est très dispersé mais les fragments les plus gros sont situés dans la région centrale.

Le faciès à gros orbicules occupe la région orientale et plus particulièrement la partie haute du versant.

En tenant compte de cette répartition des gros blocs, moins déplacés que ceux de taille réduite qui ont glissé sur la pente, on peut essayer de reconstituer la disposition originelle du gisement. Celui-ci semble constitué par une sorte de lame plus ou moins verticale, allongée sur 150 m environ, selon une direction N-NW—S-SE, qui est celle de la tectonique majeure de la région et notamment celle de certains filons de leucogranite. Sa largeur, difficile à déterminer, est au minimum de plusieurs mètres.

L'étagement des fragments les plus gros, pour les différents faciès, indique en outre, que la granodiorite occupe la partie inférieure de cette structure ; le faciès à gros orbicules se situe à la partie supérieure et les petits orbicules se retrouvent dans une position intermédiaire. La dénivellation totale de cette coupe est d'environ 15 m. La taille des orbicules varie d'un bloc à l'autre, mais elle reste constante sur un même fragment ; ceci suggère la possibilité d'existence d'un granoclassement vertical, à disposition inverse, puisque la taille des éléments augmente vers le haut (voir fig. 28).

Il existe des termes de passage entre la granodiorite et le faciès à petits orbicules ; en effet de rares échantillons montrent quelques uns de ces éléments dragéiformes et de très petite taille (1 cm environ) isolés dans la granodiorite.

Par contre, les relations avec le granite de la Margeride environnant sont inconnues car aucun échantillon mixte n'a été rencontré jusqu'à présent.

II — PÉTROGRAPHIE

10/ CARACTERES MACROSCOPIQUES

A) Granite porphyroïde environnant

Au voisinage immédiat du granite orbiculaire, le granite porphyroïde qui affleure sous forme de boules conserve son aspect habituel ainsi que ses enclaves. Il appartient au faciès sombre qui s'étend sur plusieurs kilomètres à la ronde.

Les mégacristaux sont orientés de façon planaire et cette disposition est soulignée par l'étirement des amas de biotite et des plages quartzieuses. La torsion des micas et la fracturation des feldspaths indiquent clairement que cette structure est due en grande partie à une déformation mécanique tardive. Le débit du granite s'effectue selon des surfaces irrégulières, recouvertes d'un pigment brunâtre d'oxydes de fer et sur lesquelles se voient de nombreuses stries.

B) Granite orbiculaire

Son étude a été facilitée par l'examen de grandes sections obtenues par sciage, certaines ont été polies, d'autres ont été colorées au cobaltinitrite de sodium pour permettre la distinction des deux types de feldspaths.

Il est constitué par des orbicules généralement en contact les uns avec les autres et fortement cimentés par une mésostase aplitique qui renferme quelques mégacristaux automorphes de feldspath potassique. La roche possède ainsi une double structure, à la fois orbiculaire et porphyroïde. Le débit de la roche est très irrégulier, il se fait selon des cassures courbes ou bosselées qui tendent à contourner les ovoïdes.

Les orbicules :

Leur taille varie entre 1 et 14 cm. On rencontre toutes les dimensions intermédiaires en examinant les différents blocs de granite qui renferment chacun des orbicules régulièrement calibrés, ainsi que cela a déjà été dit. Les orbicules occupent plus de la moitié du volume total de la roche : 61 % pour les petits qui sont jointifs et environ 50 % pour les gros, moins rapprochés.

La forme extérieure des orbicules est celle d'un ellipsoïde plus ou moins aplati. Les sections de plus grande surface ont tendance à se disposer parallèlement les unes par rapport aux autres sur un même échantillon (planche 10, photo 1).

La forme aplatie des orbicules et leur disposition planaire dont l'orientation dans l'espace est malheureusement inconnue en l'absence d'affleurements en place, peut recevoir plusieurs explications :

Le second phénomène peut être indépendant du premier et représenter une figure de sédimentation au fond d'un réservoir magmatique. Cette hypothèse, que j'ai initialement adoptée, suppose que les éléments aplatis soient couchés plus ou moins horizontalement comme les galets au fond d'une rivière.

De façon plus vraisemblable, on peut envisager une liaison de nature tectonique entre les deux phénomènes : les orbicules initialement sphériques ayant tous été déformés sous l'influence d'une contrainte orientée. Leur forme d'ellipsoïde matérialise ainsi parfaitement un type de contrainte triaxiale. De nombreux arguments sont en faveur de cette hypothèse :

- fissures cicatrisées par du quartz dans les orbicules (planche IX, photo 3),
- traces de laminage dans la mésostase près du point de contact des ovoïdes et présence de stries à la surface de ces éléments qui paraissent s'être légèrement déplacés les uns par rapport aux autres.

- déformation plus ou moins accusée de tous les minéraux des roches dans le gisement,
- déformation planaire du granite porphyroïde environnant.

Les orbicules sont généralement formés de deux enveloppes emboîtées, entourant un noyau plus ou moins apparent (cf. planche IX, photo 1 et figure 27). L'enveloppe interne, de teinte beige, est constituée par du plagioclase. L'enveloppe externe, d'aspect blanc laiteux, renferme uniquement du feldspath potassique.

L'altération superficielle révèle de façon spectaculaire les différentes parties des gros orbicules (planche VIII, photos 1 et 2). La région interne, plagioclasique et plus altérable, se creuse en formant une cupule au centre de laquelle le noyau biotitique apparaît en relief.

A l'extérieur, la couronne de feldspath potassique, plus résistant, détermine un bourrelet annulaire saillant.

Noyau :

Dans 30 % des cas environ, le noyau est essentiellement constitué par de la biotite, en agrégat désordonné, plus ou moins compact, ou en nodule aplati d'aspect schisteux.

Assez souvent (30 % des cas) le noyau est représenté par un phénocrystal de plagioclase automorphe, de taille centimétrique, dont les contours sont soulignés par un semis de paillettes de biotite. En aucun cas le feldspath potassique n'intervient.

Dans les autres cas, le noyau n'apparaît pas, généralement parce que la section est trop superficielle pour l'atteindre.

La taille et la forme du noyau correspondent à celles de l'orbicule. Sa longueur maximum atteint 7 cm ; à l'opposé, le noyau peut être simplement représenté par quelques paillettes de mica noir.

Le caractère plastique du mica paraît avoir facilité la déformation des orbicules. Dans certains, on peut voir ce minéral s'injecter dans des fissures de la couronne plagioclasique. La schistosité qui apparaît souvent dans les noyaux pourrait ainsi avoir été acquise tardivement en liaison avec l'aplatissement des ovoïdes.

Enveloppe plagioclasique :

Sa largeur, assez constante, est habituellement comprise entre 1 et 2 cm ; elle peut exceptionnellement atteindre 3 mm dans quelques tout petits orbicules et 3 cm dans les plus grands.

La limite extérieure est très nette et très régulière, au point qu'on peut se demander si un phénomène de polissage mécanique, dû par exemple au frottement des orbicules les uns contre les autres, n'est pas intervenu avant la formation de l'enveloppe suivante.

La coloration, beige plus ou moins foncé, varie sur un même nodule. La teinte la plus foncée se développe à partir des fissures, il s'agit visiblement d'une altération secondaire du

plagioclase. En dehors de ce minéral qui est le constituant essentiel, quelques paillettes de biotite peuvent être visibles, en particulier près du bord extérieur.

En faisant miroiter à la lumière leurs clivages, qui paraissent tordus, on peut distinguer les différents cristaux feldspathiques (fig. 27). Leur longueur atteint 1 à 2 cm dans la direction radiale et certains individus vont d'un bord à l'autre de la couronne en l'absence de noyau. Ils ont tendance à s'élargir vers l'extérieur, en prenant une forme pyramidale, au fur et à mesure que la place disponible augmente. Cette structure fibro-radiée correspond à une croissance centrifuge des cristaux.

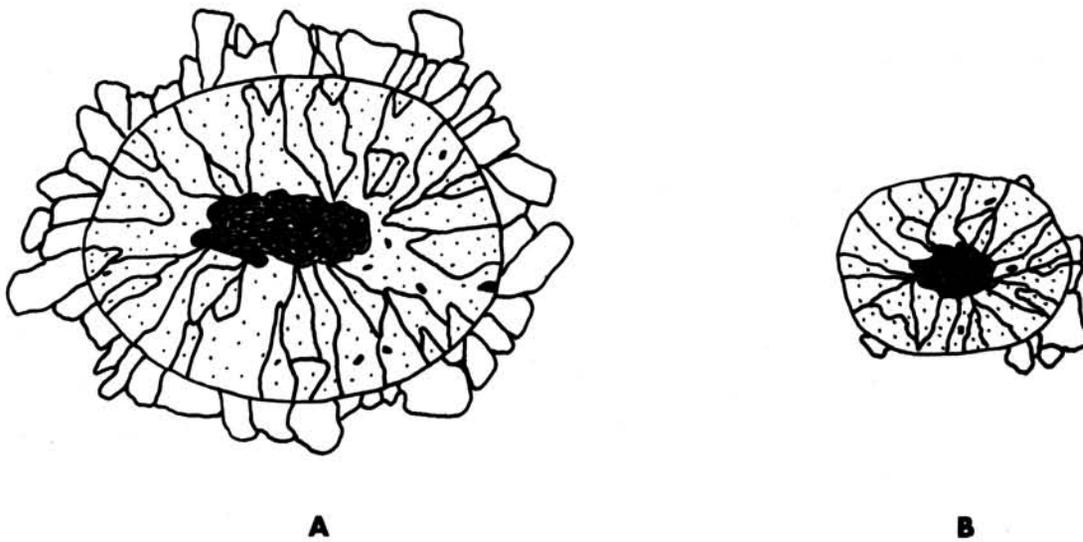


FIGURE 27 (grandeur naturelle) :

- A/ Section d'un gros orbicule montrant autour du noyau riche en biotite, la structure grossièrement fibroradiée des deux enveloppes feldspathiques formées, l'une de plagioclase (en gris), l'autre de feldspath potassique (en blanc).
 B/ Section d'un petit orbicule. L'enveloppe de feldspath potassique est ici très incomplète.

Enveloppe de feldspath potassique :

Elle est très développée chez les grands orbicules où sa largeur est du même ordre de grandeur que l'enveloppe précédente (1 à 3 cm). Par contre, chez les petits orbicules, elle est réduite à quelques millimètres, avec des discontinuités, parfois même elle manque totalement.

A la différence de la première enveloppe, les contours extérieurs sont très irréguliers et même dentelés et la couleur est toujours blanche.

Cette couronne est constituée par une seule couche de cristaux de feldspath potassique, non maclés, à section rectangulaire ou trapézoïdale, avec un allongement radial.

Dans les plus grands ovoïdes, le rayon moyen des surfaces de séparation entre les différentes enveloppes est le suivant :

- 2,2 cm (limite noyau, enveloppe plagioclasique)
- 4,0 cm (limite entre les deux enveloppes feldspathiques)
- 5,5 cm (limite extérieure de l'orbicule et de l'enveloppe de feldspath potassique).

En assimilant l'orbicule à une sphère, le volume et l'importance relative de ses différentes parties s'établit comme suit :

Noyau biotitique	44,6 cm ³	6,4 %
Enveloppe plagioclasique	223,5	32,1
Enveloppe de FK	428,8	61,5
Volume total de l'orbicule	696,9	100,0

Ces résultats montrent la très large prépondérance du FK dans les grands orbicules qui possèdent de ce fait une composition syénitique.

Les mégacristaux de feldspath potassique

Ils présentent beaucoup d'analogie avec les « dents de cheval » du granite porphyroïde (couleur blanc de lait, macle de Carlsbad systématique, inclusions en synneusis de plagioclase automorphe et de biotite). Leur taille semble liée à celle des orbicules auxquels ils sont associés. Selon l'axe C, leur longueur varie de 3 à 6 cm dans les blocs à petits orbicules où ils peuvent représenter jusqu'à 8 % du volume de la roche. Leur taille augmente dans le faciès à grands orbicules où j'ai observé un très gros cristal dont la section rectangulaire était de 15 x 6 cm.

Leur forme est très souvent parfaite, quelquefois celle-ci s'altère au contact des orbicules (planche VIII, photo 3). Dans certains cas, il semble que l'espace disponible entre ces derniers ait été insuffisant pour permettre une croissance normale jusqu'à la fin. Dans d'autres cas, plus rares, le cristal paraît avoir été déformé tardivement par la pression transmise par les ovoïdes (torsion et fracturation du feldspath).

Ces mégacristaux ont une disposition concordante avec celle des orbicules : leur plan (010) est généralement parallèle à la section de surface maximum des ellipsoïdes.

La mésostase

Son aspect reste inchangé quelque soit le faciès considéré. Il s'agit d'une aplitte de teinte claire, à muscovite et biotite. Elle renferme quelques îlots de pegmatite à quartz dominant, avec muscovite et tourmaline, en cristaux de taille supérieure à 1 cm (planche IX, photos 1 et 3). Cette pegmatite se rencontre préférentiellement dans l'étroit espace compris entre trois orbicules jointifs. Il s'agit probablement d'un phénomène de tension superficielle, analogue à celui déjà signalé dans les accumulations de mégacristaux du granite porphyroïde : l'eau et les fluides minéralisateurs propices au développement de la pegmatite ont en effet naturellement tendance, du fait de leur mobilité et de leur tension superficielle supposées plus fortes que celle du reste du magma, à se fixer dans les interstices les plus étroits.

La mésostase aplitique montre souvent une structure orientée concordante avec la disposition des éléments aplatis qu'elle renferme.

L'importance relative de la mésostase varie dans d'assez grandes proportions : entre les orbicules jointifs, elle occupe 38 % du volume total ; entre les gros nodules plus espacés, ce chiffre peut atteindre 50 %. La première valeur correspond à la porosité naturelle d'un empilement de sphères : Graton et Fraser (1935) ont obtenu expérimentalement une valeur minimum de 39 %. Cette concordance des chiffres est un argument en faveur de l'hypothèse d'un mécanisme de sédimentation des ovoïdes dans le magma. La « porosité » plus élevée du faciès à grands orbicules peut s'expliquer par sa situation à la partie supérieure, moins compactée, du dépôt, ou par une augmentation de la viscosité du magma.

Dans la mésostase, j'ai observé de très rares loupes micacées, analogues à celles qui constituent le noyau de certains petits orbicules, ainsi qu'une enclave de roche microgrenue à biotite, de taille décimétrique.

C) Granodiorite

Elle apparaît sous forme de quelques blocs de plusieurs m³, très groupés. Sa structure est isogranulaire à grain grossier (5 à 6 mm). On est frappé par la grande abondance du feldspath. L'examen d'une plaque colorée montre que le plagioclase est très largement dominant et qu'il a un caractère très automorphe. Le feldspath potassique, très xénomorphe et peu abondant, occupe les interstices, avec le quartz.

Les micas, biotite associée avec un peu de muscovite, tendent à former des agrégats de taille souvent centimétrique et de forme quelconque. Tous ces minéraux montrent des traces de déformations (clivages à réflexion onduluse des feldspath, micas tordus). Cependant aucune orientation bien marquée n'apparaît dans la roche.

D'autres échantillons, assez rares et dispersés par rapport aux précédents, renferment en plus quelques petits orbicules de diamètre centimétrique. Ceux-ci sont constitués par un agrégat de micas analogues à ceux qui viennent d'être décrits, entouré par une enveloppe de plagioclase de 3 mm de large.

20/ CARACTERES MICROSCOPIQUES

A) Granodiorite

En lame mince, les minéraux constitutifs présentent les caractères suivants :

Le **plagioclase**, très abondant, forme de grands cristaux automorphes et zonés (région centrale an. 36, bordure an. 23) qui s'appuient les uns sur les autres. La torsion fréquente des macles de l'albite et l'extinction onduluse correspondent à une déformation mécanique postérieure à la consolidation de la roche.

Le feldspath potassique est peu abondant et perthitique. Très xénomorphe, il se moule autour du plagioclase.

Le quartz forme des cloisons entre les grands cristaux feldspathiques. Il apparaît en sections microcristallines, très engrenées et parfois étirées. L'extinction est toujours fortement onduleuse.

La biotite, parfois chloritisée, se présente en petits cristaux inclus dans le plagioclase. Les cristaux plus gros sont souvent déformés et tordus. Ils renferment en inclusion de grosses apatites globuleuses et du zircon. La biotite forme aussi des plages polycristallines en association avec de la muscovite et de la chlorite.

La muscovite constitue souvent une couronne autour des cristaux de biotite dont elle dérive visiblement : orientation cristallographique commune des deux micas, décoloration progressive de la biotite en bordure, présence de minéraux opaques dans les clivages de la muscovite.

La tourmaline apparaît plus rarement en petits cristaux xénomorphes, quelquefois associés à de la biotite et fortement pléochroïques (Ng : brun jaune, Np : jaune très clair).

La composition modale, déterminée sur plaque colorée, s'établit ainsi :

Plagioclase : 59,5, Quartz : 18,7, F.K. : 12,0, micas : 9,9.

D'après ces résultats, la roche est une granodiorite leucocrate, pauvre en quartz, dans la classification de Jung et Brousse.

La très forte prédominance du plagioclase (environ 60 %) et la structure très particulière de la roche indiquent clairement que l'on se trouve en présence d'un cumulat d'andésine, sédimenté au fond d'un réservoir magmatique. Les minéraux xénomorphes (F.K. et quartz) ont cristallisé dans les interstices après la sédimentation.

B) Granite orbiculaire

Les orbicules

Noyau :

Les noyaux micacés sont constitués par des agrégats de biotite parfois chloritisée et de muscovite. La chlorite est chargée de granules de minéraux opaques et d'aiguilles de rutile à disposition géométrique (sagénite). La biotite renferme en inclusion de grosses apatites globuleuses identiques à celles de la granodiorite, ainsi que du zircon.

Les différents phyllosilicates sont souvent assemblés en désordre et de petits cristaux de plagioclase peuvent prendre place entre les lamelles de biotite enchevêtrées. Dans les noyaux d'aspect schisteux, les différents feuillets ont tendance à se disposer parallèlement les uns par rapport aux autres.

Les noyaux des grands orbicules renferment des amas fibreux de sillimanite au sein desquels subsistent des reliques de biotite.

L'origine de ces nodules riches en sillimanite est problématique, peut-être s'agit-il d'enclaves de schistes cristallins véhiculés par le magma. En faveur de cette origine, j'ai pu voir 2 ou 3 petits grains de spinelle vert (planche X, photo 3), minéral qui pourrait résulter d'un fort métamorphisme thermique sur un matériel alumineux. Cependant l'abondance des inclusions d'apatite et de zircon suggère une origine magmatique.

Le noyau peut aussi être représenté par un cristal de plagioclase automorphe, à zonage oscillatoire, entouré par quelques paillettes de biotite. Il renferme quelques grosses inclusions d'apatite et de zircon.

Enveloppe plagioclasique :

Les grands cristaux à extinction onduleuse dont cette enveloppe est formée sont généralement altérés et difficilement déterminables optiquement. Ils paraissent assombris par un nuage de particules argileuses (kaolinite ?) et renferment de fines paillettes de séricite. Les cristaux sont maclés albite et allongés selon une direction contenue dans le plan (010). Ils s'élargissent progressivement vers l'extérieur et leurs contours irréguliers traduisent la « compétition » exercée par les cristaux voisins pour occuper l'espace disponible. Un peu de quartz peut remplir les fissures ou cimenter les interstices. On observe en outre un peu de muscovite et de biotite et quelques grosses inclusions d'apatite vers la bordure interne ainsi que de très rares zircons isolés.

Enveloppe de feldspath potassique :

Elle apparaît formée de cristaux faiblement altérés et peu perthitiques, en sections de forme trapézoïdale, disposés comme les éléments d'une voûte. Ces cristaux, dépourvus de macles, sont jointifs, avec parfois une intercallation de quartz microcristallin.

La mésostase aplitique

L'aplite interstitielle contient dans tous les cas les minéraux suivants :

- Plagioclase très altéré, les macles de l'albite sont souvent tordues,
- Feldspath potassique limpide, xénomorphe et peu perthitique,
- Quartz en cristaux fortement engrénés, parfois laminés, avec une extinction toujours fortement onduleuse,
- Muscovite,
- Chlorite renfermant de grosses inclusions d'apatite.

Composition modale :

Quartz : 37,5 % — Plagioclase : 27,3 — Feldspath potassique : 31,7 — Muscovite : 2,0 — Chlorite : 1,5.

Cette composition est très voisine de celle des leucogranites de la Margeride.

III – GÉOCHIMIE

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Les résultats de l'analyse chimique du granite orbiculaire, de ses différents constituants et des roches qui lui sont associées ont été rassemblés dans le tableau XXVIII.

La granodiorite qui occupe la partie inférieure du gisement montre, comparativement au granite porphyroïde environnant, un caractère beaucoup plus leucocrate (pauvreté relative en Fe_2O_3 , FeO , MgO). La forte augmentation de CaO et Na_2O et la diminution de K_2O , traduisent la grande importance prise par le plagioclase dont la teneur en anorthite (limite andésine—oligoclase) reste cependant comparable à celle du granite porphyroïde.

Vis-à-vis de la granodiorite, le granite orbiculaire présente une différenciation vers un pôle alcalin et siliceux qui s'accroît avec l'augmentation de la taille des orbicules (forte augmentation en roche totale de K_2O et SiO_2 et diminution de CaO). Ce phénomène est particulièrement sensible si l'on examine le changement de composition de l'enveloppe plagioclasique seule : oligoclase proche de l'andésine pour les plus petits ovoïdes, albite franche chez les plus gros. Cette évolution montre le caractère précoce des petits orbicules sédimentés les premiers au fond du réservoir, comme le montre leur disposition sur la figure 28.

Sur une même enveloppe plagioclasique, aucune variation significative n'apparaît entre les bordures interne et externe (n° 13 et 14) ce qui exclut l'éventualité d'un zonage. On note toutefois l'augmentation de P_2O_5 du côté interne : cette partie proche du noyau renferme en effet une plus grande quantité d'inclusions d'apatite.

La mésostase aplitique (éch. n° 17) possède une composition chimique identique à celle des leucogranites de la Margeride. Cette mésostase est différenciée : elle est en effet plus leucocrate et plus sodique dans le faciès à gros orbicules, le dernier formé.

La grande richesse en alumine du noyau (n° 16) traduit l'abondance de la sillimanite. L'orthose qui apparaît dans la composition minéralogique calculée, correspond en fait à de la muscovite.

20/ ÉLÉMENTS MINEURS

Les résultats correspondants figurent dans le tableau XXVIII.

On note l'abaissement sensible de la teneur du fluor dans la granodiorite, relativement pauvre en biotite par rapport au granite porphyroïde. La partie interne de l'enveloppe plagioclasique (n° 13) d'un orbicule, plus riche en apatite et en biotite, contient davantage de fluor que la partie externe (n° 14).

Le rubidium et le strontium suivent classiquement les fluctuations du potassium et du calcium.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	65,65	62,35	63,50	62,00	65,65	60,75	60,10	59,75	75,00	68,50	66,25	61,50	61,15	62,50	66,50	38,00	74,30
Al ₂ O ₃	15,80	20,95	19,90	22,60	20,75	24,55	25,10	24,30	13,80	18,05	19,10	24,85	23,45	23,00	18,60	40,00	15,50
Fe ₂ O ₃	2,20	1,15	1,38	0,95	0,60	0,60	0,50	0,10	1,00	0,60	1,10	0,50	0,80	0,40	0,40	3,00	0,80
FeO	2,05	0,95	1,64	0,50	0,20	tr	tr	0,45	0,45	nd	0,30	nd	nd	nd	nd	6,00	nd
MgO	2,50	1,65	1,35	0,85	tr	0,50	0,00	0,45	1,15	tr	0,80	0,00	0,60	0,50	tr	4,70	tr
CaO	2,20	3,45	2,70	3,30	1,85	2,60	3,55	3,40	0,80	1,00	1,45	1,15	1,55	1,30	0,30	0,60	0,80
Na ₂ O	2,60	4,50	4,10	5,50	4,50	6,90	7,10	7,15	2,10	3,25	3,90	8,00	7,65	7,65	2,05	0,40	3,20
K ₂ O	4,65	3,60	3,40	2,30	4,80	2,65	2,05	2,30	4,30	7,60	5,00	1,90	2,05	2,10	11,10	5,40	4,25
TiO ₂	0,50	0,45	0,40	0,20	0,10	tr	0,00	0,00	0,25	tr	tr	0,00	0,00	0,00	0,00	1,25	0,00
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,32	0,25	0,15	0,10	0,15	0,05	0,15	0,15	0,15	0,15	0,45	0,20	0,10	0,05	0,10
MnO	0,05	tr	0,04	tr	tr	tr	tr	tr	0,05	tr	tr	tr	0,05	tr	tr	0,10	tr
H ₂ O ⁺	1,30	0,95	1,42	1,80	1,15	1,35	1,35	1,55	1,00	0,80	1,10	1,55	1,75	1,70	0,30	0,90	0,80
H ₂ O ⁻	0,10	0,15	0,57	0,00	0,30	0,15	0,20	0,35	0,10	0,10	0,20	0,55	0,85	1,00	0,30	0,20	0,35
Total	99,80	100,35	100,72	100,25	100,05	100,15	100,10	99,85	100,15	100,05	99,35	100,15	100,35	100,35	100,25	100,60	100,15
Cl	25	50			105	85	40	35	85	40	50	40	45	135	45		80
F	1100	650			200	200	440	200	200	200	460	310	550	280	200		250
Rb	263	187	194		213	166	118	118	206	263	230	139	159	158	392		198
Sr	247	394	383		447	658	634	602	225	247	290	315	441	423	300		177
Li	101	86	180		97	102	135	118	185	19	86	21	24	23	11		29
Ba	930	430	380		845	340	250	245	610	1400	825	130	195	210	2400		370
Quartz	28	15	21	14	17	5	3	2	45	18	21	5	6	7	10	14	38
Biotite	22	13	14	8	2	4	1	3	9	1	7	1	4	3	1	46	2
Orthose	17	16	16	36	31	18	19	15	23	47	30	15	14	14	65	25	26
Plagio.	33	56	49	42	50	73	77	80	23	34	42	79	76	76	24	15	34
% an.pl.30,7	29,5		25,0	24,3	17,9	17,4	21,8	21,0	14,8	12,9	15,0	6,7	7,2	7,5	7,0		11,1

TABLEAU XXVIII.- Composition chimique du granite orbiculaire du Signal de Randon et des roches associées. Les résultats sont exprimés en pourcentages pondéraux d'oxydes (éléments majeurs) et en $\mu\text{g/g}$ (oligoéléments). La composition minéralogique pondérale correspondante a été déterminée selon la méthode graphique de H. de la Roche. Le pourcentage pondéral en anorthite du plagioclase normatif a été indiqué.

NATURE DES ECHANTILLONS :

Roches granitoïdes normales.

(1) Granite porphyroïde de la Margeride, n° 301 en bordure nord du gisement de granite orbiculaire - an n° 6075. (2) Granodiorite associée au granite orbiculaire - an n° 6125.

Faciès intermédiaires entre la granodiorite et le granite orbiculaire.

(3) Granodiorite renfermant quelques très petits orbicules (diamètre 1 cm) - roche totale - an n° 7563. (4) Enveloppe plagioclasique d'un orbicule extrait de l'échantillon précédent - an n° 7562.

Faciès à petits orbicules (diamètre 3 à 4 cm).

(5) Roche totale - an n° 6055. (6) Enveloppe plagioclasique d'un petit orbicule - an n° 6056. (7) idem - an n° 6110. (8) idem - an n° 6215. (9) Mésostase aplitique entre les petits orbicules.

Faciès à gros orbicules (diamètre sup. à 5 cm).

(10) Roche totale - an n° 6111. (11) Roche totale - an n° 6216. (12) Enveloppe plagioclasique d'un orbicule - an. n° 6109. (13) Enveloppe plagioclasique, bordure interne - an n° 6058. (14) Enveloppe plagioclasique, bordure externe - an n° 6059. (15) Enveloppe de feldspath potassique - an n° 6060. (16) Noyau d'un orbicule (biotite, chlorite, sillimanite, muscovite) an n° 6683. (17) Mésostase aplitique entre les gros orbicules an n° 6061.

Le lithium diminue fortement dans le faciès à grands orbicules et dans toutes les analyses qui s'y rapportent. Il paraît manifester ainsi un comportement inverse de celui du potassium.

Le baryum, par contre, suit très fidèlement les variations du potassium.

Les variations des autres oligoéléments sont plus irrégulières et plus difficiles à interpréter.

IV – COMPARAISON AVEC D'AUTRES GRANITES ORBICULAIRES

Les orbicules du Signal de Randon paraissent constituer un type tout à fait original, en particulier en raison de l'existence de l'enveloppe de feldspath potassique qui s'ajoute à celle formée de plagioclase.

La plupart des sphérolites déjà décrits sont en effet uniquement constitués par du plagioclase à structure fibro radiée (oligoclase en général) entourant un noyau. C'est en particulier le cas pour les deux gisements français de Chatenet (M. Chenevoy, 1958) et de l'Aber-Ildut (M. Barrière, L. Chauris et J. Cotten, 1971). Parfois le plagioclase alterne avec des pellicules de biotite comme dans les orbicules de Puutsaari, près du lac Ladoga, décrits par Sederholm (1928) et dans les autres gisements des pays nordiques ou dans le granite orbiculaire de Tisselliline au Hoggar (J. Grolier, 1961).

Les noyaux des orbicules sont de nature très variable, parfois dans un même gisement. A l'Aber-Ildut, par exemple, on rencontre des noyaux surmicacés, d'autres de type grenu à composition granodioritique comme la mésostase, certains sont représentés par des mégacristaux d'andésine ou de feldspath alcalin. Quelquefois les noyaux sont constitués par des fragments de schistes cristallins (Chatenet).

La mésostase correspond généralement à un granite de type calco-alcalin, souvent riche en biotite (Chatenet, Tisselliline, l'Aber-Ildut). Dans ce dernier gisement, la mésostase granodioritique entourant les ovoïdes renferme des mégacristaux de feldspath potassique et possède une structure porphyroïde comme celle du Signal de Randon dont la composition d'aplite alcaline très leucocrate reste cependant exceptionnelle.

L'interprétation des structures orbiculaires a suivi l'évolution des idées concernant l'origine des roches granitiques en général. On retrouve en particulier les deux conceptions magmatistes et métasomatistes.

Pour Sederholm (1928), il s'agit de sortes de concrétions, formées par cristallisation dans le magma, autour d'un noyau. Le granite orbiculaire de l'Aber-Ildut a été interprété de cette façon par les auteurs déjà cités qui l'ont décrit.

Eskola (1938), en se basant sur la liaison de certains gisements avec des zones migmatiques, accorde un rôle prépondérant aux phénomènes métasomatiques. Selon cette conception, les orbicules correspondent à des éléments de roches préexistantes partiellement remobilisées. Une interprétation voisine a été adoptée par M. Chenevoy (1958) pour le granite de Chatenet.

V – HYPOTHESE GÉNÉTIQUE

Cet essai d'explication de la genèse du granite orbiculaire du Signal de Randon doit tenir compte de la structure du gisement, et de celle des orbicules, ainsi que de l'évolution géochimique des différents constituants.

Il convient de rappeler que le gisement est constitué vers le bas par une granodiorite largement grenue, à structure de cumulat passant progressivement au faciès à petits orbicules (fig. 28). La taille des sphérolites augmente graduellement vers le haut (granoclasement inverse), tandis que la roche s'appauvrit en anorthite et s'enrichit en feldspath potassique (différenciation alcaline).

A partir du centre des sphérolites, les différents minéraux se succèdent suivant l'ordre classique de cristallisation dans une paragenèse granitique :

- Apatite et zircon inclus dans la biotite, constituant essentiel du noyau.
- Plagioclase (première enveloppe).
- Feldspath potassique (deuxième enveloppe et mégacristaux automorphes isolés).
- Quartz résiduel, concentré dans la mésostase aplito-pegmatitique.

La granodiorite présente un ordre de cristallisation identique et très accentué.

Toutes les roches associées dans le gisement paraissent provenir de la différenciation d'un même magma par cristallisation fractionnée. La composition de ce magma originel est difficile à déterminer en l'absence de données sur l'importance des différents faciès qui en dérivent ; ceux-ci peuvent d'ailleurs ne pas être tous représentés dans le gisement. Un essai de reconstitution peut cependant être tenté en calculant une composition moyenne à partir des analyses chimiques en roche totale de la granodiorite, du faciès à petits orbicules, et du faciès à gros orbicules.

Cette composition est la suivante :

SiO₂ : 65,12 — Al₂O₃ : 20,09 — Fe₂O₃ : 0,87 — FeO : 0,43 — MgO : 0,68 —
CaO : 2,18 — Na₂O : 4,19 — K₂O : 4,90 — TiO₂ : 0,20 — P₂O₅ : 0,17.

Par rapport au granite porphyroïde local, on note une bonne concordance pour : SiO₂, CaO et K₂O, des teneurs très élevées en Na₂O et Al₂O₃ et de très faibles valeurs pour Fe₂O₃, FeO et MgO, proches de celle des leucogranites.

Il n'est pas impossible d'imaginer que la granodiorite passe en profondeur à des roches plus riches en éléments ferromagnésiens, ce qui permettrait de rattacher ce magma à celui du granite porphyroïde.

Il est plus satisfaisant d'envisager que le gisement se soit prolongé vers le haut par une importante masse leucogranitique, détruite par l'érosion, et analogue à la mésostase mais dépourvue d'orbicules. D'après la forme du gisement, d'allure filonienne, il semble bien que celui-ci se soit constitué à la partie inférieure d'un des nombreux filons de leuco-

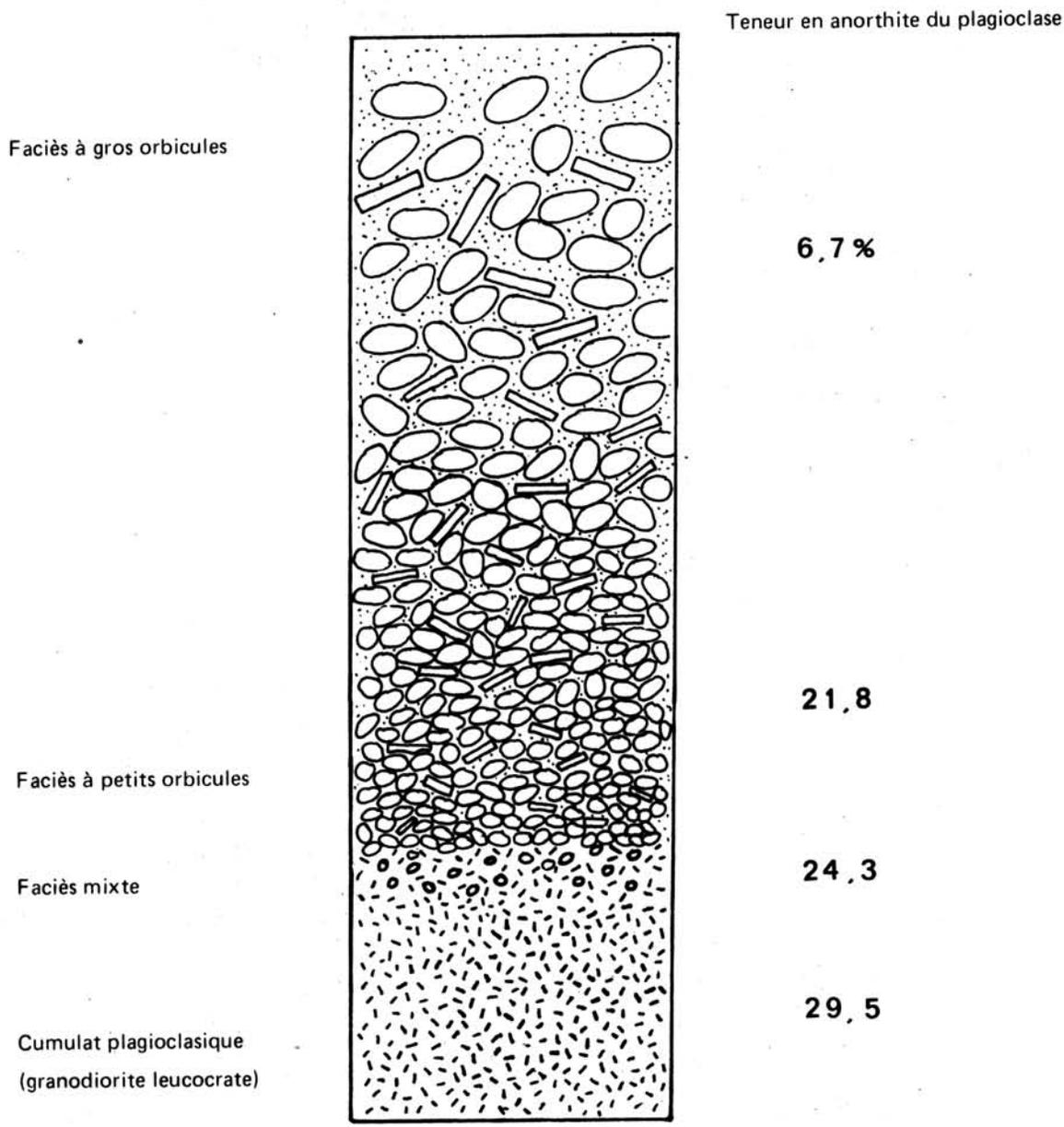


FIGURE 28 : Coupé schématique reconstituée du gisement de granite orbiculaire situé près du Signal de Randon. On remarque la décroissance progressive de la taille des orbicules et des MFK, de plus en plus nombreux et serrés vers le bas du filon et le passage progressif à un cumulat de cristaux automorphes de plagioclase. La teneur en anorthite du plagioclase, calculée à partir de la norme CIPW dans les orbicules et le cumulat, a été indiquée pour les différents niveaux.

granite qui recoupe le granite porphyroïde. Il y a en effet une grande analogie de composition et de structure entre la mésostase du granite orbiculaire et les leucogranites aplitiques du massif.

La formation du granite orbiculaire peut être envisagée de la façon suivante par évolution d'un magma se refroidissant lentement dans un réservoir dont la forme évoque celle d'une caisse filonienne.

1/ *cristallisation des premiers minéraux* : zircon, apatite, biotite, qui tendant à s'agglomérer en formant des loupes micacées dans lesquelles une partie du mica noir pourra se transformer par la suite en muscovite, chlorite et peut-être sillimanite. Une origine primaire de la muscovite peut également être envisagée, en raison du caractère à la fois très aluminé, leucocrate et potassique du magma favorable au développement de ce minéral.

2/ *Différenciation par gravité de la granodiorite*. De gros cristaux, automorphes et zonés, d'un plagioclase assez basique (an. 30) se développent dans le magma et s'accumulent au fond du réservoir avec une partie de la biotite. Les autres minéraux constitutifs de la granodiorite (feldspath potassique xénomorphe et quartz) se formeront ensuite sur place à partir du liquide interstitiel qui occupe environ 35 % du volume total.

3/ *Apparition des premiers orbicules*. La température du magma continuant de décroître, le solidus de l'oligoclase (an. 24) est atteint. Les germes de cristallisation ont déjà été utilisés au cours du stade précédent, aussi ce minéral va-t-il cristalliser en se fixant sur les éléments présents dans le magma : petits agrégats de biotite ou cristaux de plagioclase automorphe non encore sédimentés. Au début de la croissance une sélection s'opère et les cristaux de plagioclase qui continueront de se développer sont ceux dont le plan (010) est disposé radialement.

Ainsi se forment les très petits orbicules (diamètre de l'ordre de 1 cm) qui viennent se mélanger au fond du réservoir avec les derniers cristaux constituant la granodiorite.

4/ *Faciès à petits orbicules*. Le plagioclase qui cristallise ensuite s'appauvrit encore en calcium (an. 17 à 18), il va se fixer comme précédemment sur des noyaux dont la taille a augmenté entre temps.

Ces petits orbicules, dont le diamètre est inférieur à 5 cm, se déposent seuls au fond du réservoir.

5/ *Faciès à grands orbicules*. La taille des orbicules qui se forment augmente régulièrement à mesure que celle des noyaux s'accroît par capture de nouvelles particules de mica, tandis que le refroidissement du magma entraîne la cristallisation d'un plagioclase de plus en plus sodique (an. 7) qui constitue la première enveloppe.

A la fin de cet épisode plagioclasique, le feldspath potassique cristallise à son tour massivement et vient tout naturellement se fixer sur les gros orbicules encore en suspension dans le magma pour former la deuxième enveloppe, de largeur équivalente à la précédente.

Sur les petits orbicules, déjà sédimentés, cette couronne est beaucoup moins développée en raison du faible volume du magma interstitiel. Elle est discontinue et fait en particulier défaut au point de contact des ovoïdes, ce qui est significatif.

Une autre partie du feldspath potassique s'individualise sous forme de mégacristaux isolés qui se développent entre les petits orbicules. Selon la place disponible, ils peuvent être automorphes ou subautomorphes. Leur taille est réduite : 3 à 5 cm selon l'axe C. Dans la partie haute du réservoir, où se concentre le magma résiduel, ces mêmes cristaux se développent plus librement (caractère très automorphe) et peuvent atteindre de plus grandes dimensions : 6 à 15 cm. Ainsi s'expliquent les relations de taille entre mégacristaux et orbicules.

6/ *Cristallisation de la mésostase.* Le liquide résiduel, très enrichi en silice va à son tour cristalliser sous forme d'une aplite renfermant des flots de pegmatite à tourmaline.

Ce schéma de formation du granite orbiculaire rend bien compte des particularités structurales mais pose cependant quelques problèmes.

VI – PROBLEME DE LA SÉDIMENTATION

La réalité du phénomène de sédimentation est indéniable. En plus des remarques déjà faites, ce mécanisme est nécessaire pour éliminer les orbicules qui ne montrent aucun zonage, au fur et à mesure que le plagioclase qui cristallise évolue vers le pôle sodique au cours du refroidissement. Ce feldspath est de l'oligoclase an. 24 ($d = 2,66$) chez les premiers orbicules et de l'albite an. 7,5 ($d = 2,63$) chez les plus gros qui se forment à la fin. D'après le diagramme de stabilité des plagioclases (Bowen, 1913), ce changement de composition correspond à un abaissement de la température d'environ 60° . Le liquide dans lequel se forment les orbicules renferme comme minéraux virtuels la totalité du quartz et du feldspath potassique ainsi que de l'albite qui évolue de an. 7 à an. 1 sur le liquidus.

La densité de ce liquide, à composition de granite alcalin, est comparable à celle d'un verre de même nature. La valeur de 2,3 qui correspond à la densité d'une obsidienne renfermant 6 % d'eau (H.R. Shaw, 1965) peut être retenue. Dans ces conditions, les orbicules, assimilés à des sphères plagioclasiques avec une densité supérieure de 13 % à celle du liquide, doivent normalement tomber au fond du réservoir.

La vitesse de chute est indiquée par la loi de Stokes qui s'exprime ainsi :

$$v = \frac{2 g r^2 (\Delta d)}{9 \eta}$$

Cette vitesse est proportionnelle à la différence de densité (Δd) entre la particule sphérique et le liquide, et au carré du rayon de la sphère. Elle est inversement proportionnelle à la viscosité η .

Selon H.R. Shaw (1965), la viscosité du système $\text{Ab-Or-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (pour $\text{H}_2\text{O} = 6\%$) est de 10^6 poises à 780° ; elle augmente quand la température s'abaisse (10^7 poises à 660°) et diminue avec l'accroissement de la teneur en eau.

La figure 29 permet de déterminer graphiquement la vitesse de chute des différents minéraux et des orbicules en fonction de leur diamètre.

On remarque tout d'abord que les lamelles isolées de biotite (diamètre de l'ordre de 1 à 2 mm) ont une vitesse de chute extrêmement faible, de l'ordre de 0,1 m/an. Elles peuvent donc se maintenir très longtemps dans le magma. Par contre, lorsqu'elles s'agglomèrent pour constituer un nodule, cette vitesse augmente fortement à cause de la variation de taille, mais aussi de forme qui devient voisine de celle d'une sphère ; on se rapproche alors des conditions correspondant à la droite 4. Cette vitesse atteint 10 m/an pour un diamètre de 1 cm (noyau des petits orbicules) et 100 m/an pour 3 cm (noyau des gros orbicules).

La formation de l'enveloppe plagioclasique s'effectue au cours de la descente du noyau vers le fond du réservoir. La vitesse de chute augmente constamment à mesure que la taille de l'orbicule croît ; il y a là un phénomène d'autorégulation de la taille finale, qui compense les différences de diamètre du noyau et celles qui sont liées à son niveau de départ dans le réservoir. Ce mécanisme explique pourquoi les orbicules sont parfaitement calibrés à un stade donné du dépôt. Les premiers orbicules (diamètre 1 cm), qui sont mêlés aux cristaux plagioclasiques de même dimension dans la partie supérieure du cumulat granodioritique, arrivent du fond du réservoir avec une vitesse de 8 m/an. Les petits orbicules (diamètre 4 cm) atteignent en fin de parcours une vitesse de 100 m/an et les plus gros 300 m/an à la fin de la croissance de la première enveloppe albitique (diamètre extérieur 7 cm) et 500 m/an en fin de croissance de la deuxième enveloppe de feldspath potassique (diamètre extérieur 10 cm). La vitesse de chute a été corrigée en fonction du changement de composition et de densité du plagioclase : utilisation de la courbe 2 pour les petits orbicules et de la courbe 3 pour les plus gros.

Jusqu'ici, il n'a pas été tenu compte du refroidissement de l'ordre de 60° qui intervient progressivement entre le moment où se forment les très petits orbicules et celui où se constituent les plus gros. Selon H.R. Shaw (1965) une telle diminution de la température multiplie environ par 5 la viscosité du liquide, ce qui d'après la loi de Stokes divise par 5 la vitesse de chute. Cette remarque permet d'expliquer la relation qui existe entre l'augmentation de taille des différents orbicules et la diminution de la teneur en anorthite du plagioclase dont ils sont formés, phénomènes déterminés tous les deux par l'abaissement de la température. En effet, l'augmentation de la viscosité entraîne un accroissement de la durée du trajet dans le liquide et de ce fait une croissance plus importante.

Une autre conséquence de l'application de la loi de Stokes concerne l'origine des gros noyaux qui contiennent de la sillimanite. Dans la mesure où ce sont des xénolites, il paraît difficile d'admettre qu'ils aient été véhiculés par le magma car, dans ce cas, ces nodules seraient tombés précocement au fond du réservoir, en raison de leur taille pluricentimétrique. On peut cependant imaginer que certains représentent des fragments de schistes cristallins provenant du toit du laccolite occupé par le granite de la Margeride. Le filon de leucogranite aurait atteint cette zone, située à plusieurs kilomètres au-dessus du gisement de

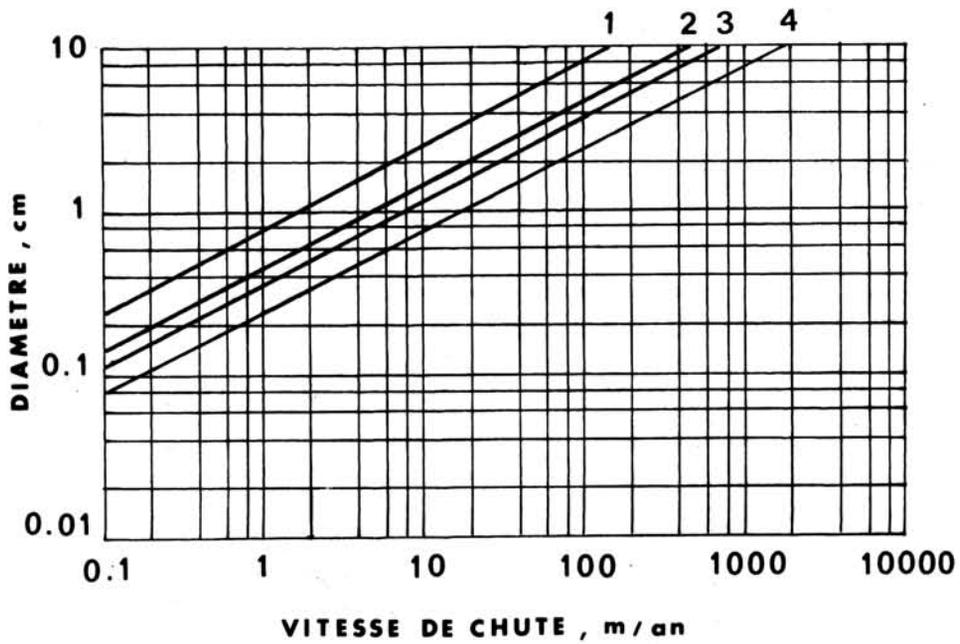


FIGURE 29 : (d'après M.R. Shaw, 1965, simplifié).

Vitesse de chute (en m/an) des minéraux dans un liquide granitique ayant une viscosité de 10^6 poises et une densité ρ de 2,3 g/cc.

Courbe 1 - Biotite ($\rho=3,1$ de forme assimilée à un cylindre plat avec un rapport du diamètre à l'épaisseur de 20 : 1 ; la plus petite dimension étant orientée dans la direction du mouvement. Il s'agit de conditions extrêmes et la vitesse de chute est en général plus rapide.

Courbe 2 - Feldspath potassique ($\rho=2,6$) assimilé à une sphère

Courbe 3 - Plagioclase ($\rho=2,7$) assimilé à une sphère.

Courbe 4 - Pyroxène ($\rho=3,4$) assimilé à une sphère.

granite orbiculaire, ce long parcours dans le magma pourrait ainsi expliquer l'arrivée tardive de ces fragments dans la région où on les observe actuellement.

VII – CONCLUSIONS

Le granite du Signal de Randon possède une structure à la fois orbiculaire et porphyroïde. Il renferme des orbicules, de taille comprise entre 1 et 14 cm, régulièrement calibrés sur un même échantillon, ainsi que des mégacristaux automorphes de feldspath potassique de taille correspondante. L'ensemble est cimenté par une mésostase aplitique à composition identique à celle des leucogranites de la Margeride.

Les orbicules sont constitués par un noyau : agrégat de biotite ou cristal automorphe de plagioclase, entouré par deux enveloppes feldspathiques à structure fibro-radiée et de nature différente. La première contient un plagioclase dont la teneur en anorthite diminue quand la taille de l'orbicule augmente : oligoclase an. 24 chez les plus petits orbicules, albite an. 7, chez les plus gros. La deuxième enveloppe, surtout bien développée chez les gros orbicules, est faite de feldspath potassique.

La reconstitution d'une coupe verticale (fig. 28) du gisement, d'allure filonienne, montre la disposition suivante : à la base s'est constituée une granodiorite qui représente un cumulat gravitaire de grands cristaux d'andésine cimentés par du feldspath potassique et du quartz. Cette roche passe progressivement vers le haut à un faciès orbiculaire à très petits ovoïdes. La taille des orbicules augmente ensuite progressivement tandis que leur caractère alcalin s'accroît.

L'origine de ce gisement exceptionnel s'explique par la cristallisation fractionnée d'un magma leucogranitique en cours de refroidissement, accompagnée par un phénomène de sédimentation, lui-même influencé par la diminution de la température qui entraîne une augmentation de la viscosité.

Ce contrôle thermique explique à la fois, la succession des différents minéraux, le changement de composition du plagioclase et l'augmentation de la taille des différentes générations d'orbicules dont la croissance s'est trouvée prolongée par suite du ralentissement de leur descente vers le fond du réservoir où elles sont venues s'accumuler.

Ultérieurement, le granite orbiculaire a été soumis aux mêmes contraintes dynamiques que le granite porphyroïde environnant. Les orbicules, probablement sphériques à l'origine, ont pris la forme d'ellipsoïdes à symétrie orthorhombique qui matérialise le modèle de la déformation sous contrainte triaxiale qu'ils ont subie.

LES FILONS DE MICROGRANITE ET DE RHYOLITE

I – INTRODUCTION

Le Massif de la Margeride est traversé par des filons de microgranite et de rhyolite qui se distinguent par leur structure des aplites filoniennes déjà décrites avec les leucogranites. Les microgranites possèdent leur structure classique typiquement microgrenue et plus ou moins porphyrique. Les rhyolites sont généralement aphanitiques, la pâte très fine qui les constitue est soit massive (cassure esquilleuse) soit sphérolitique (cassure granuleuse)

Ces roches ont été décrites par Boule (1892) dans la partie orientale du massif. Elles correspondent aux porphyres et aux microgranulites indiquées sur les premières éditions des cartes géologiques régionales à 1/80.000. Les filons correspondants recoupent le granite de la Margeride, ainsi que les amas de leucogranites et se prolongent à l'extérieur du massif dans les terrains métamorphiques. Certains ont été activement exploités au siècle dernier pour l'empierrement des routes.

Ces filons sont de largeur variable, comprise entre quelques mètres et plusieurs dizaines de mètres (35 mètres pour le microgranite de Saint-Léger-du-Malzieu). Boule (1892) attribue à certains une largeur de plusieurs centaines de mètres dans la région de Paulhac et de Saint-Paul-le-Froid. Ils s'allongent sur une distance qui varie entre 300 m et 10 km avec cependant des interruptions. L'orientation la plus fréquente est N-NW-S-SE, la direction conjuguée E-NE-W-SW existe également ; la direction méridienne est plus rare.

Les filons sont souvent groupés. Le champ filonien le plus important, qui atteint une densité extraordinaire, se trouve à l'est d'Entraygues ; d'autres concentrations s'observent dans la région de Chaudes-Aigues et sur le flanc est des monts de la Margeride, entre La Villedieu et Saint-Paul-le-Froid.

L'Aubrac semble délimiter deux zones distinctes : à l'est on rencontre surtout des microgranites, tandis que du côté ouest ce sont les rhyolites qui dominent. Cette répartition paraît correspondre à des conditions de mise en place plus superficielles du côté ouest, ou, plus exactement, cela pourrait signifier que le niveau atteint par l'érosion est plus profond à l'est de la grande fracture sur laquelle s'est édifié le massif volcanique de l'Aubrac.

Sur le plateau, les filons de microgranite affleurent mal : ils sont jalonnés par des essaïms de blocs arrondis, à patine beige clair ou roussâtre. Dans les régions plus escarpées, près de Chaudes-Aigues par exemple, ils peuvent se mettre en relief, en formant des crêtes allongées.

II – PÉTROGRAPHIE

1°/ CARACTERES MACROSCOPIQUES

A) Microgranites

Leur **teinte** est généralement très claire, le plus souvent beige rosé. Certains types, assez rares, se distinguent par leur couleur grisâtre assez foncée.

La **pâte** est assez cristalline dans la partie centrale des filons ; elle est au contraire très fine, comme celle des rhyolites massives près des épontes.

Les **phénocristaux** présentent une taille et une abondance très inégales. Dans les types les plus porphyriques, leur importance volumétrique peut dépasser 30 %. Certains échantillons en renferment seulement 2 %. Les microgranites gris foncé sont toujours peu porphyriques et ne renferment jamais de quartz visible. Les phénocristaux sont plus développés et plus abondants dans la partie centrale des filons que dans le faciès de bordure.

Le **quartz** est généralement abondant, c'est parfois le seul minéral visible. Il se présente en cristaux bipyramidés et isométriques (2 à 6 mm) isolés ou quelquefois groupés par 2 ou 3 ; il est fréquemment corrodé.

Le **feldspath potassique**, automorphe et maclé Carlsbad se distingue par son développement nettement plus important. Au centre du filon de Saint-Léger-du-Malzieu, certains cristaux atteignent une dimension de 7 cm selon l'axe C et renferment des inclusions en synneusis de biotite et de plagioclase. Dans ce même gisement, les plus grands feldspaths ont un aspect zoné, avec une partie centrale incolore, entourée par une couronne blanchâtre de quelques millimètres de large qui occupe entièrement les cristaux plus petits. Ces cristaux de forme aplatie selon (010) montrent une orientation fluidale planaire très nette, parallèlement aux épontes du filon (fig. 30).

La **biotite** forme quelques minces paillettes, plus nombreuses dans le faciès gris foncé.

La **cordiérite** a été rencontrée uniquement dans le filon de Saint-Léger-du-Malzieu. Parfaitement automorphe, elle cristallise en prismes gris verdâtre, faiblement allongés selon l'axe C (5 à 10 mm) et entièrement phyllitisés.

Les **enclaves** sont rares. En bordure des filons on peut quelquefois rencontrer des fragments arrachés aux épontes. En outre, j'ai observé une petite enclave schisteuse à Saint-Léger du Malzieu et une enclave de kersantite typique, de quelques centimètres carrés, dans un bloc de microgranite récolté 3 km au NE du Chastel Nouvel (Mende 4).

B) Rhyolites

Les rhyolites sont très peu porphyriques ; dans certains cas, on observe quelques phénocristaux de feldspath altéré et de petite taille (2 mm environ) qui forment des taches plus

claires dans le fond beige rosé de la roche. Quelques paillettes de mica peuvent également exister, mais le quartz n'est jamais visible à l'œil nu. Ceci explique l'appellation de micro-syénite utilisée par F. Colin (1970) pour désigner ces roches sur sa carte géologique de l'Aubrac.

Une structure fluidale, marquée par l'aspect finement rubané de la pâte apparaît dans les petits filons (échantillon 118 B, localisation donnée avec les résultats de l'analyse chimique) ou près des épontes des filons plus larges (éch. 117 A). Le débit de la roche est dans ce cas parallèle aux épontes. La cassure esquilleuse est due à l'extrême finesse de la pâte chez ces rhyolites massives.

Dans la partie centrale des filons plus larges (éch. n° 117 B) la roche prend progressivement un aspect granuleux par suite du développement de sphérolites de diamètre millimétrique.

2°/ CARACTERES MICROSCOPIQUES

A) Microgranites

Les phénocristaux présentent les caractères suivants :

Quartz automorphe et souvent corrodé, en cristaux isolés ou groupés, avec une disposition de type synneusis indiquant une continuation de la croissance après accolement des individus par une de leur face (planche XI, photos 2 et 3).

Feldspath potassique faiblement perthitique et généralement maclé Carlsbad. Pas de moirage visible. Les grands cristaux zonés du filon de Saint-Léger-du-Malzieu présentent des particularités intéressantes : la bordure d'un blanc laiteux vue à l'œil nu, est obscurcie par des amas de fines poussières brunâtres (probablement mélange de pigment ferrugineux et de kaolinite). Les inclusions de plagioclase et de biotite comprises dans cette zone sont elles-mêmes complètement altérées (kaolinisation et damouritisation pour les unes, chloritisation totale pour les autres). La région centrale est en revanche parfaitement limpide et ses inclusions sont bien conservées. Le plagioclase inclu est zoné (an 43-30). L'examen à la sonde de Castaing indique que la bordure est beaucoup plus perthitique que la région centrale.

Plagioclase : en général fortement altéré. Il apparaît saupoudré de fines paillettes de séricite sur un fond beige sale. Dans l'échantillon n° 35, de couleur vert foncé, le feldspath n'est pas altéré et montre un zonage oscillatoire prononcé (an. 43-30). Dans les autres cas il s'agit d'oligoclase proche de l'andésine qui montre de belles figures de synneusis.

Biotite : le plus souvent altérée en chlorite avec des granules de sphène et d'épidote dans les clivages. Elle est quelquefois simplement verdie et conserve une biréfringence assez forte. La biotite présente un aspect normal dans l'échantillon n° 35 et dans les autres gisements lorsqu'elle est incluse dans des phénocristaux de quartz ou dans la région centrale d'un grand feldspath potassique.

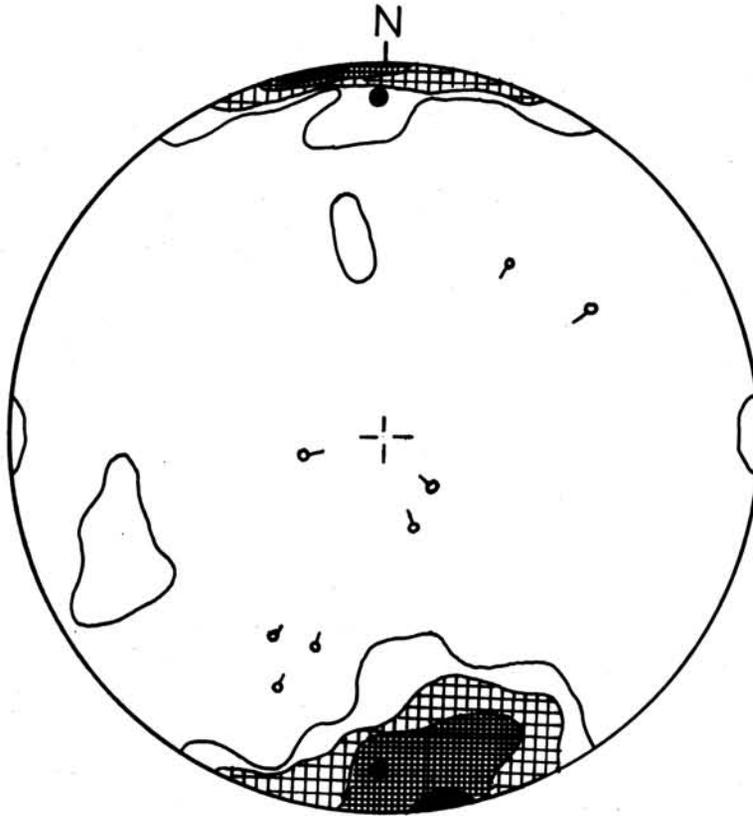


FIGURE 30 : Orientation des phénocristaux parallèlement aux épontes du filon de microgranite de Saint-Léger-du-Malzieu. Sur le stéréogramme de Wulff (hémisphère supérieur) les pôles du plan (010) ont été reportés pour 93 mégacristaux de feldspath potassique (limites de densité : 13 %, 7,5 %, 3,5 % et 1,5 %) ainsi que les axes d'allongement de 8 cristaux prismatiques de pinite (petits cercles). Les pôles des épontes du filon sont représentés par les 2 cercles noirs.

Cordiérite : rencontrée uniquement dans le filon de Saint-Léger-du-Malzieu. Elle se présente en prismes automorphes entièrement transformés en phyllites avec la classique disposition en échelle des micas blancs.

La **pâte** est constituée par une association d'oligoclase ou d'albite, de feldspath potassique légèrement perthitique, non maclé et de quartz. En outre, le mica blanc est abondant, ses paillettes sont souvent disposées en éventail.

La structure est de type microgrenue. Le grain a tendance à augmenter avec la largeur du filon, surtout dans la partie centrale. Dans le faciès figé de la bordure, à moins d'un mètre des épontes, le grain devient extrêmement fin (structure felsitique). Vers le centre des filons, le quartz et le feldspath forment fréquemment des associations micropegmatiques autour des phénocristaux (structure granophyrique). Le réseau cristallin conserve souvent la même orientation dans la partie homologue de la micropegmatite (planche XI, photo 4).

B) Rhyolites

Les rhyolites massives sont constituées par une pâte quartzofeldspathique, à structure felsitique, chargée de minuscules paillettes de mica blanc provenant de l'altération des feldspaths. Dans l'échantillon 117 B, la fluidalité est marquée par une alternance de minces feuilletés siliceux, riches en plages quartzieuses microscopiques et de lits plus feldspathiques où se concentrent les paillettes phylliteuses à disposition planaire concordante. L'échantillon 118 B, légèrement porphyrique, renferme quelques phénocristaux de plagioclase très altéré, et de mica légèrement verdâtre et fortement biréfringent, biotite décolorée, dont les clivages sont chargés de produits opaques.

Les rhyolites sphérolitiques renferment en abondance des microcristaux automorphes (microlites) de plagioclase albitique maclé et de feldspath alcalin, ainsi que des lamelles de mica blanc. Tous ces minéraux sont disposés sans ordre apparent. Quelques plages quartzieuses isolées s'observent également.

Dans le fond clair et riche en quartz, on distingue des domaines grossièrement circulaires, et de diamètre millimétrique, à extinction onduleuse, qui possèdent une structure très finement fibro-radiée. Les fibres sont constituées par un minéral incolore, à relief négatif par rapport au quartz : feldspath alcalin. Les fibres se prolongent de part et d'autre des microlites feldspathiques incluses dans les sphérolites (planche XI, photo 5).

La structure sphérolitique de ces rhyolites semble donc provenir de la dévitrification d'un verre riche en silice et en éléments alcalins, renfermant de nombreux microlites préalablement constitués.

III -- GÉOCHIMIE

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Les résultats de l'analyse chimique de 14 échantillons de microgranite et de 4 échantillons de rhyolite, classés suivant des teneurs croissantes en silice, ont été rassemblés dans le tableau XXIX.

Pour les microgranites, l'augmentation de la quantité de silice présente deux discontinuités : l'une, très marquée, correspond à une coupure : $\text{SiO}_2 = 65\%$, l'autre, moins nette, se situe vers $70,5\%$. Trois groupes naturels ont pu être ainsi distingués et une composition moyenne a été calculée dans chaque cas.

Les rhyolites constituent un quatrième groupe, plus riche en silice que les précédents.

En fonction de l'augmentation de la teneur en silice, on remarque (fig. 31) la décroissance accentuée et régulière de Al_2O_3 , FeO , CaO et celle moins rapide de MgO , Fe_2O_3 et TiO_2 . Les éléments alcalins varient très faiblement et de façon irrégulière. La teneur en potasse a plutôt tendance à augmenter légèrement à l'inverse de celle de la soude. Le plagioclase normatif s'enrichit progressivement en albite, il varie entre l'oligoclase proche de l'andésine (an. 27) et l'albite (an. 5).

Il est intéressant de comparer graphiquement cette évolution géochimique des roches filoniennes à celle du granite de la Margeride. La superposition des diagrammes correspondants (fig. 15 et 31) montre que pour une même teneur en silice les microgranites renferment beaucoup moins de MgO ; cette différence s'atténue à mesure qu'augmente la teneur en silice : la pente de MgO est plus forte dans le granite porphyroïde. Les microgranites sont également un peu moins riches en FeO , CaO et TiO_2 , en compensation leur teneur en alumine est plus élevée. Les teneurs en K_2O et Fe_2O_3 sont identiques, ainsi que celles de Na_2O sauf pour les microgranites du groupe I, nettement plus sodiques que leur équivalent granitique.

La composition moyenne des rhyolites peut être rapprochée de celle des leucogranites indiquée dans le tableau XXIII. Les différences portent essentiellement sur le calcium, nettement moins abondant dans les rhyolites qui sont, en contrepartie, un peu plus riches en potassium. Les autres éléments figurent en quantités pratiquement identiques dans ces deux types de roches alcalines.

En résumé, la comparaison du granite de la Margeride et des microgranites montre que, pour une même quantité de silice, ces derniers sont plus leucocrates (leur biotite étant en outre moins riche en magnésium) et un peu moins calciques, mais plus alumineux et parfois plus sodiques. Ces roches forment deux séries calco-alcalines qui semblent évoluer, en fonction de leur richesse en silice, vers des types alcalins de compositions très voisines : leucogranites et rhyolites, le caractère alcalin de ces dernières étant plus accentué.

N° ech.	208	322	Moy. I	6	207	237	30	35	Moy. II
Si O ₂	63,10	63,60	63,35	67,90	68,00	68,70	69,95	70,00	68,91
Al ₂ O ₃	17,40	17,25	17,32	15,45	15,70	17,10	14,70	15,10	15,61
Fe ₂ O ₃	1,65	1,95	1,80	1,45	2,20	2,00	0,70	1,06	1,48
Fe O	2,75	1,90	2,32	1,85	1,30	0,30	1,45	1,21	1,22
Mg O	1,80	2,40	2,10	1,55	1,75	0,85	2,10	0,90	1,43
Ca O	2,65	2,25	2,45	1,50	1,50	0,85	0,90	1,35	1,22
Na ₂ O	3,80	3,45	3,62	4,25	2,65	3,00	2,75	2,40	3,01
K ₂ O	4,30	4,80	4,55	4,10	3,25	4,75	4,60	5,10	4,36
Ti O ₂	0,65	0,40	0,52	0,35	0,60	0,45	0,40	0,50	0,46
P ₂ O ₅	0,15	0,20	0,17	0,10	0,15	0,10	0,45	0,15	0,19
Mn O	0,10	0,05	0,07	0,05	tr	tr	0,05	0,02	0,03
H ₂ O ⁺	1,25	1,65	1,45	1,20	1,55	1,60	1,80	1,29	1,49
H ₂ O ⁻	0,25	0,30	0,27	0,25	0,75	0,50	0,35	0,04	0,38
Total	99,85	100,20		100,00	99,40	100,20	100,20	99,12	
Cl									
F									
Rb	175	190	182	179	238	235	254	276	236
Sr	386	252	319	177	165	134	125	228	166
Li	84	46	65	93	115	68	73	114	93
Ba	1000	805	902	860	740	740	560	640	708
quartz	19	20	19	24	37	31	34	34	32
biotite	20	21	20	16	17	10	16	10	14
orthose	16	19	18	17	15	27	22	25	21
plagio.	45	40	42	43	31	32	28	31	33
% an.pl.	27,7	25,5	26,6	16,0	22,7	12,5	7,2	22,3	16,1

N° ech.	84a	84b	60	126	109a	109b	352	Moy. III
Si O ₂	71,30	71,35	71,40	71,40	71,80	71,90	72,10	71,60
Al ₂ O ₃	14,70	14,35	14,70	15,55	14,85	14,70	14,45	14,75
Fe ₂ O ₃	1,15	0,85	1,40	0,90	1,75	0,60	1,15	1,11
Fe O	0,20	0,95	0,70	0,35	0,50	1,00	0,30	0,57
Mg O	1,20	1,30	0,85	1,10	1,10	1,80	0,80	1,16
Ca O	0,85	1,10	1,10	0,80	0,40	0,90	1,00	0,88
Na ₂ O	3,00	3,35	3,00	3,05	2,40	3,30	3,45	3,08
K ₂ O	5,35	4,35	4,20	4,75	4,75	4,50	4,55	4,64
Ti O ₂	0,25	0,25	0,25	0,35	0,40	0,25	0,25	0,27
P ₂ O ₅	0,40	0,40	0,60	0,25	0,35	0,35	0,25	0,33
Mn O	0,05	0,05	0,05	tr	0,05	0,05	0,05	0,04
H ₂ O ⁺	1,10	1,10	1,65	1,15	1,65	0,95	1,10	1,24
H ₂ O ⁻	0,40	0,40	0,20	0,05	0,15	0,20	0,30	0,24
Total	99,95	99,80	100,10	99,70	100,15	100,50	99,75	
Cl	100	160						
F	500	500						
Rb	375	295	252	233	313	298	273	277
Sr	130	130	73	106	74	69	105	100
Li	60	110	34	64	48	60	76	60
Ba	370	330	600	410	380	290	400	447
quartz	32	33	36	34	39	34	32	34
biotite	9	11	9	9	11	12	8	10
orthose	29	22	23	24	25	22	25	24
plagio.	30	34	32	33	25	32	35	32
% an.pl.	6,8	9,9	7,0	8,9	9,0	7,9	10,7	8,6

N° ech.	JL				Moy. IV
	1714	118b	199	117	
Si O ₂	71,80	73,30	73,95	74,20	73,31
Al ₂ O ₃	16,00	14,75	13,40	14,30	14,61
Fe ₂ O ₃	1,10	0,65	1,70	0,80	1,06
Fe O	0,35	0,50	0,30	0,15	0,33
Mg O	0,75	0,65	1,30	1,35	1,01
Ca O	0,25	0,45	0,45	0,55	0,42
Na ₂ O	1,70	4,00	3,60	3,00	3,07
K ₂ O	6,50	4,10	4,15	4,05	4,70
Ti O ₂	tr	tr	0,30	0,10	0,13
P ₂ O ₅	0,15	tr	tr	0,25	0,10
Mn O	tr	0,05	0,05	0,05	0,04
H ₂ O ⁺	1,65	1,55	0,85	1,20	1,31
H ₂ O ⁻	0,65	0,10	0,20	0,15	0,27
Total	100,90	100,05	100,25	100,15	
Cl					
F					
Rb	278	222	180	215	224
Sr	31	70	102	67	67
Li	46	15	28	45	34
Ba	805	644	840	548	709
quartz	36	33	36	40	36
biotite	7	6	11	8	8
orthose	40	23	20	22	26
plagio.	17	38	33	30	30
% an.pl.	2,4	6,2	6,8	4,7	5,02

TABLEAU XXIX.-

Composition chimique des microgranites et des rhyolites classés selon leur richesse en silice et divisés en 4 groupes. Pour les oligoéléments, les teneurs sont données en p.p.m. Les pourcentages minéralogiques pondéraux ont été calculés selon la méthode graphique de H. de la Roche. La composition du plagioclase normatif a été indiquée (pourcentage pondéral en anorthite).

Provenance des échantillons.

- 6 - Microgranite peu porphyrique, teinte gris clair. Le Puech, 3 km SW de Campouriez (Entraygues 5).
- 30 - Microgranite très porphyrique, gris clair, patine beige. Ancienne carrière, 600 m E-SE de la Chaze de Peyre (Saint Chely 5).
- 35 - Microgranite peu porphyrique, teinte grise, patine beige rosé. 650 m N-NE de la Chaze de Peyre (Saint Chely 5).
- 60 - Microgranite très porphyrique, teinte beige rosé. 400 m S-SE des Ducs (Saugues 6).
- 84a - Microgranite porphyrique, à pâte felsitique. Faciès de bordure (distance 10 cm de l'éponte sud) d'un filon large de 35 m. Saint Léger du Malzieu (Saugues 5).
- 84b - Microgranite très porphyrique. Région centrale du filon précédent (distance 8 m de l'éponte sud).
- 109a - Microgranite peu porphyrique, à pâte felsitique. Faciès de bordure (distance 30 cm de l'éponte W) d'un filon large de 15 m. Tranchée de la N 121, 1 km S de Chaudes Aigues.
- 109b - Microgranite très porphyrique. Région centrale du filon précédent (distance 5 m de l'éponte E).
- 117 - Rhyolite aphanitique, à structure sphérolitique, teinte rosé. Région centrale (distance 2 m de l'éponte W) d'un filon large de 6 m, 2 km au sud d'Huparzac (Entraygues 7).
- 118b - Rhyolite aphanitique massive, à structure fluidale, teinte beige rosé. Petit filon traversant les leucogranites. Carrière de Bernardy. 2 km W de Soulages - Bonneval (Entraygues 7).
- 126 - Microgranite peu porphyrique, teinte beige clair. 1,5 km W de Mialanes (Saugues 6).
- 199 - Rhyolite aphanitique massive. 150 m SE d'Artigues, 1,5 km W de St-Hippolyte (Entraygues 5).
- 207 - Microgranite porphyrique, teinte beige. Sortie W de Noalhac, 3,3 km S de Campouriez (Entraygues 6).
- 208 - Microgranite aphanitique, teinte gris verdâtre sombre. 700 m SE du Viala, 3,5 km W de Campouriez (Entraygues 5).
- 237 - Microgranite porphyrique, gris clair à patine beige. Ancienne carrière, 600 m E-SE de la Chaze de Peyre (Saint Chely 5).
- 322 - Microgranite, peu porphyrique, teinte gris verdâtre clair. Sortie N de la Chaze de Peyre (Saint Chely 5).
- 352 - Microgranite très porphyrique, teinte beige clair, Très nombreux phénocristaux mais de taille réduite. 3 km NE du Chastel Nouvel (Mende 4).
- JL. 1714 - Echantillon et analyse chimique inédite communiqués par J. Lameyre.
Rhyolite faiblement porphyrique, à teinte rose, St-Florentin la Chapelle (Espalion 2).

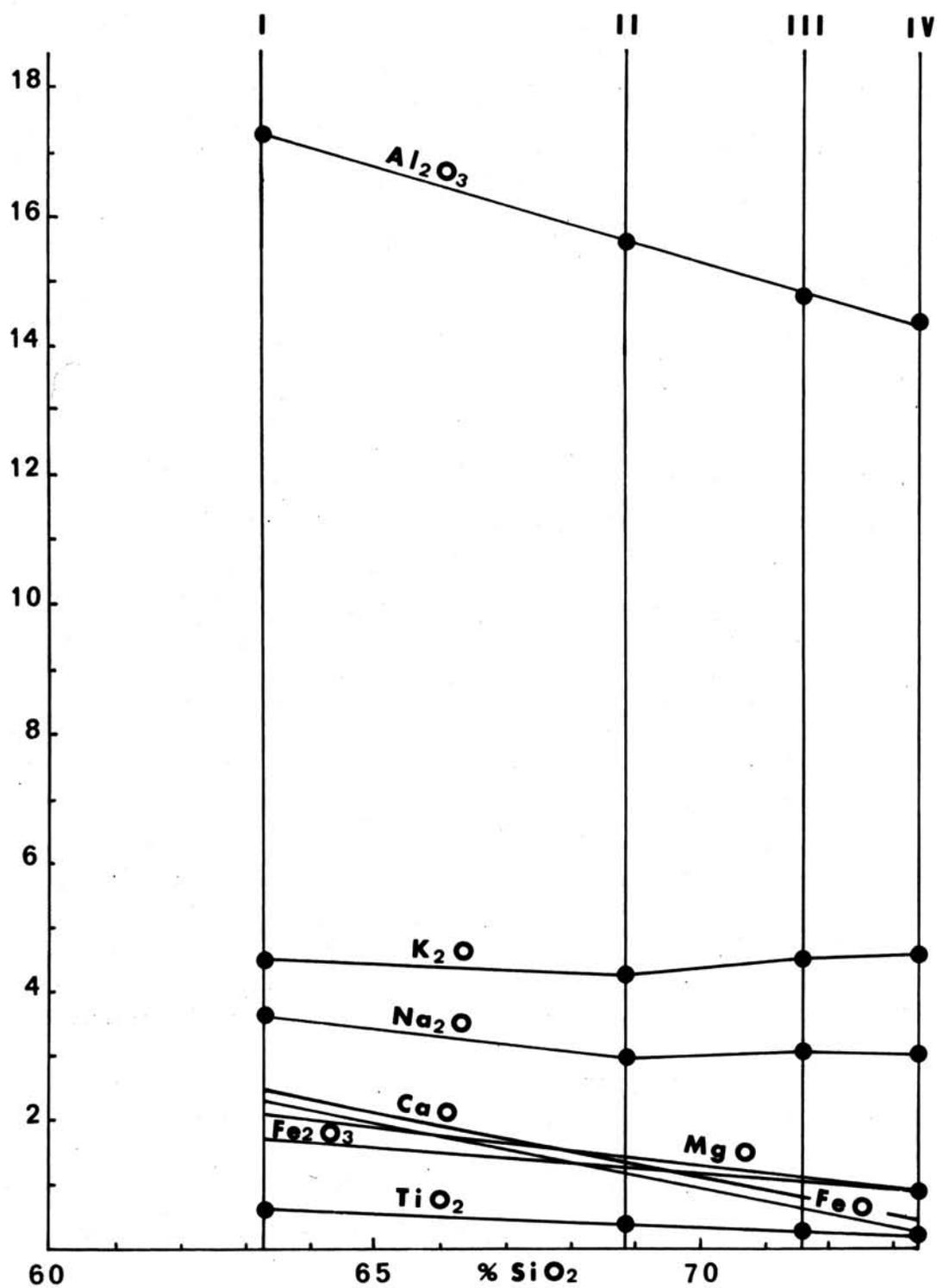


FIGURE 31 : Diagramme de variation des différents éléments chimiques en fonction de la teneur en silice, pour quatre compositions moyennes de microgranites (groupes I, II et III) et de rhyolite (groupe IV) extraites du tableau XXIX.

20/ ÉLÉMENTS MINEURS

Les résultats correspondants sont indiqués dans le tableau XXIX.

Le rubidium augmente régulièrement suivant la teneur en silice dans les microgranites, sa teneur s'abaisse ensuite dans les rhyolites.

Le strontium diminue très régulièrement, comme le calcium, auquel il est lié géochimiquement, mais dans de plus grandes proportions.

Le lithium augmente d'abord et décroît ensuite assez fortement. Il est curieux de constater que la culmination de cet élément a lieu comme dans le granite porphyroïde pour une teneur en silice de 69 %. La variation des trois éléments qui viennent d'être cités est d'ailleurs très comparable à celle observée dans le granite de la Margeride et dans les leucogranites, avec cependant des teneurs toujours plus faibles dans les roches filoniennes.

Le baryum décroît dans les microgranites, à mesure qu'ils deviennent plus siliceux, sa teneur augmente ensuite dans les rhyolites ; dans les granites, la décroissance était continue et plus régulière avec des teneurs généralement plus faibles.

Les quantités de chlore et de fluor, éléments dosés dans deux échantillons seulement, sont du même ordre de grandeur que dans les leucogranites.

30/ DIFFÉRENCIATION GÉOCHIMIQUE DANS LES FILONS DE MICROGRANITE

Pour deux filons de microgranite, de largeur égale à 35 m (n° 84) et 15 m (n° 109), des échantillons ont été prélevés dans le faciès de bordure (A) et dans la partie centrale (B). Les résultats de l'analyse chimique ainsi que les localisations précises figurent dans le tableau XXIX.

Dans les deux cas, on observe, vers le centre du filon, une diminution sensible de Fe_2O_3 et une augmentation de FeO . Le fer total augmente dans le filon 84 et diminue dans le filon 109. En outre, dans la partie centrale des deux filons, MgO , CaO et Na_2O sont présents en plus grandes quantités, par contre K_2O est en diminution.

Le rubidium suit le comportement du potassium. Le lithium est moins abondant près des épontes, à l'inverse du baryum.

Cette différenciation, qui correspond à un caractère plus leucocrate et plus alcalin de la bordure, est tout à fait analogue à celle décrite par G. Sabourdy (1975) dans le filon de référence n° VI du Massif de l'Aigoual où les variations sont cependant plus importantes en raison d'une composition un peu différente de la roche.

Plusieurs types de différenciation à l'intérieur d'une caisse filonienne ont été décrits et interprétés par C. Gagny (1969) dans les Vosges Méridionales. Un phénomène de thermodiffusion, dû à l'existence d'un gradient thermique entre l'éponte plus froide et la région

centrale du filon, a été envisagé. il pourrait rendre compte de la répartition des éléments alcalins. En effet, selon P.M. Orville (1962), le potassium a tendance à migrer vers la zone froide et le sodium vers la région plus chaude.

Une autre façon d'aborder le problème consiste à admettre que la composition du magma s'est modifiée dans le temps au cours de la phase éruptive. Dans cette conception, la roche figée précocement près des épontes représente la composition des premières venues magmatiques, tandis que la partie centrale du filon, légèrement plus basique, correspond à celle du magma à la fin de son mouvement ascendant. Les différences observées pourraient par exemple correspondre à un changement dans les conditions de l'anatexie génératrice du magma ou indiquer l'existence d'une différenciation par gravité réalisée à un niveau inférieur.

Les observations pétrographiques montrent que la roche s'enrichit en phénocristaux dans la région centrale, plus porphyrique, du filon. La concentration de ces cristaux précoces, de composition basique (plagioclase calcique et minéraux ferromagnésiens) est sans doute responsable des variations chimiques observées. Les phénocristaux ont pu se constituer à un niveau inférieur et avoir été véhiculés par le magma (mouvement ascendant envisagé dans l'hypothèse précédente) ou plus probablement avoir cristallisé à partir du magma remplissant le filon (mouvement descendant qui correspond à une chute selon la loi de Stokes). Cette dernière interprétation, établie à partir d'une coupe transversale doit s'appliquer aussi à une coupe verticale du filon.

Selon cette conception, illustrée par la figure 32, les variations de composition observées d'un filon à l'autre peuvent également s'interpréter comme le résultat d'un processus de différenciation par gravité *in situ*, assez analogue à celui qui a déjà été mis en évidence dans le granite de la Margeride.

Pour les différentes roches filoniennes granitiques, celles appartenant au groupe I exceptées, on peut donc envisager l'existence d'un magma unique dont la composition serait proche de celle des échantillons de faciès figés (84a et 109a). A l'intérieur d'un même filon, la concentration des phénocristaux qui augmente vers le bas entraîne une composition plus basique pour les microgranites plus porphyriques, en accord avec la plupart des observations rassemblées dans le tableau XXIX, tandis que vers le haut subsiste un liquide résiduel, plus acide et plus alcalin, qui correspond aux microgranites peu porphyriques et aux rhyolites.

Les différences de composition et de structure observées dans les différents filons pourraient donc dépendre, comme dans le granite de la Margeride, du niveau où ceux-ci ont été recoupés par la surface topographique.

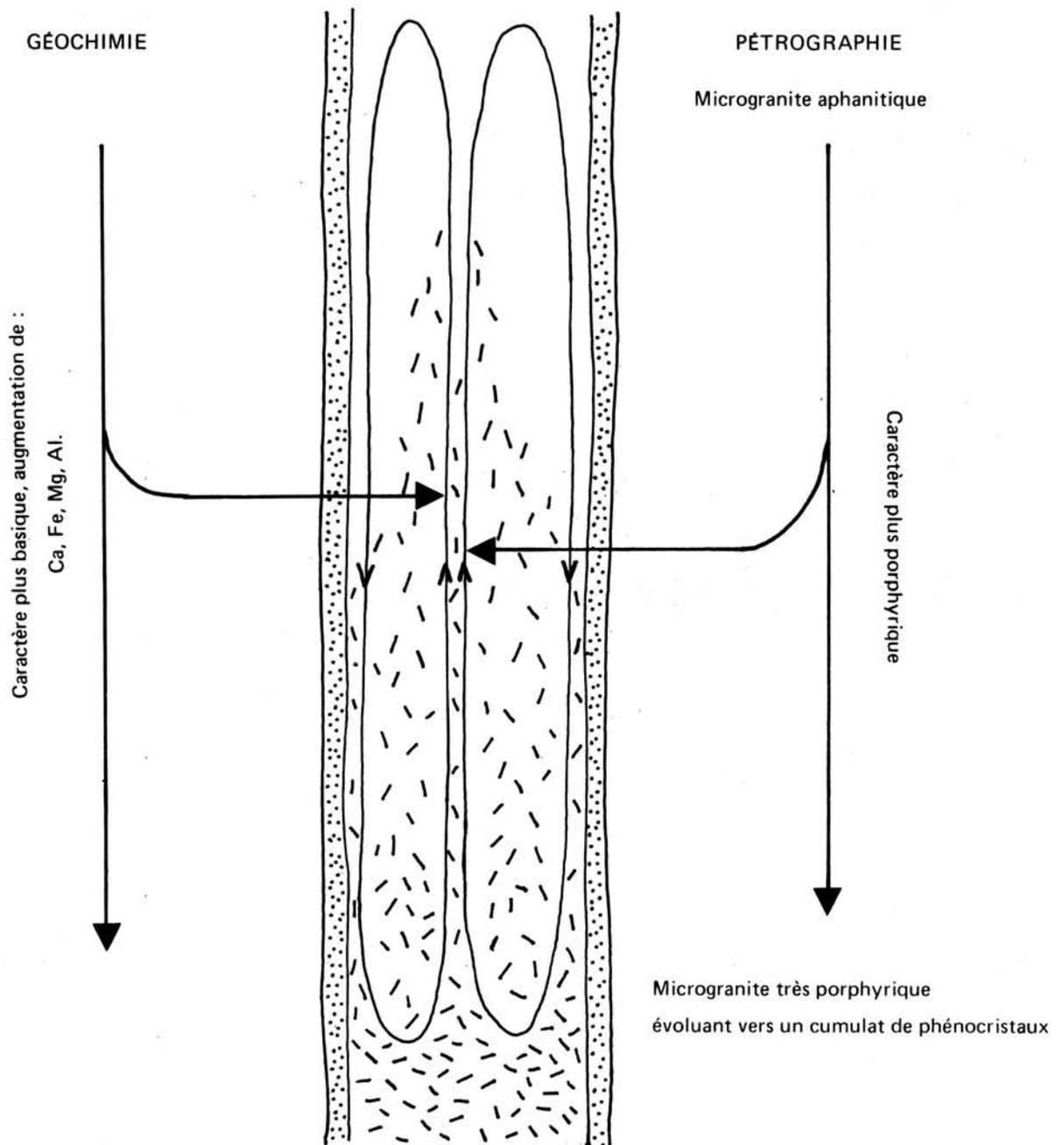


FIGURE 32 : Coupe schématique verticale interprétative d'un filon de microgranite différencié par gravité.

En pointillé : faciès figé de bordure représentatif de la composition initiale du magma. Deux cellules de convection ont été représentées.

IV – CONCLUSION

Les filons de microgranite et de rhyolite qui recoupent le granite de la Margeride et les leucogranites possèdent des caractères hypovolcaniques : structure microgrenue plus ou moins porphyrique avec présence de faciès figés de bordure pour les premiers, structure aphanitique souvent sphérolitique pour les seconds. Ces caractères indiquent des conditions de mise en place plus superficielles que celles des leucogranites ; les deux épisodes éruptifs sont donc séparés par une période d'érosion.

Géochimiquement, les microgranites constituent une série calcoalcaline différenciée vers un pôle alcalin qui correspond aux rhyolites.

Les différences observées, d'une part entre les différents types de microgranites et les rhyolites et, d'autre part, sur une coupe transversale de deux filons de microgranite (région centrale à la fois plus basique et plus porphyrique que le faciès de bordure figé précocement) indiquent l'existence d'une liaison directe fréquente entre la richesse en phénocristaux d'une roche et son caractère basique. Cette remarque conduit à envisager l'intervention d'une différenciation par gravité analogue à celle qui a été mise en évidence dans le granite de la Margeride. Selon cette hypothèse, les changements de composition et de structure observés d'un gisement à l'autre, pourraient provenir dans de nombreux cas d'une différence de niveau d'observation dans les filons différenciés (voir fig. 32).

LES ROCHES FILONIENNES BASIQUES : PORPHYRITES

I -- INTRODUCTION

Le massif de la Margeride est recoupé par des filons de roches basiques, nettement plus étroits que les différents filons de nature granitique, leur largeur n'excède pas quelques mètres. Ils renferment deux catégories de roches :

- des porphyrites, de couleur gris verdâtre à grain très fin, et souvent altérées.
- des kersantites, nettement plus rares, qui se distinguent par l'abondance des paillettes de biotite généralement bien conservées. Ces roches feront l'objet d'un chapitre séparé.

Le terme de porphyrite a été utilisé pour la première fois dans la région par Boule et Fabre, sur les premières éditions des cartes géologiques à 1/80.000. Selon Boule (1892),

les porphyrites correspondent à des roches éruptives anciennes, à structure microlitique, où les microlites sont constitués par du feldspath plagioclase par opposition aux orthophyres où les microlites sont formés par de l'orthose. « *Les orthophyres, représentent donc le faciès trachytoïde de la famille des syénites, tandis que les porphyrites correspondent aux kersanites, diorites, diabases et gabbros* ». Les porphyrites correspondent actuellement aux andésites à faciès paléovolcanique (Jung et Brousse, 1959).

Sur le terrain les porphyrites constituent des filons étroits que l'on peut suivre parfois sur une distance de plusieurs kilomètres, avec une direction dominante N-NW—S-SE, la direction perpendiculaire existe également. Elles recoupent le granite porphyroïde et occasionnellement les leucogranites.

II – PÉTROGRAPHIE

10/ CARACTERES MACROSCOPIQUES

Les porphyrites sont des roches, à grain très fin, et de couleur gris verdâtre, plus ou moins sombre. Elles sont le plus souvent profondément altérées et il arrive que le filon soit marqué seulement par une bande d'argile jaunâtre. Le gisement est fréquemment jalonné par un essaim de blocs arrondis, à patine parfois roussâtre, qui se délitent en écailles courbes.

La roche, souvent porphyrique, renferme quelques phénocristaux de taille comprise entre 1 et 4 mm, constitués par du plagioclase, et des taches chloriteuses correspondant à d'anciens minéraux ferromagnésiens ; des cristaux de pyrite sont également visibles quelquefois. Le quartz globuleux est assez fréquent ; on l'observe notamment dans les échantillons provenant du long filon aboutissant à Albaret-Sainte-Marie (Saugues 5). Ces globules quartzeux peuvent atteindre une taille centimétrique, ils sont corrodés et entourés par une auréole sombre de minéraux ferromagnésiens réactionnels.

20/ CARACTERES MICROSCOPIQUES

Le caractère paléovolcanique des porphyrites qui se traduit par le développement de nombreux minéraux secondaires : chlorite, épidote, phyllosilicates variés, amphibole et carbonates, gêne considérablement l'étude de la roche en lame mince. La structure est cependant bien conservée. Elle est le plus souvent de type doléritique, caractérisé par l'enchevêtrement de baguettes de plagioclase longues de 0,3 mm en moyenne. Quelquefois les cristaux feldspathiques sont plus petits (structure microdoléritique). Dans les filons les plus étroits (quelques dizaines de cm de largeur) la structure peut devenir franchement microlitique.

Un exemple type de porphyrite à structure doléritique correspond au grand filon d'Albaret-Sainte-Marie (échantillon n° 8).

Examinés au microscope les phénocristaux révèlent les caractères suivants :

Plagioclase automorphe (3 à 4 mm de long) envahi par une poussière de phyllosilicates et par des granules d'épidote empêchant toute détermination plus précise.

Clinopyroxène incolore (augite ou diopside $Ng/C = 42^\circ$, $2V = + 58^\circ$) en cristaux subautomorphes, corrodés, mais généralement épargnés par l'altération.

Le **quartz** apparaît en grandes sections monocristallines aux contours arrondis par la corrosion. Les fissures sont envahies par des carbonates et par du quartz secondaire. Il est entouré par une couronne, large de 0,1 à 0,2 mm formée par des aiguilles de clinopyroxène disposées radialement. Cette structure réactionnelle est identique à celle que l'on observe autour des xénolites de quartz dans une lave basaltique.

Le reste de la roche est constitué par un enchevêtrement de baguettes de plagioclase altéré, mais déterminable dans certains cas (An. 45) et de lames de chlorite (anciennes biotites ?) renfermant des granules de sphène. Les interstices sont occupés par du feldspath potassique et du quartz.

L'apatite aciculaire fait partie des minéraux accessoires représentés surtout par les minéraux secondaires déjà cités.

Cette roche possède une composition d'andésite assez quartzique, à tendance trachy-andésitique.

Un autre type de porphyrite, à structure microlitique, est bien représenté par l'échantillon n° 96, provenant d'un filon situé à 200 m au N-W des fermes de la Salcette (Saugues 5), dans l'axe de la faille bordière orientale du graben du Malzieu.

Les microlites de plagioclase ont une dimension voisine de 0,05 mm. Elles ont tendance à s'orienter parallèlement entre elles (structure fluidale) et dans la direction du filon.

Les phénocristaux sont constitués par du clinopyroxène incolore, épargné par l'altération, et également présent en grains plus petits dans la mésostase. On observe également de grandes plages chloriteuses à contours losangiques (anciennes amphiboles ?) qui renferment de gros grains d'épidote et de calcite.

III -- GÉOCHIMIE

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Le tableau XXX donne la composition chimique de 12 échantillons de porphyrites filoniennes du massif de la Margeride, classés en fonction de leur teneur en silice.

N° éch.	19	96	189	61	81	193	8	16A	Moyenne I	279	213	16B	206	Moyenne II	Moyenne générale
SiO ₂	51,20	51,90	53,25	53,95	54,10	54,15	54,25	54,85	53,46	57,40	57,50	58,00	59,00	57,97	54,96
Al ₂ O ₃	16,80	15,25	15,50	16,75	14,70	16,35	17,35	16,90	16,21	15,95	17,35	16,00	18,05	16,84	16,41
Fe ₂ O ₃	3,80	2,55	3,35	2,35	5,55	3,85	1,90	3,45	3,35	2,75	3,30	4,10	2,30	3,11	3,27
FeO	5,70	4,15	4,85	4,65	4,00	4,65	5,20	2,70	4,49	3,85	4,05	1,70	3,35	3,24	4,07
MgO	5,70	9,55	7,05	6,50	7,50	8,10	5,60	6,00	7,00	7,20	3,60	5,65	2,90	4,84	6,28
CaO	5,55	5,55	4,50	5,40	3,00	1,10	4,90	4,05	4,26	0,90	4,10	1,30	3,70	2,50	3,67
Na ₂ O	3,20	2,50	2,85	2,30	1,25	3,40	3,80	2,45	2,72	1,20	3,30	1,05	2,60	2,04	2,49
K ₂ O	2,60	2,45	2,75	2,05	3,35	2,15	2,85	3,60	2,72	4,20	2,85	5,50	5,25	3,95	3,12
TiO ₂	1,30	0,75	1,30	0,80	1,40	1,30	0,85	0,65	1,04	0,80	1,10	0,75	1,10	0,94	1,01
P ₂ O ₅	0,30	0,30	0,35	0,70	0,60	0,30	0,35	0,20	0,39	0,20	0,35	0,25	0,25	0,26	0,35
MnO	0,15	0,15	0,10	0,10	0,15	0,10	0,10	0,10	0,12	0,10	0,10	0,05	0,10	0,09	0,10
H ₂ O ⁺	3,10	4,35	4,45	4,75	4,10	4,45	2,20	4,85	4,03	4,05	2,45	3,90	2,05	3,11	3,72
H ₂ O ⁻	0,40	0,20	0,15	0,15	0,65	0,60	0,45	0,60	0,40	1,45	0,55	1,50	0,60	1,02	0,61
Total	99,80	00,65	100,45	100,45	100,35	100,50	99,80	100,40		100,05	100,60	99,75	99,25		
p	II	II(III)	II	II	II'	II'	II	II		II	II	II	'II		
q	5	5	'5	4'	4	4	4	4(5)		(3)4	4'	4	4		
r	3	'5	3	3'	'3	(1)2	3	3		(1)2	3	2	3		
s	(3)4	3(4)	3'	(3)4	2(3)	4	'4	3		2	(3)4	2	3		

TABLEAU XXX.-

Composition chimique des porphyrites filoniennes et moyennes correspondantes (explications dans le texte).

Provenance des échantillons.

- 8 - blocs isolés, 1200 m NW d'Orfeuille (Saugues 5).
- 16A - filon en bordure de la N 587, 300 m ENE des Faux (Saint-Chély 3).
- 16B - filon parallèle situé 10 m à l'est du précédent.
- 19 - filon bordant la N 587, 900 m au NE des Faux (Saint-Chély 3).
- 61 - gros bloc, 500 m NNW de Mialane (Saugues 6).
- 81 - filon, 800 m NE de Marcillac (Saugues 1).
- 96 - filon étroit, 200 m N de la Salcette (Saugues 6).
- 189 - filon, 500 m NE de Pompeyrin (Saugues 3).
- 193 - filon, sortie W de Saint Privat du Fau (Saugues 2).
- 206 - filon, sortie W de Noalhac, 3,3 km, au sud de Campouriez (Entraygues 6).
- 213 - gros blocs en bordure d'un chemin, 700 m E des Faux (Saint-Chély 3).
- 279 - filon dans une carrière, 300 m W de Sarrouillet (Saint-Chély 1).

Dans la classification de Lacroix, ces roches se rattachent au groupe trachyandésitique, avec souvent une tendance quartzique.

Le caractère paléovolcanique et le degré d'altération prononcé des échantillons se marquent par l'importance de la perte de poids à 1000° (H₂O+) que traduit la déshydratation des nombreux phyllosilicates d'origine secondaire et le départ du CO₂ au cours de la calcination des carbonates.

Afin de suivre plus facilement les variations des divers éléments en fonction de la teneur en silice, une coupure a été réalisée pour la valeur 55 % et les compositions moyennes I et II ont été calculées dans les deux groupes ainsi distingués.

Avec l'augmentation de la teneur en silice, on remarque la diminution très sensible de CaO, P₂O₅, MgO et FeO, et celle moins marquée de MnO, TiO₂ et Fe₂O₃.

Les éléments alcalins suivent un comportement antagoniste, K₂O augmente très fortement tandis que Na₂O diminue anormalement, dans des proportions moindres.

L'alumine varie faiblement dans le même sens que la silice.

N° ech.	96	61	193	8	16A	Moyenne I	279	16B	206	Moyenne II
Rb	148	146	121	130	220	153	407	280	229	305
Sr	442	320	177	269	346	311	160	196	422	259
Li	125	109	213	97	117	132	178	118	124	140
Ba	560	560	520	440	720	560	460	595	690	582
Cu	39	30	40	21	25	31	35	20	12	22
Ni	195	145	178	22	159	140	146	110	47	101
Cr	310	175	186	85	234	198	312	291	tr	201
Co	25	25	25	25	23	25	33	22	22	26
Zn	67	72	77	80	90	77	105	58	125	96
Cl	125	175	125	135	90	130	30	175	80	95
F	600	250	970	400	950	634	1300	860	400	853

TABLEAU XXXI.-

Teneurs en oligoéléments ($\mu\text{g/g}$) des porphyrites filoniennes de la Margeride, classées selon leur teneur croissante en silice et réparties en deux groupes dans lesquels les teneurs moyennes ont été calculées. Le chlore et le fluor ont été dosés par colorimétrie et les autres éléments par absorption atomique,

2°/ ÉLÉMENTS MINEURS

Le dosage des oligoéléments a été réalisé pour 8 échantillons de porphyrites dont l'ordre de classement dans le tableau XXXI correspond à des teneurs croissantes en silice. Comme précédemment, une coupure établie pour $\text{SiO}_2 = 55\%$ a permis de distinguer deux groupes de résultats pour lesquels les valeurs moyennes I et II ont été calculées.

On peut remarquer que les éléments alcalins : lithium et surtout rubidium augmentent avec la teneur en silice et suivent le comportement du potassium. Le strontium diminue très sensiblement comme le calcium ; curieusement, le baryum ne suit pas cette tendance. Le cuivre et le nickel sont moins abondants dans les échantillons les plus siliceux tandis que le zinc est en augmentation. Dans le groupe d'échantillons le moins basique, le chlore a tendance à diminuer et le fluor à augmenter.

LES ROCHES FILONIENNES LAMPROPHYRIQUES : KERSANTITES

I – PÉTROGRAPHIE

10/ CARACTERES MACROSCOPIQUES

Ces roches lamprophyriques sont beaucoup moins fréquentes que les porphyrites étudiées au chapitre précédent. Elles recoupent le granite de la Margeride sous forme de rares filons de direction NE–SW, parallèle à celle de l'alignement d'enclaves de vaugnérîtes, roches avec lesquelles existent certaines analogies, déjà signalées par D. Velde (1969 et 1971). La direction NW–SE paraît exister plus rarement. Les relations avec les porphyrites et les leucogranites sont inconnues (aucun filon de kersantite typique n'a été rencontré jusqu'à présent dans ces granites clairs). Une enclave de kersantite franche a été rencontrée dans un filon de microgranite, cette dernière catégorie de roche paraît donc postérieure.

Les kersantites se distinguent des porphyrites par leur caractère lamprophyrique qui se marque par la grande abondance des paillettes de biotite, responsable de la teinte très sombre de la roche. Cette teinte est due à la bonne conservation du mica noir qui garde son aspect habituel. En effet, les kersantites semblent avoir été épargnées par le très léger métamorphisme qui est à l'origine du faciès paléovolcanique des porphyrites. Ceci peut s'expliquer par la différence de structure des deux roches : les kersantites sont plus largement cristallines. Ce caractère paraît correspondre à des conditions de mise en place à plus grande profondeur.

Certains cristaux de biotite sont plus développés que les autres. Des taches brunâtres peuvent apparaître, elles correspondent à d'anciens cristaux d'olivine.

Le quartz globuleux, très fréquent, forme les seules taches claires visibles dans cette roche.

20/ CARACTERES MICROSCOPIQUES

Sur des échantillons de qualité comparable, examinés en lames minces, il se confirme que les kersantites ont un aspect beaucoup plus frais que les porphyrites. En particulier, la biotite, minéral dominant, est en général parfaitement conservée ainsi que le clinopyroxène.

La structure est de type microgrenu faiblement porphyrique. Les phénocristaux sont représentés par les minéraux suivants :

Pilite, terme créé par Rosenbusch pour désigner les pseudomorphoses rapportées à l'olivine, que l'on trouve communément dans les lamprophyres. Elle se présente en plages de taille millimétrique, parfois plus grande, où la forme extérieure des anciens cristaux d'olivine est souvent bien reconnaissable. La pilite est constituée par des amas de phyllosilicates variés :

- très fines paillettes indéterminables optiquement, souvent imprégnées par un pigment ferrugineux, plus particulièrement concentré à la périphérie où il forme une auréole de teinte rouilleuse (éch. n° 21).
- lamelles bien développées d'un mica blanc (talc probablement), (éch. n° 236).

Dans les deux cas, la pilite renferme quelques granules de minéraux opaques. Cette olivine pseudomorphosée est très souvent entourée par une couronne de clinopyroxène en petits cristaux, correspondant à une réaction entre le périclote et le liquide qui l'entoure (D. Velde, 1969).

- quelques cristaux de **biotite** et de **clinopyroxène**, analogues à ceux qui seront décrits dans la mésostase, mais de taille plus grande (planche XII, photo 1 et 3).
- **quartz** fréquent, en larges grains isolés, de taille plurimillimétrique, à contours arrondis par des phénomènes de corrosion (planche XII, photo 2). Comme dans les porphyrites, ce minéral est entouré par une couronne de clinopyroxène aciculaire réactionnel. Le quartz, qui dans un cas renferme en inclusion de grandes biotites non zonées (éch. n° 70), semble provenir d'enclaves granitiques désagrégées et incomplètement assimilées. Cette origine a été proposée par D. Velde (1969) pour les grands quartz des kersantites du Limousin. La couronne réactionnelle observée autour des olivines précoces pourrait d'ailleurs s'expliquer par un changement de la composition du magma lamprophyrique à la suite de cette assimilation.

Le reste de la roche est constitué par un enchevêtrement de lamelles de biotite, de baguettes de plagioclase et de prismes de clinopyroxène, minéraux tous sensiblement de même taille, comprise entre 0,1 et 0,5 mm selon les gisements. L'espace encore disponible est occupé par du feldspath potassique et par du quartz, qui forment par endroits des associations à structure de micropegmatite graphique.

La **biotite** reste très automorphe en dépit d'une légère corrosion, les cavités correspondantes sont occupées par du quartz. Le mica noir est quelquefois partiellement inclus dans le clinopyroxène, d'autres fois le mode de relation est inversé entre ces deux minéraux dont l'ordre de cristallisation est difficile à établir. La biotite est fortement zonée avec une bordure de teinte plus foncée, caractéristique des roches lamprophyriques. Les caractères optiques de la partie centrale plus claire sont les suivants :

Ng : brun rouge, Nm : brun plus jaune, Np : teinte jaunâtre presque incolore.

$2V = -16^\circ$, dispersion $r < v$

L'analyse chimique (voir 2ème partie) indique qu'il s'agit d'une biotite magnésienne, très proche du phlogopite comme celle des vaugnérites. Elle est particulièrement riche en titane et en baryum.

Le **clinopyroxène** forme des cristaux automorphes et incolores, généralement isolés, parfois groupés, ou accolés aux pseudomorphoses d'olivine, ($Ng/C = 40^\circ$) : d'après l'analyse chimique (voir 2ème partie), il s'agit d'une augite magnésienne et calcique, proche du diopside, qui diffère essentiellement de l'actinote magnésienne des vaugnérites par un excès de calcium et un déficit de fer et de magnésium. Les rapports : $Fe/Fe + Mg$ sont cependant identiques dans les deux inosilicates. Le clinopyroxène réactionnel qui s'est développé autour des xénolites de quartz et des anciens cristaux d'olivine se présente en cristaux beaucoup plus petits, généralement aciculaires, avec les mêmes caractères optiques.

Le **plagioclase**, en baguettes allongées, est damouritisé dans sa partie centrale. La bordure correspond à de l'oligoclase, le cœur plus basique semble constitué par du labrador.

Le **feldspath potassique**, d'aspect homogène, se moule autour des cristaux précédents, il est quelquefois subautomorphe.

Le **quartz** a cristallisé ensuite ; il est quelquefois contemporain du feldspath potassique avec lequel il peut former des associations micropegmatitiques (éch. n° 21).

La **calcite** est un minéral accessoire, de formation tardive.

L'**apatite** forme de nombreuses aiguilles automorphes qui renferment souvent une sorte de canal axial.

30/ COMPOSITION MINÉRALOGIQUE QUANTITATIVE

L'analyse modale a été réalisée sur lame mince, pour deux échantillons. Les résultats sont indiqués dans le tableau XXXII.

Les indices de Jung et Brousse correspondent dans les deux cas à un type de granodiorite mésocrate. Il s'agit de lamprophyre caractéristique, selon les critères indiqués par D. Velde (1969) : biotite très abondante et zonée, présence de pseudomorphoses d'olivine (pilité) et de clinopyroxène. La nette prédominance du plagioclase sur le feldspath potassique permet de caractériser le type kersantite.

La composition minéralogique des kersantites de la Margeride montre des analogies avec celle des enclaves basiques du granite, et plus particulièrement avec les vaugnérites dont la composition moyenne établie à partir des résultats de l'analyse modale de 13 échantillons a été reproduite dans le tableau XXXII. Les quantités moyennes de quartz, plagioclase et feldspath potassique sont assez voisines, les teneurs en biotite sont presque identiques et le clinopyroxène du lamprophyre équivaut exactement à l'amphibole de la vaugnérite ; ces deux inosilicates dérivent d'ailleurs l'un de l'autre dans certaines vaugnérites.

Ainsi que l'a déjà fait remarquer D. Velde (1971), la différence essentielle entre les deux roches tient à leurs conditions de gisement, à leur structure et à l'absence de traces d'olivine dans les vaugnérites.

	Kersantites			Vaugnérites
	21	236	Moyenne	Moyenne
Quartz	14,3	11,5	12,9	17,6
Plagioclase	27,0	24,8	25,9	32,5
F.K.	17,2	11,7	14,4	11,4
Biotite	24,3	24,5	24,4	25,8
Clinopyroxène	8,3	13,5	10,9	0,0
Amphibole	0,0	0,0	0,0	11,1
Pilite (olivine)	6,0	9,6	7,8	0,0
Apatite	1,0	1,2	1,1	0,5
Divers (chlorite, calcite, m. opaques)	2,0	3,0	2,5	0,9
Sat.	24	24	24	28
Col.	39	48	43	38
Felds.	37	32	36	26

Tableau XXXII.-

Composition minéralogique volumétrique de 2 échantillons de kersantite et moyenne correspondante. La composition moyenne des vaugnérites de la Margeride, extraite du tableau XIV, a été reproduite.

Provenance des échantillons :

- 21 - Blocs arrondis en bordure de la D 14, 2 km NW de Sainte-Eulalie (Saint-Chély 3).
 236 - Filon recoupant un chemin, 600 m SE de la ferme des Combes (Mende 4).

II - GÉOCHIMIE

1°/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Sur le tableau XXXIII ont été indiqués les résultats de l'analyse de 3 échantillons de kersantites de la Margeride. Les paramètres CIPW, correspondent, comme pour les porphyrites, à des types trachy-andésitiques dans la classification de Lacroix.

La composition moyenne est proche de celle des kersantites (G.S.) des Cévennes Méridionales, provenant d'une région très voisine. Ces dernières sont cependant moins riches en MgO, CaO et TiO₂ et, en contrepartie, plus riche en Al₂O₃ Quelques différences appa-

sent également avec la composition moyenne des kersantites (M. et C.) de diverses provenances. Celles-ci sont moins siliceuses, moins magnésiennes, plus sodiques et plus calciques.

Par ailleurs, on note une grande similitude de composition avec certaines roches éruptives du massif de la Margeride :

- Les vagnérites sont simplement un peu plus sodiques et légèrement moins magnésiennes,
- Les porphyrites contiennent un peu plus d'alumine et de soude et un peu moins de magnésie, de chaux et de potasse.

	Kersantites de la Margeride				Vagnérites	Porphyrites	Kersantites	Kersantites
	236	70	21	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moyenne G.S.	Moyenne M. et C.
SiO ₂	52,00	54,70	55,50	54,07	57,48	54,96	55,52	51,80
Al ₂ O ₃	12,85	14,90	14,05	13,93	15,14	16,41	16,47	14,84
Fe ₂ O ₃	3,40	3,10	2,45	2,98	2,85	3,27	1,52	3,03
FeO	4,50	3,95	4,55	4,33	4,43	4,07	4,72	5,32
MgO	9,25	7,20	8,10	8,18	5,93	6,28	6,28	6,29
CaO	5,85	3,65	4,10	4,53	4,57	3,67	3,26	6,24
Na ₂ O	1,70	2,00	1,80	1,83	2,78	2,49	2,38	2,98
K ₂ O	3,50	4,35	4,50	4,12	3,75	3,12	4,15	3,68
TiO ₂	1,40	1,10	1,20	1,23	1,06	1,01	0,62	1,32
P ₂ O ₅	0,50	0,80	0,50	0,60	0,52	0,35	0,28	
MnO	0,05	0,10	0,11	0,08	0,09	0,10	0,10	
H ₂ O ⁺	4,40	3,10	2,12	3,20	1,14	3,72	4,12	
H ₂ O ⁻	0,30	0,60	0,24	0,38	0,16	0,61	0,25	
Total	99,70	99,55	99,22	99,46	99,89	100,06	99,67	

Tableau XXXIII.-

Composition chimique de 3 échantillons de kersantite de la Margeride. A titre de comparaison, la composition moyenne de diverses roches a été indiquée :

- Vagnérites de la Margeride (chiffres extraits du tableau XV).
- Porphyrites de la Margeride (voir tableau XXX).
- Kersantites des Cévennes méridionales (moyenne de 6 analyses citées par G. Sabourdy, 1975).
- Kersantites d'origines diverses (moyenne de 95 analyses d'après Metais et Chayes, 1963).

Paramètres CIPW et provenance des échantillons :

- n° 21 - II' 4(5), 3, 2(3) - voir tableau précédent ;
- n° 70 - II, 4(5), 2 (3), '3 - 1,3 km SW de St-Léger du Malzieu (Saugues 5) ;
- n° 236 - 'III, '5, 3, '3 - voir tableau précédent.

En définitive, les différences qui apparaissent entre les compositions chimiques moyennes des kersantites, vaugnérîtes et porphyrites de la Margeride sont minimales et inférieures à celles que l'on peut observer à l'intérieur de chacune de ces trois séries de roches ou entre des kersantites de diverses provenances. Les trois groupes de roches se rattachent d'ailleurs, selon leur type de structure, aux familles, équivalentes géochimiquement, des syénodiorites ou des trachy-andésites.

20/ ÉLÉMENTS MINEURS

Les résultats des dosages sont indiqués dans le tableau XXXIV, qui permet d'établir une comparaison avec les chiffres déjà obtenus par les mêmes méthodes pour les porphyrites et les vaugnérîtes.

On remarque la plus grande richesse en éléments alcalins (Rb et Li) des kersantites qui renferment également davantage de potassium.

Chez les porphyrites, la teneur nettement plus basse en strontium reflète la diminution de la quantité de calcium.

Les teneurs en baryum sont très élevées chez les deux autres roches et surtout chez les kersantites. L'étude de la biotite qui a été extraite (voir 2ème partie) indique une concentration du baryum dans ce minéral.

Les halogènes (Cl et F) sont présents en quantité équivalentes dans les vaugnérîtes et les kersantites, par contre les porphyrites en renferment nettement moins. Ceci peut s'expliquer par des conditions de mise en place plus superficielles pour ces dernières roches qui n'ont pas pu retenir leurs éléments volatils.

Dans l'ensemble, on note de grandes analogies entre les résultats qui concernent les kersantites et les vaugnérîtes.

	Kersantites			Porphyrites Vaugnérîtes		
	236	70	21	Moyenne	Moyenne	Moyenne
Rb	252	222	-	237	210	189
Sr	548	503	-	525	291	506
Li	210	178	140	176	135	74
Ba	2700	2325	2320	2448	568	1653
Cl	170	85	-	127	117	126
F	1320	950	-	1135	716	1003

Tableau XXXIV.-

Teneurs en oligoéléments ($\mu\text{g/g}$) des kersantites de La Margeride. Les moyennes des résultats obtenus pour les porphyrites et les vaugnérîtes ont été rappelées à titre de comparaison.

III – CONCLUSION A L'ÉTUDE DES FILONS DE KERSANTITES ET DE PORPHYRITES. COMPARAISON AVEC LES VAUGNÉRITES.

D'incontestables analogies existent sur le plan géochimique entre les porphyrites, les kersantites et les vaugnérites de la Margeride. Toutes ces roches se rattachent d'ailleurs à la famille des syénodiorites. Elles sont caractérisées par des teneurs relativement fortes en potassium, fer, magnésium et titane.

La faible quantité d'alumine, associée à la teneur relativement élevée de la chaux, détermine chez ces roches un caractère très déficitaire en alumine (voir la remarque correspondante dans la conclusion à l'étude des leucogranites). Le rapport $R = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ est en effet très faible : 3,1 (kersantites), 3,3 (vaugnérites), 4,5 (porphyrites). Ceci se traduit par la présence constante d'inosilicates calciques et même d'olivine chez les kersantites.

Le caractère potassique se marque par la présence dans tous les cas de feldspath potassique et de biotite.

Les différences majeures qui subsistent entre les trois catégories de roche tiennent essentiellement à leur composition minéralogique et à leur structure qui dépendent en fin de compte l'une et l'autre de leurs conditions de gisement.

Sur le plan minéralogique, kersantites et vaugnérites renferment des quantités équivalentes de biotite magnésienne, zonée dans le premier cas, et d'inosilicate (augite chez les premières, actinote chez les secondes). Les kersantites renferment en plus de l'olivine. La composition de ces différents minéraux (étudiée dans la seconde partie du mémoire) est telle que l'équation suivante se trouve pleinement justifiée :



La structure des vaugnérites est grenue, celle des kersantites est microgrenue (comme pour le faciès de bordure des vaugnérites intragranitiques et les enclaves de type microgrenu).

Les structures des porphyrites sont doléritique, microdoléritique ou microlitique. Ces caractères, qui correspondent à des conditions de mise en place de plus en plus proches de celles de la surface, permettent également d'expliquer le changement des paragenèses minéralogiques :

Les vaugnérites, contemporaines du granite de la Margeride, se sont mises en place en profondeur et dans des conditions particulières, au sein d'une énorme masse de magma granitique en cours de refroidissement très lent. L'abaissement de la température a d'abord été assez rapide jusqu'à ce que l'équilibre thermique s'établisse avec le magma granitique, ensuite le refroidissement a été très lent. Ces conditions expliquent que la paragenèse soit plus évoluée que dans les kersantites, et que l'olivine ou même le pyroxène n'apparaissent pas. La persistance fréquente de ce dernier minéral dans les sills de vaugnérite du Velay

s'explique par un refroidissement sans doute plus rapide, dû à l'absence d'un entourage magmatique et peut-être à une pression partielle de fluides moins élevée.

Les kersantites se sont mises en place dans des filons, après la solidification du granite, et dans des conditions qui correspondent à une profondeur moyenne (structure micro-grenue), avec une pression de fluides assez élevée comme en témoignent les fortes teneurs en chlore et en fluor et l'abondance de la biotite. Le refroidissement a été cependant assez rapide pour que le pyroxène et l'olivine n'aient pas eu le temps de disparaître

Les porphyrites, par suite de l'action de l'érosion, se sont mises en place dans des conditions de plus en plus superficielles ainsi qu'en témoignent leur structure et leur plus faible teneur en chlore et en fluor (faible pression de fluides).

Vagnérites, kersantites et porphyrites apparaissent donc comme des types hétéromorphes au sens de Lacroix et proviennent sans doute d'un même type de magma dont les premières éruptions, contemporaines de la mise en place du granite de la Margeride, ont continué à se manifester par la suite, à divers stades de l'érosion supracrustale.

Pour l'origine du magma lamprophyrique, D. Velde (1971) envisage trois possibilités :

- fusion de résidus de l'anatexie granitique,
- hybridation de roches crustales et de liquide mantellique,
- formation à partir du manteau.

C'est à la première de ces hypothèses que vont mes préférences car celle-ci s'intègre dans un processus d'évolution de la croûte qui sera évoqué par la suite. Les objections, concernant le caractère trop alumineux et trop ferreux de ce résidu vis-à-vis de la composition du magma lamprophyrique, tombent, si on considère là encore une fusion partielle.

DEUXIEME PARTIE

MINÉRALOGIE

INTRODUCTION

Cette deuxième partie est consacrée à l'étude d'un certain nombre d'espèces minérales, isolées à partir des différentes roches éruptives précédemment décrites. Les résultats correspondant à chaque type de minéral ont été groupés dans un même chapitre pour faciliter les comparaisons.

Dans la plupart des cas, les minéraux ont été analysés chimiquement, leurs caractères optiques ont été étudiés. Ces résultats ont été complétés dans certains cas par une étude aux rayons X.

Les minéraux seront décrits dans l'ordre suivant :

- biotite
- pyroxène
- amphibole
- tourmaline
- muscovite
- cordiérite
- andalousite
- feldspath potassique.



BIOTITE

I – PROVENANCE ET ASSOCIATION

La biotite a été extraite de diverses roches où elle peut être associée avec différents minéraux :

- Granite de la Margeride, faciès clair à biotite, cordiérite et muscovite (B 217),
faciès moyen (B 180, B 15 et B 14)
faciès sombre (B 178 et B 41)
- Enclave microgrenue à biotite (B 148)
- Vaugnérite à biotite et amphibole (B 47, B 24 et B 94 A)
- Kersantite à biotite, clinopyroxène et olivine (B 21).

Les échantillons seront classés dans cet ordre, qui correspond pour les roches dont ils proviennent à un caractère basique de plus en plus accentué et à des paragenèses différentes.

Les échantillons ont tous été séparés par l'action d'un champ magnétique (appareil Frantz) et purifiés à l'aide de liqueurs denses, sauf l'échantillon B 217 qui a été obtenu par triage direct sous la loupe des paillettes micacées (sa pureté est moins satisfaisante).

II – CARACTERES CHIMIQUES

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Les résultats de l'analyse chimique de 11 échantillons de biotite, ainsi que leur provenance sont indiqués dans le tableau XXXV. Les formules structurales correspondantes ont été calculées sur la base de $24(O + OH)$.

Sur le diagramme de classification chimique de M.D. Foster (1960), figure 33, la plupart des échantillons se situent dans le domaine des biotites magnésiennes. Ils forment une série caractérisée par un accroissement de la teneur en magnésium qui augmente en

Granite de la Margeride

% Biot. H.L.R. N° éch.	11 B 217	16 B 180	20 B 15	20 B 14	27 B 178	28 B 41
SiO ₂	44,50	35,50	37,00	38,00	35,60	37,00
Al ₂ O ₃	20,60	19,00	19,50	18,50	18,90	19,00
Fe ₂ O ₃	3,83	5,22	5,17	7,83	4,42	5,06
FeO	10,47	12,87	14,23	10,97	13,14	13,74
MgO	7,10	11,00	10,00	10,00	11,40	11,20
CaO	0,60	0,20	0,20	0,30	0,50	0,15
Na ₂ O	0,70	0,10	0,10	0,20	0,20	0,10
K ₂ O	6,60	8,00	7,90	7,50	8,00	8,50
TiO ₂	2,10	3,10	2,70	2,70	2,65	2,80
P ₂ O ₅	n.d.	0,20	n.d.	n.d.	0,20	n.d.
MnO	0,40	0,35	0,35	0,30	0,27	0,30
H ₂ O ⁺	n.d.	2,90	2,00	2,45	2,00	1,60
H ₂ O ⁻	n.d.	0,28	0,35	0,55	0,56	0,30
Total	96,90	98,72	99,50	99,30	97,84	99,75
Si	43,44	34,66	36,17	37,47	34,68	35,64
Al	23,66	21,78	22,42	21,46	21,64	21,53
Fe ⁺⁺⁺	2,57	3,86	3,50	5,43	3,27	3,38
Fe ⁺⁺	7,89	10,48	10,71	8,47	10,64	10,20
Mg	10,40	16,10	14,66	14,79	16,67	16,18
Ca	0,63	0,23	0,21	0,32	0,53	0,15
Na	1,32	0,23	0,19	0,38	0,35	0,19
K	8,22	9,95	9,86	9,44	9,94	10,45
Ti	1,54	2,28	1,98	2,00	1,93	2,02
Mn	0,33	0,29	0,29	0,25	0,23	0,24
Si	6,63	5,40	5,50	5,61	5,51	5,52
Al ^{IV}	1,37	2,60	2,50	2,39	2,49	2,48
Al ^{VI}	2,24	0,79	0,91	0,82	0,95	0,85
Ti	0,23	0,35	0,30	0,30	0,31	0,31
Fe ⁺⁺⁺	0,39	0,60	0,53	0,81	0,52	0,52
Fe ⁺⁺	1,20	1,63	1,63	1,27	1,69	1,58
Mg	1,59	2,51	2,23	2,21	2,65	2,50
Mn	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Ca	0,10	0,04	0,03	0,05	0,08	0,02
Na	0,20	0,04	0,03	0,06	0,06	0,03
K	1,25	1,55	1,50	1,41	1,58	1,62
Fe/Fe + Mg	0,501	0,471	0,492	0,484	0,455	0,456
Ng	1,634		1,636	1,635		1,634

	Enclave microgrenue	Vaugn�erites			Kersantite
	B 148	B 47	B 24	B 94 _A	B 21
SiO ₂	37,90	41,40	38,20	37,80	36,60
Al ₂ O ₃	17,80	15,00	15,00	15,50	15,50
Fe ₂ O ₃	3,52	4,31	3,90	3,30	3,05
FeO	10,35	11,30	11,25	10,80	11,00
MgO	14,20	11,50	15,50	17,70	15,50
CaO	1,30	1,35	0,75	0,30	0,65
Na ₂ O	0,20	0,40	tr.	0,15	0,15
K ₂ O	8,00	7,80	8,60	7,50	8,60
TiO ₂	2,30	3,30	3,20	2,50	4,80
P ₂ O ₅	0,65	0,50	0,40	0,65	0,60
MnO	0,25	0,25	0,20	0,15	0,15
H ₂ O ⁺	2,00	1,40	1,70	2,50	1,48
H ₂ O ⁻	0,00	0,10	0,10	0,50	0,92
Total	98,47	98,61	98,80	99,35	99,00
Si	35,85	39,79	34,10	35,47	34,66
Al	19,74	16,95	21,13	17,11	17,27
Fe ⁺⁺⁺	2,49	3,11	2,57	2,36	2,15
Fe ⁺⁺	8,17	9,05	8,36	8,44	8,69
Mg	20,14	16,55	20,75	24,89	21,99
Ca	1,30	1,38	0,70	0,28	0,60
Na	0,34	0,60	0,00	0,22	0,20
K	9,64	9,57	9,76	8,90	10,34
Ti	1,64	2,36	2,14	1,74	3,41
Mn	0,20	0,17	0,16	0,11	0,11
Si	5,71	6,28	6,15	5,64	5,63
Al IV	2,29	1,72	1,85	2,36	2,37
Al VI	0,85	0,95	0,99	0,36	0,43
Ti	0,26	0,37	0,38	0,28	0,55
Fe ⁺⁺⁺	0,40	0,49	0,46	0,37	0,35
Fe ⁺⁺	1,30	1,43	1,51	1,34	1,41
Mg	3,21	2,61	3,74	3,96	3,57
Mn	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
Ca	0,21	0,22	0,12	0,04	0,10
Na	0,05	0,09	0,00	0,03	0,03
K	1,53	1,51	1,76	1,41	1,68
Fe/Fe + Mg	0,346	0,423	0,349	0,303	0,330
Ng	1,620	1,630	1,627	1,618	1,628

Tableau XXXV.-

Composition chimique des biotites extraites de diverses roches du massif de la Margeride. Pour le granite porphyroïde, la teneur en biotite de la roche a été indiquée.

Les résultats sont exprimés en pourcentages pondéraux d'oxyde, en pourcentages cationiques et la formule structurale a été calculée sur la base de 24 (O + OH).

Provenance des échantillons :

- Granite porphyroïde :

- B 217 (an. 7135) 300 m N.NE de Senergues (Décazeville 4)
- B 180 (an. 7928) Les Salelles (Le Bleygard 4)
- B 15 (an. 7321) 1 km N de la Fage St Julien (Naslinals 4)
- B 14 (an. 7322) 200 m SE d'Echaloupe (Naslinals 3)
- B 178 (an. 7973) 1,5 km NE de Grandrieu (Langogne 1)
- B 41 (an. 7320) 3 km SW de Monistrol (Cayres 1)

- Enclave microgrenue :

- B 148 (an. 7840) 1,5 km S de La Baraque des Bouviers (Saint-Chély 4)

- Vagnérites :

- B 47 (an. 7842) sortie NE de la Villedieu (Saint-Chély 8)
- B 24 (an. 7841) 300 m W du moulin de Linas (Saint-Chély 7)
- B 94_A (an. 5112), carrière de l'Aldeyres (Langogne 1)

- Kersantite :

- B 21 (an. 7839) 2 km NW de Sainte Eulalie (Saint-Chély 3)
-

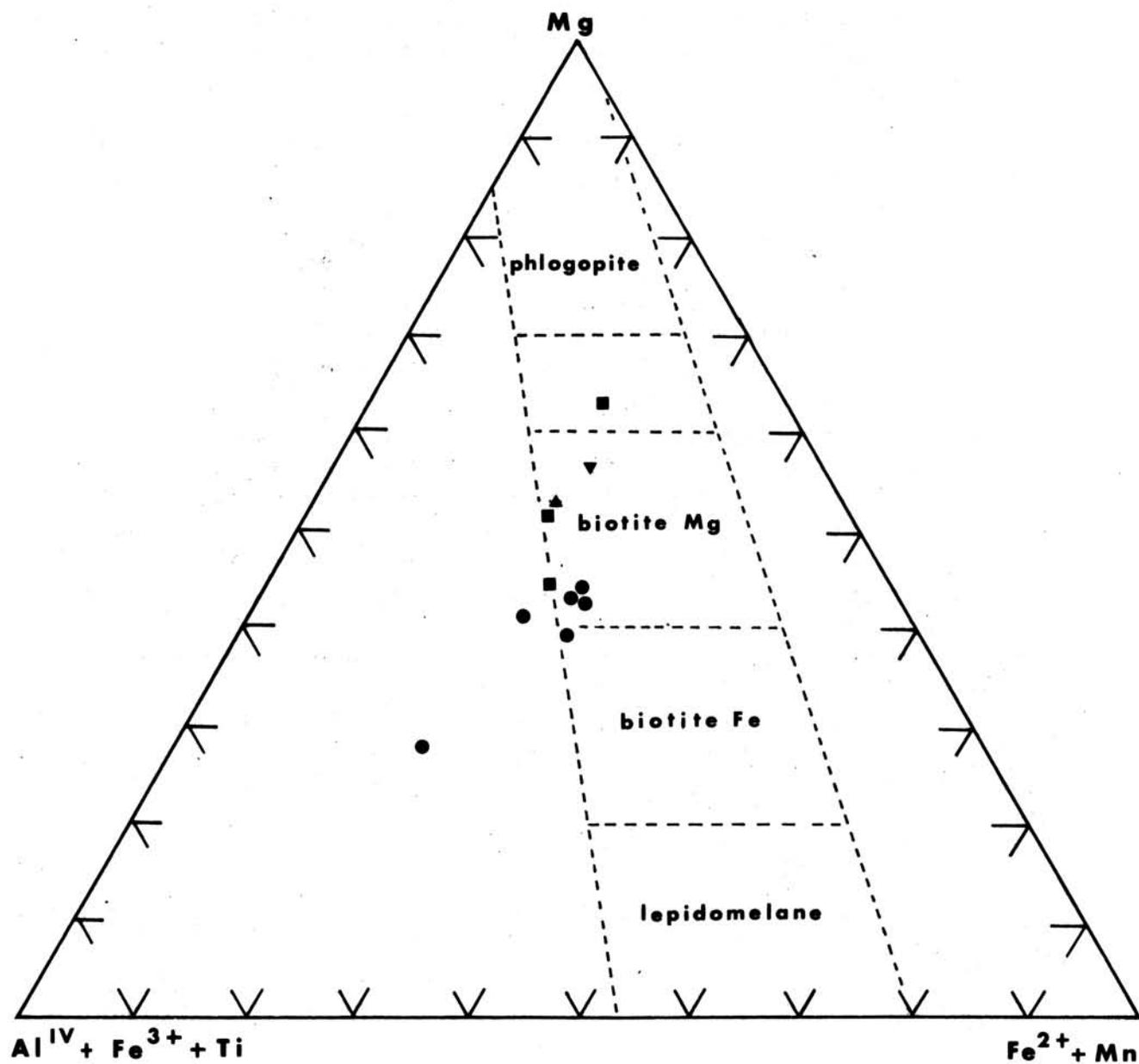


FIGURE 33 : Position des biotites étudiées sur le diagramme de M.D. Foster (1960).

Biotites extraites :
 du granite de la Margeride (cercles)
 des vagnérites (carrés)
 d'une enclave microgrenue (triangle avec un sommet tourné vers le haut)
 d'une kersantite (triangle avec un sommet tourné vers le bas)

même temps que le caractère basique de la roche correspondante. Le rapport $Fe/Fe + Mg$ varie de 0,50 à 0,30. Le mica des roches les plus basiques (vaugnérites et kersantites) se situe à la limite du domaine de la phlogopite dans lequel l'échantillon 94 A pénètre franchement. A l'opposé, la biotite du granite porphyroïde se rapproche du domaine ferreux d'autant plus que le faciès du granite est plus leucocrate.

La comparaison des rapports $Fe/Fe + Mg$ chez les différents minéraux montre que dans la vaugnérite et dans la kersantite, l'amphibole et le clinopyroxène qui coexistent avec la biotite sont nettement plus magnésiens qu'elle ; la cordiérite du granite clair manifeste la même tendance vis-à-vis du mica.

Sur le tableau XXXV, on remarque une diminution sensible des teneurs en MnO et Al_2O_3 , à mesure que les roches deviennent plus basiques. Ceci s'explique par une croissance très insuffisante des quantités de MnO et Al_2O_3 , présentes dans les différents magmas, par rapport à celle du fer et du magnésium. Le caractère déficitaire en alumine des roches basiques, qui s'exprime par la diminution du rapport Al_2O_3/CaO , a été évoqué déjà à plusieurs reprises ; il est ici directement perceptible au niveau du minéral. C'est d'ailleurs le manque d'alumine (et dans certains cas de potasse) qui détermine l'existence d'inosilicates à côté de la biotite.

Le titane est plus abondant dans la biotite des roches basiques. Cette augmentation s'accroît lorsque le mica coexiste avec d'autres minéraux ferromagnésiens chez lesquels le titane est difficilement accepté : amphibole (vaugnérites) et plus encore pyroxène et olivine (kersantite).

20/ ÉLÉMENTS MINEURS

Les résultats sont groupés dans le tableau XXXVI.

La teneur en fluor augmente chez les différentes générations de biotite qui se succèdent dans le granite porphyroïde, tandis que ce dernier devient de plus en plus leucocrate. Ceci paraît correspondre à un enrichissement en fluor du magma résiduel. Les micas des enclaves microgrenues et des kersantites paraissent nettement plus fluorés que ceux des vaugnérites.

Pour le chlore, les variations sont irrégulières et difficiles à interpréter.

Les éléments qui suivent sont nettement plus abondants dans la biotite du granite que dans celle des roches basiques : Zn, W, Sc, Ga, Zr, Be. Le dernier élément a par ailleurs tendance à se concentrer dans la biotite du faciès leucocrate.

Le cuivre est présent partout en quantité constante.

En revanche, le nickel, le chrome et le cobalt sont plus abondants chez le mica des roches basiques. Pour le strontium et le baryum on observe la même répartition, avec en plus une forte anomalie positive dans la biotite des kersantites qui est également anormalement riche en vanadium et en bore.

%Biot. H.L.R.	GRANITE PORPHYROÏDE						Encla- ve	VAUGNERITE			KERSAN- TITE
	16	20	20	27	28	22					
N°éch.	180	14	15	178	41	Moy.	148	47	24	94A	21
F	5000	5150	4700	3000	3250	4220	5000	3600	3250	2000	4500
Cl	85	350	160	50	110	151	200	135	60	400	100
Zn	363	322	386	334	349	351	315	260	229	198	209
Cu	54	54	66	55	57	57	58	61	53	52	62
Ba	620	952	833	478	666	710	711	2261	1101	2958	5493
W	226	392	328	<193	378	303	193	285	215	190	197
Sn	<10	<10	65	<10	<10		<10	<10	<10	<10	<10
P	294	<200	<200	<200	<200		1394	348	546	190	612
B	55	44	38	165	55	71	37	47	32	40	501
V	323	291	306	312	332	313	230	311	315	303	664
Cr	440	395	422	415	418	418	976	554	869	793	933
Ni	100	95	79	109	111	99	273	83	299	251	130
Co	43	51	31	61	61	49	66	72	84	95	93
Sr	14	14	13	16	16	15	24	74	11	16	122
Sc	83	85	94	83	88	87	65	72	<29	<29	50
Ga	69	62	72	58	57	64	51	36	46	28	25
Be	22	15	20	14	13	17	<10	17	<10	<10	<10
Zr	427	241	243	329	313	311	262	260	242	238	299

TABLEAU XXXVI.-

Teneurs en oligoéléments ($\mu\text{g/g}$) des biotites, dosées par colorimétrie (Cl et F) et par spectrométrie U.V. Pour les échantillons extraits du granite porphyroïde de la Margeride, la teneur en biotite correspondante a été indiquée et la composition moyenne a été calculée.

Les variations du phosphore sont probablement liées à la présence d'inclusions d'apatite.

III – CARACTERES OPTIQUES

Les mesures d'indices (voir tableau XXXV) montrent un accroissement de N_g en fonction de l'augmentation des teneurs en fer et en titane. L'angle d'axe diminue quand la teneur en MgO augmente : $2V = -21^\circ$ (B 15), -7° (B 14A), -16° (B 21). Dans les 3 cas le caractère de la dispersion correspond à $r < v$.

Le pléochroïsme est très accentué (N_g , N_m : brun rouge, N_p : presque incolore), sans que l'on puisse établir de différence entre les divers échantillons. Cependant la biotite de la kersantite est zonée de façon classique, avec une bordure nettement plus sombre (« bordure fumée ») et légèrement plus biréfringente. D'après une étude à la microsonde électronique (D. Métais et al., 1962) cette coloration plus foncée de la bordure des micas lamprophyriques coïncide avec un net enrichissement en fer et en titane.

PYROXENE

I – PROVENANCE ET ASSOCIATION

Ce minéral a été extrait d'une kersantite (éch. cpx 21), probablement filonienne, récoltée 2 km au N-W de Sainte-Eulalie (Saint-Chély 3). Dans cette roche, le clinopyroxène est associé à de l'olivine phyllitisée (pilité) et à de la biotite qui a été étudiée précédemment.

II – CARACTERES CHIMIQUES

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Les résultats de l'analyse chimique sont indiqués dans le tableau XXXVII, ainsi que la formule structurale calculée sur la base de 6 oxygènes.

Dans le diagramme triangulaire de classification des clinopyroxènes selon Poldervaart et Hess (1951), le point représentatif correspond aux valeurs suivantes :

$$\text{Ca} = 39,5 \quad \text{Mg} = 46,3 \quad (\text{Fe}^{++} + \text{Fe}^{+} + \text{Mn}) = 14,2$$

Il s'agit donc d'une augite magnésienne et calcique, assez proche du diopside.

En remplacement du silicium, la quantité d'aluminium s'avère insuffisante pour occuper la place qui reste disponible au centre des tétraédres dans la structure, et il est nécessaire de faire intervenir la totalité du titane et même une faible partie du fer trivalent. Cette intervention du fer, observée par Kuno (1955) dans des augites sub-calciques et des ferro-augites, semble inhabituelle dans des augites proches du diopside. Elle s'explique par le déficit en alumine des kersantites, déjà signalé. Ce déséquilibre est également responsable de la présence d'olivine.

Les teneurs non négligeables en K_2O et P_2O_5 sont dues à la présence de biotite et d'apatite sous forme d'inclusions qu'il a été impossible d'éliminer totalement.

On remarque le caractère plus magnésien du silicate en chaîne par rapport à la biotite qui lui est associée. Les rapports $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ sont en effet respectivement égaux à : 0,23 et 0,33. Le titane par contre est environ sept fois moins abondant dans le pyroxène que dans le mica.

20/ ÉLÉMENTS MINEURS

Les résultats correspondants figurent dans le tableau XXXVIII.

Il est intéressant de comparer ces chiffres à ceux qui ont été obtenus par la même méthode pour la biotite extraite du même échantillon (tableau XXXVI).

On remarque la plus grande richesse du mica en Ba et en B, ainsi qu'en Zn, W, V, Ni, Co, Ga, Zr. En revanche, le pyroxène renferme davantage de Sc, Cr, Cu.

Oxydes	Pyroxène	Amphibole	Cations	Pyroxène	Amphibole
	cpx 21 an. 7844	A 94 A an. 5107			
SiO ₂	48,10	51,55	Si	45,61	47,07
Al ₂ O ₃	3,40	4,50	Al	3,76	4,83
Fe ₂ O ₃	4,54	3,50	Fe ⁺⁺⁺	3,19	2,40
FeO	4,29	7,25	Fe ⁺⁺	3,36	5,52
MgO	15,50	19,40	Mg	22,04	26,57
CaO	18,50	11,10	Ca	18,79	10,86
Na ₂ O	0,20	0,75	Na	0,34	1,33
K ₂ O	0,70	0,75	K	0,80	0,87
TiO ₂	0,70	0,40	Ti	0,51	0,27
P ₂ O ₅	1,68	0,20	P	1,37	0,15
MnO	0,30	0,15	Mn	0,23	0,12
H ₂ O ⁺	1,12	0,75			
H ₂ O ⁻	0,92	0,05			
Total	99,95	100,35	Fe/Fe + Mg	0,23	0,23

Formule structurale

	Pyroxène	Amphibole
Si	1,81	7,44
Al ^{IV}	0,15	0,56
Al ^{VI}	-	0,28
Ti	0,02	0,04
Fe ⁺⁺⁺	0,13	0,38
Fe ⁺⁺	0,13	0,87
Mg	0,87	4,18
Mn	0,01	0,02
Ca	0,75	1,71
Na	0,01	0,21
K	0,03	0,14

Tableau XXXVII.-

Composition chimique d'un pyroxène (extrait d'une kersantite) et d'une amphibole (extraite d'une vagnérite). Les résultats sont exprimés en pourcentages pondéraux d'oxydes, et en pourcentages cationiques. La formule structurale a été calculée. Explications complémentaires dans le texte.

Minéral. N° éch.	Pyroxène	Amphibole	Tourmaline		
	cpx 21	A 94 A	T 5	T 130	T 108
F		950	1800	4000	2500
Cl		215	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	163	208	906	868	284
Cu	77	145	138	21	31
Ba	757	184	42	12	18
W	< 195	< 199	508	376	361
Sn	< 10	< 10	< 10	26	42
P	> 10 000	236	< 197	< 197	< 197
B	59	647	> 8000	> 8000	> 8000
V	476	154	< 10	< 10	139
Cr	1269	668	22	6	147
Ni	85	166	11	< 5	46
Co	53	84	183	90	135
Sr	126	80	19	12	38
Sc	116	63	165	291	97
Ga	17	21	151	151	84
Be	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zr	< 249	260	364	389	251

Tableau XXXVIII.-

Teneurs en oligoéléments ($\mu\text{g/g}$) de différents minéraux extraits des roches éruptives du massif de la Margeride. Pour la provenance de ces minéraux se reporter aux chapitres correspondants. Le chlore et le fluor ont été dosés par colorimétrie et les autres éléments par spectrométrie UV.

III - CARACTERES OPTIQUES

Cette augite est incolore en lame mince et vert jaunâtre pâle en grains.

angle d'extinction : $N_g/c = 40^\circ$
 angle d'axes : $2V = 43^\circ$
 $N_m = 1,676$

Ces résultats correspondent assez bien à ceux indiqués par Deer, Howie, Zussman (1965) pour une augite proche du diopside.

AMPHIBOLE

I – PROVENANCE ET ASSOCIATION

L'amphibole n'apparaît jamais dans les roches granitiques régionales. Elle est par contre constamment associée, en quantité variable, avec la biotite dans les grosses enclaves basiques de type vagnéritique. L'amphibole peut se former au détriment d'un clinopyroxène préexistant et se transformer elle-même en biotite à sa périphérie. Cette double transformation, signalée dans les vagnérites du Velay par Q.A. Palm (1954-1957), J. Didier (1964) et A. Weisbrod (1970) a été observée sur une petite enclave à grain moyen, elle-même incluse dans une vagnérite de la Margeride.

Les petites enclaves de type microgrenu ne renferment pas d'amphibole, sauf celles que l'on rencontre dans la granodiorite de Soulaque.

Deux échantillons d'amphibole ont été extraits des vagnérites de la Margeride.

II – CARACTERES CHIMIQUES

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Un concentré d'amphibole, isolé à partir d'un échantillon de vagnérite (94A) provenant de la carrière de l'Aldeyres, 2,5 km au sud de Grandrieu, a été analysé chimiquement. Les résultats sont indiqués dans le tableau XXXVII. La formule structurale a été établie sur la base : 24 (O + OH).

Avec un taux de substitution : $\frac{\text{Al}^{\text{IV}}}{\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Si}} = \frac{0,56}{8}$, on se retrouve très près de la limite $\frac{0,5}{8}$ souvent adoptée pour séparer la série de la trémolite-actinote et le groupe des hornblendes (Deer, Howie, Zussman, 1965, t. II, p. 250). Les résultats de l'étude au rayons X ainsi que les caractères optiques, conduisent à rattacher cette amphibole à la première série. Selon la référence qui vient d'être citée, la coupure entre l'actinote et la trémolite corres-

pond à la valeur 80 pour le rapport $\frac{100 \times \text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$. La valeur 77, très proche de cette limite, indique qu'il s'agit d'une actinote magnésienne. Cette actinote est nettement plus riche en magnésium que la biotite qui lui est associée : $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} = 0,23$ dans l'amphibole et 0,30 dans le mica. Cette remarque rejoint celles de J. Leterrier (1972) à propos des minéraux étudiés dans les roches éruptives du massif de Querigut. La biotite renferme trois fois plus de TiO_2 que l'amphibole.

Une origine commune ayant été envisagée pour les vaugnérites et les kersantites dont les compositions chimiques sont voisines, il n'est pas sans intérêt de comparer les compositions des inosilicates de ces deux roches. Il s'agit de minéraux faiblement alumineux qui possèdent exactement le même rapport $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$. L'amphibole est nettement plus riche en fer et en magnésium mais en contrepartie elle est beaucoup moins calcique. La présence d'olivine associée au pyroxène dans la kersantite permet d'expliquer les différences de composition des deux silicates en chaîne.

2°/ ÉLÉMENTS MINEURS

Les teneurs en oligoéléments de l'actinote magnésienne (tableau XXXVIII) peuvent être comparées à celles de la biotite (B 94A) extraite du même échantillon.

L'actinote contient environ deux fois moins d'halogènes (Cl et F) que le mica. Ceci est d'ailleurs conforme à l'importance réduite qu'occupent les ions OH dans la formule structurale des amphiboles.

Certains éléments : B, Sr, Sc et Cu sont mieux représentés dans l'actinote ; en revanche, le mica est plus riche en Ba, V, Cr, Ni, Ga et Co.

III – CARACTERES OPTIQUES

L'amphibole des vaugnérites du Massif de la Margeride est toujours faiblement colorée. Elle présente les teintes principales suivantes :

Ng : vert bleuâtre très pâle, Nm : jaune verdâtre très pâle, Np : très légère teinte jaune.

Sur l'échantillon A 94a, les résultats suivants ont été obtenus :

Ng : 1,647 Nm : 1,635 Np : 1,626 Ng/C = 18° 2 V = -84°

Ces résultats sont tout à fait compatibles avec les valeurs indiquées par Deer, Howie, Zussman (1965) pour une actinote riche en magnésium.

Selon Weisbrod (1970), dans les Cévennes médianes très proches géographiquement, les amphiboles des vaugnérites appartiennent généralement à un type peu coloré (actinote)

dont les caractères optiques sont très voisins de ceux décrits précédemment ; d'autres de teintes plus foncées, correspondraient à des hornblendes ou à des actinotes plus riches en fer.

IV – ÉTUDE RADIOCRISTALLOGRAPHIQUE

Deux échantillons d'amphibole extraits des vagnérinites ont été étudiés par diffractométrie X. Il s'agit de l'échantillon A 94A dont la provenance a déjà été indiquée, et de l'échantillon A 24 qui provient d'une petite carrière abandonnée, 200 m à l'ouest du Moulin de Linas (Saint-Chély-d'Apcher n° 7).

Les caractères cristallographiques correspondants, déterminés par Y. Blanc (Clermont-Ferrand) sont indiqués di-dessous :

N° éch. et diagramme	a (Å)	b (Å)	c (Å)	β	V (Å ³)
A 24 DX 2408	9,85	18,11	5,28	104°30'	912
A 94a DX 2409	9,83	18,08	5,28	104°43'	908

Ces deux amphiboles, très voisines l'une de l'autre, ont des paramètres de maille qui correspondent assez bien avec ceux des actinotes.

TOURMALINE

I – PROVENANCE ET RÉPARTITION

La tourmaline est un minéral accessoire, très fréquent dans les différents faciès leucogranitiques du Massif de la Margeride. Dans les aplites et les leucogranites à grain moyen, ce minéral est généralement dispersé, il est quelquefois concentré en nodules ou en cocardes. Les pegmatites de la région de Saint-Chély-d'Apcher renferment des gerbes de grands cristaux prismatiques à disposition rayonnante ou des amas d'aiguilles jointives et parallèles qui se désagrègent assez rapidement.

Dans le granite porphyroïde (faciès clair et moyen uniquement) la tourmaline apparaît accidentellement, en enduit dans les fissures ou dans de rares nodules pegmatitiques isolés. On la trouve encore dans les pegmatites associées à certaines concentrations de « dents de cheval ».

Six échantillons ont été étudiés : deux sont liés à des pegmatites leucogranitiques :

- T 5 : carrière de La Chaumette (3 km S-E de Saint-Chély-d'Apcher).
- T 130 : carrière de Tatula (sortie W de Saint-Chély-d'Apcher).

Quatre autres tourmalines proviennent du granite porphyroïde :

- T 15 : mésostase pegmatitique, dans une concentration de « dents de cheval », (1 km au nord de la Fage-Saint-Julien - Nasbinals n° 4).
- T 58 : nodule pegmatitique de diamètre décimétrique sur une boule de granite (100 m à l'est de Saint-Just - Chaudes-Aigues n° 8).
- T 108 : nodules à tourmaline (bordure de la N 589, 1 km à l'ouest de Saint-Juéry (Chaudes-Aigues n° 7).
- T 112 : fines aiguilles rayonnantes, en enduit dans une diacalse sur un fragment de boule (1 km S de Saint-Rémy - Nasbinals n°2).

II – CARACTERES CHIMIQUES

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Selon Deer, Howie et Zussman (1965), la composition chimique de la tourmaline évolue entre trois pôles principaux :

	T 5 an. 7132	T 130 an. 7134	T 58 an. 7325	T 108 an. 7133
SiO ₂	35,80	34,80	38,50	37,00
B ₂ O ₃	(10,94)	(11,88)	(11,60)	(9,94)
Al ₂ O ₃	34,50	32,00	30,00	32,00
Fe ₂ O ₃	13,50	13,50	8,60	8,50
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0,50	1,50	5,15	6,00
CaO	tr.	tr.	0,25	0,40
Na ₂ O	1,35	1,60	2,00	1,90
K ₂ O	0,45	0,45	0,35	0,45
Li ₂ O	0,04	0,07	n.d.	0,01
TiO ₂	0,50	0,50	0,90	1,20
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0,28	0,32	0,15	0,11
H ₂ O ⁺	1,95	2,05	2,50	2,45
H ₂ O ⁻	0,05	0,05	n.d.	0,05
Total	100,00	100,00	100,00	100 00
Si	5,99	5,90	6,59	6,16
B	3,13	3,46	3,41	2,84
Al	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	0,78	0,39	0,04	0,27
Fe ⁺⁺⁺	-	-	-	-
Fe ⁺⁺	1,68	1,71	1,11	1,06
Mg	0,12	0,37	1,32	1,50
Ti	0,06	0,06	0,11	0,15
Li	0,03	0,04	-	0,01
Mn	0,04	0,04	0,02	0,02
Na	0,44	0,53	0,07	0,62
Ca	-	-	0,04	0,07
K	0,10	0,10	0,07	0,1
Fe/Fe + Mg	0,93	0,82	0,46	0,41

Tableau XXXIX.-

Composition chimique de 4 échantillons de tourmaline provenant du massif granitique de la Margeride. La formule structurale a été calculée sur la base de 31 (O + OH). Explications complémentaires dans le texte.

Dravite	:	Na Mg ₃	Al ₆ B ₃	Si ₆ O ₂₇ (OH, F) ₄
Schorlrite	:	Na (Fe, Mn) ₃	Al ₆ B ₃	Si ₆ O ₂₇ (OH, F) ₄
Elbaïte	:	Na Li, Al) ₃	Al ₆ B ₃	Si ₆ O ₂₇ (OH, F) ₄

Les résultats de l'analyse chimique de 4 échantillons de tourmaline sont indiqués dans le tableau XXXIX. Les quantités de B₂O₃, élément non dosé, ont été calculées par différence à 100. Pour l'échantillon T 58, H₂O⁺ non dosé a été fixé à 2,50 par analogie avec les autres résultats. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 31 (O + OH).

On remarque que les échantillons forment deux groupes distincts qui diffèrent par leur composition chimique et leur provenance.

Les tourmalines des pegmatites leucogranitiques, relativement riches en fer et manganèse et très pauvres en magnésium sont des schorlites typiques, avec, cependant un léger caractère elbaïtique qui se manifeste par un excès d'alumine et la présence de lithium.

Les tourmalines liées au granite porphyroïde, nettement plus riches en magnésium, se rapprochent des dravites. On remarque également l'augmentation sensible de TiO₂, de Na₂O et de CaO. Le rapport Fe/Fe + Mg compris entre 0,41 et 0,46 est voisin de celui de la biotite du granite porphyroïde qui varie entre 0,45 et 0,50. Dans le cas de l'échantillon T 108, les observations pétrographiques indiquent d'ailleurs que la tourmaline a remplacé tardivement une biotite préexistante. Le rapport Ti/Mg = 0,10 est voisin de celui de la biotite (0,13)

20/ ÉLÉMENTS MINEURS

Le dosage des oligoéléments effectué sur 3 échantillons (tableau XXXVIII) confirme les différences entre les deux types de tourmaline déjà distinguées : les schorlites (T 5 et T 130) renferment davantage de Zn, Sc, Ga, Zr et W, tandis que la dravite est plus riche en V, Cr, Ni, Sr et Sn.

III – CARACTERES OPTIQUES

Les indices de réfraction ont été mesurés pour les 6 échantillons de tourmaline et la biréfringence a été déterminée par différence (tableau accompagnant la figure 34). Les schorlites (T 5 et T 130) se distinguent par leurs indices plus élevés. Ces valeurs ont été reportées sur un graphique (fig. 34), extrait de Deer, Howie, Zussman (1965) établi en fonction du nombre d'ions (Fe⁺ + + + Fe⁺ + + + Mn) calculé sur la base de 31 (O + OH). Les points ainsi construits se placent sur la courbe ou à son voisinage immédiat, et il a été possible d'utiliser celle-ci pour connaître la teneur en fer et manganèse, en fonction de Ng (valeurs indiquées entre parenthèses sur le tableau) dans les échantillons dont l'analyse n'a pas été effectuée. La tourmaline T 112, qui s'est déposée dans les fissures du granite porphyroïde, apparaît ainsi particulièrement pauvre en fer.

	$(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$	N_g	N_p	δ	teinte selon N_g
T5	1,72	1,662	1,634	0,028	brun rouge
T130	1,75	1,661	1,631	0,030	brun verdâtre
T15	(1,08)	1,654	1,626	0,028	—
T58	1,13	1,650	1,624	0,026	brun jaune
T 108	1,08	1,654	1,626	0,028	brun jaune
T 112	(0,60)	1,644	1,622	0,022	brun verdâtre

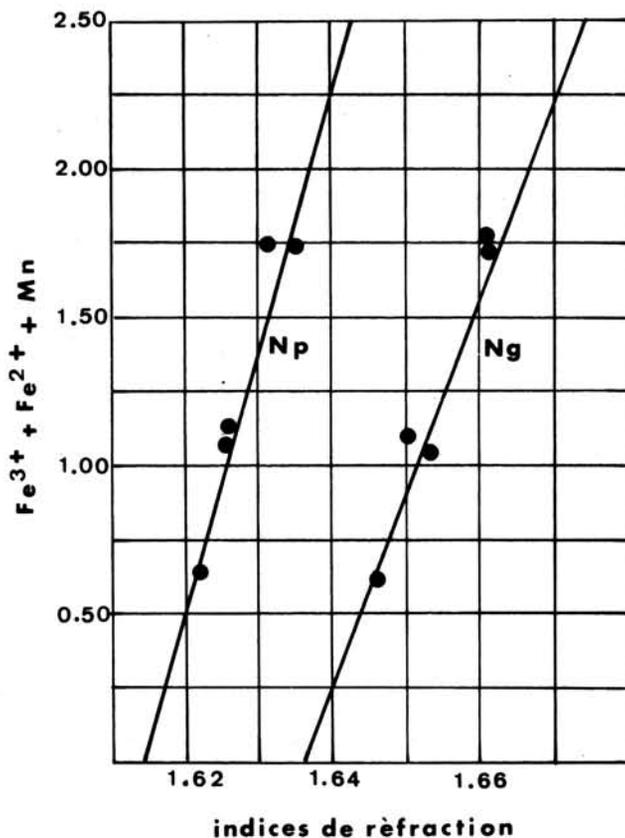


FIGURE 34 : Position des tourmalines étudiées sur le diagramme simplifié de Deer, Howie, Zussman (1965) indiquant la relation entre les indices de réfraction et le nombre d'ions ($\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$) calculé sur la base de 31 (OH,F). Les résultats utilisés, concernant l'étude des propriétés optiques, sont indiqués dans le tableau ci-dessus. Explications complémentaires dans le texte.

	N°DX	a(Å)	c(Å)	v(Å ³)	c/a
T 5	2879	15,938	7,135	1569,6	0,4477
T 130	2881	15,966	7,145	1577	0,4475
T 58	2880	15,943	7,159	1575,9	0,4490
T 108	4060	15,947	7,172	1579,6	0,4497

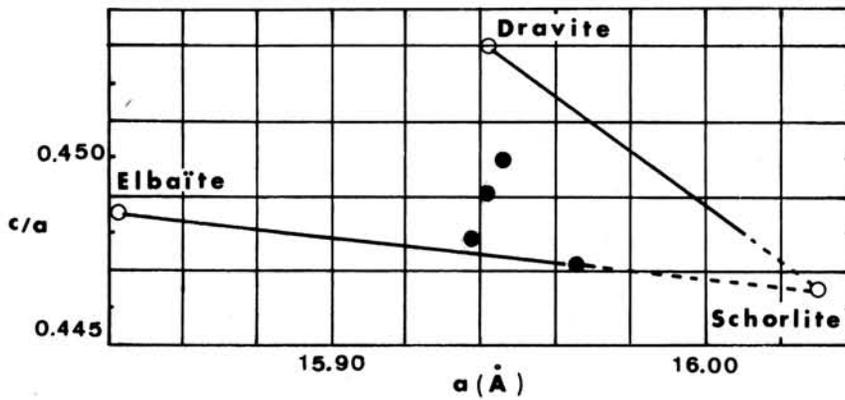
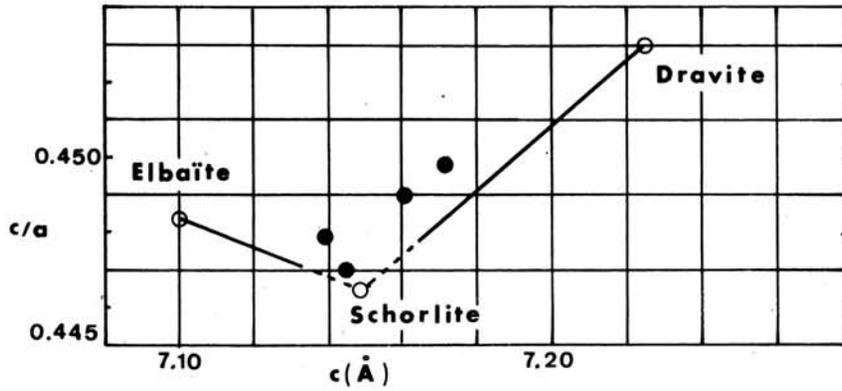


FIGURE 35 : Position des échantillons étudiés sur les diagrammes de variation des caractéristiques de la maille pour les deux séries de tourmaline (d'après Epprecht, 1953). Les résultats de l'étude radiocristallographique sont indiqués dans le tableau ci-dessus.

IV — ÉTUDE RADIOCRISTALLOGRAPHIQUE

Pour 4 échantillons, les caractéristiques de la maille, exprimées en angstroms ont été déterminées par Y. Blanc à partir de diagrammes de rayons X dont les numéros sont rappelés dans le tableau qui accompagne la figure 35.

Ces résultats ont été reportés sur le diagramme d'Epprecht (1953), figure 35, qui caractérise les deux séries : elbaïte—schorlrite et schorlrite—dravite, d'après les variations des paramètres de la maille et de leur rapport c/a . Là encore, les deux groupes d'échantillons se distinguent : ceux qui sont liés aux leucogranites appartiennent nettement à la première série, tandis que ceux qui proviennent du granite porphyroïde ont tendance à appartenir à la seconde.

MUSCOVITE

I — RÉPARTITION

La muscovite est un minéral accessoire inégalement réparti dans le granite porphyroïde. Le faciès sombre en est d'ordinaire pratiquement dépourvu, par contre, ce mica blanc revêt une certaine importance dans le faciès clair. Dans tous les cas, la muscovite paraît avoir une origine secondaire. Elle se forme au détriment des minéraux suivants : biotite, cordiérite, feldspath potassique et plagioclase. Elle se développe plus particulièrement à la périphérie des biotites incluses dans le feldspath potassique (cf. étude pétrographique du granite de la Margeride).

Dans les leucogranites, la muscovite est systématiquement présente, bien qu'en quantité variable là aussi. Dans la région de Saint-Chély-d'Apcher, J. Lameyre (1966) note que la muscovite forme de petites paillettes dans les filons de faible puissance, et de larges taches poéclitiques dans les filons épais. Elle est moins abondante dans les aplites riches en tourmaline. Selon ce même auteur, la muscovite des leucogranites provient de la transformation métasomatique des feldspaths alcalins et de l'altération des minéraux alumineux (cordiérite et silicates d'alumine) à l'exclusion de la biotite. La possibilité d'une origine primaire est également admise.

	2225	2236		2225	2236
SiO ₂	46,20	44,20	Si	6,130	6,008
Al ₂ O ₃	33,60	32,70	Al ^{IV}	1,870	1,992
Fe ₂ O ₃	1,95	1,60	Al ^{VI}	3,368	3,232
FeO	0,70	1,10	Fe ⁺⁺⁺	0,119	0,163
MgO	1,60	2,70	Fe ⁺⁺	0,080	0,122
CaO	0,30	0,00	Mg	0,318	0,546
Na ₂ O	1,30	0,50	Ti	0,016	0,033
K ₂ O	9,00	11,60	Mn	-	0,008
TiO ₂	0,15	0,30	Na	0,335	0,130
P ₂ O ₅	0,50	0,00	K	1,529	2,008
MnO	-	0,10	OH	4,331	4,180
H ₂ O ⁺	4,90	4,70			
H ₂ O ⁻	0,60	0,00			
Total	100,80	99,50			

Tableau XL.-

Composition chimique de deux muscovites extraites des leucogranites de la Margeride, d'après J. Lameyre (1966). Les formules structurales correspondantes, calculées sur la base de 24 (O, OH) sont indiquées dans la partie droite du tableau.

Provenance des échantillons :

n° 2225 : aplite, carrière de Tatula, sortie ouest de Saint-Chély d'Apcher.

n° 2236 : leucogranite, carrière de Grazières-Mages, 7 km SE de Saint-Chély d'Apcher.

	2225	2236
Pb	3	5
Sn	51	327
Ag	2	2
Cu	30	24
Ni	12	14
Cr	24	42
Mo	0	0
Cl	215	n.d.
F	1950	n.d.

Tableau XLI.-

Teneurs (µg/g) en oligoéléments de deux muscovites dont la provenance est indiquée dans le tableau précédent.

Les teneurs en oligoéléments métalliques extraites de la thèse de J. Lameyre (1966), ont été dosées par spectrométrie d'émission à arc. Les teneurs nouvelles en halogènes ont été obtenues par colorimétrie.

II – GÉOCHIMIE

1^o/ ÉLÉMENTS MAJEURS

Deux analyses chimiques, extraites de la thèse de J. Lameyre sont reproduites dans le tableau XL. Ces micas renferment des quantités assez importantes de fer et de magnésium, éléments qui remplacent une partie de l'aluminium hexacoordonné.

2^o/ ÉLÉMENTS MINEURS

Dans le tableau XLI figurent les résultats extraits de J. Lameyre (1966) pour les oligoéléments métalliques et des résultats nouveaux concernant les halogènes dans un échantillon seulement.

On remarque la teneur élevée en étain plus particulièrement dans la muscovite de Grazières-Mages, environ 10 fois plus riche en cet élément que la roche totale correspondante (voir les résultats détaillés dans l'ouvrage déjà cité en référence). Dans l'autre échantillon, la teneur en étain n'est que faiblement supérieure à celle de la roche totale.

La teneur en fluor est nettement inférieure aux chiffres obtenus dans la biotite du granite de la Margeride.

CORDIÉRITE

I -- PROVENANCE ET RÉPARTITION

Ce minéral a été rencontré dans diverses roches granitiques du Massif de la Margeride.

- Dans les leucogranites : des prismes de pinite ont été décrits par J. Lameyre (1966) dans les aplites porphyriques de Grazières-Mages et des amas phylliteux correspondant à d'anciennes cordiérites dans les aplites de Tatula près de Saint-Chély-d'Apcher.
- Dans les pegmatites leucogranitiques : éch. C 5 (carrière de La Chaumette, 3 km au S-E de Saint-Chély-d'Apcher). Cette cordiérite altérée se présente en prismes phylliteux de 1 à 2 cm de large.

- Dans le faciès clair du granite de la Margeride, la pinite forme de petits prismes gris verdâtres de 0,5 cm de largeur : éch C 217 (300 m N-NE de Senergues, Décazeville 4) — éch. C 231 (200 m S-E de Serverette, Saint-Chély 6).
- Dans certains microgranites, la pinite fait partie des phénocristaux : éch. 84 (filon de Saint-Léger-du-Malzieu, Saugues 5).

En raison de la taille favorable des cristaux, ces quatre échantillons ont été directement dégagés à la surface d'un fragment de roche.

La cordiérite est généralement accompagnée par d'autres minéraux alumineux : muscovite le plus souvent, à laquelle s'ajoute parfois l'andalousite. Sa présence traduit un excès d'alumine dans la roche : rapport $Al_2O_3/CaO > 10$.

II — CARACTERES CHIMIQUES

L'étude de la cordiérite altérée se limitera à l'examen de sa composition chimique.

Dans tous les cas il s'agit de pinite, c'est-à-dire de cordiérite pseudomorphosée en une association de phyllosilicates. L'examen microscopique montre l'existence d'une chlorite peu colorée et de muscovite souvent orientée dans les plans de clivages de l'ancien cristal qui correspondent au 3 plans de symétrie du système orthorhombique (aspect de « muscovite en échelle »). Cette transformation minéralogique nécessite un apport d'eau et de potasse ; en contrepartie il peut y avoir départ de certains éléments.

Les résultats de l'analyse chimique des 4 échantillons de pinite apparaissent dans le tableau XLII.

La forte teneur en H_2O^+ confirme le degré d'altération de la cordiérite. La teneur très élevée en K_2O qui dans l'échantillon C 5 est proche de celle d'une muscovite revêt la même signification.

La formule structurale a été calculée comme s'il s'agissait d'une cordiérite normale, sur la base de 18 oxygènes en faisant abstraction de H_2O^+ .

La somme des éléments Fe^{++} , Mg, Mn et accessoirement Na et Ca est voisine de 2 dans une cordiérite canonique. On remarque que ceci est presque réalisé dans les deux premiers échantillons qui proviennent du granite porphyroïde. Par contre dans C 84 (microgranite) et bien plus encore dans C 5 (pegmatite), il existe un fort déficit qui correspond à un important départ de ces éléments.

Le magnésium prédomine sur le fer, en particulier dans l'échantillon C 217, alors que dans la biotite correspondante (B 217) l'équilibre entre les deux éléments était réalisé. Les rapports $Fe/Fe + Mg$ sont respectivement égaux à 0,38 et à 0,50.

	C 217	C 231	C 84	C 5
SiO ₂	47,50	46,00	50,00	49,00
Al ₂ O ₃	25,30	24,00	28,80	30,00
Fe ₂ O ₃	7,80	8,45	2,85	3,50
FeO	n.d.	n.d.	2,20	n.d.
MgO	6,30	6,30	3,80	1,50
CaO	0,10	0,40	0,20	0,08
Na ₂ O	0,40	0,50	0,30	0,35
K ₂ O	6,50	6,35	4,85	9,30
TiO ₂	tr.	tr.	0,10	tr.
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0,35	0,30	0,17	0,05
H ₂ O ⁺	6,35	8,00	5,40	5,85
H ₂ O ⁻	0,20	0,00	0,55	0,00
Total	100,80	100,30	99,22	99,63
Si	5,241	5,232	5,446	5,418
Al	0,759	0,768	0,554	0,582
Al	2,523	2,437	3,133	3,318
Ti	-	-	0,007	-
Fe ³⁺	-	-	-	-
Fe ²⁺	0,648	0,725	0,397	0,292
Mg	1,038	1,064	0,621	0,245
Mn	0,033	0,023	0,013	0,006
Na	0,079	0,113	0,065	0,079
Ca	0,013	0,045	0,026	0,007
K	0,913	0,917	0,679	1,313
Fe/Fe + Mg	0,38	0,40	0,39	0,54
Fe ⁺⁺ + Mg + Mn + Na + Ca	1,811	1,970	1,122	0,629

Tableau XLII.-

Composition chimique et formule structurale de quatre échantillons de cordiérite provenant du massif de la Margeride. Explications complémentaires dans le texte.

Dans l'échantillon C 5 au contraire c'est le fer qui domine, cette prédominance est d'ailleurs beaucoup plus marquée dans la tourmaline T 5 qui provient du même gisement (valeurs respectives des rapports Fe/Fe + Mg = 0,54 et 0,93). Ces comparaisons sont cependant sujettes à caution en raison de l'importance du lessivage du fer et du magnésium dans l'échantillon C 5 ; celle-ci a pu être inégale pour les deux éléments considérés.

ANDALOUSITE

DESCRIPTION ET ÉTUDE RADIOCRISTALLOGRAPHIQUE

L'andalousite est associée à la cordiérite dans les leucogranites. Elle a été signalée par J. Lameyre (1966) dans les aplites de Tatula près de Saint-Chély-d'Apcher.

Dans la carrière de pegmatite de La Chaumette, j'ai observé ce minéral qui accompagne la pinite et la schorlite étudiées précédemment.

L'andalousite de La Chaumette se présente en prismes à section presque carrée de 0,5 à 1 cm de côté et longs de plusieurs centimètres. Leur couleur est rose un peu violacé. Souvent ces cristaux sont altérés à la périphérie ou même en totalité sous forme d'une matière compacte, d'aspect cireux et translucide, de couleur vert jaune clair qui correspond vraisemblablement à de la damourite.

Un diffractogramme de rayons X (n° 3063) réalisé sur un échantillon de teinte rose uniforme a permis de vérifier qu'il s'agit bien d'andalousite.

Les paramètres de la maille sont les suivants :

$$a = 7,793 \pm 0,003 \text{ \AA} \quad b = 7,893 \pm 0,005 \text{ \AA} \quad c = 5,549 \pm 0,005 \text{ \AA}$$

FELDSPATH POTASSIQUE

I – PROVENANCE

Les échantillons étudiés proviennent principalement du granite de la Margeride où ils ont été prélevés dans les 3 faciès, sous forme de mégacristaux. Un échantillon (MFK 103 B) a été extrait d'un bloc de granite porphyroïde, à faciès sombre en enclave dans le granite du Velay. Un autre échantillon de type « dent de cheval » (MFK 46) provient d'une enclave de

vaugn rite dans le granite de la Margeride. Le MFK 84 est un ph nocristal, de taille comparable aux précédents, provenant d'un filon de microgranite. Les autres échantillons ont été extraits, l'un d'une pegmatite leucogranitique (FK 5 C), il s'agit d'une association graphique de quartz et de FK perthitique, l'autre d'un gneiss  ill  (FK 121) appartenant à l'Arc de Fix.

Du fait de leur taille pluricentimétrique, tous ces cristaux ont été facilement isolés du reste de la roche, mais ils n'ont subi aucune purification pour les débarasser de leurs inclusions.

II – CARACTERES CHIMIQUES

10/ ÉLÉMENTS MAJEURS

La composition chimique moyenne, calculée pour les trois faciès distingués dans le granite porphyro ide, à partir des résultats de l'analyse de différents MFK, permet d'établir une comparaison entre les trois types de cristaux qui appartiennent à des générations successives (cf.  tude pétrographique).

D'après les chiffres qui apparaissent dans le tableau XLIII, la teneur en potasse, ou si l'on préfère, le pourcentage en orthose, diminue à mesure que les échantillons considérés appartiennent à des faciès granitiques de plus en plus clairs, c'est-à-dire à des générations de plus en plus tardives. En contrepartie, les teneurs en soude et en albite augmentent. D'après les résultats de l'étude pétrographique, cette augmentation est due à deux causes :

- accentuation du caractère perthitique avec développement de veines et de taches d'albite dans les feldspaths appartenant aux faciès de plus en plus clairs.
- accroissement de l'importance des inclusions po cilitiques, en particulier de plagioclase (cf. tableau IV), dans les MFK qui se développent dans un magma de plus en plus riche en cristaux divers en même temps qu'il devient plus alcalin.

Ce caractère de plus en plus po cilitique des générations successives de MFK se confirme géochimiquement par l'augmentation de la teneur en SiO_2 (inclusions de quartz) et de Fe_2O_3 (inclusions de biotite). La culmination de la chaux dans les MFK appartenant au faciès moyen correspond au fait que les plagioclases inclus y sont plus nombreux que dans le faciès sombre et plus riches en anorthite que dans le faciès clair.

L' chantillon 103 B renferme une faible quantité de soude, comme les cristaux provenant du faciès sombre. Ses teneurs en Fe_2O_3 et CaO sont par contre anormalement élevées.

L' chantillon 5 C, de teinte rose saumon, se distingue facilement de l'albite blanche dans la pegmatite. Sa teneur élevée en silice traduit la présence de quartz en association micropegmatitique. Il renferme également une quantité importante d'albite (1/3 de la phase feldspathique) en association perthitique complexe.

N° éch. N° an.	faciès clair				faciès moyen					faciès sombre			
	217 7135	231 8095	125 7136	M 1	12 5567	216 8096	15 5573	13 5568	M 2	276 8097	226 8098	41 5569	M 3
SiO ₂	67,00	64,00	67,00	66,00	64,60	65,20	64,60	64,70	64,77	65,00	64,30	63,80	64,34
Al ₂ O ₃	17,90	19,00	17,30	18,07	19,90	18,80	20,40	20,05	19,80	18,20	17,90	19,25	18,45
Fe ₂ O ₃	0,60	0,45	0,60	0,55	0,20	0,50	0,15	0,30	0,28	0,35	0,55	0,20	0,36
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0,25	0,10	0,25	0,20	-	0,20	-	-	-	0,10	0,30	-	-
CaO	0,30	0,40	0,40	0,37	0,70	0,20	0,75	0,70	0,59	0,20	0,50	0,65	0,45
Na ₂ O	3,00	3,45	3,00	3,15	2,70	3,10	2,75	2,60	2,79	2,20	1,90	1,90	2,00
K ₂ O	10,00	11,70	10,10	10,60	11,60	11,80	11,10	11,50	11,50	13,30	13,30	13,10	13,23
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,15	-	0,10	0,8	0,15	-	0,15	0,15	0,12	-	-	0,15	-
H ₂ O ⁺	0,40	0,28	0,45	0,38	0,40	0,23	0,10	0,35	0,30	0,29	0,63	0,10	0,30
H ₂ O ⁻	0,05	0,09	0,05	0,06	0,05	0,09	0,00	0,00	0,04	0,11	0,13	0,00	0,07
Total	99,65	99,47	99,25		100,25	100,12	100,00	100,35		99,75	99,51	99,15	
Orthose	59,1	68,2	59,7	62,3	68,6	69,5	65,7	68,0	67,9	78,4	78,4	77,5	78,1
Albite	25,3	29,3	25,4	26,6	22,8	26,2	23,2	22,0	23,6	18,3	16,2	16,1	16,9
Anorthite	0,6	1,4	1,4	1,1	2,6	1,1	2,8	2,6	2,3	1,1	2,5	2,3	1,9
Quartz	10,6	0,0	9,9	6,8	3,4	1,7	4,9	4,4	3,6	1,1	1,3	1,6	1,3
Corindon	1,9	1,0	0,9	1,3	1,9	0,5	2,8	2,3	1,9	0,0	0,0	1,0	0,3
Rb		344		344	354	340	320	294	327	302	318	282	300
Sr		266		266	420	428	444	398	422	432	454	498	461
Ba		1860		1860	4000	4000	4550	3680	4057	3950	4800	4300	4350
Li		44		44	8	34	12	12	16	12	20	10	14

N° éch.	103 B	46	84	56	121
N° an.	5554	5570	5552	6493	5551
SiO ₂	63,50	65,35	65,20	73,3	66,10
Al ₂ O ₃	19,10	19,75	19,80	15,75	19,65
Fe ₂ O ₃	1,60	0,20	0,15	-	0,15
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0,60	0,00	0,15	0,00	0,00
CaO	1,20	1,0	0,80	0,50	0,80
Na ₂ O	2,10	2,45	3,00	2,60	3,20
K ₂ O	11,10	10,50	10,80	7,40	9,75
TiO ₂	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,15	0,10	-	0,25	-
H ₂ O ⁺	0,15	0,45	0,15	0,30	0,35
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00	0,05	0,15
<hr/>					
Total	99,50	99,80	100,05	100,15	100,15
<hr/>					
Orthose	65,7	62,1	63,9	43,8	57,7
Albite	17,7	20,7	25,3	22,0	27,0
Anorthite	5,1	4,4	4,0	1,0	4,0
Quartz	5,7	9,0	4,5	29,4	8,5
Corindon	1,7	2,7	1,7	3,1	2,3
<hr/>					
Rb	232	210	296	584	264
Sr	744	742	436	8	184
Ba	5900	8480	4200	< 100	1400
Li	16	28	16	20	12

Tableau XLIII.~

Composition chimique de différents échantillons de feldspath potassique. La composition minéralogique a été calculée selon la norme C I P W. Pour les éléments mineurs, les teneurs sont exprimées en µg/g.

Provenance des échantillons :

- Mégacristsaux du granite de la Margeride

217 : 300 m N.NE de Senergues (Décazeville 4)

231 : 200 m SE de Serverette (Saint-Chély 6)

125 : 1 km N de Castailhac (Espalion 2)

12 : 100 m NE de la Brugeire (Saugues 8)

216 : 200 m N de Brabanse (Espalion 1)

15 : 1 km N de la Fage - St-Julien (Naslinals 4)

13 : 2,5 km W d'Entraygues (Entraygues 5)

276 : 200 m W du Chayla d'Ance (Saint-Chély 4)

226 : Truc de Fortunio (Saint Chély 8)

41 : 3 km SW de Monistrol (Cayres 1).

- Autres échantillons :

103 B : MFK de granite porphyroïde en enclave dans le granite du Velay : carrière du barrage de la Palisse (Burzet 2)

46 : MFK dans vaugnérite à grain fin, 200 m NE de la Villedieu (St-Chély 8)

84 : MFK dans microgranite, St-Léger du Malzieu (Saugues 5)

56 : FK micropegmatitique : carrière de la Chaumette (St-Chély 1)

121 : MFK des gneiss ocellés, 1300 m E de Monistrol (Cayres 1)

Le MFK 121 extrait des gneiss œillés est géochimiquement très proche des MFK du faciès clair, il est cependant plus riche en CaO.

20/ ÉLÉMENTS MINEURS

Pour des faciès de plus en plus clairs du granite porphyroïde, on observe un accroissement des teneurs en Rb et Li, en dépit d'une diminution du potassium. Ceci traduit le caractère de plus en plus alcalin du magma résiduel dans lequel se forment les derniers cristaux. Les métaux alcalino-terreux Sr et Ba présentent une disposition inverse : la diminution est brutale dans le faciès clair.

A propos du baryum, une étude à la microsonde électronique a été réalisée, en collaboration avec G. Sabourdy, sur le MFK n° 12. Pour cet élément, on observe une décroissance assez régulière de la teneur, en suivant un trajet qui va du centre vers la bordure. La diminution de la teneur en baryum au cours de l'avancement de la cristallisation, qui a été mise en évidence dans les générations successives de MFK, se confirme donc à l'intérieur d'un même cristal.

L'importance du baryum dans le MFK 46, inclu dans la vagnérite, provient sans doute du fait que par suite de la résorption de la partie externe du cristal, le cœur plus riche en cet élément a subsisté seul.

Le feldspath 5 C est particulièrement riche en Rb, Li et pauvre en Sr, Ba.

Du point de vue de leur teneur en Sr et Ba, les échantillons 103 B, 84 et 121 peuvent être respectivement rapprochés des feldspaths extraits des faciès sombre, moyen et clair du granite de la Margeride.

TROISIEME PARTIE

ÉTUDE STRUCTURALE DU MASSIF DE LA MARGERIDE

ÉTUDE STRUCTURALE DU MASSIF DE LA MARGERIDE

I — RELATIONS DU GRANITE DE LA MARGERIDE AVEC LES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES ET LES AUTRES GRANITES

Les caractères du contact entre les terrains encaissants et le granite seront tout d'abord décrits, ainsi que le métamorphisme thermique développé par ce dernier au moment de sa mise en place. On examinera successivement : la partie occidentale du massif (appendice d'Entraygues), la bordure nord (entre les monts d'Aubrac et la vallée de l'Allier), la bordure sud (région de Mende et Marvejols) et la partie orientale.

10/ RÉGION OCCIDENTALE

Sur tout le pourtour de l'appendice d'Entraygues, le granite est en relation avec des roches faiblement métamorphiques parmi lesquelles dominent les micaschistes sériciteux. Au contact du magma granitique ces roches ont été affectées par un métamorphisme thermique très prononcé, avec apparition de cornéennes et de schistes tachetés. Ce métamorphisme de contact a été décrit par M. Boule (1897-1898), M. Roques (1941), P. Lapadu-Hargues (1947), P. Becarie (1958) et plus récemment par Y. Chèze (1975).

La largeur de l'auréole, toujours supérieure à 1 km, est nettement plus développée du côté nord selon M. Roques et P. Becarie. Cette plus grande extension peut être due à un faible enfoncement du pluton granitique qui réapparaît 10 km plus loin vers le N-E en formant le petit massif de Veinazès, à l'influence de la granodiorite de Soulaque dont l'auréole thermique prolonge celle du granite d'Entraygues, ou encore, selon M. Roques, à l'orientation de la foliation des micaschistes très oblique du côté nord par rapport à la limite du granite tandis qu'elle est parallèle au contact sud et forme écran de ce côté. La conductibilité thermique d'un mica est en effet environ 6 fois plus grande dans le plan des feuillets que dans la direction perpendiculaire (Clarke, 1966).

Les schistes tachetés s'observent dans la zone la plus externe. Selon P. Bécarie, ils renferment de la biotite de néoformation, souvent discordante dans la trame schisteuse, ainsi que de la muscovite recristallisée ; l'andalousite apparaît également et plus rarement la cordiérite dans les termes les plus alumineux. Les taches, de teinte foncée, correspondent à des nodules de diamètre inférieur à 1 cm et aplatis dans le plan de la schistosité. Ces nodules représentent probablement d'anciens phénoblastes de cordiérite (ou d'andalousite) entièrement remplacés par un mélange de phyllosilicates variés et mal définis.

Dans les cornéennes, la schistosité cristallophyllienne tend à disparaître, ce qui confirme le fait que la mise en place du granite est postérieure au métamorphisme général. Le litage subsiste cependant et donne souvent à ces cornéennes un aspect rubané, avec des alternances de niveaux quartziteux sombres et massifs et de lits pélitiques plus clairs et tachetés. Les microplis demeurent visibles grâce au litage, ils paraissent antérieurs à la formation des cornéennes. Dans ces roches, on note une intense recristallisation non orientée de l'ensemble des minéraux et la présence de grands cristaux d'andalousite poéclitique et de cordiérite. La pyrite est abondante parmi les minéraux opaques. La tourmaline apparaît dans les fissures ou dans des filonnets quartzeux. Dans la coupe le long de la vallée du Lot, en amont du barrage de Golinac, on rencontre plusieurs filons de quartz, de largeur métrique, minéralisés en pyrite, parfois mispickel et carbonates.

La limite sud du granite d'Entraygues suit fidèlement la direction de la schistosité des micaschistes et le contact est généralement concordant. Dans la vallée du Lot, ce contact est sub-vertical avec un pendage externe de 70°. Le caractère nettement intrusif du granite est confirmé par l'existence d'apophyses filoniennes, de largeur centimétrique, injectées suivant le plan de foliation. Le long de la D 97, 4 km au nord d'Estaing, le contact, toujours concordant, est incliné de 40° vers le S-E. A 30 m de ce contact principal, le granite qui conserve son aspect porphyroïde habituel réapparaît sous forme d'un sill de 1,5 m de large. L'ensemble est recoupé par des filonnets de quartz à tourmaline perpendiculaires à la direction de la schistosité.

Sur la bordure nord, la direction générale N-W—S-E des micaschistes est franchement discordante par rapport à la limite du granite. Cependant, la carte structurale de Y. Chèze (1975) montre qu'il se réalise un certain réajustement avec des pendages externes, à l'approche du contact qui demeure toutefois généralement de type discordant.

Dans l'ensemble de cette région occidentale on peut dire que la mise en place du granite s'est réalisée après les grandes phases tectoniques et métamorphiques avec apparition d'un important métamorphisme de contact. Les relations entre le granite porphyroïde et les métamorphites, à caractère intrusif très franc, n'ont été que peu modifiées secondairement. Le pendage externe des contacts indique un élargissement du pluton en profondeur.

20/ BORDURE NORD

Il s'agit de la bordure nord du granite comprise entre la terminaison des plateaux volcaniques de l'Aubrac et l'Allier. Deux parties peuvent être distinguées, au point de vue structural, de part et d'autre de la vallée de la Truyère.

Du côté ouest, c'est-à-dire dans la région de Chaudes-Aigues, étudiée par J. Restuito (1971), la limite du granite est assez régulière et rectiligne, tandis que du côté est, région de la Margeride et de Saugues, celle-ci présente une forme dentelée, avec des panneaux de roches métamorphiques encadrés par des failles.

La première région distinguée, sur la rive gauche de la Truyère, est occupée par une série monoclinale renversée, de micaschistes et de gneiss à deux micas et parfois sillimanite dont la foliation et les isogrades sont parallèles à la limite du granite avec un pendage régulier dirigé vers le N-NE.

Le métamorphisme de contact est ici très discret, les cornéennes et les schistes tachetés n'apparaissent pas, sans doute, comme l'a fait remarquer P. Lapadu-Hargues (1947), à cause d'une plus grande similitude chimique ou minéralogique avec le granite. Selon J. Restuito (1971) ce métamorphisme thermique se traduit sur quelques dizaines de mètres à partir du contact par une rétro-morphose des micas : la muscovite est en grande partie remplacée par de la séricite qui subsiste sur une assez grande distance et la biotite est totalement chloritisée. On observe également l'apparition de minéraux nouveaux : tourmaline en petites baguettes qui persiste jusqu'à une distance de plus d'un kilomètre du granite, andalousite nettement plus rare, albite et enfin pyrite.

Le contact du granite est concordant avec la schistosité, au moins à l'échelle de la carte. Dans le détail celui-ci peut être assez complexe avec de petites injections de granite, qui conserve son caractère porphyroïde habituel, isolées dans les micaschistes jusqu'à une centaine de mètres de distance du contact principal (fig. 36). Les mégacristaux, de taille normale, ont tendance à s'orienter dans le plan de la fissure ouverte par l'injection magmatique.

A l'est de la Truyère, le socle métamorphique appartient au groupe de la Desges distingué par F.H. Forestier (1964) dans la série du Haut-Allier. Il s'agit de gneiss à deux micas, souvent leptyniques, avec des intercallations d'amphibolite et de micaschiste à paragenèse complexe : biotite, muscovite, silicates d'alumine variés, almandin, staurotide et cordiérite. La structure est compliquée par un intense microplissement. La schistosité, souvent discordante avec la limite du granite, redevient parfaitement concordante vers la terminaison N-E du massif, avec des pendages externes.

Le métamorphisme de contact n'est pas discernable, principalement en raison du fait que la limite du granite est très souvent de nature tectonique (P. Lapadu-Hargues, 1947). En effet, il apparaît que le granite plonge très faiblement sous la couverture métamorphique. Des failles de direction N-E—SW et N-NW—S-SE, souvent jalonnées par des filons de quartz, de microgranite ou de porphyrite, délimitent de grands panneaux de métamorphites qui s'avancent fortement ou s'isolent à l'intérieur du domaine granitique (J.P.

Couturié, 1972). Sans doute en raison du fait que l'on se trouve près du toit du pluton, le granite porphyroïde possède un grain un peu plus fin qu'ailleurs, dans la région de Paulhac et du Montchouvet notamment.

30/ BORDURE SUD

Dans cette région qui s'étend à l'est des Monts d'Aubrac, le granite de la Margeride est en relation avec les terrains métamorphiques de la série du Lot, étudiée par P. Lapadu-Hargues (1947), B. Briand (1972-1973) et G. Peyretti (1971). La série, inversée comme celle de la Truyère sur la bordure nord, est à caractère mésozonal avec un grand développement des micaschistes à staurotide, disthène, sillimanite, qui renferment un puissant niveau leptyno-amphibolique. B. Briand (1973) conclut à l'existence d'un épisode métamorphique principal de type Barrow (moyenne pression) accompagné d'une première phase de déformation, elle-même suivie d'une deuxième phase tectonique apparemment liée au renversement de la série qui appartient au flanc inverse d'un vaste pli couché déversé vers le sud. Après l'intrusion du granite qui a développé un métamorphisme de contact discret, apparaît un second épisode métamorphique statique et atypique dans le faciès schiste vert qui se traduit par des néogénèses tardives à albite, chlorite et parfois muscovite et microcline II.

La limite du granite présente un tracé assez irrégulier dû à des complications tectoniques comme dans la partie orientale de la bordure nord. Au nord de Marvejols, la série du Lot s'avance d'une dizaine de kilomètres à l'intérieur du domaine granitique en dessinant un vaste golfelimité du côté oriental par un système de failles parallèles, à regard ouest, de direction N-W—S-E, mises en évidence par P. Lapadu-Hargues (1948). Ces fractures s'infléchissent progressivement pour devenir presque E-W dans la région du Bleygard et se redressent vers le nord pour se raccorder à la direction N-NW—S-SE déjà signalée. Au N-W de Mende, la bordure du granite est recouverte par des sédiments liasiques fragmentés et dénivelés par les rejeux oligocènes des failles.

Lorsqu'il n'est pas de nature tectonique, le contact conserve son caractère nettement intrusif avec, là encore, de petites injections granitiques dans la direction de la schistosité souvent discordante avec la limite du massif ; un tel contact se voit bien à l'ouest de Marvejols, au sud de Fabrèges par exemple.

Le problème du métamorphisme de contact a été évoqué par B. Briand (1973) en ces termes : « l'influence du granite de la Margeride ne se manifeste que dans les formations micaschisteuses où elle s'exprime par une cristallisation de biotite en taches isométriques, cordiérite, parfois andalousite et feldspath potassique, surimposée aux minéraux du métamorphisme barrovien : ce dernier apparaît ainsi antérieur à la mise en place du granite de la Margeride ».

Le tracé de l'isograde d'apparition de la cordiérite qui marque la limite de cette auréole de métamorphisme thermique s'écarte de 1 à 3,5 km de la bordure du granite selon que celui-ci s'enfonce plus ou moins rapidement sous sa couverture micaschisteuse.

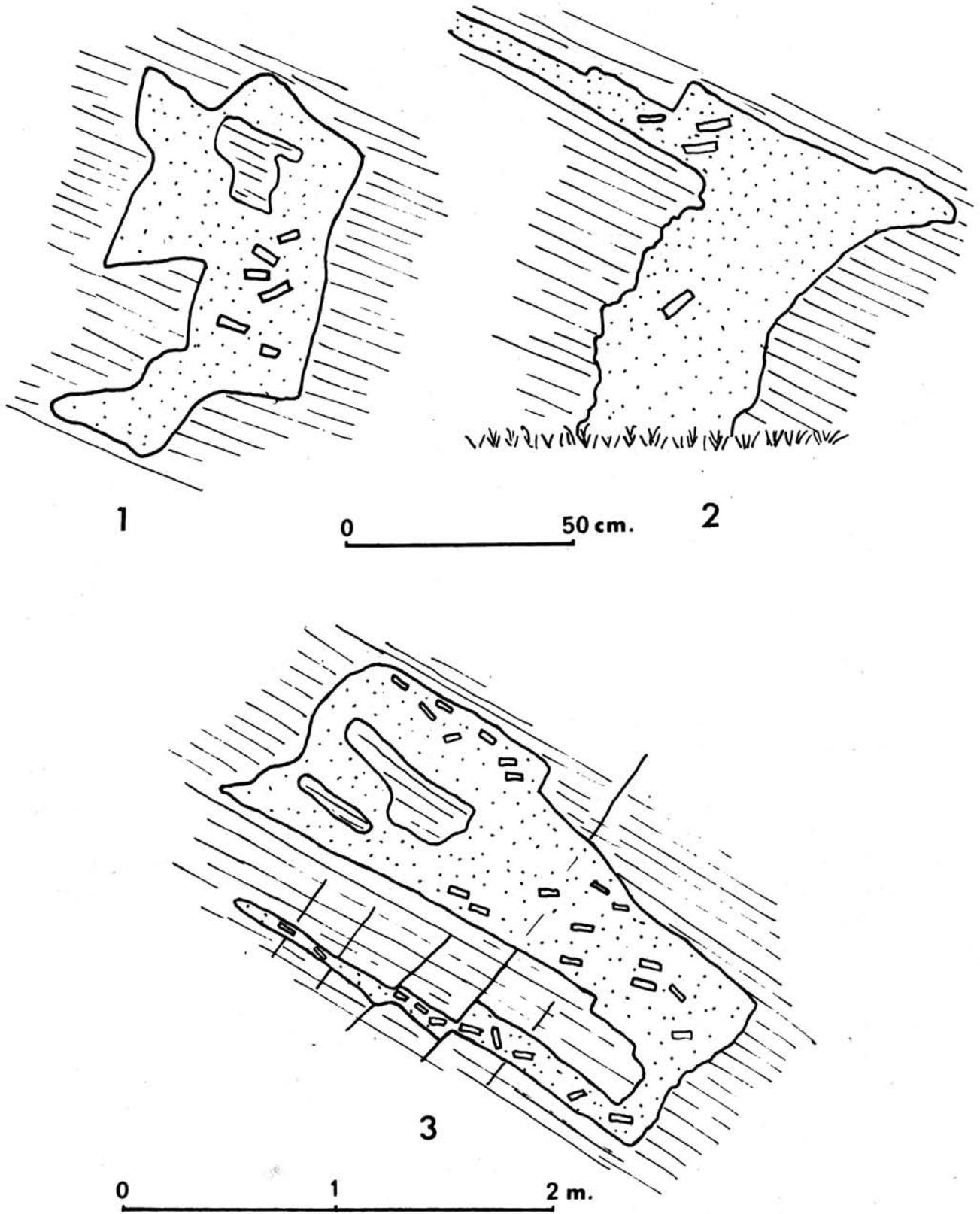


FIGURE 36 : Apophyses de granite porphyroïde de la Margeride, injectées à l'état magmatique dans les micaschistes. Vallée du Bès, talus de la route D 113. Les affleurements 1, 2 et 3 sont respectivement éloignés vers le N-W, de 8, 20 et 120 m du contact principal entre le granite et les micaschistes.

Dans le fond du golfe métamorphique de Marvejols, la largeur de l'auréole atteint son maximum. A cet endroit, le toit du pluton granitique doit s'enfoncer sous les micaschistes avec une faible pente vers le sud. Plus à l'est, la grande influence de la tectonique cassante sur le tracé des contours granitiques confirme la présence du granite à faible profondeur.

40/ RÉGION ORIENTALE

Cette extrémité orientale du massif est d'une grande complexité au point de vue structural en raison de l'association de trois types granitiques : granite de la Margeride avec ses différents faciès, granite de Chambon-le-Château et granite de Saint-Christophe. En outre, il apparaît que cette région a été très fortement influencée par des mouvements tectoniques, postérieurs à la mise en place des granites contrairement à l'opinion de A. Demay (1945). Ces contraintes dynamiques se traduisent notamment par des déformations texturales irrégulières, plus ou moins intenses suivant l'endroit, mais qui peuvent affecter de vastes zones plus particulièrement liées au faciès sombre du granite de la Margeride comme l'avait déjà remarqué J. Lameyre (1966). Les échantillons les plus déformés possèdent une foliation gneissique fruste soulignée par la disposition planaire des amas de biotite et des mégacristaux. Les enclaves microgrenues sombres, de forme habituellement ovoïde prennent localement (au N-E de Grandrieu par exemple) l'aspect d'ellipsoïdes très aplatis, d'allure pisciforme, avec développement d'une foliation parallèle à celle du granite hôte, au point que l'on peut parfois les confondre avec des enclaves schisteuses. A proximité, les leucogranites filoniens possèdent aussi une foliation fruste conforme à celle du granite porphyroïde.

Les actions dynamiques tardives se sont également exercées sur les roches métamorphiques dont la direction de foliation suit fidèlement, en certains endroits, les contours parfois de forme complexe du granite sur lequel elle paraît se mouler, par exemple dans l'angle nord du massif. Ce remaniement secondaire dans les relations entre le granite et son enveloppe est une des raisons pour lesquelles le métamorphisme de contact est indiscernable dans cette région. Les contacts de type intrusif sont très rarement visibles.

Les schistes cristallins qui limitent vers l'est le massif granitique de la Margeride appartiennent à l'Arc de Fix : segment large d'une dizaine de kilomètres d'une vaste ceinture circulaire de terrains métamorphiques qui entourent le grand batholite de granite sub-autochtone du Velay et ont subi son influence, en particulier sur le plan structural.

Cet Arc de Fix, défini et étudié par F.H. Forestier (1964) se distingue nettement dans la série du Haut Allier par sa constitution et sa structure.

Au point de vue lithologique, il est principalement constitué par un puissant niveau de gneiss œillés dont l'épaisseur dépasse plusieurs kilomètres, recouvert par des leptynites, des gneiss et des micaschistes.

Les gneiss œillés ont été interprétés par F.H. Forestier (1964) et S. Lemoine (1967) comme des migmatites de formation tardive car elles sont discordantes sur la zonéographie.

Pour J. Mergoil-Daniel (1970, l'étude des feldspaths potassiques constituant les yeux indique qu'il s'agit d'un ancien granite porphyroïde. Une origine détritique grossière (meta-arkose) est proposée par A. Weisbrod (1970) pour le prolongement sud de ces gneiss œillés qui forment la base discordante de la série ardéchoise dans les Cévennes Médiannes.

Au point de vue structural, l'Arc de Fix, allongé selon une direction sub-méridienne montre une grande indépendance vis-à-vis des autres structures majeures de la série du Haut Allier, d'axe N-W—S-E, qu'il croise obliquement : synclinorium de Massiac, par exemple, mis en évidence par F.H. Forestier (1964), et affecté de replis parallèles comme l'a montré P. Sabaté (1968). L'Arc de Fix appartient au flanc occidental d'un gigantesque dôme circulaire de 50 kilomètres de rayon, centré 10 km à l'est d'Yssingaux, localité située au cœur du granite du Velay auquel il passe d'ailleurs progressivement par anatexie du côté interne. Du côté externe, par rapport à la courbure de l'arc, la foliation des gneiss œillés, en concordance avec celle de la couverture gneissique et micaschisteuse, est affectée d'un fort plongement centrifuge. Cette structure est d'une grande régularité entre La Chaise-Dieu et Monistrol-d'Allier, mais se complique au-delà. En effet, à l'ouest d'Alleyras, localité située sur un petit synclinal gneissique, les gneiss œillés réapparaissent au cœur de la structure anticlinale de Saint-Préjet (M. Boule, 1892 ; F.H. Forestier, 1964 ; S. Lemoine, 1967) qui a l'apparence d'un petit dôme de 5 km de diamètre. Il s'agit en fait de la terminaison d'un anticlinal d'axe N-E—S-W oblique par rapport à la direction locale de l'Arc de Fix et à très faible plongement vers le S-W. Au sud d'Alleyras, les gneiss œillés disparaissent localement pour réapparaître 15 km plus loin au N de Langogne. Cette interruption paraît due à deux causes : un ensolemement dans l'Arc de Fix qui repousse vers le N-E, sous la couverture basaltique, la limite des gneiss œillés et du granite de Chambon-le-Château, et une anatexie de ces mêmes gneiss entre Alleyras et Chapeauroux où ils sont remplacés par le granite à deux micas, orienté, de Saint-Christophe, formé à leurs dépens. On voit en effet le granite de Saint-Christophe s'enraciner dans les gneiss œillés sur sa bordure nord.

A l'est de Langogne, on entre dans la région des Cévennes Médiannes où les gneiss œillés prennent leur plus grande extension. On se trouve maintenant sur le flanc sud du dôme granitique vellave, aussi, la direction dominante des structures, là encore de forme arquée, est-elle grossièrement est—ouest. Elles ont été étudiées en détail par A. Weisbrod (1970) à qui j'emprunte son schéma structural (cf. fig. 37). C'est un ensemble complexe de plis parallèles, souvent à axe granitique, et de grandes dislocations antestephaniennes mais de rejeu postérieur, marquées par de larges bandes mylonitiques.

Ces structures E-W, ardéchoises dans la terminologie de A. Weisbrod qui a montré qu'elles étaient contemporaines de la granitisation du Velay sont recoupées perpendiculairement par l'accident méridien de Villefort, interprété par G. Fabre (1889) et P. Lapadu-Hargues (1947) comme un décrochement sénestre de 10 kilomètres d'amplitude, mesuré par le décalage des granites porphyroïdes du Mont Lozère et de la Borne. Curieusement, cet accident qui s'amortit rapidement au sud de Langogne se traduit par une compression relativement faible du compartiment oriental contre le dôme granitique du Velay et ses annexes. Cette compression affecte cependant de façon assez significative le bassin houiller de Prades (P. Lapadu-Hargues, 1939), violemment plissé et chevauché par le socle sur sa bordure sud, pour que l'on puisse admettre avec ce même auteur (1947) que ce mouvement est en partie post stephanien.

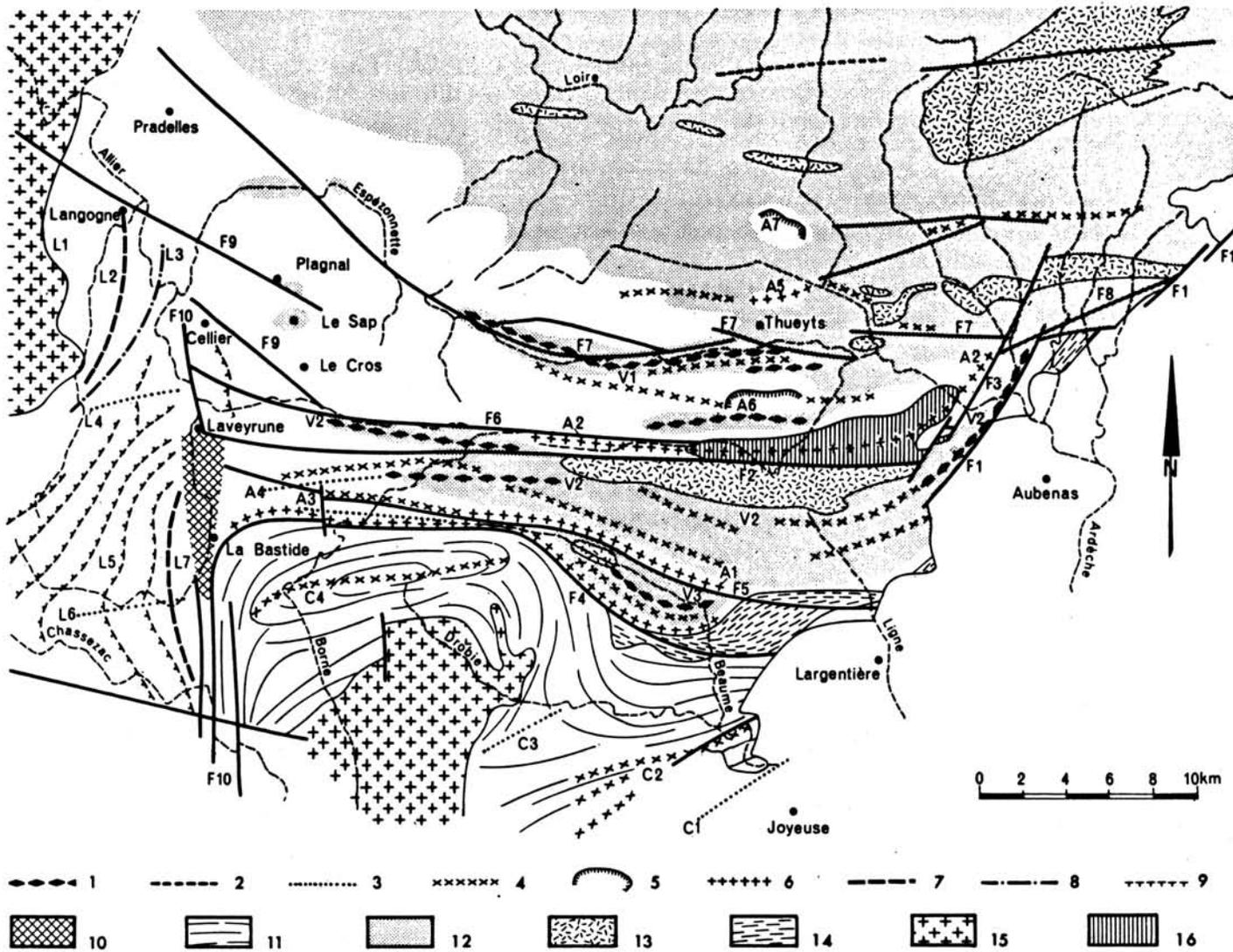


FIGURE 37 : Schéma structural simplifié des Cévennes Médiannes, extrait de A. Weisbrod (1967).

ANTICLINAUX ET SYNCLINAUX. — 1 : Anticlinaux et 2 : synclinaux des granites et migmatites du Velay. — 3 : Anticlinaux et 4 : synclinaux cristallophylliens. — 5 : Synclinaux couchés. — 6 : Synclinaux principaux. — 7 : Anticlinaux, 8 : synclinaux et 9 : écaillles des structures langonnaises.

FORMATIONS GÉOLOGIQUES. — 10 : Mylonites. — 11 : Schistes des Cévennes. — 12 : Granites et migmatites du Velay. — 13 : Granites du Tanargue et des Quatre-Vios. — 14 : Granite de Rocles. — 15 : Granites porphyroïdes circonscrits. — 16 : Houiller.

FAILLES. — F 1 : Failles tertiaires. — F 2 : Faille post-stéphanienne de la Souche. — F 3 : Accident de Vals et faille de la Volane. — F 4 : Faille du Pioule. — F 5 : Faille de la Beaume. — F 6 : Faille du Lignon. — F 7 : Faille de l'Ardèche. — F 8. — Champ de fractures Vals-Saint-Etienne-de-Boulogne. — F 9 : Failles NW-SE de la région de Langogne. — F 10 : Accident de Villefort.

STRUCTURES CÉVENOLES. — C 1 : Anticlinal déversé de Joyeuse (axe masqué). — C 2 : Grand synclinorium des Cévennes. — C 3 : Anticlinal de Saint-Mélany. — C 4 : Synclinal de la Lichechaude.

STRUCTURES ARDÉCHOISES. — V 1 : Anticlinal granitique et migmatique de l'Ardèche. — V 2 : Anticlinal du Tanargue. — V 3 : Anticlinal de la Serre de Valgorge. — A 1 : Synclinal principal de la Beaume. — A 2 : Synclinal principal du Lignon. — A 3 : Anticlinal de la Serre de Pédurand. — A 4 : Anticlinal de la Borne. — A 5 : Synclinal du Suc de la Cham. — A 6 : Synclinal couché du Courcoussat. — A 7 : Synclinal couché du Suc de Montasset.

STRUCTURES LANGONNAISES. — L 1 : Zone synclinale de Saint-Flour-de-Mercœur. — L 2 : Anticlinal de Langogne. — L 3 : Synclinal des Fagoux. — L 4 : Anticlinal de Luc. — L 5 : Ecaillles du Chassezac. — L 6 : Anticlinal E-W de Masméjan. — L 7 : Anticlinal N-S de Masméjan.

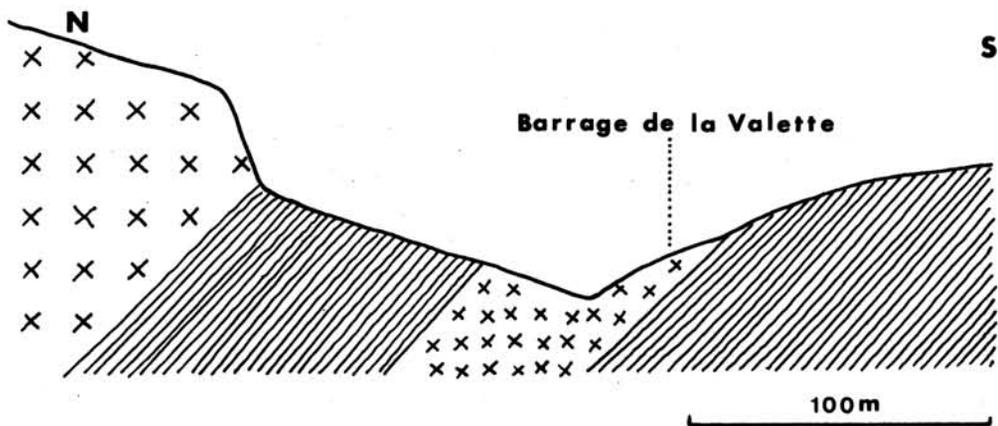


FIGURE 38 : Coupe longitudinale de la vallée de l'Ance, à hauteur du barrage de la Valette, montrant le flanc NW de l'anticlinal de Saint-Préjet d'Allier.

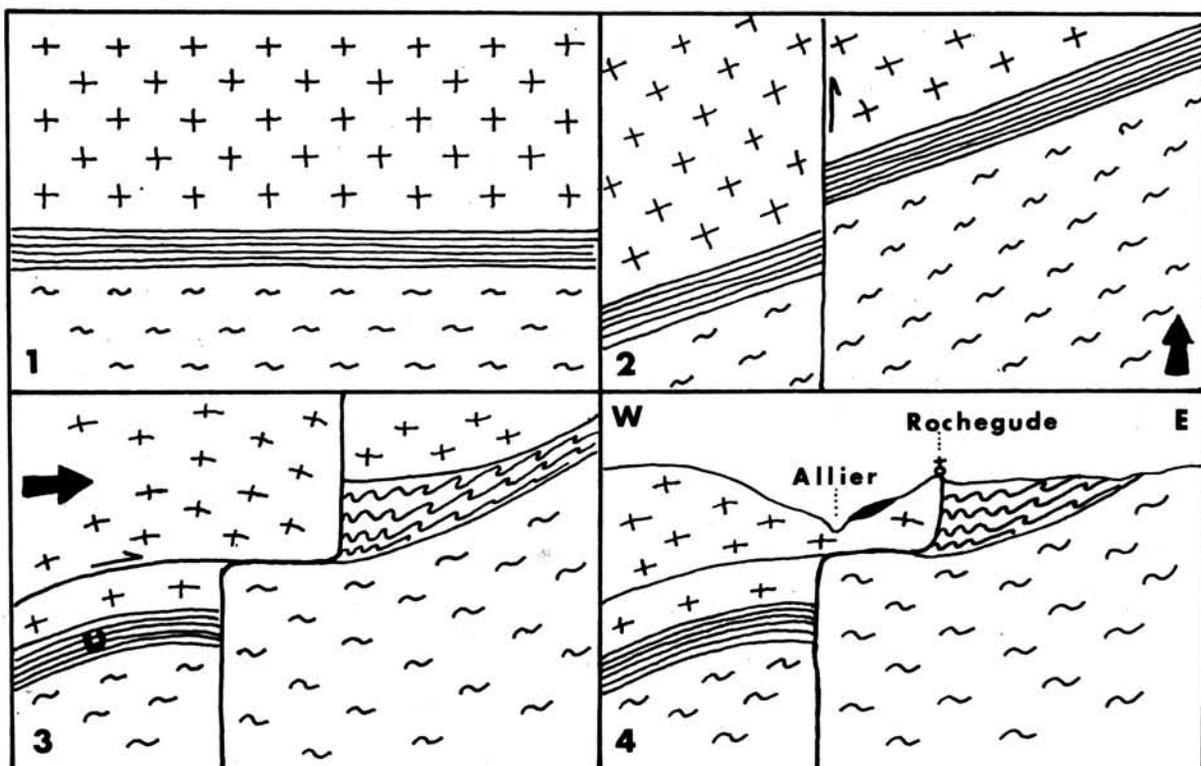
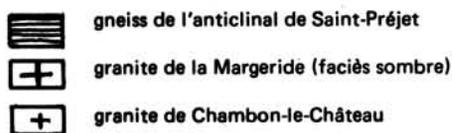


FIGURE 39 : Coupes interprétatives de la bordure orientale du Massif de la Margeride au nord de Monistrol-d'Allier.



1/ base du laccolite avant déformation — 2/ montée diapirique du granite du Velay situé plus à l'est : formation de l'Arc de Fix et des failles associées — 3/ poussée dirigée vers l'est : mouvement tangentiel du granite refoulant les gneiss, formation de l'anticlinal granitique de l'Allier et du synclinal gneissique de Praclaux — 4/ aspect actuel.

Dans le compartiment occidental, la tectonique souple (structures langonnaises de A. Weisbrod) change radicalement de direction et de style. On y observe un anticlinal N-S (L 7) qui s'applique contre l'accident de Villefort et recouvre plusieurs écailles superposées de micaschistes et de gneiss œillés, mises en évidence par H. Longchambon (1939) et P. Lapaduhargues (1947). Cette disposition fait penser à un empilement de plis déversés, correspondant à une poussée vers l'est avec arrêt du mouvement contre le butoir que constitue le compartiment oriental de la faille de Villefort, soulevé simultanément et sous tension en raison de son coulissage sénestre qui l'oblige à chevaucher le flanc sud du dôme granitique. Ces phénomènes tectoniques sont postérieurs à l'intrusion des granites de la Borne et du Mont Lozère et il faut s'attendre à ce qu'ils se manifestent également dans le granite de la Margeride considéré comme appartenant à la même génération.

De fait, toute la bordure du granite de la Margeride, entre Langogne et le Cheylard-l'Évêque, en particulier près de cette dernière localité, montre des traces nombreuses d'une forte compression, avec à l'endroit du contact : des écailles chevauchantes de micaschiste et de granite, des microplis tardifs et de petites failles inverses.

Au sud de Monistrol-d'Allier, la coupe de la vallée de l'Ance, près du barrage de la Valette (fig. 38) est l'unique endroit où l'on peut observer des relations à peu près normales entre les granites de la Margeride et de Chambon-le-Château et les gneiss de l'anticlinal de Saint-Préjet. Le granite de la Margeride, à faciès très sombre, repose en concordance sur un niveau de gneiss épais d'une centaine de mètres. En dessous, le granite de Chambon-le-Château forme un laccolite, épais de quelques dizaines de mètres seulement, dont le mur est constitué par les gneiss de l'anticlinal de Saint-Préjet. L'épaisseur localement très réduite de ce dernier granite indique que l'on se trouve probablement à la limite nord de son gisement laccolitique.

Un peu plus au sud, la coupe du ruisseau de Panis, près de Croisances, montre le granite de Chambon-le-Château qui repose en concordance sur la foliation des gneiss, affectés d'un pendage de 30° vers l'ouest, avec, au niveau du contact, la trace de mouvements tangentiels importants (laminage et apparition de mylonite).

Plus au sud, dans la région du village de Verrières qui se trouve sur l'axe de l'anticlinal de Saint-Préjet, le granite de Chambon-le-Château repose sub-horizontalement sur les gneiss œillés sans qu'apparaisse l'habituel intermédiaire gneissique.

Vers l'ouest, la limite de ce granite avec celui de la Margeride est de nature tectonique. Celle-ci coïncide sur une grande largeur avec la faille de Saugues, accident majeur et complexe ayant joué plusieurs fois. Cette faille, de tracé curviligne, suit fidèlement la direction de l'Arc de Fix auquel elle paraît liée génétiquement.

Au N-E de Grandrieu, le prolongement de la faille de Saugues limite vers l'ouest le grand panneau de gneiss de Laval-Atger (fig. 40) qui représente le soubassement normal du granite de Chambon-le-Château. Sous ces gneiss, les formations œillées sont remplacées par le granite à deux micas de Saint-Christophe qui résulte de leur anatexie sur place ou qui s'est installé à leur limite supérieure. Cette position inférieure du granite apparaît nettement dans la région de Saint-Bonnet-Montauroux par le jeu d'une série de plis. Un contact signi-

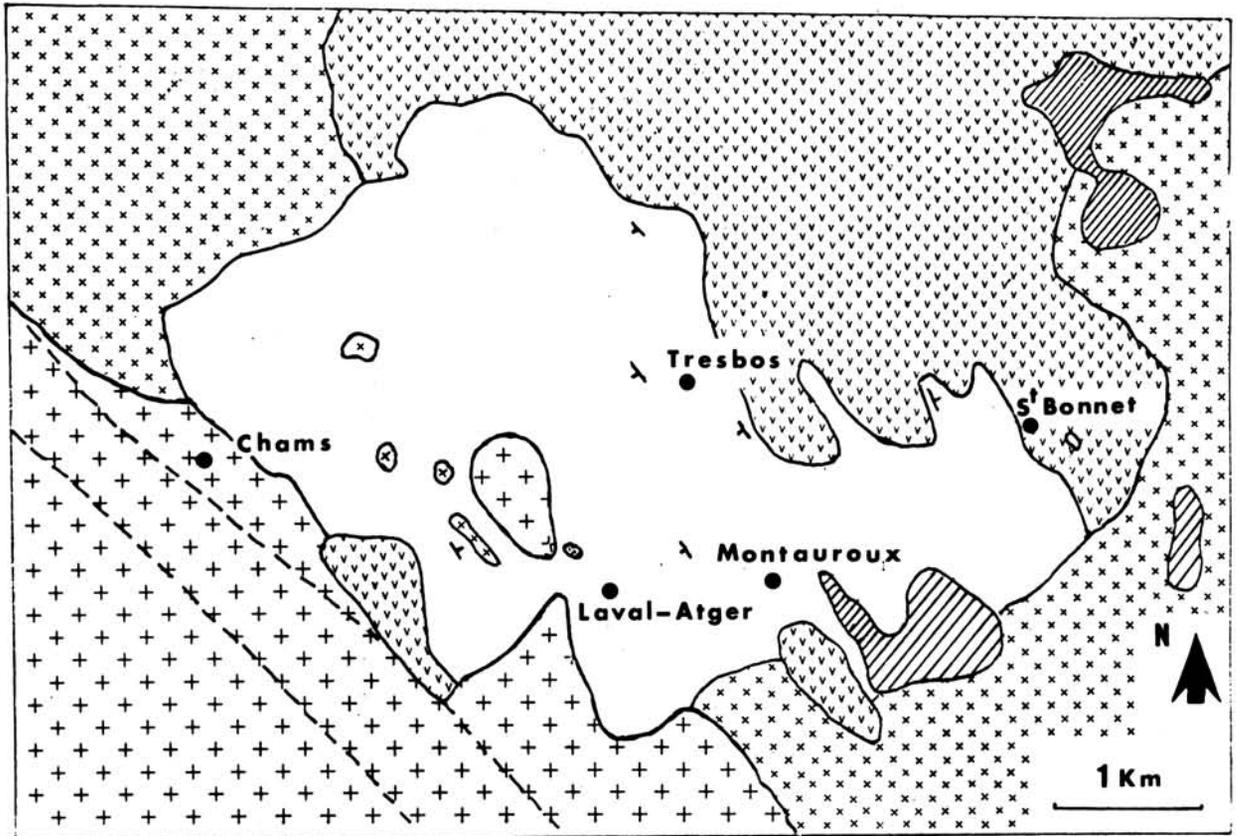
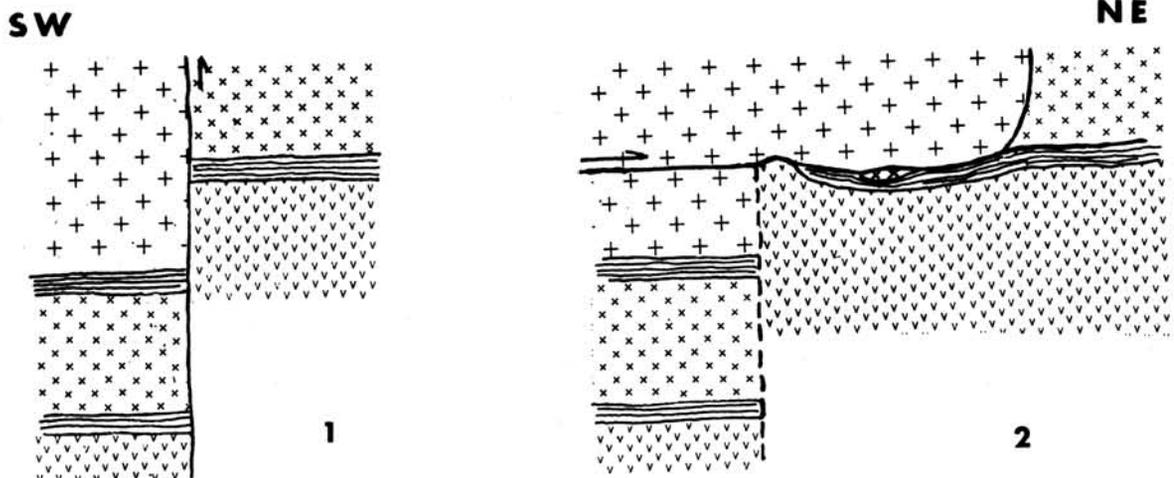
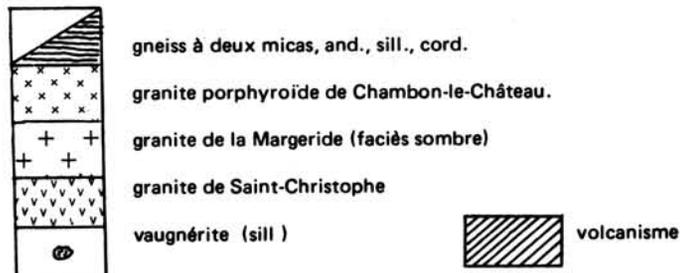


FIGURE 40 : Carte du panneau gneissique de Laval-Atger.



COUPES SCHÉMATIQUES INTERPRÉTATIVES

- 1/ Montée du compartiment NE de la faille de Saugues.
- 2/ Avancée du granite de la Margeride vers le NE.

ficatif où l'on voit le granite à deux micas plonger sous les gneiss, parallèlement à leur foliation, peut être observé en bordure de la route d'accès au village de Tresbos. A l'extrémité ouest du panneau de gneiss, le granite de Saint-Christophe réapparaît le long de la faille de Saugues. Ce même granite affleure au sud de Montauroux, en formant une écaille poussée sur les gneiss par le jeu de la tectonique tangentielle.

A l'ouest de Laval-Atger, on voit le granite de la Margeride reposer en contact anormal sub-horizontale sur les gneiss. Sa base fortement laminée indique qu'il a subi un déplacement horizontal important. En arrière, on rencontre des témoins du granite de Chambon-le-Château en position normale, sous forme d'écailles laminées par l'avancée du granite de la Margeride. Comme l'indiquent les coupes interprétatives (fig. 40), l'ampleur de ce charriage est supérieure à 1 km.

La faille de Saugues est prolongée, en direction de Langogne, par l'accident de Naussac. C'est un système de failles parallèles de direction N-W—S-E qui limite les granites de la Margeride et de Chambon-le-Château et dans lequel se trouvent engagés des fragments de la cloison gneissique sub-horizontale séparant les deux roches. Ces écailles micaschisteuses qui jalonnent l'accident de Naussac apparaissent sur la carte géologique à 1/50.000, feuille de Langogne (B. Choubert, 1974). Leur importance paraît cependant quelque peu exagérée sur ce document. Le rejeu au tertiaire d'une des fractures a créé la cuvette de Naussac dans laquelle subsistent des vestiges d'un remplissage détritico-ooligocène.

Au nord de Monistrol d'Allier, une coupe E-W passant par Rochegude (fig. 39) met en évidence une fois de plus l'importance de la tectonique tangentielle : le granite de la Margeride, dont la limite orientale coïncide avec une ancienne faille à regard ouest (parallèle à la faille de Saugues et de même origine), refoule devant lui les gneiss de son substratum et les plisse en synclinal sur les gneiss œillés. Ce synclinal de Pratclaux a été observé, mais non interprété de cette façon par A. Demay (1945) et S. Lemoine (1967). Dans la masse du granite porphyroïde, les mouvements tangentiels se manifestent par des plans de glissement sub-horizontaux qui disloquent les « dents de cheval » (aspect en marches d'escalier, planche I, photo 2).

II – STRUCTURE INTERNE ET DÉFORMATION DU PLUTON GRANITIQUE

1°/ PRINCIPES ET MÉTHODES D'ÉTUDE UTILISÉS

Les grandes déformations qui ont affecté le granite de la Margeride après sa mise en place correspondent à des mégastructures (anticlinaux et synclinaux) qui ont pu être mises en évidence sur les cartes pétrographiques et géochimiques grâce à l'existence de la différenciation par gravité.

Le modèle adopté pour cette interprétation structurale est celui d'un magma granitique, installé dans une série métamorphique sous forme d'un immense laccolite, épais de plusieurs kilomètres, limité par deux surfaces planes et horizontales et différencié par gravité. Rappelons que dans le granite de la Margeride, cette différenciation se traduit par un gradient vertical de composition minéralogique quantitative et qualitative qui peut également s'exprimer en termes géochimiques.

Au point de vue minéralogique, on observe vers le bas du pluton un net accroissement des teneurs en biotite, en plagioclase (de plus en plus riche en anorthite) et en mégacristsaux de feldspath potassique. La cordiérite et la muscovite, au contraire, apparaissent uniquement dans la partie haute.

Géochimiquement, on remarque, toujours vers le bas, une augmentation des teneurs en MgO, FeO, CaO, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅ et Al₂O₃, une stabilité pour K₂O par un phénomène de compensation biotite-FK, et une diminution en ce qui concerne SiO₂ et Na₂O.

Le choix du paramètre utilisé s'est porté sur la teneur en biotite modale dans la mésostase, dont l'augmentation est encore amplifiée par la variation dans le même sens de la quantité de MFK. Du point de vue géochimique, les teneurs correspondant à : MgO, FeO, CaO, Fe₂O₃, auraient pu également être choisies, isolément dans l'ordre de leur classement, ou en groupe, chaque terme de la somme pouvant être éventuellement affecté d'un coefficient déterminé en fonction de la précision du dosage de l'élément et de sa sensibilité dans le processus de différenciation.

Les données, reportées sur une carte, renseignent sur l'altitude du point correspondant par rapport à la base du corps plutonique qui sert de surface de référence. Dans le cas d'une teneur en biotite, le chiffre est d'autant plus élevé que l'on se trouve près de cette limite inférieure. Il est possible de tracer par interpolation des courbes d'isoteneur qui sont de véritables isobathes. Cette opération a été réalisée approximativement à la main. A l'aide d'un ordinateur muni d'un système permettant le dessin direct, la précision pourrait être améliorée et surtout, il serait facile de faire varier la cote et l'espacement des isobathes pour bien mettre en relief l'actuelle topographie du fond du réservoir.

Par ailleurs, sur une dizaine d'affleurements appartenant aux différents faciès du granite de la Margeride, des mesures de l'orientation du plan (010) des MFK ont été reportées sur un canevas de Wulf. Il a été ainsi possible de mettre en évidence l'existence

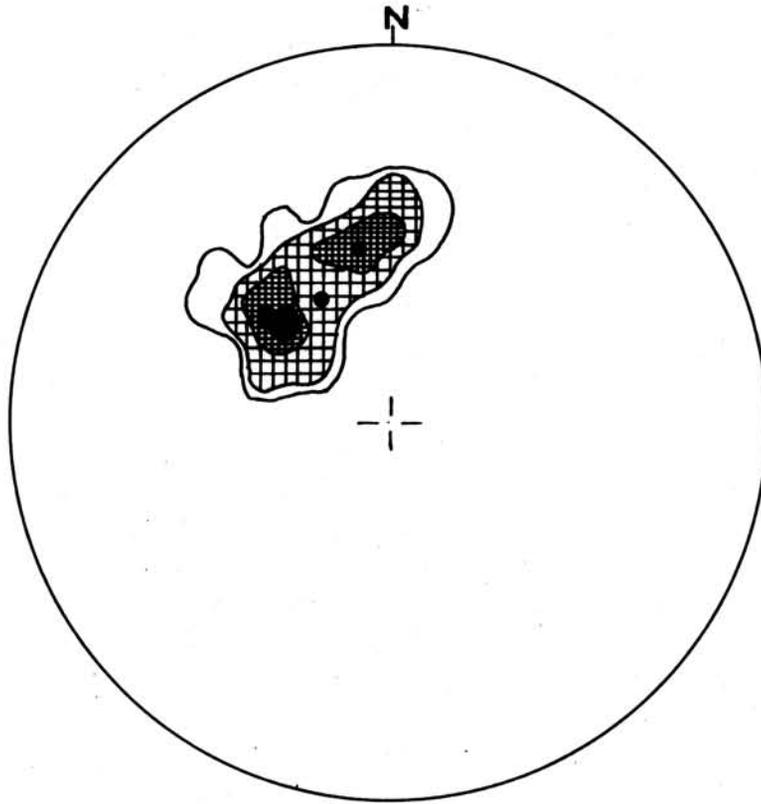


FIGURE 41 : Orientation planaire des MFK — pôle de (010) — dans le granite de la Margeride. Faciès sombre, 3 km S-W de Monistrol. Limites de densité : 17,5 %, 7,5 %, 3,5 %, 1,5 % (50 mesures). Les deux cercles noirs correspondent à la foliation de 2 enclaves de forme aplatie.

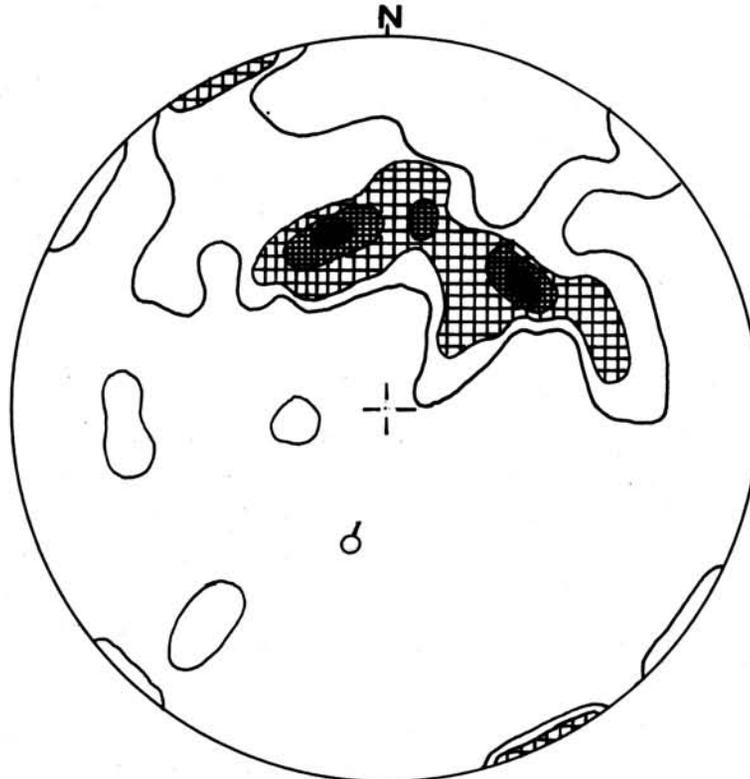


FIGURE 42 : Disposition en zone des plans (010) des MFK, l'axe correspondant a été indiqué. Faciès clair du granite de la Margeride, sortie E des Faux, Saint-Chély 3. Limites de densité : 9,5 %, 6,5 %, 3,5 %, 1,5 % (104 mesures).

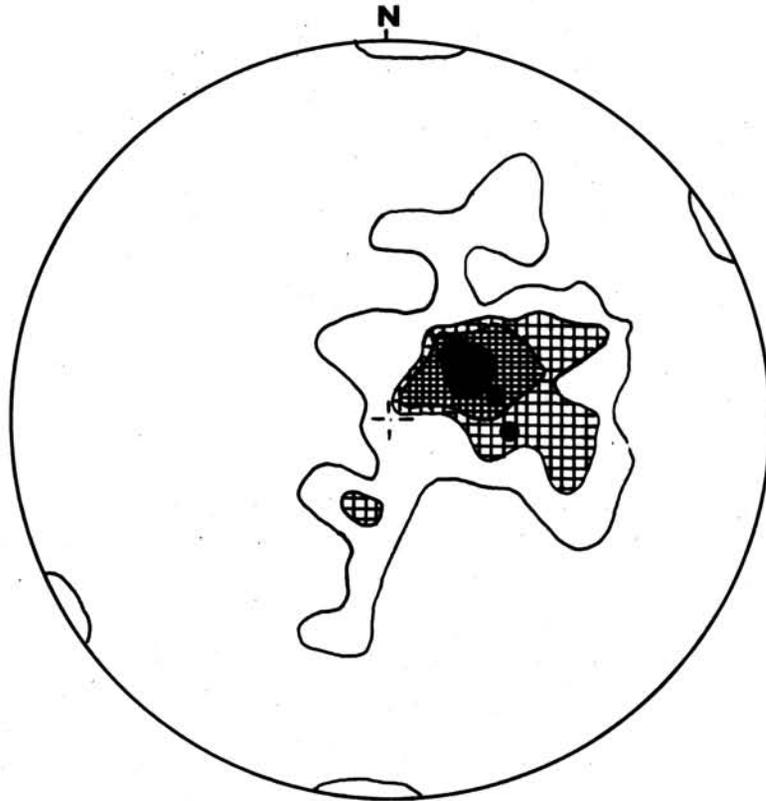


FIGURE 43 : Orientation planaire des MFK.

Faciès moyen du granite de la Margeride, 300 m S-E d'Echaloupe, Nasbinals 2. Limite de densité : 12,5 %, 7,5 %, 1,5 % (91 mesures). Les deux cercles noirs correspondent à la foliation de deux enclaves schisteuses de forme plate.

de structures planaires ou axiales (disposition en zone des plans (010) analogues à celles décrites par A. Fernandez (1969) dans le granite de Gelles et J. Marre (1973) dans le granite de Querigut. Les figures 41, 42 et 43 donnent un aperçu de ces résultats difficilement interprétables pour l'instant en raison du nombre très insuffisant et de l'éloignement relatif des différents affleurements étudiés. Ce travail sera poursuivi ultérieurement.

Dans le faciès sombre du granite porphyroïde, l'orientation planaire généralement très accentuée détermine une sorte de foliation bien visible, au point que des mesures directes du pendage sont souvent possibles sans que l'on ait besoin d'utiliser le canevas de Wulf. Cette orientation paraît avoir deux origines.

Elle peut résulter d'un phénomène intra magmatique et correspondre à des figures de sédimentation des mégacristaux, éléments plats disposés sub-horizontalement au fond du réservoir comme les minéraux de l'intrusion basique de Skaergaard (Wager et Brown, 1967). L'action des courants de convection a pu jouer un rôle important et entraîner une sorte de laminage (igneous lamination, Wager et Deer, 1939) des cristaux récemment sédimentés. Ce même mécanisme paraît être à l'origine des schlierens à biotite rencontrés dans les autres faciès du granite de la Margeride.

On peut encore penser qu'il s'agit d'une déformation secondaire de la roche, du type de celle qui aboutit à la formation d'un orthogneiss : les MFK tournant sur eux-mêmes pour disposer leur face la plus développée dans les plans de cisaillement où les micas et le quartz, minéraux plus plastiques, sont laminés.

Il existe des arguments en faveur de ces deux mécanismes. La structure très cataclastique du granite orienté, la striation de la surface des MFK, eux-mêmes parfois déformés, et la foliation des enclaves microgrenues indiquent que la déformation secondaire est réelle. Dans l'acquisition de la structure orientée du granite sombre, il est cependant difficile de faire la part exacte de ce qui revient à la phase magmatique dont le rôle est très probablement prépondérant et aux contraintes développées secondairement. Il semble que très souvent, la déformation secondaire ait été guidée par la forte anisotropie acquise au cours de la pétrogénèse du granite. La tectonique cassante paraît elle-même guidée par la structure magmatique, comme l'indique la disposition concordante de certains filons d'aplite avec l'orientation planaire des mégacristaux (J. Lameyre, 1966). Dans d'autres cas (planche I, photo n° 2) la direction des contraintes secondaires recoupe franchement les premières structures.

20/ INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

La carte utilisée correspond à la figure 44. Elle a été réalisée à partir de la figure 6, (carte de la teneur en « biotite » dans la mésostase dans le granite de la Margeride) et comporte en plus des indications structurales.

Dans l'angle N-E du massif, lorsqu'on se dirige de Saugues vers Monistrol-d'Allier, on observe une augmentation de la teneur en biotite qui dénote un relèvement du substratum.

Cette variation est généralement progressive mais elle s'accroît assez brutalement lorsqu'on franchit la faille de Saugues dont le mouvement principal correspond à une montée du compartiment oriental. Dans cette région, la foliation du granite sombre plonge le plus souvent vers l'ouest, en conformité avec la structure de l'Arc de Fix. On note cependant une inversion de la direction du pendage dans le granite à l'approche du contact vertical avec les gneiss (anticlinal de l'Allier également représenté sur la coupe de la fig. 39). Cet anticlinal qui traduit le violent effort de compression du granite contre sa bordure orientale est associé au synclinal gneissique de Pratclaux qui lui est parallèle.

Dans le granite de la Margeride, deux structures majeures sont particulièrement bien marquées. Elles apparaissent d'ailleurs sur la plupart des cartes pétrographiques et géochimiques.

Il s'agit tout d'abord d'un anticlinal d'axe horizontal et de direction approximativement nord-sud qui prolonge de 30 km vers le sud l'anticlinal de Saint-Préjet-d'Allier. Ce dernier apparaît ainsi postérieur au granite de la Margeride. Sa limite méridionale se situe au Truc de Fortunio, point culminant et terminaison des Monts de la Margeride. Cette structure se traduit par l'affleurement d'un faciès granitique à la fois très sombre (donc profond), orienté et à texture déformée. Le granite orbiculaire qui se trouve dans cette région est lui-même déformé. La foliation supposée sub-horizontale à l'origine, suit grossièrement la forme du pli. Dans l'angle N-E de la feuille de Saint-Chély, un léger ensellement emprunté par la vallée de l'Ance paraît exister. A l'endroit de la terminaison périclinale, le pendage est de 30° vers le sud.

Un autre pli majeur, synclinal de Saint-Alban, contourne l'extrémité sud de l'anticlinal précédent. C'est un synclinal courbe, de direction N-E-S-W, entre Esplantas et Saint-Alban, au-delà son axe s'incurve progressivement vers l'est et aboutit près de Pelouse. Il se marque par l'apparition d'un faciès très leucocrate du granite.

Dans la partie granitique des feuilles à 1/50.000 de Langogne et du Bleyard existent d'autres plis, de plus faible ampleur et par conséquent moins bien définis en raison de la maille trop grande des données pétrographiques. Ces plis permettent d'établir une liaison entre l'anticlinal de Saint-Préjet-Fortunio et les structures langonnaises déjà décrites par A. Weisbrod (1967) dans les terrains métamorphiques (cf. fig. 37).

En se dirigeant vers l'est, on rencontre successivement :

- le synclinal d'Auroux, d'axe N-NE-S-SW qui se poursuit probablement dans le granite de Chambon-le-Château et dans l'Arc de Fix où il détermine l'ensellement déjà évoqué pour expliquer le recul vers le N-E de la limite des gneiss œillés.
- l'anticlinal de Chateauneuf-de-Randon, parallèle au pli précédent entre Chastanier et Chateauneuf-de-Randon, et qui s'infléchit brusquement vers le S-E à partir de cette dernière localité.
- le synclinal de Chaudeyrac, lui aussi coudé à angle droit. Il prolonge dans le granite la zone synclinale de Saint-Flour-de-Mercoire mise en évidence par A. Weisbrod (cf. fig. 37).

Le brutal changement de direction de ces deux derniers plis semble coïncider avec le prolongement de l'anticlinal de Luc indiqué sur la figure 37. L'anticlinal de Langogne, également représenté sur le schéma structural des Cévennes Médiannes, se poursuit vers le S-W et affecte la bordure du granite qui présente un faciès très sombre (teneur en biotite non encore déterminée) à Laubarnès, village situé à 1,5 km au nord du Cheylard-l'Évêque.

D'autres structures, moins nettes et encore assez mal définies, se marquent dans la partie médiane du massif :

- petit synclinal de Berc, orienté N-NW—S-SE.
- anticlinal de La Fage-Montivernoux, de direction W-NW—E-SE.

Dans la région d'Entraygues, apparaît un synclinal du Lot, suivi par ce cours d'eau selon son axe de direction NW—SE. Il se prolonge vers le nord dans les micaschistes par un pli de même nature, donc postérieur à la mise en place du granite, mis en évidence par Y. Chèze (1975). Cette structure permet d'expliquer l'avancée des micaschistes dans le massif granitique jusqu'à la ville d'Entraygues.

La forme générale du massif d'Entraygues, allongé selon une direction N-E—S-W paraît correspondre à une structure anticlinale du pluton granitique, avec un plongement d'axe vers le S-W.

Dans l'hypothèse fort vraisemblable, et déjà soutenue par P. Lapadu-Hargues, selon laquelle les granites de la Châtaigneraie cantalienne représentent le prolongement du pluton de la Margeride, on peut penser que le massif de Veinazes affleure à la faveur d'un anticlinal qui succède à une zone synclinale occupée par les micaschistes.

30/ FORME INITIALE ET ÉPAISSEUR DU LACCOLITE

Selon le modèle adopté : laccolite limité par deux surfaces planes et horizontales, on devrait observer à la périphérie du massif, au contact du granite avec son toit gneissique ou micaschisteux, la roche la plus différenciée vers le pôle leucocrate (teneur en biotite nettement inférieure à 10 %). Ceci n'est que rarement réalisé (bordure située au nord de Mende), même là où le contact n'a pas été remanié et garde son caractère intrusif. Les basses teneurs en biotite apparaissent au contraire le plus souvent dans des synclinaux à l'intérieur du massif.

Il faut donc admettre qu'à l'origine le laccolite avait une forme plus complexe que celle qui a été envisagée. En particulier, le toit du pluton, au lieu d'être plan et horizontal, devait posséder des parties surélevées : coupes ou voûtes anticlinales, dans lesquelles la différenciation par gravité s'est accentuée vers le pôle leucocrate et alcalin. La forme la plus simple d'un laccolite est d'ailleurs celle d'une lentille convexe.

Au sommet de ces anciennes structures surélevées qu'il serait d'un grand intérêt au point de vue métallogénique de pouvoir repérer, surtout là où le granite n'affleure pas

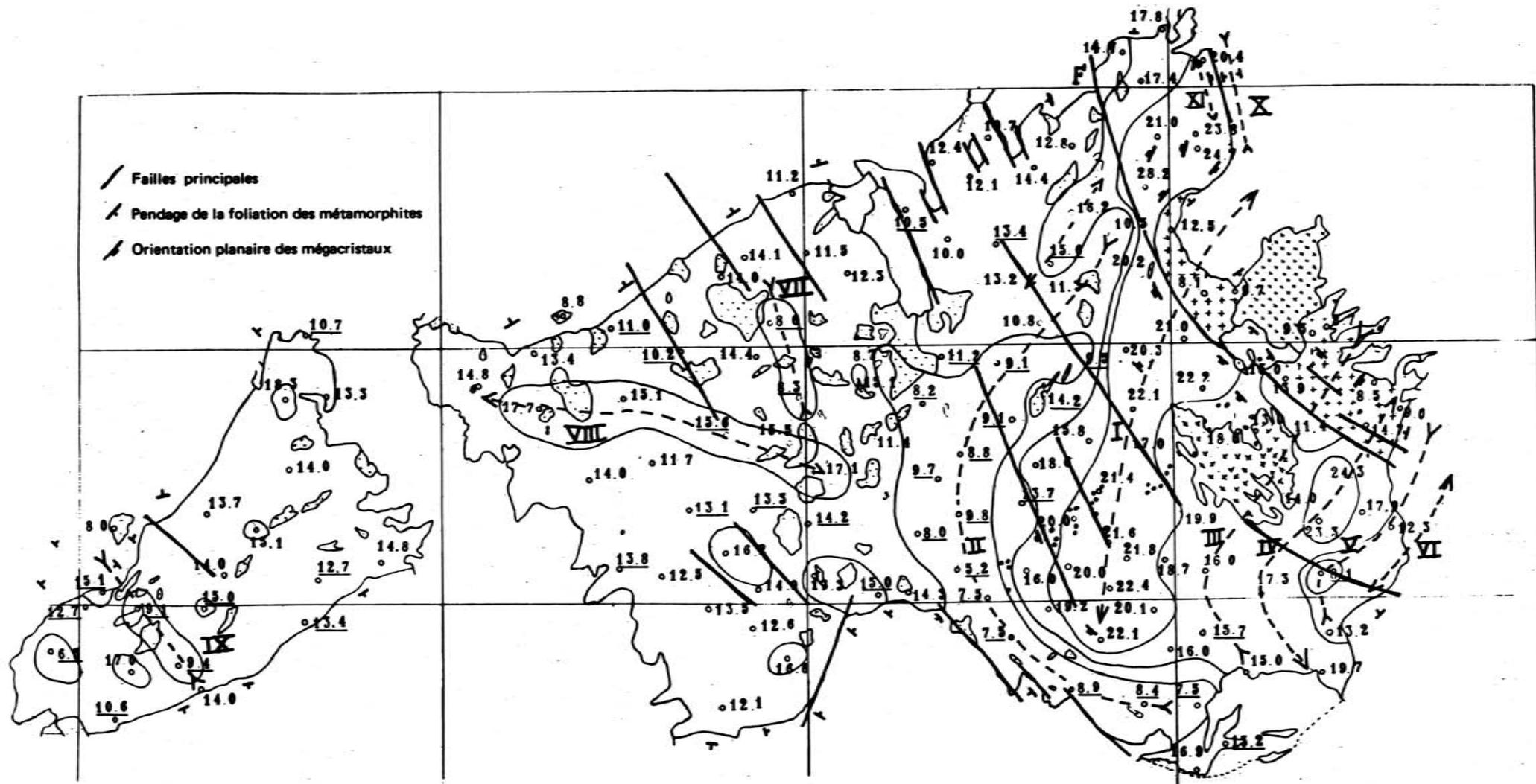


FIGURE 44 : CARTE STRUCTURALE DU MASSIF DE LA MARGERIDE

Principales structures : — F : Faille de Saugues - Naussac — I : Anticlinal de Saint-Préjet - Fortunio — II : Synclinal de Saint-Alban — III : Synclinal d'Auroux — IV : Anticlinal de Chateaufort-Randon — V : Synclinal de Chaudeyrac (L₁, fig. 37) — VI : Anticlinal de Langogne (L₂, fig. 37) — VII : Synclinal de Berc — VIII : Anticlinal de la Fage - Montvernoux — IX : Synclinal du Lot — X : Synclinal de Pratclaux — XI : Anticlinal de l'Allier.

Les chiffres représentent les teneurs en « biotite » (voir fig. 6).

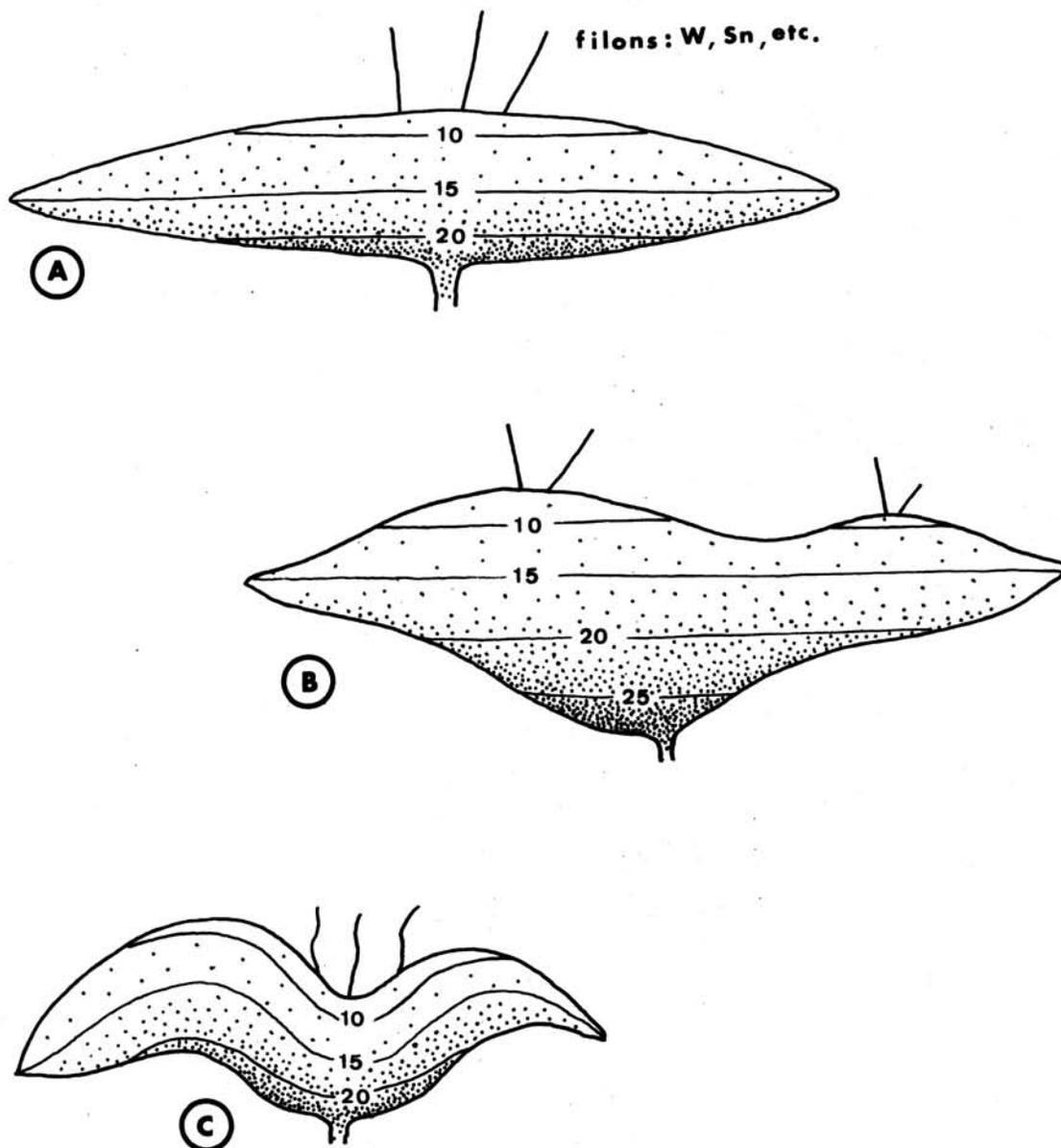


FIGURE 45 : Coupes théoriques montrant la structure d'un pluton granitique de forme et d'épaisseur irrégulières et différencié par gravité. Les fluides minéralisateurs se concentrent dans les parties hautes et s'échappent par des fractures pour donner des gîtes de « départ acide ». La hauteur a été exagérée par rapport à la largeur. Les chiffres, donnés à titre d'exemple, indiquent la variation de la teneur en biotite dans le processus de différenciation souligné par des pointillés.

- A : laccolite de type simple,
- B : type de forme plus complexe,
- C : laccolite de type simple (a) après déformation secondaire par plissement.

Ces schémas montrent l'intérêt d'une bonne connaissance pétrologique et structurale d'un massif granitique pour orienter la prospection métallogénique vers les zones les plus favorables.

encore, et qui ne coïncident pas obligatoirement avec les parties hautes actuelles du corps plutonique déformé, ont dû se concentrer les fluides porteurs de minéralisation. Selon les schémas classiques, ceux-ci peuvent imprégner l'enveloppe du granite ou s'échapper par des fractures en donnant naissance à des filons.

De la même façon, il est logique de penser que le mur du laccolite pouvait présenter lui-même à l'origine des irrégularités, avec une accentuation du caractère mélanocrate du granite dans les parties basses. Ces diverses éventualités sont illustrées par la figure 45.

Des considérations sur la forme et le rayon de courbure des plis et le fait que la différenciation par gravité reste insensible pour des écarts d'altitude voisins de 500 m (gorges de l'Allier et du Lot) me conduisent à attribuer une épaisseur de l'ordre de 4 ou 5 km au laccolite qui correspond au gisement du granite de la Margeride. Cette épaisseur reste faible par rapport aux autres dimensions du massif : largeur moyenne voisine de 40 km, longueur proche de 100 km.

L'examen des cartes gravimétrique (fig. 25) et structurale (fig. 44) permet d'aborder le problème de l'extension du granite de la Margeride au-delà de ses limites actuelles. Sur le premier de ces documents, on peut voir que la région occupée par le granite coïncide avec une zone d'anomalie négative. La courbe -60 milligals suit grossièrement les contours du massif. Ses écarts vers le nord, près de Chaudes-Aigues, et vers le sud, en direction de Marvejols, rendent vraisemblable une extension du granite en profondeur dans ces deux régions. Au nord d'Entraygues, une protubérance plaide en faveur du rattachement des granites de la Châtaigneraie au pluton principal.

Dans la région orientale, fortement relevée après la mise en place du granite, l'interruption brutale du faciès sombre au niveau d'un contact tectonique indique que le laccolite se prolongeait initialement vers l'est, au-dessus du granite de Chambon-le-Château et en direction du granite du Velay.

III — CONCLUSION

Le gisement du granite de la Margeride est constitué par un laccolite de forme initiale déjà relativement complexe, avec un ou plusieurs bombements convexes du toit. Son épaisseur est de l'ordre de 4 à 5 km. L'extension de la masse granitique est supérieure aux limites actuelles du massif : du côté ouest, il semble bien que les granites de la Châtaigneraie doivent lui être rattachés. Du côté oriental, le laccolite se prolongeait initialement au-dessus du granite de Chambon-le-Château, en direction du granite du Velay.

Après sa mise en place, accompagnée d'un métamorphisme thermique, le granite a été soumis, plus particulièrement dans la région orientale du massif, à des contraintes dynamiques correspondant à deux phases tectoniques successives de styles très différents.

La première phase, à composante verticale, s'est traduite par le soulèvement de la région orientale avec formation d'un système de failles incurvées et concentriques avec la direction de l'Arc de Fix auquel elles paraissent liées génétiquement. La plus importante de ces failles est celle de Saugues—Naussac. Elle met en contact sur une grande longueur le granite de la Margeride avec le granite de Chambon-le-Château qui occupe normalement une position inférieure par rapport au précédent. Cette première phase tectonique est liée à la montée diapirique du granite du Velay qui sera évoquée par la suite.

La deuxième phase correspond à des efforts de compression à composante horizontale (mouvements tangentiels). Ils se sont traduits dans le granite lui-même par la formation de plis de très grande ampleur et par des déplacements horizontaux (charriages) d'importance kilométrique dans la région de Laval-Atger. Dans la roche granitique, les contraintes de cisaillement liées à la flexion (plissement isopaque ?) et aux mouvements tangentiels directs ont entraîné dans certains cas l'acquisition d'une véritable foliation. Celle-ci coïncide souvent, dans le faciès sombre du granite, avec une orientation planaire des mégacristsaux due au mécanisme de sédimentation de ces éléments plats, complété par l'action des courants de convection balayant le fond du réservoir magmatique. Cette forte anisotropie initiale paraît avoir facilité et guidé la déformation secondaire.

La seconde phase de déformation qui vient d'être évoquée est contemporaine : des structures langonnaises (les plis affectant le granite en sont le prolongement direct), des structures cévennoles et du coulissage principal de l'accident de Villefort (voir la fig. 37). Dans ces phénomènes dynamiques, la série métamorphique, entraînant avec elle les granites intrusifs en gisement stratoïde, s'est plissée comme une couverture. L'ampleur des déformations a été localement accentuée par la proximité du solide bâti que constitue le dôme granitique vellave contre lequel sont venus buter ou dévier les mouvements de compression.

QUATRIEME PARTIE

**CARACTERES PRINCIPAUX DES GRANITES VOISINS
ET STRUCTURE GÉNÉRALE DE LA RÉGION**

CARACTERES PRINCIPAUX DES GRANITES VOISINS ET STRUCTURE GÉNÉRALE DE LA RÉGION

I – LE GRANITE DU VELAY

Il est impossible d'étudier la structure et d'essayer de comprendre l'histoire du granite de la Margeride sans s'intéresser à celle de son puissant et très différent voisin : le granite du Velay.

Les deux granites se sont mutuellement influencés au cours de leur histoire bien qu'ils soient d'âges différents et de caractères radicalement opposés : l'un est typiquement intrusif et stratoïde ; l'autre, au contraire, possède un caractère autochtone à sub-autochtone et paraît s'évaser vers le bas jusqu'à une grande profondeur ; c'est un massif en forme de dôme, véritable batholite au sens de Suess (1895).

10/ FORME ET DIMENSION DU MASSIF DU VELAY

La forme circulaire de la majeure partie du massif est remarquable. Elle apparaît bien sur la carte géologique de la France à 1/1.000.000 (4e édition, 1955). Le granite du Velay s'inscrit en effet dans un cercle presque parfait de 45 kilomètres de rayon, centré 8 km au S-E d'Yssingaux et ouvert du côté nord en direction des Monts du Forez et du Pilat auxquels se rattache 1/4 de la surface totale. On a l'impression que le granite initialement contenu dans ce cercle complet a « crevé » sa limite nord pour s'avancer dans cette direction.

20/ RELATION AVEC LES SCHISTES CRISTALLINS

Tous les auteurs qui ont étudié le granite du Velay : M. Chenevoy à partir de 1960, J. Didier (1964) et A. Weisbrod (1970), pour ne citer que les principaux et les plus récents, ont insisté sur le caractère progressif du passage du granite aux schistes cristallins que l'on

trouve en grands panneaux internes ou sur la bordure du massif, du moins là où le contact n'est pas de nature tectonique. Certains faciès « tardimigmatitiques » peuvent cependant avoir un contact plus tranché.

A la périphérie, les schistes cristallins sont affectés par un fort pendage externe qui fait apparaître les niveaux les plus profonds des séries correspondantes : gneiss œillés dans le Haut Allier et les Cévennes Médiannes. Cette structure en dôme de l'encaissant paraît correspondre à une mise en forme sous l'action d'une montée diapirique du granite, d'ampleur assez limitée cependant, puisque la liaison avec les migmatites est maintenue.

Cette poussée ascendante que le granite du Velay a exercé sur son enveloppe s'est manifestée également par une tectonique cassante. Les failles, de tracé circulaire, avec un rejet déterminant un regard externe, sont disposées de manière concentrique autour du diapir granitique. Elles sont verticales ou à pendage externe, avec formation dans le dernier cas de larges zones mylonitiques. La faille de Saugues—Naussac et celles de même direction qui traversent ou limitent le massif de la Margeride appartiennent à ce premier type. Ces fractures se prolongent vers le nord dans les régions de Langeac et de Paulhaguet en suivant la direction de l'Arc de Fix. Les nombreuses dislocations curvilignes et grossièrement E—W, observées par A. Weisbrod (fig. 37) participent à cet ensemble. Elles se prolongent du côté oriental du massif, entre Privas et Tournon, notamment par une zone laminée décrite par M. Legrand (1969) et D. Benkö (1970). Cette influence s'est exercée sur une distance de plusieurs dizaines de kilomètres à l'extérieur du granite du Velay et l'on peut voir, au-delà des failles nettement circulaires déjà évoquées, des segments rectilignes de direction tangentielle par rapport aux précédentes et qui ont rejoué à toutes les époques.

L'influence du granite du Velay ne se manifeste pas seulement sur le plan structural. En effet, celui-ci a développé à son voisinage un métamorphisme de type basse-pression (à fort gradient thermique) mis en évidence et étudié dans la région du Pilat par M. Chenevoy (1964) et dans les Cévennes médianes par A. Weisbrod (1968-1970) et M. Chenevoy et J. Ravier (1968). En de nombreux endroits, celui-ci se superpose à un métamorphisme barrovien caractéristique. Il ne s'agit pas réellement d'un métamorphisme de contact, le granite du Velay et le métamorphisme basse-pression sont les effets d'une même cause : remontée locale et resserrement des surfaces isothermes avec formation d'un dôme thermique.

30/ PÉTROGRAPHIE

Selon A. Weisbrod (1970) : « Le caractère le plus évident du granite du Velay, signalé dès 1892 par Boule, est son hétérogénéité à toutes les échelles : présence de nombreuses enclaves, passage continu à des migmatites, variation de granulométrie, de minéralogie et de composition chimique ». Ces variations s'expliquent en partie par la complexité de la série métamorphique aux dépens de laquelle s'est constitué le granite. C'est également l'opinion de J. Didier (1964) qui distingue cependant deux variétés principales : un granite à cordiérite en nodules parfois de grande dimension, dans lequel la biotite peut coexister, et une variété à biotite seule dont la composition chimique moyenne ne diffère pas sensiblement de celle du type précédent.

Ces différents faciès, généralement assez leucocrates renferment un plagioclase très automorphe (oligoclase) en quantité variable comme celle du feldspath potassique, et le granite varie entre des types sub-alkalin et granodioritique.

Des leucogranites à muscovite s'individualisent en bordure du massif du Velay, plus particulièrement là où sa forme circulaire est altérée, c'est-à-dire dans les parties non diapiriques et par conséquent les plus autochtones : région du Mont Pilat et des Monts du Forez, au S de Noirétable, au N-W de Firminy et au N de La Chaise-Dieu.

Dans la région du Pilat, J. Ravier et M. Chenevoy (1966) ont montré que ces granites résultaient de la fusion de niveaux privilégiés : leptynites ou gneiss œillés auxquels ils sont souvent encore liés. Le produit de cette anatexie a échappé à la relative homogénéisation qui s'est produite dans les régions plus internes où les conditions thermiques étaient plus rigoureuses et accompagnées de mouvements liés au diapirisme, à la chute des enclaves et à des phénomènes convectifs. Dans le massif de la Margeride, le granite de Saint-Christophe a une origine analogue, directement perceptible dans ses relations avec les gneiss œillés. Les leucogranites qui recoupent le granite porphyroïde proviennent très probablement eux aussi de l'anatexie de leptynites ou de gneiss œillés situés sous le laccolite (J.P. Couturié, 1969).

40/ ENCLAVES

Les enclaves sont particulièrement nombreuses dans le granite du Velay où elles ont été étudiées en détail par J. Didier (1964). Leurs formes et leurs dimensions sont très variées. D'après leur nature pétrographique il convient de distinguer : des enclaves de schistes cristallins, des enclaves de roches éruptives basiques, des enclaves de granite porphyroïde.

A/ Enclaves de schistes cristallins

Certaines correspondent, selon J. Didier, à des roches peu modifiées dont on connaît les équivalents dans les séries métamorphiques voisines : amphibolites, serpentinites, pyroxénites, quartzites. Elles représentent des fragments disloqués de niveaux réfractaires à l'anatexie appartenant à la série métamorphique barroviennienne préexistante.

Les autres, selon le même auteur, représentent les résidus de la fusion de métapélites. Les termes les plus évolués correspondent à des restites surmicacées et à des schlierens biotitiques.

B/ Enclaves de roches éruptives basiques

Dans leur grande majorité, elles correspondent, selon J. Didier (1964), à des vaugnérites et roches associées à composition de gabbro, diorite plus ou moins quartzique, syénodiorite et granodiorite. En dépit d'une schistosité fruste des parties périphériques des enclaves, leur paragenèse et leur structure bien conservées de roche éruptive, indiquent qu'elles sont postérieures au premier métamorphisme.

Pétrographiquement ces enclaves sont très semblables :

- d'une part aux vauugnérîtes installées sous forme de sills (souvent différenciés) dans la série métamorphique des Cévennes Médiannes (Q.A. Palm, 1954-1957, A. Weisbrod, 1970),
- d'autre part aux vauugnérîtes en enclaves dans les granites intrusifs régionaux : granites des Monts du Lyonnais où elles ont été définies, granite de la Margeride et autres granites qui seront évoqués par la suite.

Il est permis de penser que la plupart de ces roches éruptives basiques sont congénères et plus ou moins contemporaines, bien que leurs gisements soient très différents. Leur mise en place correspond à des injections sous forme de sills dans les schistes cristallins et à des intrusions intra-magmatiques dans les granites intrusifs. Ultérieurement les vauugnérîtes ont été morcelées et reprises en enclaves résiduelles dans le granite autochtone du Velay, l'anatexie les ayant épargnées du fait de leur composition.

C/ Enclaves de granite porphyroïde

J'ai signalé dans la carrière située près du barrage de La Palisse (J.P. Couturié, 1969) la présence d'enclaves de granite porphyroïde sombre, à caractère granodioritique et à structure planaire plus ou moins marquée, tout à fait analogue au faciès le plus sombre du granite de la Margeride. J'en ai tiré la conclusion que celui-ci était antérieur au granite du Velay et qu'il devait se prolonger initialement vers l'est au-dessus du domaine occupé actuellement par ce dernier granite.

Des enclaves du même type ont été décrites en d'autres points du granite du Velay :

- au nord-ouest, dans les Monts du Forez par B. Clavaud et G. Ratsimba (1972) et A. Gourgaud (1973), on peut les rattacher aux granites porphyroïdes du Livradois ;
- dans le sud : région d'Entrailles (Ardèche) par Ch. Sanitas (1957), vallée de l'Eyrieux et région de Burzet par M. Chenevoy, G. Durand et Ch. de Montravel (1974). Ces enclaves sont proches géographiquement des petits massifs de granite porphyroïde de Vals-les-Bains et Saint-Cierge-la-Serre (annexe du granite de Tournon).

Un jalon, entre le granite de la Margeride et les enclaves homologues de la carrière de la Palisse, est constitué par le granite porphyroïde de Montbel qui affleure sur 150 m de largeur au milieu des migmatites du Velay (P. Bout, F.H. Forestier, 1967). Ce granite porphyroïde qui ressemble au faciès moyen du granite de la Margeride paraît avoir été rétrotransformé lors de la migmatitisation de son entourage : les biotites sont totalement chloritisées et le plagioclase est très altéré. Il représente probablement un petit pluton indépendant ou peut-être une cheminée d'alimentation.

Par l'étude des zircons extraits de divers granites porphyroïdes régionaux, J.P. Pupin et G. Turco (1975) concluent que l'enclave de la Palisse doit être rattachée, non pas au granite de la Margeride proprement dit, comme je l'ai prétendu en 1969 sur la foi d'une similitude pétrographique, mais aux granites des Cévennes (Mont Lozère, Aigoual, et leurs annexes). Ceci est fort vraisemblable bien que les roches affleurantes soient assez différentes d'aspect : tous ces « granites de type Margeride » appartiennent très probablement à une même génération antevellave. On peut se demander d'ailleurs si l'enclave en question

n'appartient pas au prolongement des granites de Chambon-le-Château ou de Rocles, plus proches géographiquement et dont les zircons n'ont pas encore été étudiés, ou encore à un laccolite indépendant dont ne subsisterait aucun témoin autour du granite du Velay.

II – LES GRANITES PORPHYROIDES ENTOURANT LE GRANITE DU VELAY

Un certain nombre de petits massifs de granite porphyroïde se répartissent à la périphérie du granite du Velay et occupent une position analogue à celle du granite de la Margeride vis-à-vis de ce dernier. Sans parler des granites porphyroïdes des Monts du Lyonnais et de ceux du Livradois qu'il serait trop long d'aborder ici, je rappellerai les principaux caractères de ceux qui bordent la partie du massif du Velay inscriptible dans une portion de cercle, d'après les descriptions des différents auteurs qui les ont étudiés, complétées par des observations personnelles.

En commençant par la bordure occidentale, on rencontre successivement dans le sens inverse des aiguilles d'une montre :

- Le granite de La Chaise-Dieu
- Le granite de la Margeride et le granite de Chambon-le-Chateau, cités pour mémoire.
- Le granite de Rocles, de Vals-les-Bains et de Privas.
- Le granite de Largentière (en arrière du précédent).
- Le granite de Saint-Cierge-la-Serre et de Tournon.

Le granite du Mont Lozère et de la Borne, situé en arrière du granite de Rocles, sera également évoqué en raison de ses particularités et de l'intérêt de ses enclaves.

10/ LE GRANITE DE LA CHAISE-DIEU

Ce granite forme une bande de 2 km de large environ et longue d'une vingtaine de kilomètres, étroitement appliquée contre l'Arc de Fix à son extrémité nord. Sur la carte de Tournaire (1880), on peut déjà voir que le pluton granitique est affecté en son milieu par un décrochement sénestre (N-E—S-W de 2 km d'amplitude et que dans sa partie nord il se

dédouble en formant deux bandes parallèles séparées par des micaschistes, détail malencontreusement supprimé sur les cartes géologiques suivantes. Selon F.H. Forestier (1964) qui l'a étudié, le granite de La Chaise-Dieu se prolonge vers le N-E sur quelques kilomètres au-delà de cette localité.

Pétrographiquement, c'est un granite porphyroïde à biotite, avec un grain moyen, plus fin que celui du granite de la Margeride et comparable au granite de Chambon-le-Château. La forme en « bâton de craie » des grands feldspaths ainsi que leur petite taille accentue le rapprochement.

On observe des variations de la quantité de biotite et de mégacristaux mais celles-ci n'ont pas encore été analysées. La structure est quelquefois orientée avec également des traces de laminage : sortie de Combres par exemple, et extrémité nord du granite, d'après Forestier.

Le gisement correspond à un laccolite, épais de moins de 1,5 km, installé dans les micaschistes à deux micas immédiatement au-dessus du niveau de gneiss œillé de l'Arc de Fix ; la position dans la série est par conséquent analogue à celle du granite de Chambon-le-Château. Après sa mise en place, le laccolite a basculé vers l'ouest (pendage de 50° environ) en conformité avec la structure de l'Arc de Fix liée au diapirisme du granite du Velay. Ultérieurement le granite de La Chaise-Dieu a été soumis à un effort de compression dirigé vers le S-E qui s'est traduit par le décrochement déjà évoqué et par le plissement de l'extrémité nord du laccolite : formation d'un anticlinal micaschisteux avec réapparition vers l'est du granite, en repli synclinal d'axe faiblement incliné vers le N-E.

20/ LE GRANITE DE ROCLES

Le granite de Rocles a été étudié par Q.A. Palm (1957) qui l'a interprété comme un granite syncinématique, en raison de son orientation planaire qui par endroit (région de Rocher) lui donne un caractère orthogneissique. Il est intercallé en gisement laccolitique à pendage sud dans des micaschistes à sillimanite contenant des sills de vaugnérite qui présente des phénomènes de différenciation par gravité. Palm a bien montré que le granite était lui-même différencié dans son gisement, avec, en particulier, apparition de muscovite vers le toit du laccolite et variation significative des caractères des feldspaths.

A la même époque, Ch. Sanitas (1957), décrit les granites porphyroïdes orientés situés à l'est de Vals-les-Bains et au N-W de Privas.

A. Weisbrod (1967-1970) montre leur identité avec le granite de Rocles et l'existence de jalons intermédiaires. Il adopte un point de vue voisin de celui de Palm, en insistant sur l'importance des actions métasomatiques.

En définitive, ce granite constitue un laccolite d'épaisseur apparemment comprise entre 1 et 2 km et de forme parfois complexe. Dans la région de Rocles en effet, le granite

semble s'insinuer entre plusieurs niveaux parallèles de micaschistes et de vaugnérîtes. Il s'agit probablement de complications tectoniques dues à des plissements ou à un écaillage. L'orientation planaire des minéraux n'est pas nécessairement due à une mise en place syncinématique, elle peut s'expliquer simplement par des structures magmatiques et des déformations secondaires. Ces dernières sont liées au mouvement ascendant du granite du Velay qui a déterminé l'inclinaison du laccolite initialement sub-horizontal comme en témoigne la répartition des faciès différenciés du granite de Rocles. L'action de la tectonique tangentielle dont A. Demay a montré l'importance dans cette région a également pu jouer un rôle.

Le laccolite se suit presque sans interruption sur 30 km entre Dompnac et la région de Vals-les-Bains, en bordure du granite du Velay dont il suit fidèlement la limite. A l'ouest de Dompnac, il pourrait éventuellement se prolonger sous le chevauchement des micaschistes des Cévennes appartenant au compartiment oriental du décrochement de Villefort et se raccorder au granite de Chambon-le-Château dont les caractères et la situation sont analogues. Du côté oriental, un témoin de la persistance de cette première couronne de granite porphyroïde laccolitique et orienté se retrouve au N-W de Privas. Au-delà, le cercle semble se continuer au moins jusqu'à la hauteur de Valence par une étroite bande de granite porphyroïde orienté, assimilé au granite de Tournon sur les cartes géologiques à 1/80.000 (feuille de Valence). Bien entendu, il ne s'agit pas nécessairement d'une couronne continue mais d'une suite de petits laccolites situés initialement à peu près au même niveau dans la série métamorphique.

30/ LE GRANITE DE LARGENTIÈRE

Le granite porphyroïde de Largentière, étudié par Q.A. Palm (1957) affleure en deux endroits au N et à l'W de cette localité, dans les vallées du Roubreaud et de la Ligne qui entaillent la couverture permo-triasique. Il paraît former une bande de 1,5 km de large, parallèle à celle que constitue le granite de Rocles dont il est séparé par une largeur de 1 km de micaschistes. Les relations entre les deux granites sont difficiles à établir : ils pourraient appartenir l'un et l'autre à un même laccolite, la répétition des deux bandes granitiques étant due dans ce cas à des phénomènes tectoniques. Plus probablement, il semble que l'on soit en présence de deux niveaux distincts étagés dans la série micaschisteuse, le granite de Largentière se situant dans ce cas à un niveau supérieur, compte tenu de sa position en aval pendage par rapport au granite de Rocles.

Le granite de Largentière ne montre aucune variation notable, mis à part une orientation planaire locale, en particulier au contact des roches basiques qui lui sont associées. Ces roches, dont Palm a analysé avec beaucoup de détails les relations avec le granite, apparaissent dans la partie amont de la coupe du Roubreaud, au contact des micaschistes (au mur du laccolite si l'on admet qu'il s'agit d'un tel gisement) et dans la région centrale de la coupe de la Ligne. Ces roches basiques sont très variées d'aspect : à l'approche du granite leur grain diminue généralement, ainsi que leur caractère basique (abaissement de leur teneur en amphibole notamment). Dans la vallée du Roubreaud, le type le plus basique, à grain grossier, ressemble beaucoup selon Palm, en particulier sur le plan minéralogique, aux

vaugnérites que l'on trouve quelquefois en gisements indépendants des granites. A la périphérie des vaugnérites intragranitiques, dans les « roches intermédiaires » qui présentent beaucoup d'analogies au point de vue pétrographique avec les petites enclaves microgrenues rencontrées isolément dans le granite porphyroïde, on observe de façon courante des mégacristaux de feldspath potassique arrondis, en forme de dragée.

Selon Palm, le granite de Largentière proviendrait de la fusion des gneiss œillés sous-jacents, dont les yeux feldspathiques épargnés par l'anatexie auraient formé le noyau des mégacristaux du granite. D'après ce même auteur, les roches basiques se seraient formées « in situ » par différenciation gravitaire à partir du magma granitique. Je pense que ces roches basiques ont la même origine que les vaugnérites intercallées dans les micaschistes et qu'elles correspondent à l'irruption d'un magma basique dans le laccolite alors que la cristallisation du granite n'était pas encore achevée. Le contact de ce magma granitique nettement plus froid explique la finesse de grain des roches basiques les plus externes, « figées » après avoir au préalable subi une certaine hybridation et capturé, par un phénomène de tension superficielle, les grands cristaux feldspathiques déjà formés. Au contact du magma basique avec lequel ils sont en déséquilibre ces derniers ont subi un début de résorption expliquant leur aspect dragéiforme.

40/ GRANITE DE SAINT-CIERGE-LA-SERRE ET DE TOURNON

Cet ensemble granitique s'allonge sur environ 40 km, selon un axe grossièrement méridien, entre la bordure orientale du granite du Velay et la rive droite du Rhône. Au nord de Tournon, il franchit le fleuve et se prolonge sur quelques kilomètres en rive gauche avant de disparaître sous les sédiments. C'est dans cette partie que M. Legrand (1969) a observé un contact intrusif du granite du Velay dans le granite de Tournon qui montre l'antériorité de ce dernier. Dans la région de Vienne, 30 km plus au nord, on voit réapparaître le granite porphyroïde.

Les contours du granite de Tournon—Saint-Cierge-la-Serre sont de forme complexe, ils coïncident quelquefois avec des failles importantes. Contre le granite du Velay existe une longue lanière de granite porphyroïde orienté, dont la largeur excède rarement 1 km ; elle est généralement séparée de la masse principale du granite de Tournon par de vastes panneaux de micaschistes. La structure interne de ce granite, très probablement en gisement laccolitique et plissé secondairement, est encore mal connue et il est difficile de savoir pour l'instant si le ruban granitique occidental représente la réapparition du granite de Tournon de l'autre côté du synclinal micaschisteux d'Alboussière (D. Benko, 1970, ou s'il s'agit d'un petit laccolite inférieur et indépendant.

Le granite de Tournon et Saint-Cierge-la-Serre est un granite porphyroïde à biotite et à mégacristaux d'orthose souvent très abondants dont la taille est de 2 à 3 cm en moyenne. Il est fréquemment orienté avec déformation « plastique » des quartz très engrenés et des biotites et parfois cataclase des feldspaths, surtout à l'approche des schistes cristallins où se réalise un accord entre les deux foliations.

Le granite porphyroïde est recoupé par de nombreux filons de leucogranite à muscovite et au nord d'Alboussière, près de Garnier, il renferme de grosses enclaves de vaugnérite de taille pluridécamétrique. Le granite à deux micas de l'Eyrieux qui apparaît vers l'extrémité sud du massif paraît représenter, comme dans le granite de la Margeride, une différenciation leucocrate du granite de Tournon vers le haut du laccolite avec disparition progressive du caractère porphyroïde.

50/ LES GRANITES DU MONT LOZERE ET DE LA BORNE

Cet ensemble granitique est intrusif dans les micaschistes des Cévennes où il développe une belle auréole de métamorphisme de contact. Le granite de la Borne une fois remis à sa place initiale, dans le prolongement de celui du Mont Lozère, on obtient un ensemble qui s'allonge sur 50 km, selon une direction E-W avec une largeur moyenne de 10 km.

Les faciès porphyroïdes sont très semblables aux granites des Cévennes Méridionales (Aigoual, Saint-Guiral, Liron) étudiés par P. Lapadu-Hargues (1947), J. Didier (1964) et récemment par G. Sabourdy (1975). Le grain de la mésostase est nettement plus fin que dans le massif de la Margeride pourtant très proche géographiquement. Il semble que cela soit dû à une mise en place dans des conditions plus superficielles et (ou) à une épaisseur réduite du pluton. L'étude typologique des populations de zircon (J.P. Pupin et G. Turco, 1975) confirme l'identité de ces granites cévenols qui appartiennent probablement à un même laccolite indépendant du gisement du granite de la Margeride.

Le granite du Mont Lozère étudié par P. Lapadu-Hargues (1947), P. Bussière (1955) et J.C. Van Moort (1966) s'avère être le plus complexe des granites intrusifs régionaux. Selon le dernier auteur cité, il convient de distinguer (fig. 46) :

- Le granite du Pont de Montvert, auquel se rattache le granite de la Borne décalé de 12 km vers le nord par le décrochement de Villefort. C'est un faciès porphyroïde à biotite qui constitue l'unité la plus importante et sans doute la plus profonde, d'apparence homogène, mis à part le granite de Rabeyral qui paraît représenter une différenciation à muscovite. La totalité du massif de la Borne et la moitié orientale du granite du Pont de Montvert sont directement en contact avec les micaschistes. L'autre moitié est par contre apparemment intrusive dans le granite suivant.
- Le granite des Signaux, non porphyroïde, entoure, comme il vient d'être dit, l'extrémité occidentale du granite du Pont de Montvert. Il est nettement différencié avec : développement progressif de muscovite, caractère de plus en plus sodique du plagioclase et modification de l'aspect des perthites. Les faciès à muscovite sont uniquement représentés au N et au N-W ce qui tendrait à indiquer, si l'on admet un mécanisme de différenciation par gravité, que le pendage initial du toit du pluton était orienté vers le sud (cf. fig. 47).
- L'adamellite des Laubies apparaît dans l'angle N-W du massif. Selon Van Moort, elle est intrusive dans le granite des Signaux (faciès à muscovite et biotite). C'est un granite leucocrate à cordiérite, biotite et muscovite qui renferme de très nombreuses masses

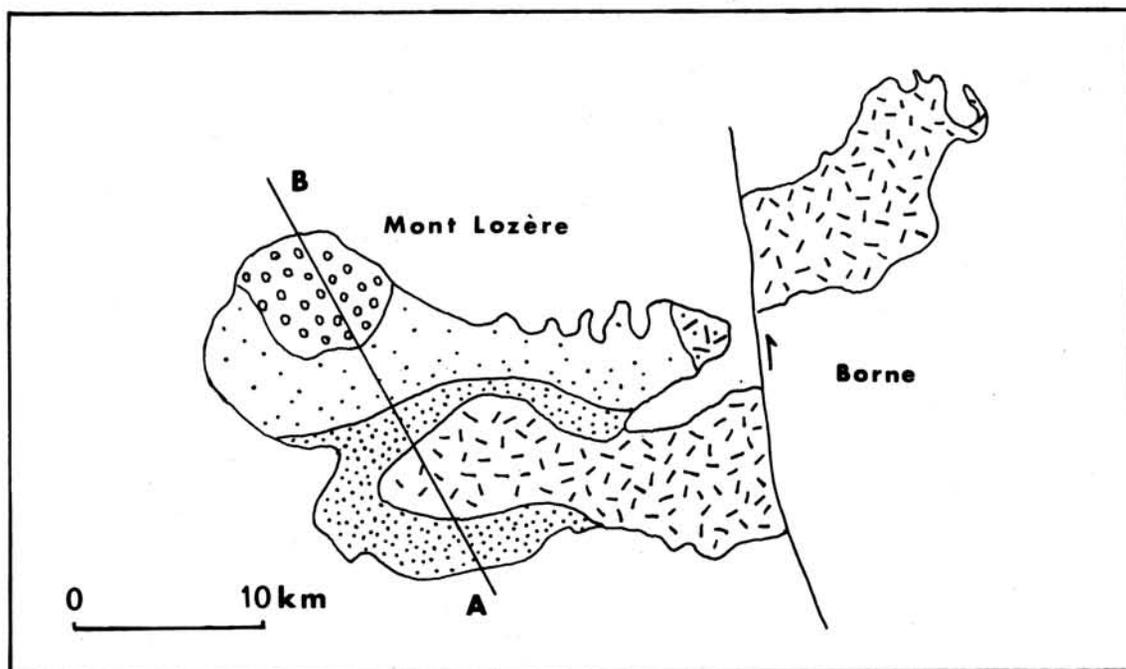


FIGURE 46 : Carte simplifiée des massifs granitiques du Mont Lozère, d'après Van Moort (1966), et de la Borne.

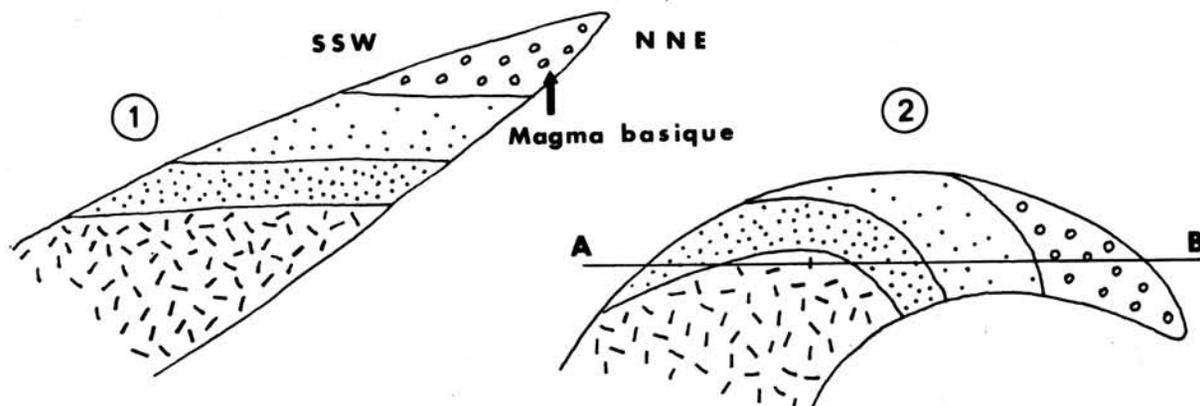
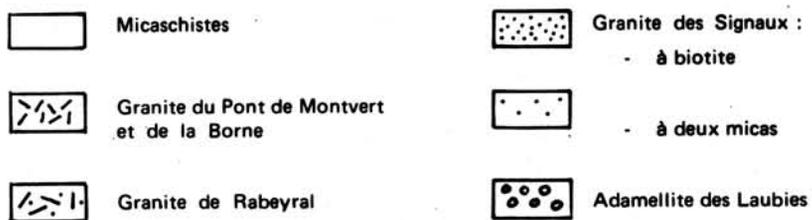


FIGURE 47 : Coupes interprétatives selon A B

- 1 : au moment de la mise en place
- 2 : après déformation par plissement d'axe E-W.

basiques de taille, de structure et d'aspect très variés : grosses enclaves de vauugnérinite à gros grain passant en bordure à des faciès plus fins, essaims de petites enclaves de type micro-grenu.

L'absence de mégacristaux de feldspath potassique dans ces enclaves est remarquable et doit être rapprochée du caractère non porphyroïde de l'adamellite. En revanche les petites enclaves analogues, bien que plus rares, dans le granite porphyroïde du Pont de Montvert renferment souvent comme celles des autres granites porphyroïdes de tels cristaux.

Ces observations constituent, d'un point de vue magmatiste, un argument décisif en faveur de l'individualisation in situ des enclaves à partir d'un magma basique qui entre en contact avec le matériel granitique encore incomplètement solidifié. Au cours d'une véritable « éruption » intra-magmatique, le liquide basique a pu se scinder en masses parfois importantes et en globules immiscibles avec le liquide granitique mais susceptibles d'incorporer par tension superficielle les éléments solides que celui-ci contenait.

L'interprétation du massif du Mont Lozère est difficile. On peut y voir, comme le suggère Van Moort, des intrusions distinctes de granites mais leur succession s'explique mal dans le cadre de l'évolution régionale. On peut se demander s'il ne s'agit pas plutôt comme dans la Margeride d'un magma unique, différencié dans la partie haute d'un laccolite vraisemblablement incliné et culminant dans la région N-W du massif (cf. coupe interprétative, fig. 47). Les contacts intrusifs observés par Van Moort entre les différents types granitiques pourraient correspondre à des mouvements tardifs du magma déjà différencié. Ces phénomènes dynamiques sont peut-être à relier avec l'arrivée du magma basique. Après sa solidification, le laccolite granitique paraît avoir été ployé en forme d'anticlinal d'axe E-W ce qui permet d'expliquer l'apparition du granite du Pont de Montvert au milieu du granite des Signaux. Cette déformation est due, comme le décrochement de Villefort, à un effort de compression dirigé vers le nord. Les granites des Cévennes Méridionales apparaissent vraisemblablement eux aussi à la faveur d'un pli anticlinal parallèle.

CINQUIEME PARTIE

**SCHÉMA DE L'ÉVOLUTION RÉGIONALE DE LA CROUTE TERRESTRE
ET INTERPRÉTATION SELON UN MODELE OROGÉNIQUE SIMPLE**

SCHÉMA DE L'ÉVOLUTION RÉGIONALE DE LA CROÛTE TERRESTRE ET INTERPRÉTATION SELON UN MODELE OROGÉNIQUE SIMPLE

Cette évolution s'intègre dans l'histoire du segment de la chaîne hercynienne de type bicontinental (M. Mattauer, 1973) auquel appartient le Massif Central.

Les derniers événements qui ont affecté l'enveloppe du granite de la Margeride avant sa mise en place correspondent pour la série du Lot (région de Marvejols) selon B. Briand (1973) à un métamorphisme de type barrovien, faciès amphibolite à almandin, avec les conditions suivantes : température 650° , pression de 5 à 6,3 kb. correspondant à une profondeur de 20 km environ. Ce métamorphisme est associé à une première série de plissements isoclinaux. Une deuxième phase de déformation apparaît ensuite, elle se traduit en particulier par le renversement des séries du Lot et de la Truyère qui occupent chacune le flanc inverse d'un gigantesque pli couché. Le dernier événement perceptible avant l'intrusion du granite est donc une phase tectonique de très grande ampleur qui appartient vraisemblablement à la période de tectogénèse de la chaîne, au cours de laquelle la croûte s'épaissit et s'enfonce dans le manteau.

Les études sismiques de M. Aubert et G. Perrier (1971) montrent que la discontinuité de Mohorovicic se situe à une profondeur de 25 km en dessous de la surface topographique actuelle, qui coïncide à peu près avec le niveau de mise en place du granite de la Margeride.

L'étude des enclaves de socle remontées par les volcans du Velay nous renseignent sur la nature et l'évolution de cette croûte profonde, dans laquelle le granite de la Margeride a pris naissance par anatexie. (R. Brousse, M. Dantier, A. Rudel, 1967, et A. Leyreloup, 1973).

Selon A. Leyreloup, il s'agit de roches métamorphiques ortho et para dérivées, acides et basiques formant une série charnockitique complète, avec des paragenèses indiquant une rétro-morphose. Certains assemblages primaires correspondent au faciès granulite de haute pression, comprise entre 9 et 16 kb. (profondeur: 32 à 55 km) avec une température relativement faible comprise entre 760 et 900° . Les premiers chiffres ne doivent pas nous étonner car la lithosphère atteint couramment de telles profondeurs sous les chaînes de montagnes actuelles. La rétro-morphose observée passe d'abord par les conditions du faciès granulite de pression intermédiaire, elle correspond à une nette augmentation de la tempé-

rature (une centaine de degrés au moins) tandis que la pression commence à diminuer faiblement. Elle aboutit dans le faciès granulite de très basse pression (faciès des cornéennes à pyroxène).

Par rapport au gradient thermique normal indiqué sur la figure 48 l'évolution des conditions de pression et de température observées par A. Leyreloup (itinéraire B C D) peut être interprétée de la façon suivante :

Au cours de la phase de tectogénèse, la croûte s'enfonce assez rapidement jusqu'à une profondeur de l'ordre de 50 km, dans le manteau à température élevée (supérieure à 1000°). L'augmentation de pression correspondante est immédiatement ressentie mais le retard de l'équilibrage thermique, beaucoup plus long à s'établir, entraîne l'existence d'un métamorphisme prograde vers le faciès granulite de haute pression. Pour une roche crustale supposée en équilibre initial l'évolution théorique est de type A B.

Alors que la remontée isostatique a déjà commencé, le réchauffement de la base de la croûte entraîne entre B et C une rétro-morphose vers le faciès granulite à pression intermédiaire. Entre C et D, la remontée se poursuit avec une diminution nettement plus rapide de la pression que de la température et la rétro-morphose s'effectue en direction du domaine de basse pression.

La dernière partie du diagramme doit correspondre théoriquement à un retour vers l'équilibre thermique en direction d'un point E qui diffère de la position de départ en raison de la complexité des mouvements tectoniques, de l'érosion supracrustale qui permet la remontée isostatique et des déplacements de matière liés à l'anatexie, phénomène qui va être abordé maintenant.

Quelques remarques préliminaires sont nécessaires :

Tout d'abord il convient de préciser dans quelles conditions la chaleur du manteau se transmet par conduction à travers la croûte terrestre supposée limitée par deux faces planes. Ce phénomène est connu en physique sous le nom de « problème du mur ». Il s'applique à un solide d'épaisseur e (fig. 49), dont une face est soumise à partir de l'instant t_0 à une température T_1 imposée (par exemple 1100°), l'autre face étant maintenue à une température T_2 constante (par exemple 0°). On démontre que la répartition des températures internes est définie aux instants $t_1 - t_2 - t_3 - t_4$ par des courbes de formes variées qui se rapprochent de plus en plus de celle d'une droite obtenue au bout d'un temps t_5 suffisamment long et théoriquement infini. Un point situé à l'intérieur du solide voit donc sa température augmenter régulièrement dans le temps (régime transitoire) jusqu'à l'instant t_5 où s'établit le régime permanent. Compte tenu de l'épaisseur de la croûte terrestre qui s'exprime en dizaines de kilomètres, le calcul montre que le régime permanent (gradient thermique régulier) n'est obtenu qu'au bout d'un temps très long qui se chiffre en millions d'années.

Du point de vue des phénomènes anatectiques, il importe de distinguer schématiquement deux niveaux dans la croûte : un niveau inférieur charnockitique, pauvre en eau et supposé épais de 10 km et un niveau supérieur riche en minéraux hydroxylés, séparé

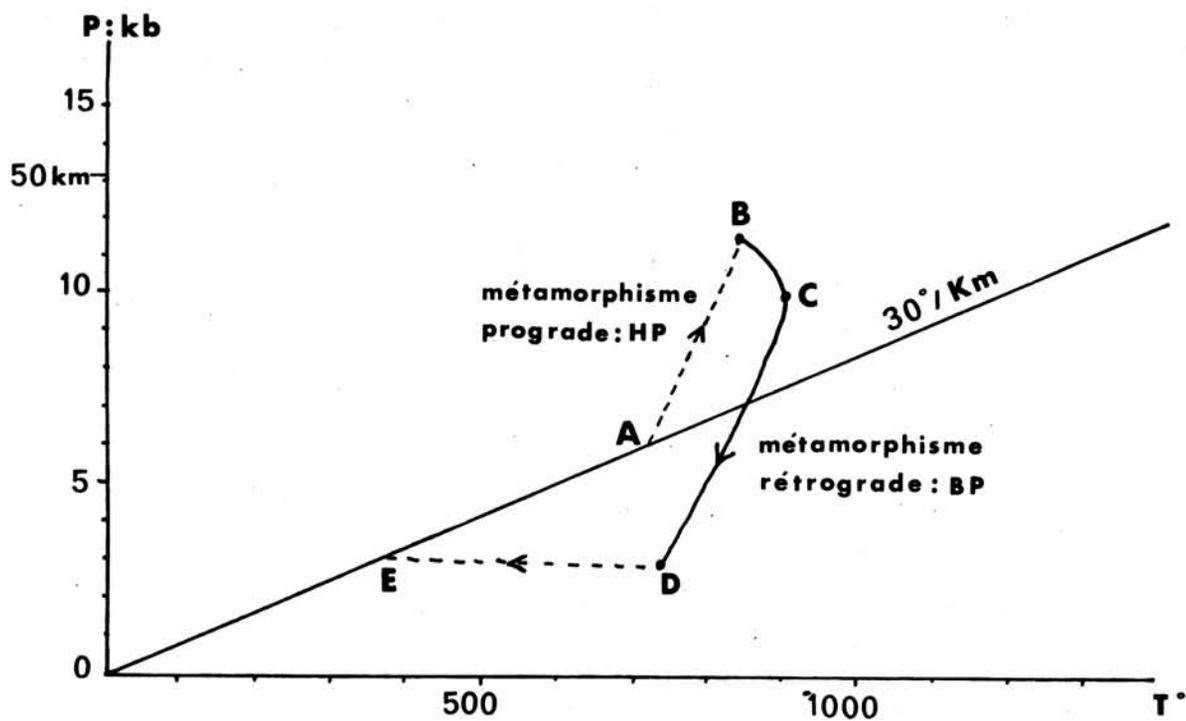


FIGURE 48 : Évolution des conditions de P et T dans la catazone profonde au cours d'un cycle orogénique. Les conditions correspondant à B C D sont déduites de l'étude des enclaves de socle remontées par les volcans néogènes du Velay, d'après A. Leyreloup (1973).

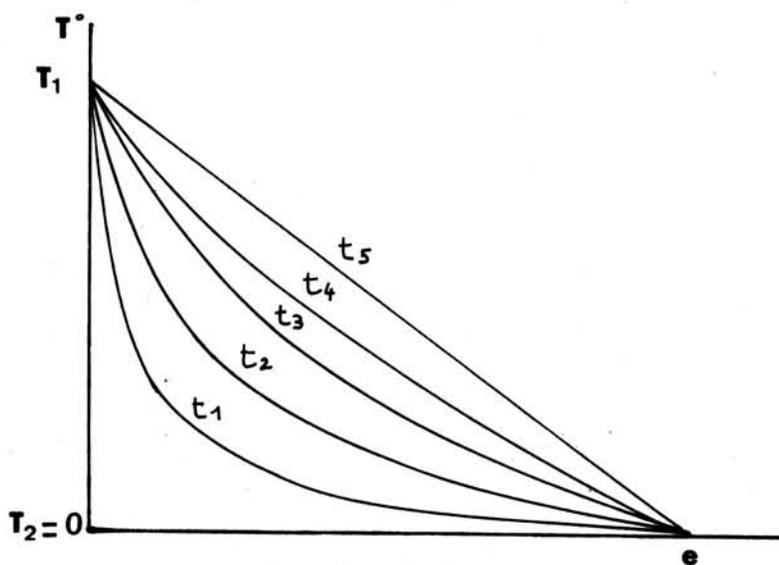


FIGURE 49 : Répartition des températures dans un solide d'épaisseur e , dont les deux faces sont soumises à des températures imposées T_1 et T_2 , aux instants t_1 à t_4 (régime transitoire) et t_5 (régime permanent).

du précédent par une zone de transition épaisse de 5 km. Les travaux expérimentaux de Bowen et Tuttle (1958) indiquent que dans les conditions de pression qui règnent à ces différentes profondeurs la fusion interviendra à une température supérieure à 850° dans le niveau inférieur, pauvre en eau et à 650° environ dans la zone supérieure plus hydratée.

Examinons maintenant la figure 50 qui permet de suivre la répartition des températures dans la croûte en régime transitoire donc variable avec le temps. A la fin de la phase de tectogenèse, la base de la croûte est en contact avec le manteau dont la température fixée à 1100° pour 50 km de profondeur s'accorde assez bien avec les valeurs proposées par S.P. Clarke et A.E. Ringwood (1964). La température augmente progressivement et vers 850° la série charnockitique commence à fondre partiellement. Ce changement d'état absorbe beaucoup de chaleur et retarde le réchauffement de la partie supérieure dans laquelle le flux thermique résiduel est faible. La fusion progresse verticalement selon un front en arrière duquel se forment le magma granitique et un résidu réfractaire riche en Fe, Mg, Ca et Al ainsi qu'en potassium lié à la biotite résiduelle. Le magma a tendance à progresser dans le même sens que le front de fusion en raison de sa faible densité ; s'il reste en arrière, il se trouve surchauffé donc fluidifié. Au bout d'un certain temps, un volume important de magma, légèrement surchauffé et pauvre en eau va se trouver rassemblé. Par un processus de type diapirique, il pourra s'élever à travers la croûte terrestre en raison de la pente positive du solidus correspondant. Pour la simplicité de l'exposé nous supposons que le déplacement du magma va s'effectuer en une seule fois, alors que le front de fusion a atteint le point B, mais on peut envisager plusieurs départs successifs.

Après une ascension de l'ordre de 10 km, le magma va s'installer par exemple dans la région du point D en formant un laccolite sub-horizontale et cristalliser assez rapidement (une centaine de milliers d'années paraît être un maximum dans le cas du granite de la Margeride) selon les modalités déjà évoquées dans la première partie.

Le choix de l'emplacement où s'arrête le magma dans son ascension dépend de circonstances structurales : le gisement du granite de la Margeride semble déterminé par la discontinuité créée dans la série en dessous d'un énorme pli couché. D'autres laccolites se sont injectés immédiatement au-dessus d'un niveau de gneiss œillés dont ils ont décollé la couverture métapélitique plus plastique (granites de La Chaise-Dieu et de Chambon-le-Château).

Pendant ce temps, les résidus de l'anatexie précédente ont été portés, à la base de la croûte (région du point A), à une température voisine de 1000°. Par fusion partielle, il va se former un liquide basique, de composition syénodioritique qui va s'élever à son tour dans la croûte. Ce magma vauagnéritique peut s'injecter à différents niveaux sous forme de sills indépendants. Très fréquemment, normalement même semble-t-il, celui-ci va rattraper le magma granitique en raison de sa plus grande fluidité et du fait qu'il peut bénéficier des voies de pénétration ouvertes par son prédécesseur. La rencontre des deux liquides peut se faire en cours de route, ou plutôt lorsque le magma granitique est déjà installé dans le laccolite. Dans ce dernier cas, la probabilité de rencontre est accrue par la plus grande surface de la cible et son immobilité. La mise en contact des deux liquides non directement miscibles, de température et de composition différentes mais de densité assez proche, doit s'accompagner d'une réaction assez violente (« éruption » intra-magmatique) qui explique les caractères variés, la forme et la relative dispersion des enclaves basiques.

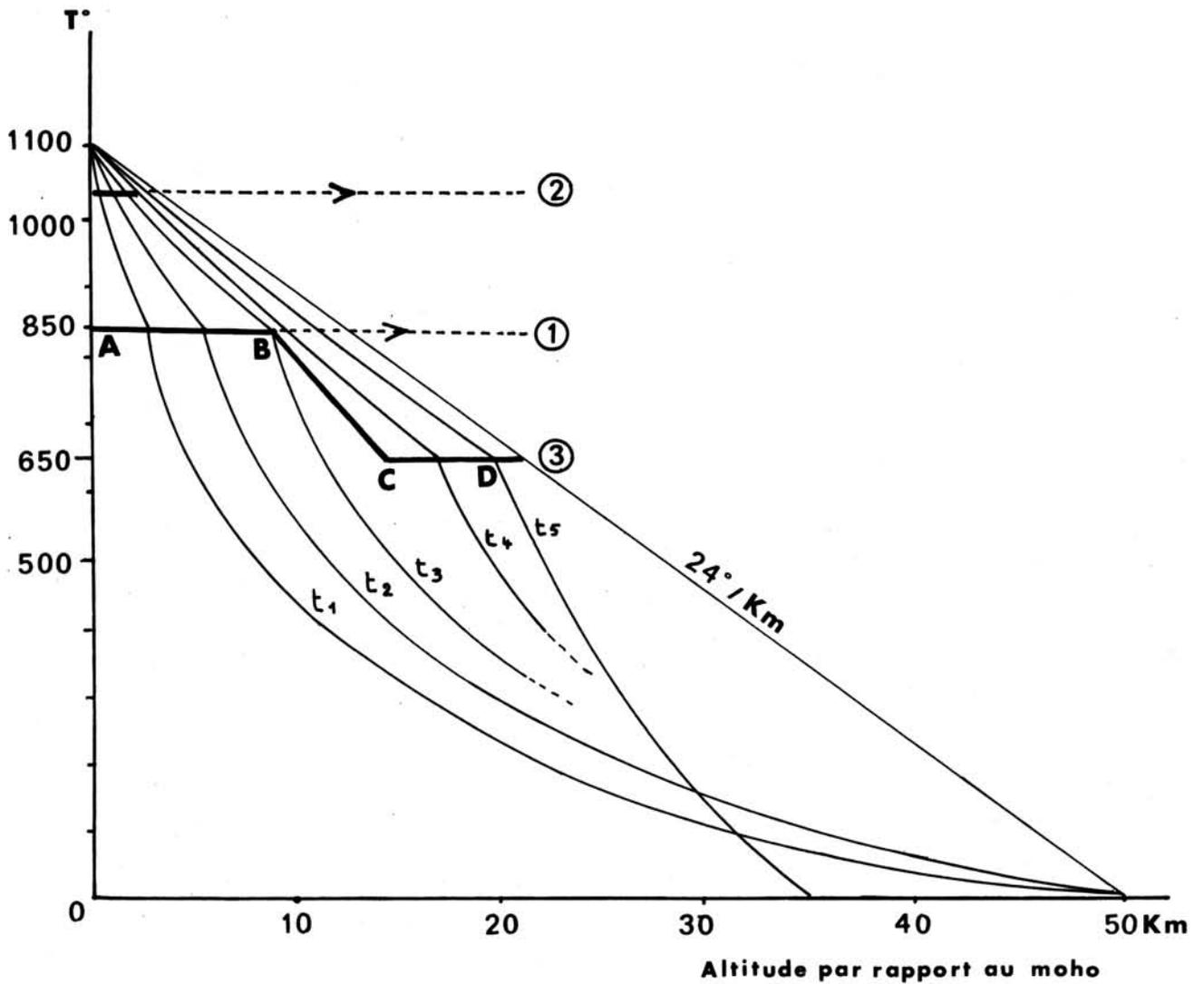


FIGURE 50 : Évolution dans le temps du réchauffement de la croûte par conduction à partir du manteau. En trait fort, température de fusion des différentes zones crustales.

- 1 - anatexie ($t = 850^{\circ}$) et intrusion du granite type Margeride.
- 2 - anatexie ($t = 1000^{\circ}$) du résidu de l'anatexie précédente et intrusion des roches basiques (vaugnérites).
- 3 - anatexie ($t = 650^{\circ}$) et formation du granite autochtone du Velay.

La répartition des températures est indiquée par des courbes (régime transitoire). L'épaisseur de la croûte a diminué de 15 km entre le début et la fin du réchauffement, sans compter une éventuelle érosion de sa partie inférieure par transfert de matière vers la surface (volcanisme).

Il arrive aussi que le magma basique atteigne le granite plus tardivement, alors que celui-ci est déjà solidifié. Il le traverse alors en formant un filon à caractère lamprophyrique.

Après l'ascension du magma granitique qui provient de la base de la croûte, le front de fusion arrive au point B où débute la zone de transition caractérisée par un enrichissement progressif en minéraux hydratés et une diminution corrélative de la température de fusion. Il va donc se produire une anatexie généralisée mais très lente de toute cette zone dans laquelle le flux thermique va se diluer.

A partir du point C, on retrouve un palier de température de fusion à 650° et l'anatexie progresse selon un front plus ou moins régulier. Le magma qui en résulte, saturé en eau, est incapable de se déplacer verticalement à cause de la pente négative du solidus, sauf s'il est fortement surchauffé.

Les caractères du granite du Velay s'accordent bien avec ce schéma. Sa structure en dôme est due à l'amorce d'un mouvement diapirique, très tôt bloqué en l'absence de surchauffe. Ce dernier phénomène qui a pu se produire en profondeur a permis la mise en place des granites de type « tardimigmatitique » qui recoupent les granites plus autochtones et leur bordure de migmatites. Les leucogranites qui traversent le granite de la Margeride et son enveloppe ont dû se former vraisemblablement à ce stade.

Certaines roches éruptives mises en place au cours des phases précédentes vont être rejointes par cette anatexie montante. C'est le cas des sills de vaugnérine qui vont subsister à l'état d'enclaves réfractaires à la fusion dans le granite du Velay, de même que les faciès les plus différenciés vers le pôle basique des granites de type Margeride. Les roches qui ne sont pas directement touchées par l'anatexie en subissent dans certains cas les conséquences structurales : tectonique souple et cassante liée au diapirisme.

Le réchauffement des roches situées en avant du front d'anatexie se traduit par un métamorphisme de type basse pression, localement très marqué (région du Pilat : M. Chenevoy et J. Ravier, 1968, et Cévennes Médiannes : A. Weisbrod, 1968) et caractérisé par un fort gradient thermique supérieur à 50°/km. Au-delà, cette influence se manifeste quelquefois par une rétro-morphose qui affecte les paragenèses d'un métamorphisme antérieur, de type pression intermédiaire, datant des stades préliminaires de l'orogénèse hercynienne ou d'un cycle antérieur suivant le cas.

Selon A. Weisbrod (1968), les conditions du métamorphisme basse pression sont les suivantes sur la bordure du granite du Velay :

$$T = 650 \pm 10^{\circ} \quad P = 3,3 \pm 0,7 \text{ kb}$$

cette pression est celle qui règne à une profondeur de 15 km environ. Ces conditions correspondent au point D de la figure 50 et à la courbe t_5 . Il faut donc admettre qu'à ce stade final de l'avancée du front d'anatexie, la croûte a déjà perdu 15 km de son épaisseur initiale par érosion superficielle. Ceci entraîne par compensation isostatique une remontée du Moho et un refroidissement sensible de la température à son niveau (non représenté sur la figure).

Il est encore difficile de dater ces différents événements dans l'état actuel de l'avancement des travaux géochronologiques dans la région étudiée.

L'âge du granite de la Margeride en particulier demeure incertain. Des mesures par la méthode au strontium sur roche totale ont permis d'avancer pour le granite porphyroïde un âge de 401 ± 24 M.A. (J.P. Couturié, M. Roques et M. Vachette, 1971). Des mesures complémentaires sur roche totale n'ont pas confirmé l'alignement initial : on obtient un nuage de points.

Pour les granite porphyroïde de la Châtaigneraie, très proches géographiquement et pétrographiquement du granite de la Margeride, G. Vivier et M. Lasserre (1973) ont proposé, par la même méthode, des âges de 301 et 305 ± 15 M.A..

Selon G. Sabourdy (1975) le granite de l'Aigoual s'est en définitive révélé difficile à dater en roche totale : sur le diagramme de variation des différents rapports isotopiques, les points sont dispersés.

Pour les leucogranites recoupant le granite de la Margeride une isochrone sur roches totales : âge correspondant, 283 ± 4 M.A. (J.P. Couturié, M. Roques et M. Vachette, 1971) a été confirmée par l'alignement des points représentatifs des minéraux : âge correspondant, 281 ± 5 M.A. (M. Vachette et J.P. Couturié, 1972).

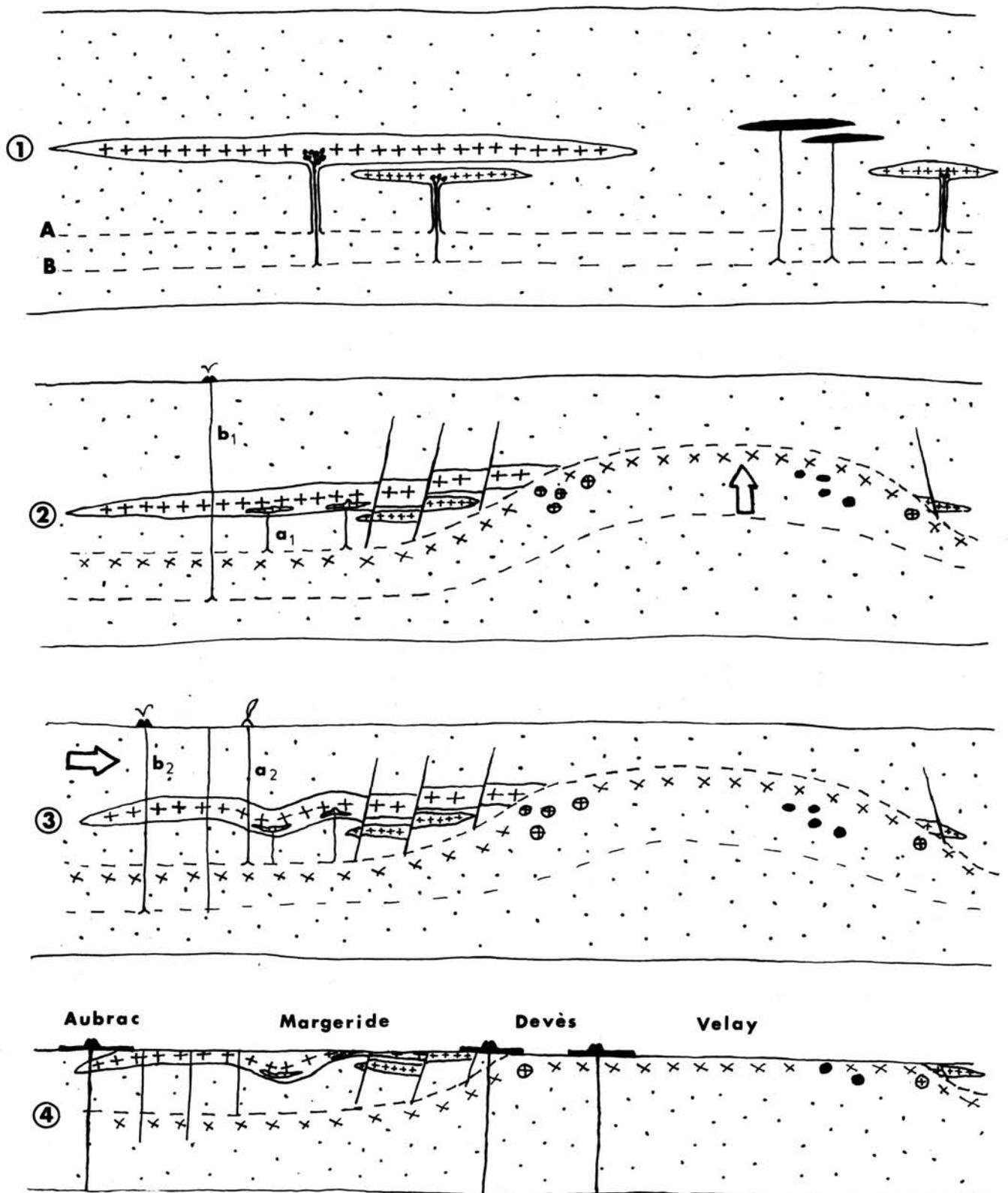


FIGURE 51 : Coupes schématiques de la croûte dans la région étudiée, à différents stades de son évolution.

- 1/ Intrusion des magmas acides (granites de type Margeride : croix) et basiques (enclaves des granites et sills de vaugnérite, en noir) élaborés simultanément par fusion partielle à des niveaux différents (fronts d'anatexie A et B).
- 2/ Le front d'anatexie A qui progresse selon une surface irrégulière atteint dans la région du Velay les roches les plus basiques (faciès sombre du granite différencié, vaugnérites) vont subsister à l'état d'enclaves. Le dôme granitique détermine l'apparition d'une tectonique diapirique. Mise en place des filons de lamprophyres b_1 et des leucogranites a_1 .
- 3/ Tectonique tangentielle marquée notamment par le plissement du grand laccolite. Mise en place des filons de porphyrites b_2 et de microgranites et rhyolites a_2 .
- 4/ Aspect actuel. Volcanisme basaltique en noir.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

I – PRINCIPALES UNITÉS DISTINGUÉES

Le massif granitique de la Margeride est constitué par les unités suivantes :

- Le **granite de la Margeride** proprement dit qui occupe environ 90 % de la superficie totale du massif. Il s'agit d'un granite calco-alkalin monzonitique à structure porphyroïde, dans lequel 3 faciès principaux passant progressivement de l'un à l'autre ont été distingués : faciès sombre (très riche en biotite et en MFK), faciès moyen et faciès clair. Ce dernier a tendance à perdre son caractère porphyroïde. La teneur en biotite diminue tandis que la cordiérite et la muscovite font leur apparition.

Ce granite est en gisement stratoïde, intrusif et différencié.

- Le **granite de Chambon-le-Château**, granite calco-alkalin monzonitique et porphyroïde se distingue du précédent par son grain nettement plus fin. Il forme une unité indépendante, correspondant à un laccolite situé initialement en position inférieure, remontée au niveau du granite de la Margeride par le jeu de la faille de Saugues—Naussac.
- Le **granite de Chaudes-Aigues** constitue un petit pluton isolé à faciès de bordure microgrenu. Le faciès grenu est proche du type précédent.
- La **granodiorite de Soulaque** se singularise par sa composition particulière et sa position à l'extérieur du massif.
- Les **leucogranites de la Margeride** sont postérieurs aux granites porphyroïdes qu'ils recoupent nettement. Ils constituent un ensemble de granites alcalins, riches en silice et très leucocrates, à structures grenues variées : aplitique, grenue normale, pegmatitique et même orbiculaire, car il semble bien que ce dernier faciès, observé près du Signal de Randon, doive leur être rattaché.

Les leucogranites traversent la masse du granite de la Margeride en formant un réseau de filons verticaux et de petits plutons intrusifs développés horizontalement et inégalement répartis.

- Le **granite de Saint-Christophe**, de composition voisine de celle des leucogranites précédents, mais à structure orientée, possède un gisement indépendant. Situé structuralement en dessous du granite de Chambon-le-Château, il s'enracine dans les gneiss œillés de l'Arc de Fix dont il paraît dériver par anatexie.
- Des filons de **microgranite** calco-alcalin et de **rhyolite** alcaline recoupent le granite porphyroïde et les leucogranites de la Margeride. Le caractère hypovolcanique de ces roches filoniennes mises en place dans des conditions de plus en plus superficielles traduit l'avancée de l'érosion de la chaîne hercynienne, tandis que l'élaboration d'un magma granitique persiste en profondeur.
- Des filons de **kersantites** et de **porphyrites** existent également. Ces roches diffèrent par leur structure et leur composition minéralogique mais sont très proches géochimiquement. Leur composition chimique est voisine de celle des vagnérites observées sous forme d'enclaves dans le granite de la Margeride. Vagnérite, kersantite et porphyrite représentent, dans des conditions de mise en place de plus en plus superficielles, l'expression d'un même type de magma granodioritique élaboré dans la croûte à divers stades de l'érosion de la chaîne hercynienne.

II – DIFFÉRENCIATION PAR GRAVITÉ

Deux exemples remarquables de différenciation par gravité d'un magma granitique ont pu être mis en évidence dans le granite de la Margeride et dans le granite orbiculaire du Signal de Randon.

1°/ Granite de la Margeride

Le *faciès sombre* de ce granite représente une sorte de cumulat de cristaux précoces sédimentés dans la partie inférieure d'un immense laccolite d'environ 5 km d'épaisseur, rempli de magma granitique en cours de refroidissement lent. Ces cristaux automorphes de première génération : biotite (riche en magnésium), MFK (peu poecilitique, riche en baryum et faiblement perthitique) et plagioclase calcique sont cimentés par une matrice interstitielle riche en quartz.

Dans le *faciès moyen* qui occupe un niveau plus élevé, on note une diminution progressive de la quantité de biotite et une augmentation des teneurs en quartz et en feldspath potassique. Ce dernier minéral s'exprime en quantités à peu près équivalentes sous la forme de MFK et de cristaux xénomorphes dans la mésostase. Ces MFK, de génération plus tardive que ceux du faciès sombre, sont plus gros, moins abondants et moins riches en Ba. Leurs caractères plus poecilitique et plus perthitique (perthite en films et en veines) traduisent l'avance de la cristallisation du magma et son caractère plus sodique qui se manifeste également par le changement de composition du plagioclase.

Le faciès *clair*, dernier formé, occupe la partie haute du laccolite. Dans cette roche, la biotite se raréfie et devient légèrement plus ferreuse, plus alumineuse et plus riche en fluor. On assiste à l'apparition de minéraux accessoires alumineux : cordiérite et muscovite, celle-ci est souvent due à des phénomènes deutériques comme l'a montré J. Lameyre. Ces minéraux traduisent l'apparition d'un excès d'alumine par suite de l'impossibilité de former suffisamment d'anorthite en raison du manque de calcium déjà utilisé sous cette forme dans les autres faciès.

La structure porphyroïde du granite tend à disparaître, malgré l'importance accrue du feldspath potassique. En raison de sa cristallisation plus tardive, celui-ci perd son caractère automorphe et s'incorpore en quantité très largement dominante à la mésostase.

Le caractère plus sodique et plus siliceux de ce faciès clair se traduit par l'accentuation du caractère perthitique du feldspath potassique (apparition de perthite en taches), par l'enrichissement en albite du plagioclase et par l'abondance du quartz.

L'étude géochimique de la répartition des éléments majeurs (cf. fig. 32) et mineurs (tableau VII) confirme parfaitement cette évolution régulière vers un type granitique leucocrate, alcalin et siliceux dans la partie haute du pluton et à température décroissante dans le temps.

Une étude sommaire de quelques autres massifs de granite porphyroïde régionaux montre le caractère assez général de cette différenciation par gravité. Ce phénomène, bien connu dans les roches basiques, a été souvent envisagé dans les roches granitiques mais aucun exemple aussi probant ne semble avoir été décrit jusqu'à présent.

Ces résultats permettent d'envisager, dans les cas favorables, plusieurs applications :

- Reconnaissance de l'origine métagranitique directe de certaines formations cristallophylliennes (gneiss œillés),
- Utilisation de critères de polarité dans l'étude de la déformation des plutons de granite intrusif,
- Localisation des anciens apex granitiques pour orienter la prospection métallogénique.

20/ Granite orbiculaire du Signal de Randon

Ce gisement représente un exemple particulier de différenciation par gravité à la base d'un filon leucogranitique (fig. 28).

A la partie inférieure du gisement s'est constitué un cumulat de cristaux d'andésine, mêlés à des loupes micacées, et cimenté par du quartz et du feldspath potassique.

Au-dessus on passe progressivement au faciès orbiculaire qui se présente lui-même comme une accumulation gravitaire d'orbicules cimentés par une mésostase aplitique dans laquelle apparaissent des MFK. La taille des orbicules augmente très progressivement vers le haut du gisement tandis que leur composition évolue vers un type de plus en plus alcalin. Ceci se traduit par l'augmentation très sensible de la teneur en albite de l'enveloppe plagioc-

classique à structure fibro-radiée qui entoure le noyau biotitique et par l'accroissement de l'importance de la seconde enveloppe formée de feldspath potassique.

La structure du gisement et celle des orbicules s'expliquent par la cristallisation fractionnée d'un magma en cours de refroidissement, associée à des phénomènes de sédimentation. La diminution de la température détermine l'ordre de cristallisation des différents minéraux et ralentit leur vitesse de chute par augmentation de la viscosité du magma, ce qui entraîne une augmentation de la taille des générations successives d'orbicules.

30/ Filons de microgranite

Le mécanisme de différenciation par gravité a été invoqué pour expliquer les variations de composition observées d'une part sur une coupe transversale de filon de microgranite, entre la bordure figée précocement et la région centrale légèrement plus basique et enrichie en phénocristaux, et d'autre part d'un filon à l'autre selon le niveau où s'effectuent les observations.

III – ENCLAVES BASIQUES DU GRANITE

Deux types d'enclaves basiques ont été distinguées dans le granite de la Margeride d'après leur taille, leur structure, leur composition et leur répartition.

10/ Enclaves de type « vagnérite »

Ces grosses enclaves à composition de vagnérite (granodiorite à biotite et actinote magnésienne) sont pour la plupart alignées selon une direction N-E-S-W qui coïncide avec une structure profonde (cf. carte gravimétrique, fig. 25). Celle-ci paraît correspondre à une racine du laccolite, ancienne voie d'accès du magma granitique.

Les masses vagnéritiques sont largement grenues dans leur partie centrale et passent progressivement en bordure à un faciès figé à grain très fin dans lequel l'amphibole tend à disparaître et qui contient souvent des MFK identiques à ceux du granite porphyroïde mais en partie résorbés (contours arrondis).

20/ Enclaves de « type microgrenu »

Ces enclaves de petite taille sont dispersées dans tout le massif avec cependant une fréquence nettement plus grande dans le faciès granitique sombre. Leur grain très fin, l'absence d'amphibole, et la présence fréquente de MFK plus ou moins résorbés, identifient ces enclaves avec le faciès marginal des masses vagnéritiques.

En définitive, les deux types d'enclaves constituent une série continue. Elles sont interprétées comme le résultat de l'irruption d'un magma basique (granodioritique) dans

le magma granitique en cours de différenciation. L'accès se faisant par la fracture déjà utilisée par les venues granitiques.

Le magma basique s'est scindé en masses vaugnéritiques importantes. A leur périphérie, le contact avec le magma granitique environnant, plus froid et chargé de phénocristaux, explique la finesse locale du grain et une certaine hybridation due à l'assimilation généralement incomplète des cristaux granitiques précoces (MFK en particulier) capturés par un phénomène de tension superficielle. Ces caractères se retrouvent dans les petites enclaves microgrenues qui proviennent soit du morcellement de la partie externe des masses vaugnéritiques (enclaves de forme irrégulières), soit de la cristallisation directe de petites portions globuleuses de magma basique (enclaves de forme arrondie).

D'autres observations analogues, réalisées sur des plutons de granites intrusifs indépendants, confirment la généralité de cette interprétation.

IV – INFLUENCE DU RAPPORT Al_2O_3/CaO SUR LA PARAGENESE DES ROCHES ÉRUPTIVES

La composition minéralogique des roches granitoïdes est déterminée en grande partie par l'existence d'un excès ou d'un manque d'aluminium. Cet élément ne doit pas être considéré isolément mais sous la forme du rapport : $R = Al_2O_3/CaO$; en effet, ces deux oxydes sont communément associés sous la forme d'anorthite dans les plagioclases.

On peut ainsi distinguer, comme on le fait classiquement du point de vue de la richesse en silice, des roches excédentaires, équilibrées ou déficitaires en alumine.

Dans les roches équilibrées : $6 < R < 10$ (granites à biotite), l'alumine est uniquement engagée dans les feldspaths et la biotite.

Dans les roches excédentaires : $R > 10$ (leucogranites), les minéraux symptomatiques sont fortement alumineux et non calciques : muscovite, tourmaline, cordiérite et silicates d'alumine.

Dans les roches déficitaires : $R < 6$ (vaugnérite, kersantite), les minéraux caractéristiques sont généralement calciques et pauvres en alumine : inosilicates (amphibole ou pyroxène), sphène et olivine.

V – STRUCTURE DU GRANITE DE LA MARGERIDE

La structure actuelle du granite de la Margeride, aux diverses échelles où on peut l'observer, résulte de la succession de divers mécanismes qui appartiennent à la phase magmatique et à plusieurs phases tectoniques postérieures à la consolidation de la roche.

10/ Phase magmatique

L'acquisition de la structure planaire que présente plus particulièrement le faciès sombre du granite, résulte principalement de phénomènes de sédimentation des MFK, éléments plats déposés au fond du réservoir magmatique, en même temps que des phénocristaux de plagioclase et des petits agrégats de biotite. L'intervention de courants de convection balayant le fond du réservoir a favorisé l'étalement et l'orientation de ces cristaux au fur et à mesure de leur dépôt. Ces circuits de convection peuvent expliquer en outre le zonage oscillatoire des plagioclases entraînés dans des zones alternativement plus ou moins chaudes. Ils sont probablement responsables de la dispersion des enclaves microgrenues, de l'apparition accidentelle de schlierens de biotite et de la formation d'agrégats de MFK.

20/ Phases tectoniques

Deux phases tectoniques principales qui ont affecté le massif de la Margeride peuvent être distinguées dans la région.

La première correspond à un mouvement vertical lié à la montée diapirique du granite du Velay. Elle s'est traduite par le relèvement de la région orientale du massif et par la formation d'un système de failles circulaires normales et à regard externe, concentriques au massif du Velay. La plus importante de ces failles est localement celle de Saugues—Naussac.

La deuxième phase tectonique correspond à des mouvements tangentiels de compression influencés localement par la proximité du dôme granitique vellave solidement enraciné. Le granite de la Margeride, en gisement stratiforme, s'est déformé en même temps que son enveloppe de schistes cristallins avec apparition de plis de très grande ampleur qui ont pu être mis en évidence dans la région granitique grâce à l'existence de la différenciation par gravité. Ces plis se raccordent avec les structures langonnaises (A. Weisbrod, 1967 - cf. fig. 37) qui paraissent elles-mêmes associées aux structures cévennoles et au coulissage sénestre de l'accident de Villefort. Le décrochement sénestre qui affecte le granite de la Chaise-Dieu est une autre manifestation cassante de ces mouvements tangentiels de direction localement déterminée par l'existence de masses plus résistantes.

La plus grande rigidité des granites, en gisements stratoïdes, entraînés dans ces déformations, s'est traduite par un déplacement vis-à-vis de leur enveloppe gneissique plus plastique. Il en est résulté des phénomènes de poinçonnage (déformation de l'enveloppe dont la schistosité se moule autour des limites du corps intrusif) et des charriages, parfois d'ampleur kilométrique, observés à la limite orientale du massif (région de Laval Atger).

La texture du granite a été affectée par ces déformations secondaires qui se sont traduites à l'échelle de l'échantillon par des mouvements relatifs des feldspaths (MFK en particulier) moins déformables que le quartz et le mica de la mésostase. Une foliation orientée selon des plans de cisaillement du granite a pu ainsi apparaître au cours des plissements. Cette foliation secondaire est le plus souvent confondue avec celle, d'origine magmatique, qui a facilité et guidé les déformations.

Les orbicules du granite du Signal de Randon, de forme initiale probablement sphérique, ont pris secondairement la forme d'ellipsoïdes aplatis qui matérialisent un type de contrainte triaxiale. La déformation de certaines enclaves de type microgrenu s'est effectuée dans les mêmes conditions.

VI – ÉVOLUTION THERMIQUE DE LA CROÛTE AU COURS DE L'OROGÉNIE HERCYNIENNE – LIAISON DU MÉTAMORPHISME « BASSE PRESSION » AVEC UN FRONT D'ANATEXIE – ORIGINE DES DIFFÉRENTS MAGMAS.

Au cours d'une orogénèse bicontinentale, ce qui semble être le cas de la chaîne hercynienne dans le Massif Central, d'après M. Mattauer, la croûte s'épaissit fortement. De ce fait, sa limite inférieure s'enfonce dans une région très chaude du manteau qui va lui transmettre sa chaleur par conduction. L'évolution de ce réchauffement crustal doit être interprété en *régime transitoire*, c'est-à-dire avec une température en augmentation constante et avec un gradient thermique variable dans le temps, pour un niveau donné de l'écorce terrestre (cf. fig. 49).

Le réchauffement des parties supérieures de la croûte est retardé par un phénomène d'anatéxie, gros consommateur de chaleur, qui progresse verticalement selon un front en avant duquel le gradient de température s'accroît brutalement (cf. fig. 50) et correspond au domaine du métamorphisme à « basse pression » (Le point D de la fig. 50 et la courbe t 5 correspondent aux conditions de ce métamorphisme qui accompagne le granite autochtone du Velay).

Dans ces conditions, l'origine uniquement crustale des deux types de magmas correspondant aux roches éruptives régionales peut être envisagé de la façon suivante :

Le magma granitique est engendré par la fusion partielle de la croûte qui progresse selon un front ascendant à surface irrégulière. En effet, les surfaces isothermes sont très probablement elles-mêmes irrégulières et on sait que la température de fusion varie en fonction de la pression, mais aussi selon la composition locale de la croûte et en particulier selon sa richesse en eau. Ce dernier caractère détermine avec le degré de surchauffe au-dessus du liquidus, qui agit en sens inverse, l'aptitude au déplacement vertical du magma.

Les diverses générations de roches granitiques : différents granites de type Margeride, leucogranites, microgranites et rhyolites, observés à un même niveau de la croûte provien-

ment de l'intrusion (laccolites) ou de l'éruption (filons) de magmas produits à différents stades de la montée du front d'anatexie, tandis que l'érosion de la chaîne hercynienne conduit à des conditions de mise en place de plus en plus superficielles.

Le granite autochtone du Velay représente la culmination de la montée de ce front de fusion.

Un deuxième front d'anatexie progresse en arrière du premier. Il correspond à la fusion partielle, à plus haute température, du résidu de l'anatexie précédente avec formation d'un magma de composition plus basique (granodioritique à dioritique).

Selon que le drainage du premier liquide à composition granitique a été plus ou moins complètement réalisé, ce second magma peut être plus ou moins contaminé au départ.

Le magma basique accompagne systématiquement et avec un léger retard, le magma granitique au cours de sa mise en place. Il s'exprime, dans ce cas, sous forme d'enclaves basiques dont J. Didier a montré le caractère général dans les granites intrusifs.

Lorsque l'éruption se fait plus tardivement, ce magma traverse le granite déjà consolidé sous forme de filons de lamprophyre. Ceux-ci ont été considérés depuis longtemps comme faisant partie du « cortège des granites ». Cette appellation traduit bien la liaison génétique qui existe entre les deux roches.

Le magma basique peut encore se mettre en place sous forme de laccolites ou de sills indépendants, fréquents dans certaines séries métamorphiques régionales.

Enfin, dans des conditions de mise en place très superficielles, le caractère lamprophyrique disparaît dans les filons de porphyrites, accompagnateurs basiques des rhyolites. Ces deux catégories de filons représentent les cheminées d'alimentation d'un volcanisme rhyolitique et dacitique dont les projections subsistent à différents niveaux du Carbonifère et du Permien en plusieurs points du Massif Central.

La variété des roches éruptives rencontrées dans la région étudiée provient en définitive de mécanismes divers :

- fusion fractionnée de matériel crustal,
- anatexie sélective de niveaux privilégiés,
- hybridation,
- cristallisation fractionnée (différenciation par gravité),
- variation des conditions d'anatexie et de mise en place qui évoluent simultanément dans le sens d'une diminution de la profondeur pour un niveau d'observation constant (surface topographique actuelle).

Le réchauffement de la croûte est compliqué par des transferts convectifs de chaleur liés aux intrusions magmatiques ainsi que par l'érosion superficielle qui diminue son épais-

seur. Ce dernier mécanisme entraîne, par compensation isostatique, la remontée de l'écorce et la suppression des causes de son réchauffement. En raison de la grande « inertie thermique » de la croûte cette diminution de température de la source de chaleur est perçue avec un important retard dans les niveaux supérieurs, l'onde thermique continuant sa progression pendant un certain temps.

Clermont-Fd, le 20 Novembre 1976

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON O.(1928) : The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites. *Norsk.geol.Tids.*, vol.10, p.116.
- AUBERT M. et PERRIER G.(1971) : La structure profonde du Massif Central. In : *Symposium J.Jung : géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français ; Plein Air Service Ed.*, Clermont-Ferrand, pp.45-69.
- AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G.(1970) : Relation entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull.Soc.Géol. Fr.*, 7ème série, tome XII, n°4, pp.673-731.
- BARRIERE M., CHAURIS L., COTTEN J.(1971) : Premières données sur un faciès orbiculaire dans le massif granitique de l'Aber-Ildut (Finistère, France). *Bull.Soc.Franç.Minéral.Crist.*, t.94, pp.402-410.
- BARTLETT R.W.(1969) : Magma convection, temperature distribution, and differentiation. *Amer.Journ.Sc.*, vol.267, p.1067 à 1082.
- BAUDIN D.(1841) : Carte géologique du département du Cantal à 1/80 000.
- BAUDIN D.(1843) : Statistique minéralogique du département du Cantal.
- BECARIE P.(1958) : Le métamorphisme de contact du granite d'Entraygues dans la vallée du Lot.*Dipl.Et. Sup. Univ. Clermont-Fd*, 1 vol., 53 p., ronéotypé.
- BENKO D.(1970) : Les formations cristallophylliennes et granitiques de la région située à l'ouest de Saint Paray, Ardèche. *Thèse 3ème Cycle Univ.Lyon*, 1 vol., 96 p. dactyl.
- BOISSE A. (1858) : Carte géologique du département de l'Aveyron.
- BOISSE A. (1870) : Esquisse géologique du département de l'Aveyron. *Imp.Nationale, Paris*.
- BOISSE de BLACK Y.(1936) : Carte géol. à 1/80 000, n°195, feuille de Figeac, 2ème éd.,*Carte géol.Fr.*
- BONNE A., MOREAU J.(1973) : Etude structurale du gisement de wolframite d'Enguiales (Massif Central français). *Mineralium Deposita.*, vol.8, n°1, pp.57-63.

- BOTTINGA Y. et WEILL D.F. (1970) : Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *Amer. Journal Science*. v.269, pp.169-182.
- BOTTINGA Y. et WEILL D.F. (1972) : The viscosity of magmatic silicate liquids : a model for calculation. *Amer. Journal Science*, v.272, pp. 438-475.
- BOULE M. (1887) : Sur le bassin tertiaire du Malzieu (Lozère). *Bull.Soc. géol.Fr.* t.XVI, vol.3, p.341.
- BOULE M. (1892) : Description géologique du Velay. *Bull.Serv.Carte géol. Fr.*, t.IV, n°28, 261 p. (Thèse Fac.Sc.Paris).
- BOULE M. et TERMIER P.(1893) : Carte géol à 1/80 000, feuille du Puy, 1ère éd. *Carte géol.Fr.*
- BOULE M., MOURET G. et THEVENIN (1904) : Carte géol. à 1/80 000, feuille de Figeac, 1ère éd., *Carte géol.Fr.*
- BOULE M. et FABRE G. (1906) : Carte géol. à 1/80 000, feuille de Mende, 1ère éd. *Carte géol.Fr.*
- BOUT P. et FORESTIER F.H. (1967) : Carte géol. à 1/80 000, feuille du Puy, 2ème éd., *Carte géol. Fr.*
- BOWEN N.L. (1913) : The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *Amer. Journ.Sci.* vol.35, p.577.
- BOWEN N.L., (1956) : The evolution of the igneous rocks. *Dover Public, New-York*, 1 vol., 334 p.
- BOWEN N.L. et TUTTLE O.F., 1958 : Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si₃O₈ - K Al Si₃O₈ - SiO₂ - H₂O. *Geol.Soc.Amer.*, Mém. n°74, 153 p.
- B.R.G.M. (1975) : Carte gravimétrique de la France à 1/1 000 000.
- BROUSSE R., DANTIER M., RUDEL A.(1967) : Extension du complexe de granulites et de charnockites à la verticale du Velay. *Comp.Rend.Soc. géol.France*, n°3, pp.85-87.
- BRIAND B. (1972) : Etude géologique des formations cristallophylliennes à l'est de Marvejols (Lozère). *Thèse Doct.3ème cycle, Univ.Lyon.* 2 vol. 220 p. dactyl.
- BRIAND B.(1973) : Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols. *Bull. B.R.G.M.* (2), 1,4.pp.183-197.
- BROWN G.C.(1971) : Granitic liquids : their generation and intrusion. *Geol.Mag.*, vol.108, p.343-344.
- BUSSIÈRE P.(1955) : Le massif du Mont Lozère et sa bordure cristallophyllienne méridionale. *Diplôme de géologue pétrographe. Univ.Clermont-Ferrand*, ronéotypé.
- CANN J.R.,(1970) : Upward movement of granitic magma. *Geol.Mag.*, vol.107, p.335 à 340.

- CANTAGREL J.M.(1973):Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens : Application au Massif Central français et à l'Aleksod,Sahara algérien. *Ann.Sc. de l'Univ.de Clermont-Ferrand*,n°50(Thèse de doctorat-ès-Sciences).
- CAREZ et VASSEUR (1886) : Carte géologique de la France à 1/500 000 (feuilles VIII et IX).
- CHENEVOY M. (1958) : Les schistes cristallins de la partie NW du Massif Central français.*Mém.explic. carte géol.Fr.*(Thèse de doctorat ès Sciences).
- CHENEVOY M. et RAVIER J.(1968) : Extension des séries cristallophyliennes à andalousite-cordiérite et à disthène-staurotide dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bull.Soc.géol.Fr.*(7), X, pp.613-617.
- CHENEVOY M., DURAND G. et de MONTRAVEL Ch. (1974) : Enclaves de granite porphyroïde dans les migmatites de la série cristallophyllienne du Vivarais occidental : importance et signification. *C.R. somm. Soc.géol.Fr.* pp.127-129.
- CHEZE Y.(1975) : Etude géologique de la châtaigneraie au nord d'Entraygues (Aveyron) : pétrographie, structure et métallogénie. *Thèse 3ème cycle Univ.Clermont-Ferrand*,150 p.
- CHOUBERT B. (1974) : Carte géol. à 1/50 000, feuille de Langogne.*B.R.G.M.*
- CHOUBERT B. et SATTRAN V.(1973) : Sur les modes d'organisation interne de quelques ensembles géochimiques de la lithosphère et leurs relations avec la minéralisation. In : *colloque en hommage à E.Raguin. Masson éd.*, pp.17-41.
- CLARK S.P. (1966) : Handbook of physical constants. *Geol.Soc.Amer.*, Mém. n°97.
- CLARK S.P. et RINGWOOD A.E. (1964) :Density, distribution and constitution of the mantle. *Reviews of geophysics*,vol.2, n°1.
- CLAVAUD B. et RATSIMBA G.(1972) : Versant oriental des Monts du Forez, granites et formations associées (Massif Central français). *Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Fd*, 280 p.
- COLIN F.(1960) : Le plateau de Julianges et ses bordures (Lozère).*Dipl. Et.Sup. Clermont-Fd*, 57 p.
- COLIN F.(1966) : Le volcanisme basaltique de l'Aubrac. *Thèse Clermont-Fd*, 326 p. et 1 volume de planches.
- COLIN F.(1971) : Etude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac. *Mém. B.R.G.M.*,n°62.
- COUTURIÉ J.P.(1969) : Sur l'antériorité du granite porphyroïde de la Margeride par rapport au granite à cordiérite du Velay (Massif Central français).*C.R.Acad.Sc.Paris*,t.269, pp.2298-2300.
- COUTURIÉ J.P. (1972) : Carte géologique à 1/50 000, feuille de Saugues. *B.R.G.M.*
- COUTURIÉ J.P.(1973) : Un nouveau gisement de granite orbiculaire dans le Massif Central français : le granite du Signal de Randon (Lozère). *Contr.Mineral. and Petrol.*,vol.42, pp.305-312.
- COUTURIÉ J.P.(1974) : Carte géologique à 1/50 000, feuille de Saint-Chély d'Apcher. *B.R.G.M.*

- COUTURIÉ J.P., ROQUES M. et VACHETTE M.(1971) : Age calédonien tardif du granite de la Margeride (Massif Central français) et âge hercynien des leucogranites qui le traversent. *C.R.Acad. Sc. Paris*, t.272, pp.3235-3238.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J.: Rock forming minerals. Vol.1 (1965) ; vol.2 (1965) ; vol.3 (1965) ; vol.4 (1963) ; vol.5 (1963). *John Wiley and Sons Inc., New-York*.
- DE LA ROCHE H., 1964 : Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines, présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sc. de la Terre, Nancy*, t.IX, p.293 à 337.
- DEMANGE M. (1975) : Zonation métasomatique autour des albitites de la région de Saint Chély d'Apcher (Lozère). *Bull.Soc.Fr.Min.Crist.* t.98, n° 2-3, pp.186-190.
- DEMAY A.(1932) : Les nappes cévenoles. *Mém.Serv.Carte géol.Fr.*, 298 p.
- DEMAY A. (1942) : Microtectonique et tectonique profonde. *Thèse Paris*, 1 vol. 247 p., 23 planches.
- DEMAY A.(1945) : Sur les formations cristallophylliennes et cristallines de la haute vallée de l'Allier. *Compte-Rendu som.Soc.Géol.Fr.* 5e série t.15 p.158.
- DEMAY A. (1946) : Sur la nappe antéstéphanienne de la Margeride dans la région médiane du Massif Central. *Comptes-rendus Acad.Sc. Paris*, t.222, pp.1119 - 1121.
- DEMAY A. (1948) : Tectonique antéstéphanienne du Massif Central -*Mém. Carte Géol. Fr.*, 1 vol. 246 p.
- DIDIER J. (1963) : Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Annales Fac.Sc.Univ.Clermont-FD*, n°23, 254 p.
- DIDIER J., 1973 : Granites and their enclaves. *Elseveir Sc.Publ.Comp.*, Amsterdam, London, New-York, 1 vol., 393 p.
- DIDIER J. et LAMEYRE J.(1969a) : Les granites du Massif Central français : Etude comparée des leucogranites et des granodiorites. *Contr. Minér.Pétrol.*, 24, pp.219-238.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1969b) : Association de granites et de diorites quartziques au Peyron près de Burzet (Ardèche, Massif Central français). *C.R.Acad.Sc., Paris*, 268, pp.1368-1371.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1971) ; Les roches granitiques du Massif Central: In : *Symposium J.Jung, géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français; Plein Air Service Ed., Clermont-Fd*, pp. 133-155.
- DORLHAC J. (1860) : Esquisse géologique du département de la Lozère. *Privat éd. Mende*.
- DUFRESNOY A. et de BEAUMONT E. (1848) : Explication de la carte géologique de la France. *Imprimerie Nationale , Paris*.

- EPPRECHT W. (1953) : Die gitterkonstanten der turmalin, *Schweiz Min. Petr. Mitt.*, vol.33, p.481.
- ESKOLA P. (1938) : On the esbaïtic cristallisation of orbicular rocks. *Journ.Geol.*, 46, p.448.
- FABRE G. (1873) : Ancienne existence d'un grand glacier dans les montagnes d'Aubrac. *C.R.Acad.Sc., Paris* .LXXVII, p.495.
- FABRE G. (1889) : Carte géologique à 1/80 000, *feuille de Largentière*, 1° édit.
- FERNANDEZ A., 1969 : La série cristallophyllienne et les granites de la région de Pontgibaud (Puy-de-Dôme). Massif Central français. *Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Clermont-Fd*, 204 p.
- FERNANDEZ A. et SABOURDY G. (1969) : Contribution à l'étude géochimique des mégacristaux de feldspath potassique dans les granites porphyroïdes. *C.R.Acad. Sc., Paris*, t.269, pp.2066-2069.
- FORESTIER F.H. (1961) : Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le Haut-Allier (Massif Central français). *Bull.Serv.Carte Géol.* t.59, n°271, 291 p.
- FOSTER M.D., (1960) : Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol.Survey Professional paper*. 354 B, 49 pages.
- FOUQUE F. (1882) : Carte géologique à 1/80 000, *feuille de St-Flour*, 1° édit.
- GAGNY Cl., 1968 : Pétrogénèse du granite des Crêtes, Vosges méridionales, France. *Thèse Doct. ès Sc. Univ. Nantes*, 1 vol. 546 p.
- GAGNY Cl., 1969 : Le calcul des analyses modales en pétrologie : exposé et champ d'application des différentes méthodes. *Ann.C.E.S.B., Brazzaville*, p.103 à 123.
- GLANGEAUD Ph. (1921) : Les Monts de la Margeride, leurs éruptions porphyriques, leurs cycles d'érosion et leurs glaciers. *C.R.Acad.Sci. Fr.* t.172, p.226.
- GLANGEAUD Ph. (1922) : Le bassin oligocène de St^tFlour, le Malzieu ; la Truyère miocène, affluent de l'Allier. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.174, pp.401-404.
- GOURGAUD A. (1973) : Les granites et migmatites du Forez au sud de Montbrison (Massif Central français). *Thèse de 3ème Cycle Univ. Clermont-Fd.*
- GRATON L.C. et FRASER H.J. (1935) : Systematic packing of spheres, with particular relation to porosity and permeability. *Journ.Géol.*, vol.XLIII, n°8, pp.785-909.
- GROLIER J. (1961) : Sur le granite orbiculaire de Tisselliline (Hoggar, Sahara central). *Bull.Soc.Géol.Fr.*, 7ème série, t.III, p.174-181.
- HENOU B. (1973) : Les sources minérales et thermales du Cantal : leur cadre géologique (Massif Central français). *Thèse de 3ème cycle Univ. Clermont-Ferrand*, 140 p.
- HESS H.H. (1949) : Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. *Amer.Min.*, vol.34, p.621.

- JUNG J., BROUSSE R.(1959) : Classification modale des roches éruptives. *Masson et Cie. Paris*, 1 vol.
- KORNPROBST J. et POULAIN D.(1972) : Relations structurales entre les "micaschistes supérieurs" et les "micaschistes inférieurs" dans la région de Saint-Geniez-d'Olt (Aveyron). *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.274, pp.3511-3514.
- KUNO H.(1955) : Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxenes.*Amer.Min.*, vol.40, p.70.
- LACROIX A.(1893-1913) : Minéralogie de la France et de ses colonies. *Paris, Béranger, éd.* 5 vol.
- LADURON D.(1965) : Sur les procédés de coloration sélective des feldspaths en lames minces. *Ann.Soc.Géol.Belg.*t.89 n°8 pp.281-294.
- LAMEYRE J.(1966) : Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Ann.Fac.Sc.Univ.Clermont-Fd*, n°29, 263 p.
- LAMEYRE J. (1975) : Roches et minéraux. vol.1 les matériaux. Vol.2 : les formations. *Doïn éd.Paris*.
- LAPADU-HARGUES P.(1939) : Etude sur le Bassin Houiller de Prades. *Dipl. Etudes Sup.Paris*.
- LAPADU-HARGUES P.(1947) : Les massifs de la Margeride et du Mont Lozère et leurs bordures. *Bull.Serv.Carte Géol.Fr.*, t.XLVI, n°222.
- LAPADU-HARGUES M.(1949) : Carte géol. à 1/80 000. Feuille de Mende, 2ème éd. *Carte géol.Fr.*
- LAPADU-HARGUES P.(1957) : Essai sur une classification génétique des massifs granitiques.*Rev.Sc.Nat.Auvergne*, t.23, p.19.
- LAPADU-HARGUES P.(1964) : Carte géol. à 1/80 000, feuille de Saint-Flour, 3ème éd.*Carte géol.Fr.*
- LAPADU-HARGUES P.(1966) : Carte géol. à 1/80 000, feuille de Largentière. 3ème éd. *Carte géol.Fr.*
- LAPADU-HARGUES P. (1966) : Conférences de géochimie.*Ed.Scientifiques Plein Air Service Clermont-Fd* - 1 vol. 179 p.
- LEGRAND M.(1969) : Les formations cristallophylliennes et granitiques de la région de Tournon (Ardèche). *Thèse 3ème cycle, Lyon*. 107 p.dactyl.
- LEMOINE S. (1967) : Etude géologique des schistes cristallins de la région d'Alleyras (Haute-Loire).*Thèse 3ème cycle, Clermont-Fd*, 148 p.
- LETERRIER J. (1972) : Etude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Querigut (Ariège). *Sciences de la Terre*, mém.23, 300 p.
- LEYRELOUP A.(1973) : Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et série charnockitique (Massif Central français). *Thèse 3ème cycle, Nantes*,356 p.
- LEYRELOUP A. (1974) : Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France : nature de la croûte inférieure. *Contr. Minéral. and Petrol.*vol.46, n°1.
- LONGCHAMBON H.(1939) : Carte géologique à 1/80 000,feuille de Largentière, 2ème édit.

- MARMO V. (1956) : On the emplacement of granites. *Amer. Journ. Sc.* v.254, n°8.
- MARMO V., 1971 : Granite petrology and the granite problem. *Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam, London, Ney-York*, 1 vol. 244 p.
- MARRE J. (1973) : Le complexe éruptif de Quérigut. *Thèse Toulouse*, 536 p.
- MATTAUER M. (1973) : Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Hermann éd., Paris*, 494 p.
- MATTAUER M. (1974) : Existe-t-il des chevauchements de type himalayaen dans la chaîne hercynienne du sud de la France?(résumé). *Réun. Ann. Sci. Terre*, (Nancy), p.279.
- MATTAUER M. (1975) : Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth and Planetary Sc. Let.*, 28 pp. 144-154.
- MEHNERT K.R., (1968) : Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam, London, New-York*, 1 vol., 393 p.
- MERGOIL-DANIEL J. (1970) : Les feldspaths potassiques de quelques séries métamorphiques du Massif Central français. *Thèse Clermont-Fd*, 1 vol. 304 p.
- METAIS D., RAVIER J. et PHAN KIEU DUONG (1962) : Nature et composition chimique des micas de deux lamprophyres. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristal.* LXXXV, pp.321-328.
- METAIS D. et CHAYES F. (1963) : Varieties of lamprophyre. *Carnegie Inst. Y.B* 62, pp.156-157.
- MOURET C., BOISSE de BLACK Y., RAGUIN E. (1936) : Carte géologique à 1/80 000, feuille de Figeac, 2° édit.
- ORVILLE P.M. (1962) : Alkali metasomatism and feldspars. *Norsk. Geol. Tissskr.* Vol.42 feldspar, pp.283-316.
- PALM Q.A. (1954) : Vaugnérites et amphibolites, deux types de roches amphiboliques dans les Cévennes à la hauteur de Largentière (Ardèche). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6ème série, t. IV, pp.627-641.
- PALM Q.A. (1957) : Les roches cristallines des Cévennes Médiannes à hauteur de Largentière. (Ardèche, France). *Drukkerj Storm, Utrecht*, 121 p.
- PETERLONGO J.M. (1958) : Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais Massif Central français). *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Fd*, n°4, 187 p.
- PEYRETTI G. (1971) : Etude géologique des formations cristallophylliennes à l'Ouest de Marvejols (Lozère). *Thèse 3ème cycle, Lyon*, 133 p. dactyl:
- PUPIN J.P. et TURCO G. (1975) : Comparaison des granites porphyroïdes "type Margeride" d'après leurs populations de zircons, application au granite porphyroïde enclavé dans le granite autochtone du Velay. *3ème réunion annuelle des Sciences de la Terre. Montpellier*, p.313.
- RAMES (1873) : Carte géologique du Cantal.
- RAGUIN E., 1957 : Géologie du granite. *Masson et Cie Ed., Paris*, 1 vol., 275 p.

- RAGUIN E., 1970 : Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. *Masson et Cie Ed., Paris*, 1vol.239 p.
- RAVIER J. et CHENEVOY M. (1966) : Les granites à muscovite du Mont Pilat (Massif Central). *Bull.Soc.Géol.Fr.* (7), VIII, p.133.
- RESTITUITO J. (1971) : La vallée de la Truyère entre Garabit (Cantal) et Sarrans (Aveyron) - Massif Central Français . Le métamorphisme à muscovite-sillimanite, les niveaux sédimentaires et les ressources thermales et minérales. *Thèse 3ème cycle Clermont-Fd*, 200 p.
- REY R. (1949) : Stratigraphie des bassins tertiaires de StAlban, et du Malzieu (Lozère) de StFlour et de Neussargues (Cantal). *C.R. Acad.Sci. Paris*, t.229 p.63.
- REY R.(1966) : Les formations sédimentaires à l'Est et à l'Ouest du Massif du Cantal. *2ème thèse , Rennes*.
- ROUBAULT M. et al.(1964) : Les minerais uranifères français. *Presses Univ. de France - Paris*, 4 tomes, 1350 pages.
- ROQUES M.(1941) : Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français. *Mém.Serv.Carte Géol.Fr.*, t.24, 530 p.
- ROUSSET C. (1970) : Détermination morphologique et climatique de l'évolution des calottes glaciaires quaternaires dans les Monts d'Aubrac (Massif Central) France. *C.R. Acad.Sc. Paris*, série D, t 270, p.464.
- SABATÉ P.(1968) : Etude pétrographique et structurale du socle cristallophyllien entre l'Alagnon et l'Allier (Massif Central français). *Thèse 3ème cycle, Clermont-Fd*, 170 p.
- SABOURDY G.(1972) : Distribution zonée du baryum dans les mégacristaux d'orthose des microgranites du massif du mont Aigoual (Massif Central français, Lozère). *Rev.Sc. Nat.Auvergne*, vol.38, pp.21-26.
- SABOURDY G. (1975) : Apport de la géochimie à la connaissance de la pétrogenèse des granitoïdes des Cévennes Méridionales, Massif Central français. *Ann.Sc.Univ.de Clermont*, n°52, 277 p.
- SANITAS Ch.(1957) : Etude du socle cristallin de la partie SE du Vivarais. *Dipl.Et. Sup. Univ.Clermont-Ferrand*, 26 p., ronéo.
- SANITAS Ch., LAPADU-HARGUES P.(1958) : Les granites du Vivarais méridional. *Bull.Serv.Carte Géol.Fr.*, t.56 n°255, pp.101-114.
- SEDERHOLM J.J. (1928) : On orbicular granites, spotted and nodular granites etc. and on the Rapakivi texture. *Bull.Comm.géol. Finlande*, n°83.
- SHAW H.R., 1965 : Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas. *Amer. Journ. Sc.*, vol.263, p.120 à 152.
- STRECKEISEN A. (1966) : Classification des roches éruptives. *geol.Rdsch. Stsch.*, 55, pp.478-491.(Traduction B.R.G.M., n°4996).
- STRECKEISEN A. (1974) : Classification and nomenclature recommended by the I U G S subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, v.18, n°10, pp.26-30.

- TOURNAIRE (1869) : Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e série, t.26, p.1106.
- TOURNAIRE (1880) : Carte géologique du département de la Haute-Loire à 1/80 000, 4 feuilles et 1 pl. de coupes.
- TOYER M. (1963) : Etude géologique et métallogénique de la région d'Entraygues (Aveyron). *Thèse Doc. 3^e Cycle, Univ. Paris*, 3 vol. 100 p.
- VACHETTE M. et COUTURIE J.P. (1972) : Résultats géochronologiques complémentaires à propos des leucogranites traversant le granite de la Margeride. *Trav. ann. du dép. Géol. et Minér. et du labo assoc. de géochronologie (LA 10). Univ. Clermont-Fd.*
- VANCE J.A. (1969) : On synneusis. *Contr. Mineral. and Petrol.*, v.24, pp.7 - 28.
- VAN MOORT J.C. (1966) : Les roches cristallophylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozère. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont*, n°31, 271 p.
- VELDE Mme D., 1969 : Minettes et kersantites, une contribution à l'étude des lamprophyres. *Thèse Doct. ès Sc. Univ. Paris*, 1 vol. 235 p.
- VELDE Mme D., 1971 : Les kersantites : étude des lamprophyres à plagioclase et biotite. *Bull. Soc. fr. Cristall.*, t.94, p.411 à 426.
- VIVIER G. (1970) : Etude pétrographique et géochronologique de la Châtaigneraie (SW du Massif Central français). *Thèse 3^e Cycle, Clermont-Ferrand*, 1 vol. 205 p.
- VIVIER G. et LASSERRE M. (1973) : Age hercynien des granites de la Châtaigneraie (SW du Massif Central français). *Bull. Soc. géol. fr. (7)* XV, n°3-4, pp.283-287.
- WAGER L.R. et DEER W.A. (1939) : Geological Investigations in East Greenland, Pt III. The Petrology of the Skaergaard Intrusion. *Medd. an Gronland*, 105, n°4, pp.1-352.
- WAGER L.R. et BROWN G.M. (1967) : Layered Igneous Rocks. *Oliver and Boyd*, Londres, 588 p.
- WEISBROD A. (1967) : Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes Médiannes (Massif Central français). *Sciences de la Terre*, t.XII, n°4, pp.301-344.
- WEISBROD A. (1968) : Les conditions du métamorphisme dans les Cévennes Médiannes. *C.R. Acad. Sc.*, t. 266, p.755.
- WEISBROD A. (1968-1970) : Etude structurale des Cévennes Médiannes. I - Formations catazonales du bassin de l'Ardèche. II - Domaine des schistes des Cévennes et du bassin de l'Allier - Conclusions. *Sciences de la Terre, Nancy*, 68-3, pp.257 - 305 et 70-1 pp.10-44.
- WEISBROD A. (1970) : Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes Médiannes (Massif Central français). *Thèse Doct. ès Sc. Univ. Nancy*, 3 vol.
- WELLS M.K. (1946) : A contribution to the study of luxullianite. *Min. Mag.*, vol.27, p. 186.
- WIMMENAUER W., 1973 : Granites et lamprophyres. *Bull. Soc. Géol. France*, t.XV, p.195 à 198.

ANNEXES

ANNEXE I.- GRANITE PORPHYROÏDE DE LA MARGERIDE

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE VOLUMÉTRIQUE DE LA MESOSTASE POUR
138 ÉCHANTILLONS, DÉTERMINÉE AU COMPTEUR DE POINTS SUR PLAQUE COLOREE.

N.B.- La méthode utilisée ne permettant pas de faire la distinction entre les divers minéraux phylliteux, l'appellation "biotite" recouvre la biotite, minéral très largement dominant, auquel peut s'ajouter dans certains cas de la chlorite, de la muscovite et de la cordierite altérée. La présence de ce dernier minéral est indiquée par une croix dans la colonne correspondante.

Pour faciliter le repérage, les échantillons ont été regroupés suivant la carte I G N à 1/50 000 où ils se situent avec indication entre parenthèses de la position du huitième de feuille correspondant.

DECAZEVILLE :

N°	Quartz	Plagioclase	Feldspath potassique	"biotite"	Cordiérite
217	31,9	30,4	31,2	6,5	+

217, 300m NNE de Senergues (Décazeville4).

VIC-SUR-CERE .:

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
318	36,7	34,0	18,5	10,7	+

318, rive gauche du barrage de Sarrans (V.s.C.7).

ENTRAYGUES :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
225	34,5	30,1	20,8	15,1	+
319	35,6	25,0	20,6	18,3	
320	31,7	33,3	21,4	13,7	
321	47,3	26,1	12,4	14,0	
332	29,8	33,4	21,9	14,8	
333	34,1	38,0	15,1	12,7	
339	40,0	30,1	15,8	14,0	
341	40,0	27,8	18,9	13,3	
342	27,4	34,8	22,6	15,1	

225, 2,5 km W d'Entraygues (Entraygues 5).

319, 2,3 km NE de Benaven (Entraygues 3).

320, 0,6 km SE de Montezic (Entraygues 6).

321, S^tSymphorien de Thenières (Entraygues 3).

332, 3km SW de Laguiole (Entraygues 8).

333, 6 km S d'Huparlac (Entraygues 7).

- 339, barrage de la Selve (Entraygues 6).
 341, 2,5 km S de Ste Geneviève-sur-Argence (Entraygues 3).
 342, 2,5 km E de St Amants-des-Cots (Entraygues 6).

ESPALION :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
125	42,1	24,0	24,6	9,4	+
216	38,3	29,0	19,8	12,7	+
224	40,9	28,7	16,6	14,0	
334	36,4	35,3	14,9	13,4	+
335	30,1	35,3	17,5	17,0	
336	44,4	31,4	13,6	10,6	+
337	38,7	30,6	21,5	9,1	+
338	44,1	31,6	9,2	15,0	+

- 125, 1 km au N de Castailhac (Espalion 2).
 216, 200m N de Brabanse (Espalion 1).
 224, RD barrage de Golinhac (Espalion 2).
 334, 3km SW de Tesq (Espalion 3).
 335, 1,8 km SW de Golinhac (Espalion 1).
 336, 1 km E de St Félix-de-Lunel (Espalion 1).
 337, 1,5 km SSE d'Entraygues (Espalion 1).
 338, 2 km NE de Saint Florentin (Espalion 2).

CHAUDES-AIGUES :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
57	33,0	35,1	17,8	14,1	
120	34,4	31,5	25,8	8,0	+
239	37,6	28,0	23,2	11,2	
271	41,0	33,4	14,7	11,0	+
340	41,0	28,2	16,7	14,0	

- 57, 4 km NW de Bacon (Chaudes Aigues 8).
 120, 700 m NW de Berc (C.A.8).
 239, Clavières d'Outre (C.A.4).
 271, 300m S d'Antérieux (C.A.6).
 340, 2,5 km SW d'Albaret-le-Comtal (C.A.8).

NASBINALS :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
14	35,4	31,5	18,1	15,1	
15	47,5	26,0	12,2	14,4	
268	37,1	38,0	10,9	13,8	+
269	34,9	34,3	17,8	13,1	+
270	33,8	38,0	12,6	15,6	+

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
272	30,1	35,1	19,8	14,8	
273	34,6	36,5	15,4	13,4	
274	44,0	30,2	15,4	10,2	+
302	37,1	27,6	27,0	8,3	+
303	33,3	37,2	13,7	15,5	
305	38,0	33,6	15,0	13,3	+
306	35,2	27,7	20,9	16,2	
307	39,8	34,6	10,8	14,9	
308	32,0	34,1	21,4	12,5	
329	31,6	37,3	13,3	17,7	
330	33,0	31,0	24,2	11,7	
331	33,0	29,2	23,8	14,0	

- 14, 200m SE d'Echaloupe (Nasbinals 3).
 15, 1 km N de la Fage StJulien (Nasbinals 4).
 268, 600m E de Nasbinals (Nasbinals 6).
 269, 500m W de Malbouzon (Nasbinals 7).
 270, 400m E de la Fage Montivernoux (Nasbinals 4).
 272, 1,5 km SW de la Moulette (Nasbinals 1).
 273, 1,2 km NE de Jabrun (Nasbinals 2).
 274, sortie W de Fournels (Nasbinals 3).
 302, 1,5 km ENE de Tridos (Nasbinals 4).
 303, 300m NW du Fau de Peyre (Nasbinals 4).
 305, 4,5 km E de Malbouzon (Nasbinals 8).
 306, 1,2 km W de Prinsuejols (Nasbinals 8).
 307, 300m W du château de la Baume (Nasbinals 8).
 308, 1,5 km SSW de Rieutord (Nasbinals 7).
 329, 2 km N de Requistat (Nasbinals 2).
 330, 6 km NW de Malbouzon (Nasbinals 3).
 331, 2,5 km NNE de St Urcize (Nasbinals 6).

ST GENIEZ D'OLT :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
227	32,4	36,7	14,3	16,6	
309	33,5	38,0	16,5	12,1	
310	40,5	34,9	11,9	12,6	
311	41,5	27,7	17,3	13,5	

- 227, 1 km E de StLaurent de Muret (StG.5).
 309, 1,2 km S de la Blatte (St G.4).
 310, 600m NE de Sinières Planes (St G.4).
 311, 1,2 km WSW d'Usanges (St G.3).

LANGEAC :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
245	34,5	40,9	7,2	17,4	
246	34,6	36,9	14,0	14,7	
247	33,8	44,4	3,9	17,8	

245, 1 km SW de Cubelles (Langeac 8).

246, 1,5 km W de Charraix (Langeac 8).

247, 500m SE de StJulien des Chazes (Langeac 8).

SAUGUES :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
12	39,0	31,9	18,6	10,5	
152	36,0	34,4	18,8	10,8	
154	33,8	41,5	3,4	21,0	
240	38,6	25,5	25,0	10,7	
241	28,2	43,5	15,9	12,8	
242	37,1	34,2	12,5	16,2	
244	37,0	30,3	22,7	10,0	
249	33,5	37,6	16,5	12,3	
250	40,0	30,5	16,4	11,5	
323	36,5	35,5	7,9	20,2	
324	42,0	29,0	13,3	15,6	*
325	37,8	27,9	21,2	13,4	+
326	28,3	31,9	26,7	13,2	
350	43,5	28,3	17,0	11,3	
356	34,9	31,4	21,2	12,4	
373	43,8	21,4	24,2	10,5	
374	34,2	26,5	27,2	12,1	+
375	35,4	29,2	20,5	14,4	
377	34,0	35,4	2,4	28,2	

12, 100m NE de la Brugeire (Saugues 8).

152, 1,3 km NE de StRoch (Saugues 7).

154, 300m W de la Vachellerie (Saugues 4).

240, 500m NW de Pompeyrin (Saugues 3).

241, 3km W de Saugues (Saugues 4).

242, sortie NW de la Clauze (Saugues 3)

244, 500m N de Couffour Haut (Saugues 6).

249, 300m NE d'Orfeuille (Saugues 5).

250, 300m NW de la Garde (Saugues 5)

323, 500m NE de Thoras (Saugues 8).

324, 300m W du Pin (Saugues 7).

325, 3 km SW de Bugeac (Saugues 7).

326, 200m N de Mialanes (Saugues 6).

350, 800m N de Madrières (Saugues 8).

- 356, 2 km, W de Paulhac (Saugues 2).
 373, sortie W de St Privat du Fau (Saugues 2)
 374, 200m NW de Vachellerie (Saugues 2).
 375, 1,7 km NE de Servières (Saugues 3).
 377, 1 km SSE de Freycenet (Saugues 4).

SAINT-CHELY-D'APCHER :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
16	38,6	28,9	23,3	9,15	+
39	27,5	43,0	12,4	17,0	
45	34,6	40,5	3,4	21,4	
226	32,4	37,0	8,3	22,4	
231	43,5	27,0	19,6	9,8	+
234	37,6	37,7	2,5	22,1	
243	32,0	31,4	24,4	8,7	
251	41,9	37,2	12,1	8,8	+
252	36,6	38,0	7,0	18,6	
259	33,3	39,2	7,4	20,0	
275	37,3	29,0	24,2	9,5	+
276	35,9	38,6	5,2	20,3	
277	35,2	33,5	22,3	9,1	+
278	31,0	42,3	11,6	15,1	
280	34,4	28,4	25,7	11,4	
281	31,2	32,4	22,2	14,2	+
282	35,0	32,0	15,6	17,3	
283	40,6	28,7	22,7	8,0	+
284	35,8	30,2	25,8	8,2	+
285	38,2	29,2	21,3	11,2	+
286	35,6	30,0	24,6	9,7	+
287	47,0	29,3	9,8	13,7	+
288	44,3	34,9	4,7	16,0	
289	35,6	41,7	4,0	18,7	
292	38,0	35,0	7,0	20,0	
293	40,0	31,0	23,5	5,2	+
294	33,1	36,0	16,5	14,3	
295	35,0	34,0	16,0	15,0	+
296	44,0	31,0	17,6	7,5	+
299	38,5	35,7	10,0	15,8	
301	34,9	37,6	5,7	21,8	
304	32,2	40,0	10,6	17,1	
312	35,0	37,2	6,1	21,6	
317	34,0	37,4	14,3	14,2	+

- 16, sortie est des Faux (S.C.3).
 39, 200m S de Boniac (S.C. 4).
 45, 200m NE de la Villedieu (S.C. 8).
 226, 500m N du Truc de Fortunio (S.C.8).
 231, 200m SE de Serverette (S.C.6).
 234, 2km SW de StPaul-le-Froid (S.C.4).
 243, 600m W d'Apcher (S.C.1).

- 251, 300 m NNE de Fontans (S.C.2).
 252, 500 m W de Saint Denis (S.C.3).
 259, 300 m SE d'Estables (S.C.7).
 275, 2 km W de Brenac (S.C.4).
 276, 200 m W du Chayla d'Ance (S.C.4).
 277, 500 m SE de la Malige (S.C.3).
 278, 800 m SE de StChély-d'Apcher (S.C.1).
 280, 200 m SE du Rouchat (S.C.1).
 281, 400 m NW de Ste Colombe (S.C.5).
 282, 600 m SW de Couffinet (S.C.5).
 283, 600 m S de Javols (S.C.6).
 284, 3 km W de Saint-Alban (S.C.2).
 285, 1 km S de Chabanne (S.C.2).
 286, 2,5 km SE des Estrets (S.C.6).
 287, 200 m SE du Mazel (S.C.7).
 288, 200 m SE de Saint Amans (S.C.7).
 289, 300 m W de Giraldes (S.C.8).
 292, 2,7 km SW de la Villedieu (S.C.7).
 293, 400 m N du Crouzet (S.C.6).
 294, 1 km NW de Recoules de Fumas (S.C.6).
 295, 400 m N de Chapchinies (S.C.5).
 296, 1,5 km ENE de Ribennes (S.C.6).
 299, 1,1 km SW de la baraque des Bouviers (S.C.4).
 301, 1,8 km NNE du Signal de Randon (S.C.8).
 304, 300 m W de Nozières (S.C.1).
 312, 1,8 km N de la baraque du Cheval Mort (S.C.8).
 317, 900 m SE de Sainte-Eulalie (S.C.3).

MENDE :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
230	33,4	36,4	10,0	20,1	
297	40,4	35,0	5,5	19,2	
298	34,4	35,5	21,4	8,9	+
313	35,0	38,3	10,7	16,0	
315	33,7	39,1	5,0	22,1	
316	40,5	34,7	17,3	7,5	+
351	33,6	33,1	24,9	8,4	+

- 230, 2 km NE du barrage de Charpal (Mende 4).
 297, 200 m W de Rieutort de Randon (Mende 3).
 298, 2,3 km N du Chastel Nausel (Mende 3).
 313, 5 km NW de Laubert (Mende 4).
 315, 5 km SE de Rieutort de Randon (Mende 4).
 316, 1,5 km de la Baraque de la Grange (Mende 3).
 351, 800 m NNE du Born (Pende 4).

LE PUY :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
248	35,6	39,5	4,1	20,4	

248, 1,5km SE des Grandes (Le Puy 5).

CAYRES :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
41	32,3	40	2,6	24,7	
155	30,0	41,5	4,8	23,8	
345	35,0	38,0	6,0	21,0	

41, 1800m SW de Monistrol (Cayres 1).

155, 1200 W de Monistrol -Cayres 1).

345, 300m W d'Ancette (Cayres 5).

LANGOGNE :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
212	34,5	37,2	6,0	22,2	
232	28,0	43,5	8,6	19,9	
257	37,2	35,7	15,6	11,4	
258	30,0	40,5	5,1	24,3	
262	44,2	32,0	6,2	17,3	
263	45,0	33,8	13,1	8,1	+
264	28,6	40,1	18,9	12,3	
265	32,9	34,6	14,4	17,9	
266	43,4	35,7	6,7	14,0	
267	44,5	31,7	1,0	23,3	
300	40,0	35,0	9,0	18,0	
346	35,3	33,8	16,0	15,0	
370	44,0	34,0	9,0	13,0	
371	45,0	33,8	3,5	18,0	

212, 300m N de Grandrieu (Langogne 1).

232, 300m S de StSauveur de Ginestoux (Langogne 5).

257, 1,5 km NW d'Auroux (Langogne 2).

258, 300m W de Chastanier (Langogne 6).

262, 600m NE de Châteauneuf de Randon (Langogne 5).

263, 1,2 km W de Chaudeyrac (Langogne 6).

264, 1,7 km SW de StFlour de Mercoire (Langogne 7).

265, 1,5 km S de Rocles (Langogne 7).

266, 1,5 km NE de StJean-la-Fouillouse (Langogne 6).

267, 600m NE de Pierrefiche (Langogne 6).

300, sortie ouest d'Arzenc-de-Randon (Langogne 5).

346, 600m SE de la ferme de Laval-Haut (Langogne 1).

370, 4 km S de Ste Colombe-de-M. (Langogne 1).

371, Aubespeyre (Langogne 1).

LE BLEYMARD :

N°	Quartz	Plagioclase	FK	"biotite"	Cordiérite
172	43,5	26,7	16,7	13,2	+
194	28,0	36,8	18,3	16,9	
235	35,4	25,0	32,1	7,5	+
260	34,8	35,5	14,6	15,0	
261	37,0	30,3	12,0	19,7	
314	32,5	36,3	15,6	15,7	+
357	33,0	35,4	18,4	13,2	

- 172, 1,5 km W d'Allenc (Le Bleyard 5)
 194, 1,2 km NE de Ste Hélène (Le Bleyard 5).
 235, 200 m S de Pelouse (Le Bleyard 1).
 260, 1,5 km S de Gourgons (Le Bleyard 1).
 261, 200 m S de Salesses (Le Bleyard 2).
 314, 5 km SW de Châteauneuf-de-Randon (Le Bleyard 1).
 357, 1,6 km E de Villeneuve (Le Bleyard 2).

TECHNIQUE DE PREPARATION DES PLAQUES COLOREES

La roche est découpée à la scie en plaques de 50x50x5 mm. Un polissage sommaire est réalisé sur une face.

La plaque est ensuite mise en contact direct (1 minute environ) par sa face polie reposant sur deux petits supports, avec de l'acide fluorhydrique pur dans une petite cuvette en plastique.

Après un égouttage rapide, l'échantillon est directement plongé dans la solution de cobaltinitrite de sodium, fraîchement préparée par mélange de deux solutions qui peuvent être conservées séparément. Laisser agir 2 à 4 minutes en évitant tout contact de la face à colorer avec le fond du récipient.

Un rinçage abondant (5 à 10 minutes) doit être fait en eau relativement calme pour éviter l'arrachement de la pellicule colorée.

Après séchage, protéger la face colorée avec plusieurs couches d'un vernis très liquide à séchage rapide.

Pour la bibliographie sur cette question voir D. Laduron (1966).

Solution de nitrite de sodium :

Nitrite de sodium : 180 g.
 Eau distillée : 500 cc.

Solution acétique de cobalt :

Nitrate de cobalt cristallisé : 50 g
 Acide acétique pur : 50 cc.
 Eau distillée : 500 cc.

ANNEXE II.- GRANITE PORPHYROÏDE DE LA MARGERIDE

ANALYSES CHIMIQUES de 133 échantillons représentatifs (poids initial environ 15 kg) classés selon leur provenance avec indication du nom de la carte IGN à 1/50000 correspondante.

Les échantillons sont désignés par deux numéros : le premier qui est celui de l'affleurement renvoie à l'annexe I pour la localisation ; le chiffre le plus élevé est le numéro d'ordre du registre d'analyses du Département de Géologie et Minéralogie (Université de Clermont-Ferrand).

ELEMENTS MAJEURS.

Ces éléments ont été dosés par voie pondérale (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , H_2O) , par manganimétrie (Fe_2O_3 , FeO , CaO), par photométrie de flamme (K_2O et Na_2O) et par colorimétrie (TiO_2 , MnO et P_2O_5).

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE.

A partir de ces résultats, la composition minéralogique pondérale a été déterminée par la méthode graphique de H. de la Roche (H. de la Roche 1964 et 1966 et C.Gagny, 1969) en faisant intervenir les compositions chimiques moyennes de la biotite et du feldspath alcalin (mégacristaux) extraits du granite. La répartition des feldspaths a été présentée de deux manières : orthose théorique et plagioclase d'une part, feldspath alcalin et plagioclase correspondant d'autre part. Le pourcentage pondéral en anorthite du plagioclase a été calculé selon la norme C I P W et indiqué au bas du tableau.

ELEMENTS MINEURS.

Le chlore et le fluor ont été systématiquement dosés par colorimétrie et le rubidium et le strontium par spectrophotométrie d'absorption atomique.

	DECAZEVILLE	VIC-SUR-CERE	ENTRAYGUES								
	217 5719	318 6105	225 5691	319 6106	320 6107	321 6108	332 6130	333 6131	339 6137	341 6139	342 6140
Si O ₂	71,55	68,60	69,15	69,85	70,50	70,30	69,05	70,25	69,50	69,20	68,75
Al ₂ O ₃	15,45	15,40	14,55	15,40	15,50	14,90	15,55	14,15	15,30	15,40	15,10
Fe ₂ O ₃	0,85	1,50	1,50	1,65	1,60	1,60	1,40	1,15	1,55	1,60	1,55
Fe O	1,00	1,45	1,30	0,95	0,80	0,80	1,45	1,65	1,30	1,15	1,60
Mg O	1,15	2,70	2,15	2,40	1,45	1,75	2,45	2,45	1,75	2,20	2,10
Ca O	1,00	1,60	1,40	1,50	0,55	1,30	1,85	1,90	1,35	1,65	1,60
Na ₂ O	3,10	2,85	3,25	2,70	2,40	2,55	2,80	2,95	2,70	2,85	2,70
K ₂ O	4,20	4,70	4,60	4,15	4,70	4,60	4,55	4,15	4,25	4,50	4,50
Ti O ₂	0,55	0,65	0,60	0,55	0,35	0,45	0,50	0,50	0,50	0,50	0,45
P ₂ O ₅	0,20	0,15	0,15	0,10	0,10	0,15	0,15	0,15	0,25	0,15	0,20
Mn O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,80	0,70	1,15	0,90	1,80	1,25	0,55	0,80	1,60	0,95	1,10
H ₂ O ⁻	0,15	0,15	0,10	0,35	0,50	0,30	0,20	0,25	0,15	0,10	0,30
Total	100,05	100,40	99,95	100,55	100,30	100,00	100,55	100,40	100,30	100,30	100,00
Cl	55	<40	110	<25	85	40	115	45	<40	65	35
F	900	1040	750	620	650	700	900	1000	800	650	760
Rb	285	283	260	278	249	267	253	270	215	272	236
Sr	108	189	202	161	98,5	144	205	182	156	177	178
quartz	35	30	30	35	37	35	31	33	34	32	32
biotite	11	21	17	18	13	14	19	19	16	17	18
orthose	22	18	20	17	24	22	18	15	19,5	19	19,5
plag.	32	31	33	30	26	29	32	33	30,5	32	30,5
F. alc.	31	26	29	25	34	33	26	22	28	27,5	28
plag.	23	23	24	22	16	18	24	26	22	23,5	22
% An. pl.	12,6	22,7	18,1	23,1	9,6	20,5	26,0	25,5	18,7	23,3	22,9

	ESPALION								CHAUDES-AIGUES		
	125 4820	216 5689	224 5690	334 6132	335 6133	336 6134	337 6135	338 6136	57 5688	120 4893	239 5937
SiO ₂	70,30	70,50	68,00	70,05	70,00	69,60	71,30	68,10	63,65	72,90	71,00
Al ₂ O ₃	14,95	14,80	16,00	15,40	16,50	15,50	15,10	16,45	16,65	13,75	14,45
Fe ₂ O ₃	0,60	1,45	1,55	1,55	1,20	1,50	1,25	1,35	2,15	0,65	1,60
FeO	1,45	1,10	1,80	1,05	1,10	1,10	0,50	1,30	2,60	1,45	1,25
MgO	2,30	1,25	1,85	2,00	1,30	1,95	1,75	2,20	3,00	1,65	1,85
CaO	1,40	1,70	1,70	1,50	1,30	1,10	0,95	1,05	2,80	1,70	1,20
Na ₂ O	2,90	3,05	3,05	2,90	2,90	2,50	3,10	2,75	3,30	3,10	2,90
K ₂ O	4,55	4,80	4,60	4,25	4,30	4,90	4,90	4,65	3,95	3,80	4,05
TiO ₂	0,44	0,40	0,50	0,50	0,55	0,50	0,35	0,50	0,85	0,30	0,45
P ₂ O ₅	0,35	0,20	0,25	0,15	0,15	0,15	0,25	0,25	0,35	0,20	0,15
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,80	0,80	0,95	0,80	1,05	1,20	0,80	1,30	0,85	0,55	0,90
H ₂ O ⁻	0,00	0,05	0,05	0,10	0,25	0,20	0,10	0,25	0,15	0,10	0,15
Total	100,05	100,15	100,35	100,30	100,65	100,25	100,40	100,20	100,40	100,20	100,00
Cl	185	55	185	50	<25	<25	45	25	30	30	< 40
F	720	1000	950	840	730	820	1625	1100	900	520	920
Rb	298	262	247	307	293	294	362	315	308	282	268
Sr	164	204	208	185	147	168	111	203	157	100	95
Quartz	33	31	29	34	34	34	32	32	23	37	36
Biotite	16	12	17	16	12	16	13	17	27	13	16
Orthose	19	23	21	18	24	23	24	22	10,5	16	17
Plag.	32	34	33	32	30	27	31	29	39,5	34	31
F. alc.	28	33	30	26	26,5	33,5	34	32	14,5	23	25
Plag.	23	24	24	24	27,5	16,5	21	19	35,5	27	23
% An. pl.	16,6	22,0	21,3	21,1	18,5	17,8	11,0	13,9	29,8	21,7	17,2

CHAUDES-AIGUES	NASBINALS										
	271 5991	340 6138	14 4909	15 4258	268 5988	269 5989	270 5990	272 5992	273 5993	274 5994	302 6076
SiO ₂	71,45	68,80	68,15	69,05	67,20	67,45	67,55	68,85	68,15	72,60	71,90
Al ₂ O ₃	14,90	15,10	14,85	14,50	16,10	15,70	15,50	15,60	14,95	13,75	14,60
Fe ₂ O ₃	1,35	1,30	1,10	0,70	1,60	1,55	1,90	1,35	1,55	1,25	1,10
FeO	0,85	1,90	2,15	1,90	2,05	1,80	1,65	1,75	1,45	1,10	1,00
MgO	1,95	2,30	2,50	2,80	2,60	2,05	2,00	2,10	1,85	1,45	0,90
CaO	1,40	2,00	2,25	1,70	1,70	2,00	1,90	2,10	1,30	1,05	1,90
Na ₂ O	2,90	2,95	3,00	3,15	2,60	3,20	3,10	3,20	3,00	2,85	3,25
K ₂ O	4,15	3,75	4,45	4,35	4,65	4,25	4,60	4,00	4,55	3,95	4,25
TiO ₂	0,50	0,50	0,50	0,40	0,45	0,65	0,50	0,55	0,70	0,55	0,35
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,45	0,60	0,25	0,25	0,25	0,15	0,20	0,15	0,10
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,65	1,05	0,65	0,85	1,10	0,80	0,75	0,40	1,95	1,10	0,60
H ₂ O ⁻	0,25	0,05	0,10	0,10	0,00	0,10	0,10	0,30	0,10	0,10	0,10
Total	100,55	99,90	100,20	100,15	100,35	99,85	99,85	100,40	99,80	99,95	100,10
Cl	50	<25	160	140	90	60	60	60	80	35	25
F	720	920	1000	1000	730	700	730	730	920	560	700
Rb	300	269	235	288	309	269	258	246	266	287	295
Sr	119	198	211	203	207	205	208	176	171	98	103
Quartz	36	33	29	30	31	28	28	30	30	39	33
Biotite	15	19	20	20	21	19	18	18	17	13	10
Orthose	18	17	16	23	18	17	19	15	21	19	21
Plag.	31	31	35	27	30	36	35	37	32	29	36
F.alc.	25	25	24	33,5	26	24	28	21	30	26	30
plag.	24	23	27	16,5	22	29	26	31	23	22	27
% An.pl.	19,8	26,6	25,1	15,5	24,1	23,8	23,3	26,1	17,2	15,2	24,4

	NASBINALS								ST GENIEZ D'OLT		
	303 6077	305 6079	306 6080	307 6081	308 6082	329 6127	330 6128	331 6129	227 5693	309 6083	310 6084
Si O ₂	68,00	68,10	68,35	68,25	68,00	68,50	67,20	68,05	66,45	68,90	67,85
Al ₂ O ₃	15,95	15,75	15,30	15,45	16,10	15,90	15,45	15,60	16,15	15,35	16,05
Fe ₂ O ₃	1,05	1,30	1,60	0,75	0,95	1,20	1,45	1,30	1,80	1,55	1,50
Fe O	1,70	1,70	1,80	1,85	1,75	1,45	1,75	1,80	1,65	1,15	1,45
Mg O	2,15	2,10	2,50	2,60	2,45	2,05	2,70	2,20	2,50	1,80	2,20
Ca O	2,35	2,05	2,10	2,00	2,20	2,05	2,20	2,30	1,80	2,10	2,00
Na ₂ O	3,10	3,05	3,00	2,90	2,95	2,80	2,80	2,80	3,35	2,85	2,95
K ₂ O	4,70	4,35	4,35	4,70	4,35	4,60	4,75	4,60	4,40	4,55	4,55
Ti O ₂	0,50	0,55	0,50	0,50	0,55	0,55	0,50	0,50	0,60	0,50	0,50
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,10	0,15	0,20	0,15	0,25	0,15
Mn O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,60	0,75	0,60	0,70	0,60	0,75	0,70	0,80	1,10	0,65	0,80
H ₂ O ⁻	0,10	0,30	0,10	0,10	0,00	0,15	0,20	0,20	0,15	0,10	0,05
Total	100,40	100,20	100,40	100,00	100,10	100,15	99,90	100,40	100,15	99,80	100,10
Cl	25	<25	50	<25	85	40	<25	<25	<30	40	<25
F	1400	700	1400	950	1000	730	950	1000	820	730	700
Rb	273	249	286	257	245	281	267	279	323	263	261
Sr	187	225	200	203	207	222	231	232	177	187	186
quartz	27	29	30	29	29	30	28	29	26	30	29
biotite	17	18	20	19	19	17	21	19	21	16	18
orthose	20	18	15,5	19	18	20	18	19	17	20	19
plagio.	36	35	34,5	33	34	33	33	33	36	34	34
F. alc.	29	25	21,5	27	25	28	26	27	24	29	28
plag.	27	28	28,5	25	27	25	25	27	29	25	25
% an. pl.	29,2	26,5	27,3	27,0	28,7	28,8	29,8	30,2	22,1	27,1	26,6

	STGENIEZ D'OLT	LANGEAC			SAUGUES						
	311 6085	245 5943	246 5944	247 5945	12 4892	152 4953	154 4963	240 5938	241 5939	242 5940	244 5942
SiO ₂	68,85	67,55	70,40	66,30	67,25	68,40	63,75	67,60	69,20	67,80	68,50
Al ₂ O ₃	15,45	15,30	14,65	15,50	15,05	14,35	15,45	15,70	15,30	15,10	14,80
Fe ₂ O ₃	1,10	1,50	1,10	1,45	1,00	1,35	1,90	1,65	1,30	1,05	1,50
FeO	1,45	1,80	1,45	1,55	2,35	2,05	3,20	1,65	1,55	2,00	1,80
MgO	2,10	2,90	2,10	2,90	2,30	3,00	3,35	2,25	2,25	2,40	2,30
CaO	1,60	2,15	2,05	2,40	2,20	2,10	2,85	1,75	1,45	2,00	1,30
Na ₂ O	2,95	2,90	3,10	2,90	2,75	3,00	2,90	2,80	2,90	2,00	2,90
K ₂ O	5,00	4,40	4,10	4,80	4,90	4,05	3,95	4,60	4,35	4,15	4,30
TiO ₂	0,50	0,80	0,50	0,60	0,45	0,50	0,75	0,60	0,50	0,85	0,55
P ₂ O ₅	0,15	0,20	0,20	0,20	0,25	0,45	0,35	0,20	0,20	0,20	0,20
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,90	0,70	0,50	1,80	0,80	0,70	1,05	0,80	1,15	0,90	1,55
H ₂ O ⁻	0,15	0,00	0,00	0,10	0,10	0,20	0,00	0,20	0,10	0,15	0,10
Total	100,25	100,25	100,20	100,55	99,45	100,20	99,55	99,85	100,30	99,65	99,85
Cl	75	30	35	90	30	65	45	80	80	50	30
F	840	680	680	480	750	1050	1080	640	720	720	550
Rb	283	253	263	250	269	242	208	248	252	241	162
Sr	185	238	179	252	241	207	278	226	162	208	193
Quartz	29	29	32	26	28	31	26	30	33	30	33
Biotite	17	23	17	21	19	23	29	19	18	20	19
Orthose	22	15	16	18	20	12	9	19	16	15,5	17
Plagio.	32	33	35	35	33	34	36	32	33	34,5	31
F.alc.	31	22	23	25	29	17,5	13	28	22	22	24,5
Plag.	23	26	28	28	24	28,5	32	23	27	28	23,5
% An. pl.	22,1	27,9	25,6	30,5	28,9	23,5	33,0	24,1	19,7	25,7	17,7

SAUGUES

	249 5947	250 5948	323 6121	324 6122	325 6123	326 6124	350 6530	356 6856	373 6955	374 6956	375 6957
Si O ₂	70,00	69,90	66,80	68,00	67,65	68,50	69,65	68,60	68,50	68,50	66,50
Al ₂ O ₃	14,10	15,15	15,65	15,80	15,75	16,15	14,85	15,30	15,45	15,55	15,85
Fe ₂ O ₃	1,45	1,35	1,10	1,30	1,25	1,40	1,30	1,80	1,90	1,50	2,15
Fe O	1,60	1,45	2,55	1,80	1,60	1,45	1,15	1,75	1,00	1,35	1,25
Mg O	2,30	1,70	3,00	2,05	2,15	2,10	1,00	2,00	2,20	1,75	2,25
Ca O	1,90	2,00	2,10	2,10	1,45	1,60	1,30	2,10	1,40	1,85	2,20
Na ₂ O	3,00	3,10	2,60	2,85	2,65	2,85	3,25	2,90	2,75	3,10	2,90
K ₂ O	3,90	4,05	4,00	4,55	4,90	4,50	4,90	3,95	4,70	4,20	4,55
Ti O ₂	0,55	0,45	0,95	0,75	0,55	0,50	0,30	0,55	0,35	0,35	0,35
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,25	0,20	0,15	0,15	0,25	0,20	0,15	0,20	0,15
Mn O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	0,65	0,55	1,10	0,75	1,45	0,95	1,35	0,80	1,25	0,65	1,00
H ₂ O ⁻	0,10	0,15	0,10	0,15	0,30	0,10	0,20	0,25	0,00	0,00	0,00
Total	99,80	100,10	100,25	100,35	99,90	100,30	99,55	100,25	99,75	99,10	99,25
Cl	150	60	35	35	35	85	40	60	< 40	45	60
F	820	600	760	730	620	650	800	900	1000	900	1060
Rb	288	271	188	211	191	219	270	258	278	259	249
Sr	151	178	242	216	196	191	179	205	181	199	283
quartz	33	32	32	30	30	31	29	32	32	31	27
biotite	19	15	24	18	18	17	11	19	17	15	19
orthose	14	17	13	19	22	20	25	14,5	21	19	19
PLAGIO.	34	36	31	33	30	32	35	34,5	30	35	35
F. alc.	20	24	18,5	26,5	32	28	36	20,5	31	27	27
plagio.	28	29	25,5	25,5	20	24	24	28,5	20	27	27
% An. pl.	24,6	25,0	29,0	27,7	22,0	22,7	15,4	27,4	20,7	23,4	29,1

	SAUGUES		SAINT CHELY D'APCHER								
	377 6958	16 4485	39 6099	45 4375	226 5692	231 5697	234 5699	243 5941	251 5949	252 5950	259 5979
SiO ₂	62,60	70,25	64,30	65,00	64,70	71,50	65,35	69,95	72,15	65,80	64,30
Al ₂ O ₃	17,10	15,30	16,90	15,35	16,25	14,65	16,90	14,95	14,75	15,90	15,20
Fe ₂ O ₃	1,95	0,65	1,45	1,25	1,80	1,45	1,80	1,50	1,00	2,00	2,05
FeO	2,10	1,65	2,30	2,90	2,55	0,85	2,50	1,10	1,10	2,20	2,55
MgO	3,00	1,85	2,80	3,25	3,10	1,20	2,30	2,10	1,70	2,80	3,85
CaO	2,55	1,50	1,75	2,70	2,40	1,30	2,45	1,80	0,70	2,10	3,10
Na ₂ O	2,95	3,10	3,20	2,80	3,15	3,30	3,00	2,95	2,95	2,75	2,85
K ₂ O	5,30	4,50	4,45	5,00	4,10	3,80	4,25	4,15	4,05	4,70	4,20
TiO ₂	0,50	0,35	0,50	0,60	0,60	0,60	0,85	0,50	0,35	0,60	0,90
P ₂ O ₅	0,20	0,40	0,20	0,40	0,20	0,20	0,20	0,20	0,15	0,15	0,20
MnO	0,10	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,70	0,85	2,30	0,60	0,80	0,90	0,75	0,75	1,30	0,90	1,00
H ₂ O ⁻	0,00	0,15	0,10	0,05	0,15	0,20	0,00	0,15	0,15	0,05	0,10
Total	99,05	100,60	100,30	99,95	99,85	100,00	100,40	100,15	100,40	100,00	100,35
Cl	45	30	30	55	40	35	35	65	150	80	60
F	1280	800	520	750	1400	600	820	750	360	750	780
Rb	229	307	224	247	329	258	220	290	249	261	224
Sr	327	198	348	370	235	139	284	162	108	237	309
Quartz	20	32	25	25	26	35	26	33	38	27	25
Biotite	24	16	23	23	26	13	22	17	13	24	30
Orthose	20	20	16	17	10	17	15	17	20	17	9
Plagio.	36	32	36	35	38	35	37	33	29	32	36
F.alc.	29	29	23	23	16	23	20	23	28	23	12
plagio.	27	23	29	29	32	29	32	27	21	26	33
% An.pl.	31,5	16,2	20,4	31,8	28,7	15,9	30,2	23,7	9,4	29,1	37,1

SAINT CHELY D'APCHER

	275 5995	276 5996	277 5997	278 5998	280 6000	281 6001	282 6002	283 6003	284 6013	285 6014	286 6015
Si O₂	70,00	66,70	70,80	69,15	71,30	69,30	70,00	71,70	71,00	70,55	71,85
Al ₂ O ₃	14,70	16,20	14,95	15,05	14,25	15,40	14,95	14,50	15,30	14,90	14,20
Fe ₂ O ₃	1,50	1,65	1,10	1,05	1,40	1,40	1,25	0,90	1,60	1,40	1,50
Fe O	1,40	1,80	1,10	1,75	1,30	1,65	1,25	0,75	0,30	0,95	0,85
Mg O	1,95	2,50	1,60	2,45	1,50	2,25	2,05	1,60	1,25	1,90	1,85
Ca O	1,15	1,95	1,60	1,65	1,50	1,70	1,40	1,05	0,75	1,55	1,15
Na ₂ O	2,70	2,70	3,35	2,85	3,10	2,70	2,80	3,05	2,85	3,05	2,80
K ₂ O	4,20	4,85	3,85	4,35	4,10	4,30	4,80	4,25	4,70	4,65	4,05
Ti O ₂	0,50	0,70	0,50	0,70	0,50	0,65	0,55	0,50	0,40	0,50	0,50
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,20	0,20	0,20	0,15	0,15	0,20	0,15	0,15	0,15
Mn O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	1,30	1,00	0,55	0,65	0,75	0,70	0,70	0,70	1,25	0,65	1,10
H ₂ O ⁻	0,20	0,15	0,05	0,05	0,10	0,00	0,00	0,20	0,40	0,00	0,10
Total	99,90	100,50	99,70	99,95	100,05	100,25	99,95	99,45	99,95	100,30	100,15
Cl	50	75	<30	25	<30	100	45	<30	<30	<30	<30
F	560	700	620	700	620	900	1100	480	480	650	680
Rb	256	224	285	275	273	275	320	294	290	275	257
Sr	157	290	128	125	185	160	153	84	97	121	121
quartz	36	28	33	32	34	33	32	35	35	32	37
biotite	17	21	14	19	14	19	16	12	11	15	15
orthose	18	19	17	17	19	18	21	21	25	21	18
plagio.	29	32	36	32	33	30	31	32	29	32	30
F. alc.	25	27	24	24	26	25	31	30	36	29	26
plagio.	22	24	29	25	26	24	21	23	18	24	22
% An. pl.	15,7	26,5	19,3	22,6	19,3	24,9	20,4	13,5	10,6	20,9	16,9

SAINT CHELY D'APCHER											
	287	288	289	292	293	294	295	296	299	301	304
	6016	6017	6018	6066	6067	6068	6069	6070	6073	6075	6078
Si O ₂	69,10	68,20	64,15	65,55	73,00	69,20	70,00	71,35	66,55	65,65	66,15
Al ₂ O ₃	15,45	15,65	16,45	16,60	13,25	14,95	14,90	14,95	15,65	15,80	16,00
Fe ₂ O ₃	1,45	1,85	1,60	1,75	0,95	0,95	1,60	1,10	1,65	2,20	1,90
Fe O	1,45	1,35	2,60	1,80	0,50	1,60	0,80	0,80	1,95	2,05	2,45
Mg O	2,20	2,00	2,80	2,60	2,20	2,15	2,15	1,70	2,80	2,50	3,10
Ca O	1,85	1,85	1,45	1,95	1,30	1,60	1,60	2,05	1,90	2,20	2,15
Na ₂ O	2,80	2,70	2,85	3,05	3,30	3,10	2,80	3,00	3,25	2,60	2,90
K ₂ O	4,45	4,60	4,95	4,80	4,40	4,50	4,55	4,05	4,40	4,65	3,75
Ti O ₂	0,60	0,55	0,70	0,70	0,30	0,60	0,50	0,45	0,45	0,50	0,65
P ₂ O ₅	0,15	0,20	0,35	0,20	0,15	0,25	0,15	0,15	0,15	0,20	0,20
Mn O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,75	0,65	1,55	0,95	0,60	0,65	0,95	0,60	1,25	1,30	0,95
H ₂ O ⁻	0,10	0,20	0,15	0,25	0,00	0,05	0,40	0,15	0,15	0,10	0,35
Total	100,40	99,85	99,65	100,25	100,00	99,65	100,45	100,40	100,20	99,80	100,60
Cl	65	50	65	50	<40	<40	90	70	25	25	<25
F	760	700	1080	730	650	1000	620	800	950	1100	1400
Rb	229	235	245	218	300	284	284	269	195	253	282
Sr	232	210	270	273	90	179	144	109	263	232	172
quartz	32	31	25	25	34	30	33	34	27	28	30
biotite	18	17	24	21	14	17	16	13	22	222	25
orthose	18	20	20	20	19	20	20	18	15	17	14
plagio.	32	32	31	34	33	33	31	35	36	33	31
F. alc.	26	29	29	29	28	28	29	26	21	25	20
plagio.	24	23	22	25	24	25	22	27	30	25	25
% An. pl.	26,0	26,0	17,6	24,8	16,7	19,8	23,0	26,8	23,7	30,7	27,9

	SAINT CHELY		MENDE							LE PUY	CAYRES
	312	317	230	297	298	313	315	316	351	248	41
	6086	6104	5696	6071	6072	6100	6102	6103	6531	5946	4259
SiO ₂	63,40	68,80	66,00	67,90	70,25	68,05	69,00	73,00	72,50	66,60	64,90
Al ₂ O ₃	17,15	15,00	15,65	14,60	14,95	15,55	14,70	14,45	13,60	15,55	15,40
Fe ₂ O ₃	1,90	1,50	1,70	1,65	1,40	1,45	1,45	1,50	1,45	2,05	0,80
FeO	2,15	1,35	2,20	1,95	0,80	1,45	1,75	0,45	0,70	1,80	3,25
MgO	2,90	2,80	2,20	2,50	1,55	2,30	3,00	1,00	0,95	2,95	3,65
CaO	2,50	1,60	2,15	2,15	1,05	1,95	1,90	1,05	1,35	1,85	2,50
Na ₂ O	2,65	2,75	2,90	2,55	3,40	2,80	2,65	3,00	3,00	2,60	2,90
K ₂ O	5,60	4,70	4,60	4,50	4,90	4,70	4,25	4,30	4,45	4,45	4,60
TiO ₂	0,65	0,60	0,90	0,80	0,20	0,50	0,50	0,35	0,25	0,60	0,60
P ₂ O ₅	0,20	0,15	0,20	0,20	0,15	0,15	0,15	0,15	0,20	0,20	0,40
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,85	0,80	0,80	1,10	1,05	0,90	0,80	0,85	0,80	0,75	0,90
H ₂ O ⁻	0,15	0,15	0,30	0,20	0,15	0,10	0,10	0,20	0,10	0,30	0,10
Total	100,15	100,25	99,65	100,15	99,90	99,95	100,30	100,35	99,40	99,75	100,05
Cl	75	25	35	65	200	<25	< 25	< 25	< 40	60	115
F	730	730	800	1180	630	700	760	800	600	700	1120
Rb	234	254	249	240	282	244	244	320	287	237	249
Sr	281	194	227	257	124	190	203	69,7	163	249	364
Quartz	21	31	27	31	29	30	33	37	35	30	25
Biotite	24	20	21	22	13	18	22	10	10	24	28
Orthose	22	19	17	16	24	20	15	22	23	16	14
plagio.	33	30	35	31	34	32	30	31	32	30	33
F. alc.	31	26,5	24	23	35	29	21	32	32	23	19
plagio.	24	22,5	28	24	23	23	24	21	23	23	28
% An. pl.	33,4	23,3	27,9	30,6	13,1	27,1	27,6	14,6	17,9	26,7	29,1

	CAYRES		LANGOGNE								
	155 4954	345 6488	212 5635	232 5698	257 5955	258 5956	262 5982	263 5983	264 5984	265 5985	266 5986
Si O ₂	64,95	65,00	64,50	65,95	66,50	64,70	66,60	69,60	67,35	66,25	68,30
Al ₂ O ₃	15,80	16,20	16,40	16,35	15,40	16,45	15,50	14,45	15,25	16,00	15,40
Fe ₂ O ₃	1,80	2,05	1,70	1,85	1,95	2,05	1,80	1,40	1,65	1,75	1,30
Fe O	2,70	2,05	2,90	1,90	1,80	1,80	2,20	1,40	1,80	2,30	1,80
Mg O	3,30	2,80	3,25	2,45	2,55	2,85	2,25	2,10	1,90	2,85	2,55
Ca O	2,40	1,60	2,55	2,40	1,25	2,10	2,25	1,60	1,55	2,30	1,95
Na ₂ O	2,80	2,65	2,95	2,80	3,10	2,85	2,80	3,15	2,70	2,60	2,90
K ₂ O	4,85	5,05	3,90	4,40	5,00	5,55	4,45	4,05	4,75	4,10	4,25
TiTi O ₂	0,60	0,50	0,55	0,80	0,70	0,85	0,90	0,50	0,70	0,70	0,60
P ₂ O ₅	0,50	0,25	0,25	0,20	0,15	0,25	0,20	0,15	0,20	0,20	0,20
Mn O	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,65	1,80	0,80	0,85	1,65	0,85	0,65	1,30	1,30	0,90	0,80
H ₂ O ⁻	0,15	0,20	0,25	0,15	0,05	0,10	0,00	0,05	0,40	0,00	0,00
Total	100,55	100,18	100,05	100,15	100,15	100,45	99,65	99,80	99,60	100,00	100,10
Cl	<40	35	40	<30	110	90	35	50	35	60	60
F	1200	1000	1140	640	480	650	728	380	650	700	700
Rb	211	244	213	206	250	264	240	244	246	225	222
Sr	338	279	316	315	239	349	248	176	239	221	204
quartz	25	27	27	28	27	22	28	32	30	30	31
Biotite	27	23	27	22	22	24	22	17	18	24	20
orthose	15	20	11,5	16,5	20	22	16,5	16	21	13	16
plagio.	33	30	34,5	33,5	31	32	33,5	35	31	33	33
F. alc.	22	29	14	23,5	29	31	24	33,5	31	19	23
plagio.	26	21	32	26,5	22	23	26	27,5	21	27	26
■ An. pl.	27,5	22,4	31,0	31,2	16,9	27,1	29,7	21,0	22,2	31,8	25,8

	LANGOGNE					LE BLEYMARD						
	267	300	346	370	371	172	194	235	260	261	314	357
	5987	6074	6489	6974	6975	5093	5634	5700	5980	5981	6101	6963
SiO ₂	65,70	65,50	65,45	67,45	65,80	67,10	66,65	69,55	68,80	66,30	68,60	68,45
Al ₂ O ₃	15,50	16,25	15,55	15,95	15,85	16,10	15,55	16,15	14,60	16,25	15,65	15,40
Fe ₂ O ₃	1,65	2,35	1,90	1,60	1,90	1,45	1,55	1,25	1,40	1,70	1,20	1,45
FeO	2,75	0,85	2,05	0,80	1,90	1,50	2,00	0,50	1,65	2,10	1,45	1,80
MgO	3,30	2,50	2,90	2,20	3,60	2,30	3,30	1,00	2,60	2,65	2,25	2,15
CaO	2,60	1,45	2,50	1,80	1,85	1,65	2,40	0,70	2,15	2,10	1,40	1,55
Na ₂ O	2,85	2,70	2,95	2,80	2,70	2,80	2,80	3,45	2,70	2,80	3,20	3,30
K ₂ O	4,00	5,55	5,05	5,05	5,10	4,80	4,70	5,00	4,40	4,75	4,50	4,50
TiO ₂	0,75	0,50	0,55	0,15	0,15	0,45	0,50	0,45	0,60	0,75	0,50	0,40
P ₂ O ₅	0,20	0,15	0,20	0,10	0,15	0,40	0,20	0,15	0,20	0,10	0,15	0,10
MnO	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,55	1,95	0,90	1,10	1,00	1,10	0,85	1,05	0,85	0,55	0,90	0,80
H ₂ O ⁻	0,00	0,25	0,10	0,60	0,30	0,10	0,05	0,30	0,20	0,05	0,10	0,30
Total	99,90	100,05	100,13	99,65	100,35	99,80	100,60	99,55	100,20	100,15	99,95	100,25
Cl	< 40	25	35	45	< 40	55	55	130	110	50	< 25	45
F	1120	750	1000	900	900	900	1140	900	560	728	840	1000
Rb	204	253	260	284	275	258	245	265	236	239	273	282
Sr	281	257	263	158	390	204	215	144	196	231	193	250
Quartz	28	25	23	28	27	29	27	29	32	27	30	29
Biotite	27	20	24	16	25	18	25	10	20	23	17	18
Orthose	13,5	25	18	24	18	21	16	27	16	18	19	18
Plagio.	31,5	30	35	32	30	32	32	34	32	32	34	35
F.alc.	19	37	25,5	34	25	30	22	38	24	25	28	26
Plagio.	26	18	27,5	22	23	23	26	23	24	25	25	27
% An.pl.	32,8	21,7	31,0	26,1	26,7	19,8	31,2	8,2	29,4	29,4	18,3	20,3

ANNEXE III.- GRANITE PORPHYROÏDE DE LA MARGERIDE

TENEURS EN OLIGOELEMENTS ($\mu\text{g/g}$) dosés par absorption atomique dans 21 échantillons classés en fonction de leur richesse en biotite (pourcentage pondéraux) calculés selon la méthode de H. de la Roche). Les teneurs moyennes ont été calculées pour les 5 types granitiques principaux. Pour la provenance des échantillons se reporter à l'annexe I.

Teneur moyenne en biotite et type granitique correspondant	N° ech.	Li	Ba	Cu	Cr	Ni
1 13 %	217	178	406	8	21	24
	283	202	221	8	12	14
	302	140	178	8	17	18
	320	93	560	12	35	16
	351	83,5	253	9	17	20
	<i>Moyenne</i>	<i>139,7</i>	<i>323,6</i>	<i>9,0</i>	<i>20,4</i>	<i>18,4</i>
2 16 %	16	160	404	13	35	24
	282	274	523	12	35	24
	339	100	485	10	41	24
	<i>Moyenne</i>	<i>178,0</i>	<i>470,7</i>	<i>11,7</i>	<i>37,0</i>	<i>24,0</i>
	3					
3 19 %	244	69	650	10	45	24
	331	142	670	12	54	28
	333	151	416	10	41	20
	<i>Moyenne</i>	<i>120,7</i>	<i>578,7</i>	<i>10,7</i>	<i>46,7</i>	<i>24,0</i>
	4					
4 22 %	234	105	912	18	75	26
	262	91	950	10	65	24
	301	101	930	18	90	41
	315	116	516	12	54	35
	<i>Moyenne</i>	<i>103,2</i>	<i>827,0</i>	<i>14,5</i>	<i>71,0</i>	<i>31,5</i>
5 25 %	212	103	802	25	85	38
	226	117	736	26	85	38
	248	102	1058	17	58	26
	267	72	965	18	72	32
	312	78	1400	16	100	49
	323	83	772	18	72	26
	<i>Moyenne</i>	<i>92,5</i>	<i>955,5</i>	<i>20,0</i>	<i>78,7</i>	<i>34,8</i>

ANNEXE IV.- GRANITE PORPHYROÏDE DE LA MARGERIDE

TENEURS EN OLIGOELEMENTS (ug/g) dosés par spectrométrie U.V. sur le quantomètre de la S.N.P.A. (Pau) dans 21 échantillons classés comme précédemment en fonction de leur richesse en biotite. Les échantillons ont été groupés par 3, et 7 séries (A à G) de valeurs moyennes ont été calculées. La provenance des échantillons est indiquée dans l'annexe I, sauf pour 180 F récolté à la sortie NE des Salelles (Le Bleyard 1).

% biot. HLR	No	Pb	Zn	Cu	Ba	P	B	V	Cr	Ni	Co	Sr	Ga	Mn
10	235	16	23	31	608	1656	40	28	38	7	35	174	16	318
11	217	14	34	19	327	1623	80	<10	34	<5	28	121	16	449
12	216	19	73	9	485*	1557	141	36	53	15	32	237	17	477
A		16	43	20	473	1692	87	25	42	9	32	177	16	415
13	296	20	29	22	347	1877	109	29	49	16	67	145	17	434
13	274	<10	35	6	174	1275	28	15	39	6	35	107	13	519
16	180 _F	27	69	23	818	1683	434	46	68	15	31	251	22	498
B		19	44	17	446	1612	190	30	52	12	44	168	17	484
18	272	11	55	22	398	1617	12	38	61	14	34	211	17	<248
18	319	11	38	<5	462	2042	40	25	49	10	37	197	17	429
19	244	10	53	17	617	1567	65	35	56	14	27	208	14	463
C		11	49	15	492	1742	39	33	55	13	33	205	16	380
19	308	<10	38	11	652	1521	41	30	53	10	23	227	20	451
19	356	22	56	7	533	1964	<10	36	63	18	50	232	20	451
19	281	13	49	21	403	1720	26	34	59	15	34	196	19	472
D		15	48	13	529	1735	26	33	58	14	36	218	20	458
23	152	16	57	7	710	1630	22	50	73	16	55	252	19	472
23	45	21	63	11	1196	1691	12	67	97	25	35	376	19	426
24	252	17	57	27	749	1546	73	48	81	21	44	261	17	498
E		18	59	15	885	1622	36	55	84	21	45	296	18	465
24	265	23	113	66	876	1898	57	54	80	21	44	256	18	530
24	248	46	151	46	1123	2100	45	48	80	18	43	300	22	498
24	258	82	57	54	1318	1540	35	36	67	11	36	344	14	405
F		50	107	55	1106	1846	46	46	76	17	41	300	18	478
24	377	10	54	20	1420	2105	29	45	86	16	29	362	14	445
28	41	17	71	35	1084	2132	125	79	95	26	32	362	20	526
29	154	26	159	25	886	2118	76	83	125	36	50	319	22	498
G		17	95	27	1130	2118	77	69	102	26	37	348	19	490

PLANCHES

GRANITE PORPHYROÏDE DE LA MARGERIDE

- 1 - Orientation planaire des M F K dans le granite à faciès sombre et allongement des grains de quartz suivant une direction parallèle.

Sommet du Signal de Randon.

- 2 - Dislocation des M F K par des plans de cisaillement presque perpendiculaires à leur orientation planaire : aspect "en marches d'escaliers".

1 km N N E de Monistrol d'Allier.

- 3 - Concentration de M F K entourant deux enclaves de type microgrenu.

1 km S E de Saugues.

- 4 - Répartition irrégulière des M F K dans le granite.

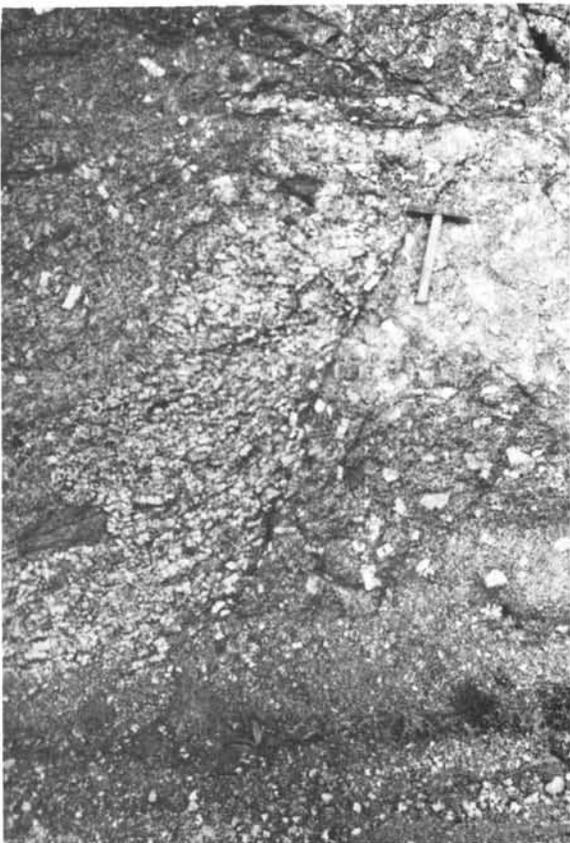
Sommet du Signal de Randon.



1



2



3



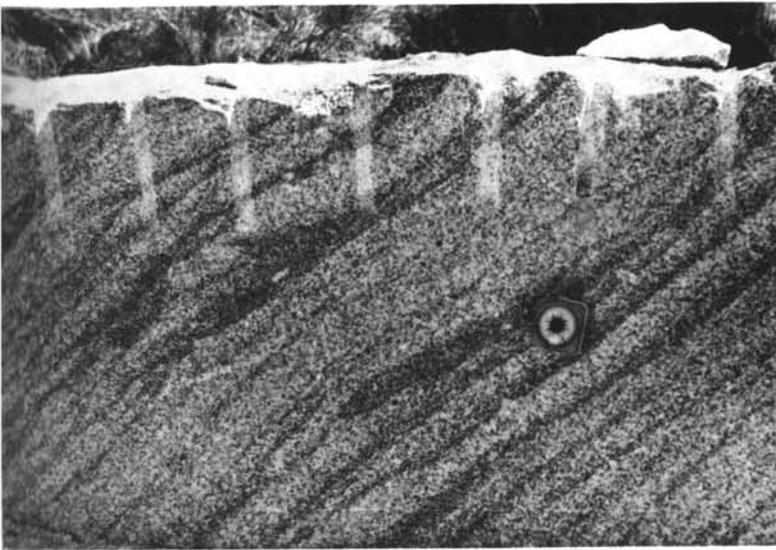
4

SCHLIERENS DE BIOTITE

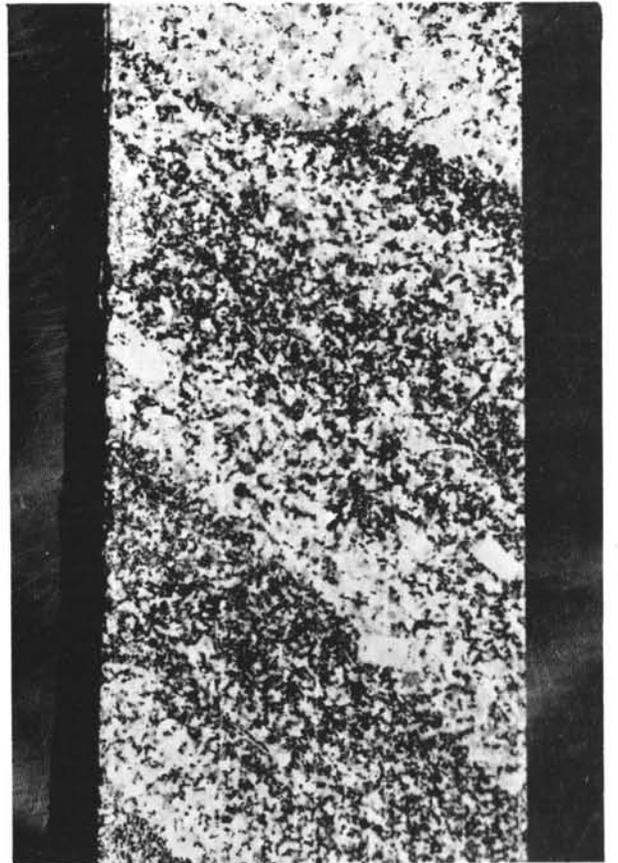
- 1 - Boule granitique en cours d'exploitation montrant la disposition générale des schlierens.
2 km WSW de Saint-Just (Chaudes Aigues 8)
- 2 - Aspect ramifié et effiloché des schlierens à leur extrémité.
- 3 - Plaque de granite scié provenant du même gisement montrant l'orientation parallèle des M F K et des schlierens.



1



2



3

NODULES À TOURMALINE

- 1 - Nodule à tourmaline entouré par le granite porphyroïde.
Bordure de la N 589, 700 m W de Saint-Juery (Chaudes-Aigues ?).

- 2 - Filonnet pegmatitique riche en tourmaline dans sa partie axiale sans relation directe avec le nodule.
(même localisation).

- 3 - Tourmaline renfermant un cristal automorphe de quartz à section hexagonale.
L M 36 898 - L N x 40
(même provenance).

- 4 - Plagioclase corrodé, d'aspect squelettique en inclusion dans du quartz.
L M 36 898 - L P x 40

- 5 - Amas de tourmaline entouré par une auréole leucocrate et renfermant de nombreux M F K. A proximité existent quelques nodules du type précédent (non visibles sur la photo).
Bordure de la route de St-Chély d'Apcher à Chassignoles.



1



4



2



5



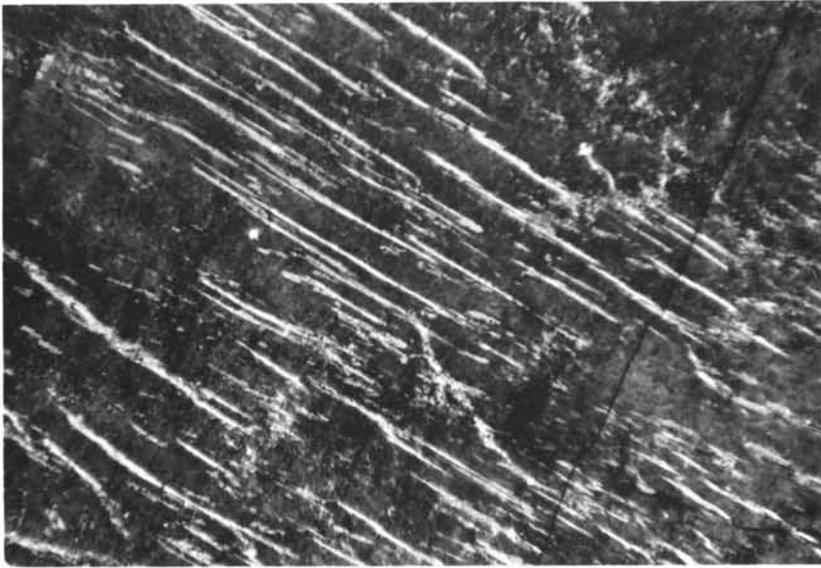
3

MÉGACRISTAUX DU GRANITE DE LA MARGERIDE
(DIFFÉRENTS ASPECTS DES PERTHITES)

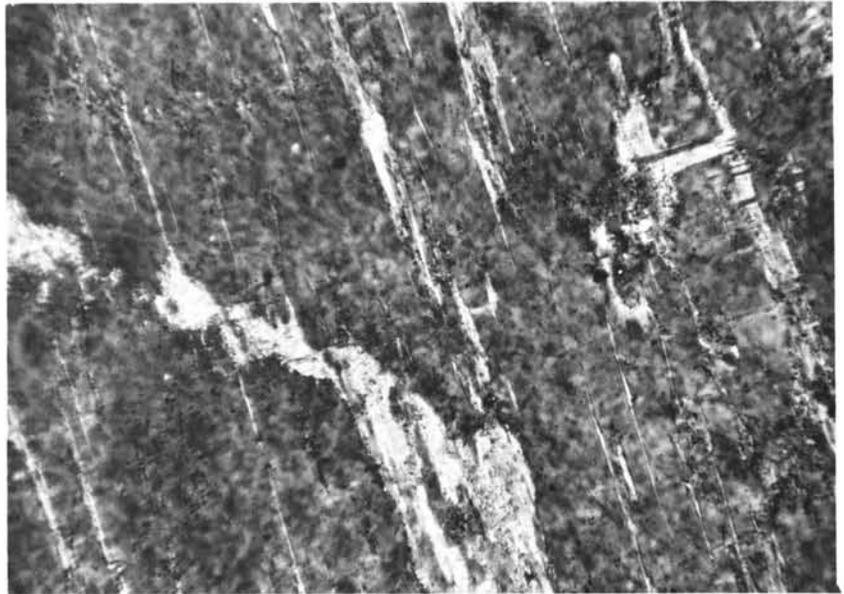
- 1 - Perthite en film : l'albite apparaît uniquement sous forme de lamelles.
Ech. 212 - L M 33 979 - L P x 80
Granite à faciès sombre. 300 m N de Grandrieu (Langogne 1)

- 2 - Perthite en film et en veines : l'albite forme des lamelles et quelques larges veines de direction parfois oblique par rapport aux précédentes.
Ech. 224 - L M 41 164 - L P x 80
Granite à faciès moyen. Vallée du Lot, près du barrage de Golinhas.

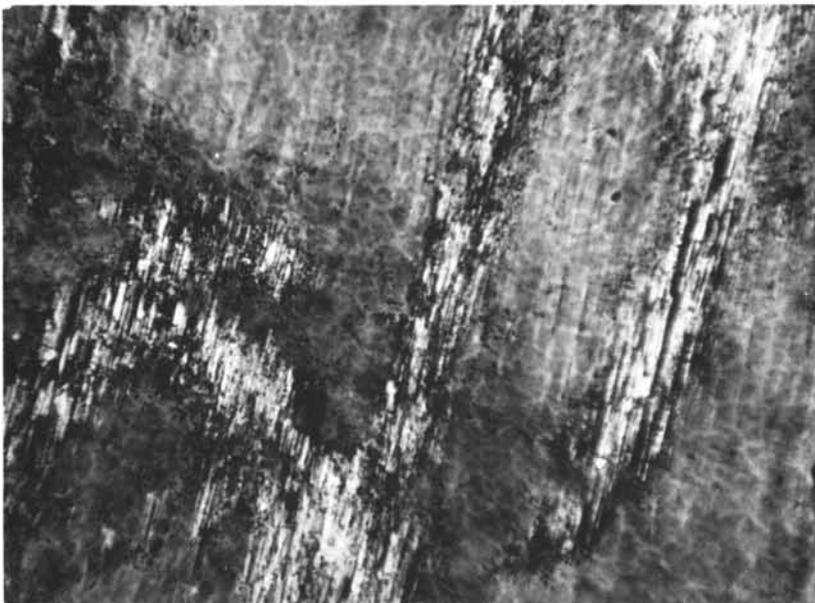
- 3 - Perthite en veines et en taches. Les veines albitiques sont ici encore plus larges et montrent des macles polysynthétiques bien visibles.
Ech. 217 a - L M 41 161 - L P x 80
Granite à faciès clair. 300 m N N E de Senergues (Décazeville 4).



1



2



3

GRANITE DE LA MARGERIDE

- 1 - Plagioclase zoné en section parallèle à (010). La région centrale renferme de la séricite de formation secondaire (cf. fig. 12).
L M 35 275 (granite à faciès sombre) L P x 40

- 2 - Plagioclase zoné, section perpendiculaire à (010) montrant les macles de l'albite. Au contact d'un feldspath potassique, la bordure inférieure est parcourue par des vermicules de quartz (myrmékite).
L M 37 454 (granite à faciès moyen) L P x 40

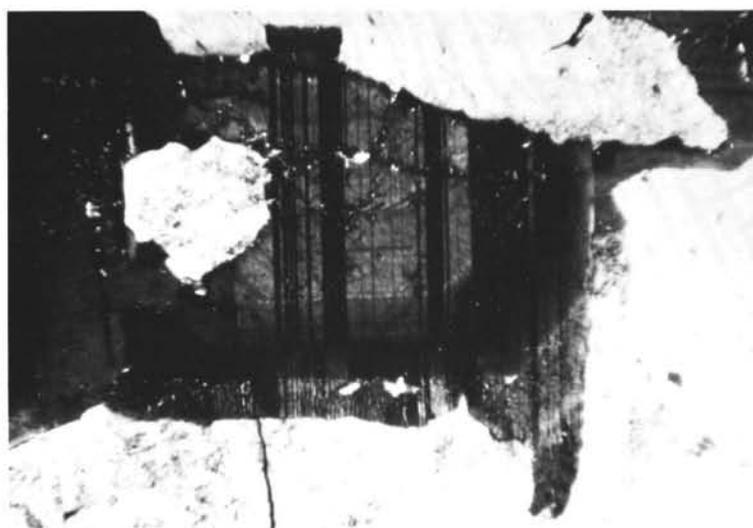
- 3 - Plagioclase de forme complexe, à zonage oscillatoire (cf. fig. 13). Section parallèle à (010).
L M 37 454 (granite à faciès moyen) L P x 40

- 4 - Aiguilles de rutile disposées en houppe dans les clivages d'une biotite en section parallèle à (001).
L M 36 584 (granite à faciès clair) L N x 80

- 5 - Biotite à bordure corrodée, section perpendiculaire à (001). Les golfes de corrosion envahis par le quartz suivent la trace des clivages, les parties saillantes sont souvent décolorées.
L M 36 584 L N x 40



1



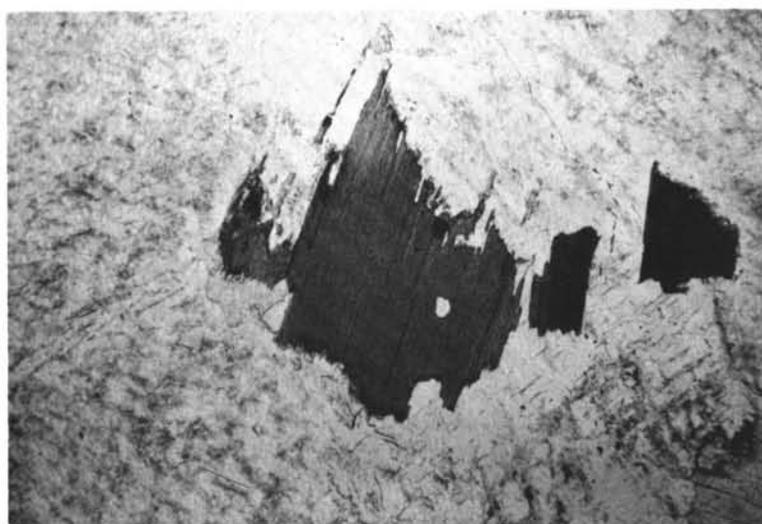
2



3



4



5

GRANITE DE LA MARGERIDE

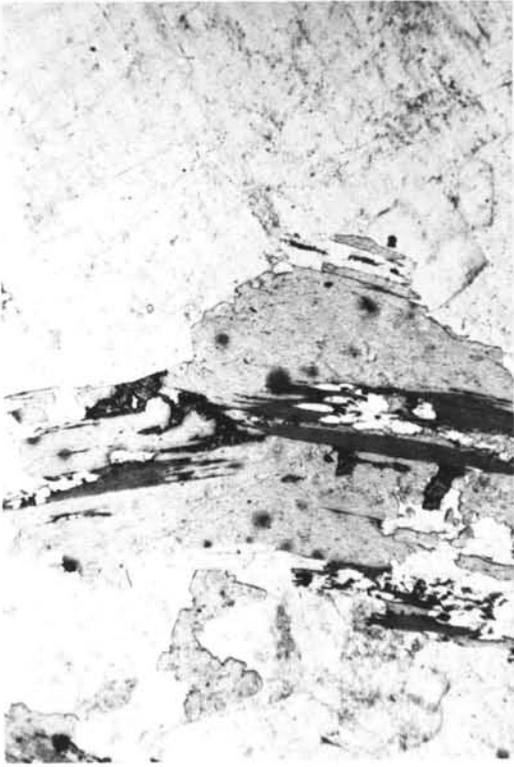
- 1 - Biotite presque entièrement chloritisée. Dans la partie chloriteuse périphérique, s'est développé un gros cristal de sphène avec une forme très irrégulière.
L M 36 584 (granite à faciès clair) L N x 50

- 2 - Biotite associée à de la muscovite qui paraît s'être constituée à son détriment : la limite des deux micas est oblique par rapport à la direction commune des clivages. La muscovite renferme 2 granules de zircon qui déterminent l'assombrissement de la biotite à leur contact (auréole de radioactivité, peu visible sur la photo).
L M 36 584 L N x 50

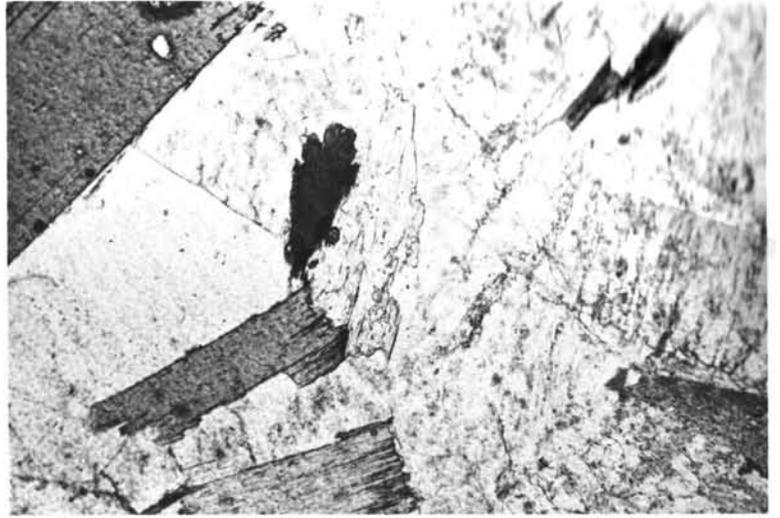
- 3 - Biotite incluse dans un feldspath potassique (comme celle de la photo 2), et entourée par de la muscovite de même orientation cristallographique.
L M 36 584 L N x 50

- 4 - Amas de muscovite remplaçant un ancien cristal de cordiérite.
L M 35 245 L P x 40

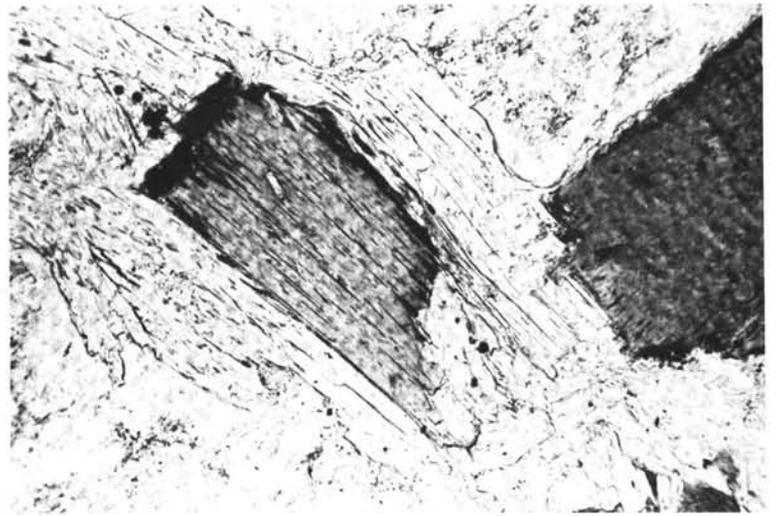
- 5 - Cristal de cordiérite, automorphe phyllitisé (pinite). La muscovite s'est développée sur la bordure en petites lamelles enchevêtrées et en grandes lames cloisonnantes transversales et plus rarement longitudinales ; muscovite en échelle.
L M 30 112 L P x 40



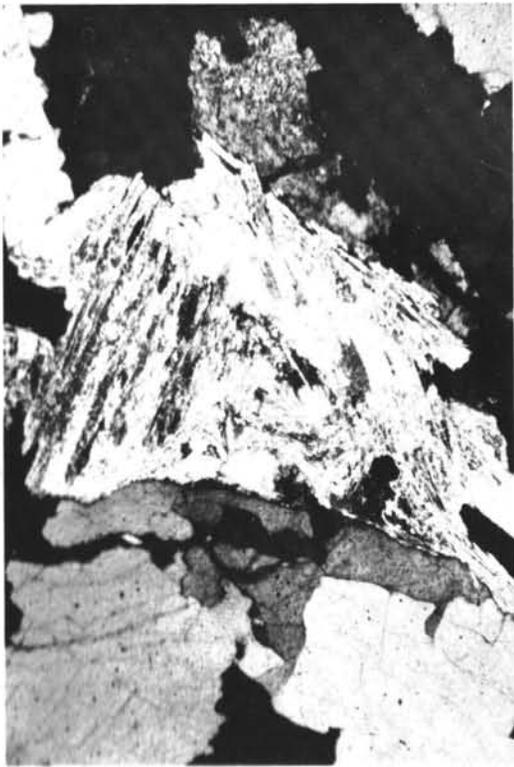
1



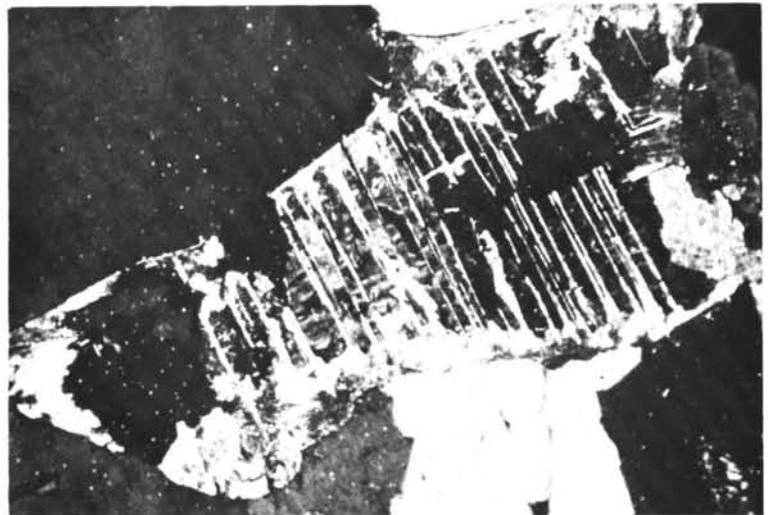
2



3



4



5

ROCHES BASIQUES EN ENCLAVES
DANS LES GRANITES PORPHYROÏDES

- 1 - Phénocrystal de biotite corrodé. Les figures de corrosion sont occupées par du quartz. Dans la cavité centrale une inclusion de zircon a subsisté.
L M 30 729 (enclave microgrenue) L N x 40

- 2 - Phénocrystal de biotite très corrodé et réduit à l'état squelettique.
L M 31 588 (enclave microgrenue) L N x 40

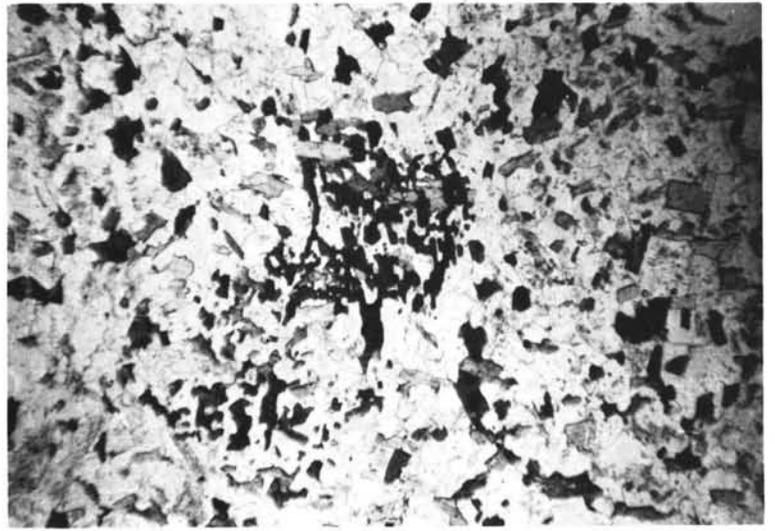
- 3 - Cristal subautomorphe d'actinote renfermant des inclusions de biotite. Ce dernier minéral est disposé avec un allongement oblique par rapport aux clivages de l'amphibole (inclusion véritable) et en traînées brunâtres dans la direction des clivages (formation secondaire).
L M 32 689 (vaugnérite, 2 km SW de Ribains) L N x 80

- 4 - Relique de clinopyroxène (tache sombre centrale) dans un cristal d'actinote transformé en biotite à sa périphérie (parties sombres).
L M 38 699 (vaugnérite à grain fin en enclave dans une vauugnérite à grain moyen) L N x 40

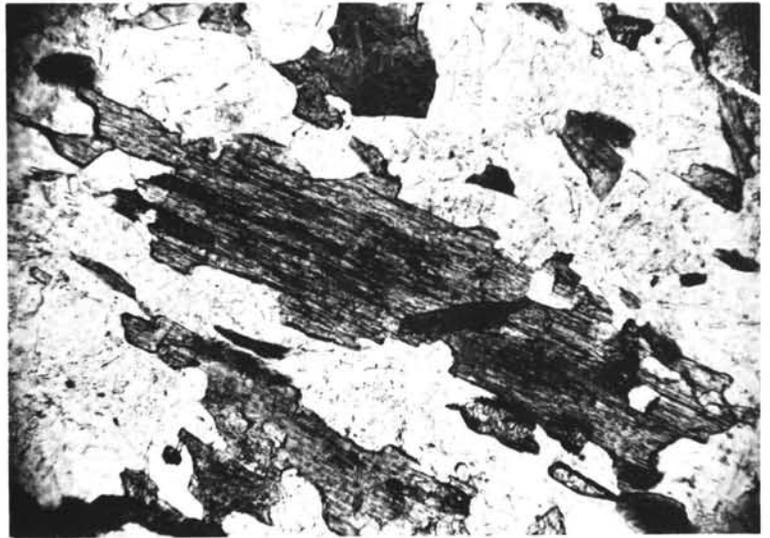
- 5 - Cristaux automorphes d'allanite et de sphène dans une vauugnérite.
L M 26 757 L N x 80



1



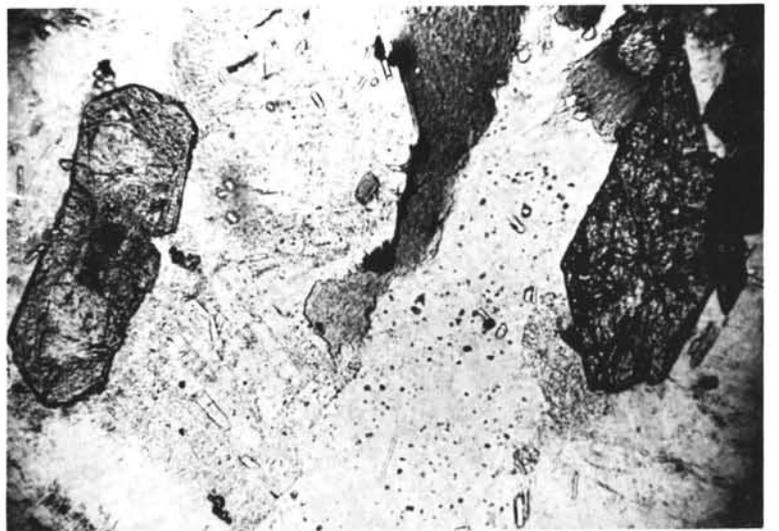
2



3



4

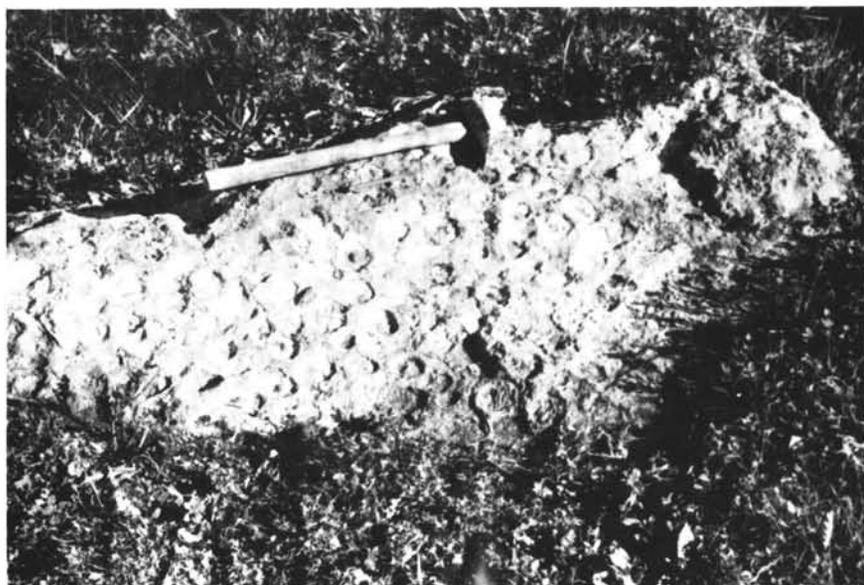


5

GRANITE ORBICULAIRE

- 1 - Bloc de granite à gros orbicules. On remarque l'action de l'érosion sur la couronne plagioclasique des orbicules qui correspond à une zone déprimée. Au contraire, la couronne externe de feldspath potassique et le noyau biotitique se mettent en relief.
- 2 - Sur ce bloc qui présente les mêmes caractères que le précédent, apparaissent 2 mégacristaux de feldspath potassique allongés parallèlement au stylo qui donne l'échelle.
- 3 - Caractère subautomorphe d'un mégacristal de feldspath potassique qui paraît se mouler contre un orbicule.

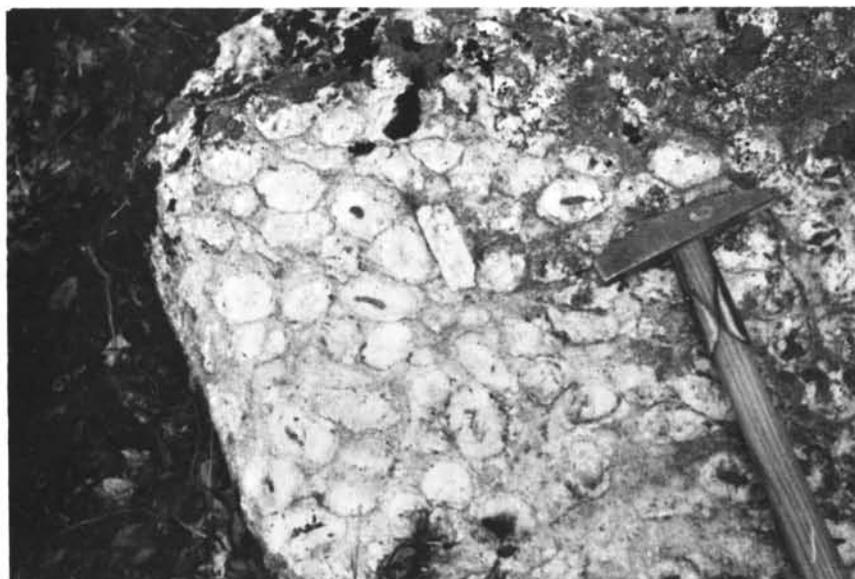
1



2



3



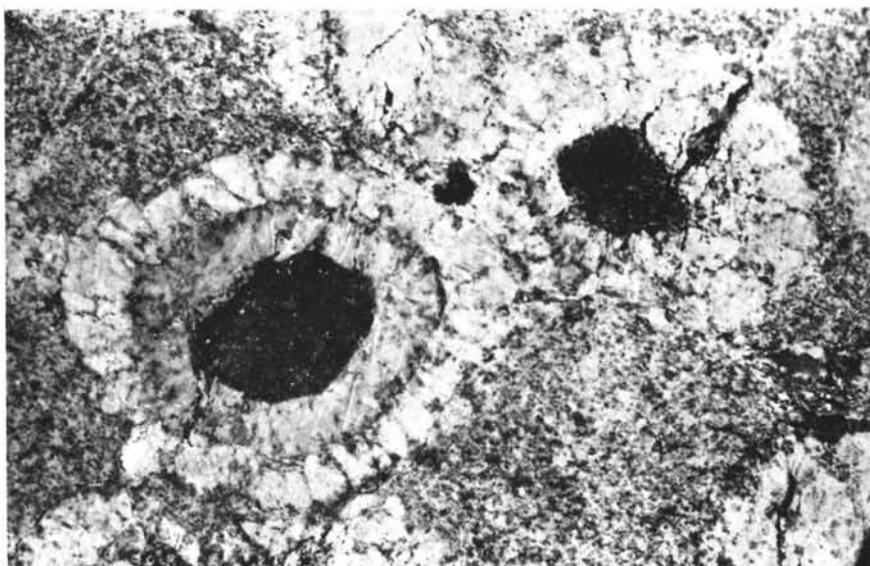
GRANITE ORBICULAIRE

- 1 - Section polie montrant la structure des gros orbicules (diamètre 13 cm) : noyau sombre principalement formé de biotite.
Première couronne, plagioclasique, de teinte beige (grisâtre sur la photo) à contours extérieurs très réguliers.
Deuxième couronne, blanche, et à contours plus irréguliers, constituée par de gros cristaux de feldspath potassique disposés comme les éléments d'une voûte.
La mésostase aplitique renferme des flots pegmatitiques : tache noire de tourmaline entre les deux orbicules et tache grise de quartz et muscovite sur le bord de la photo.

- 2 - Faciès à petits orbicules. Noter le caractère jointif de ces éléments.

- 3 - Section polie d'un bloc à petits orbicules (diamètre moyen 3 cm).
Le noyau est formé par quelques paillettes de biotite, ou par un cristal de plagioclase automorphe.
La couronne plagioclasique est parcourue par de nombreuses fentes cicatrisées par du quartz.
La couronne de feldspath potassique est pratiquement absente.
Mésostase aplito-pegmatitique (tache noire de tourmaline et taches grises de quartz).

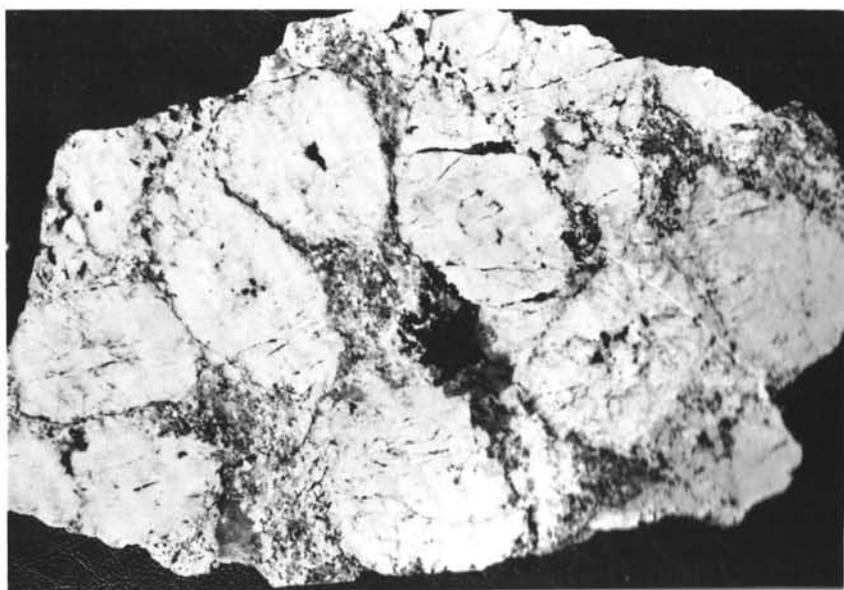
1



2



3



GRANITE ORBICULAIRE

- 1 - Bloc scié et poli montrant l'orientation parallèle des sections elliptiques des orbicules.

L M 37 500 L N x 40

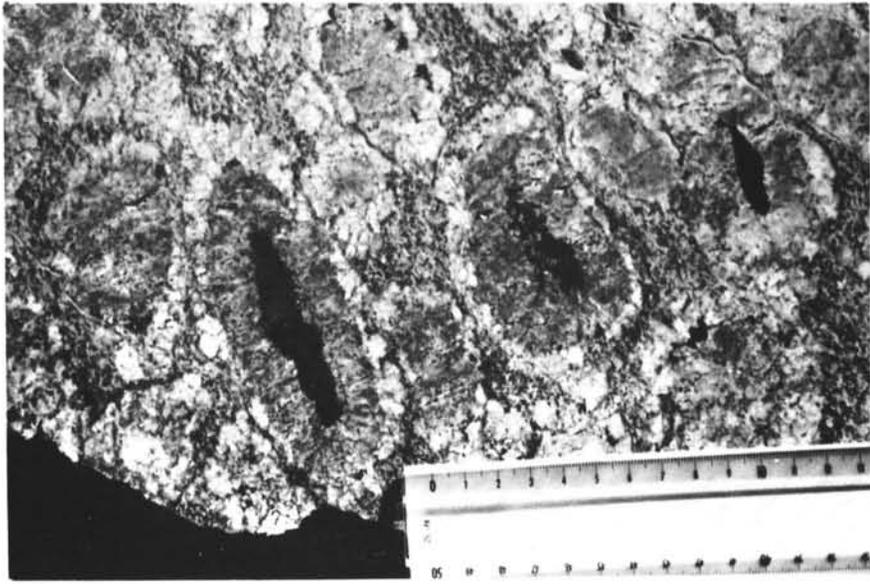
- 2 - Aspect microscopique du noyau d'un gros orbicule constitué par de la biotite, de la muscovite (partie incolore) et de la sillimanite.

L M 37 500 L N x 40

- 3 - Autre aspect de la lame mince précédente : biotite renfermant des zircons (taches noires correspondant à l'auréole de radioactivité), sillimanite fibreuse et prismatique et grains de spinelle vert au centre de la photo.

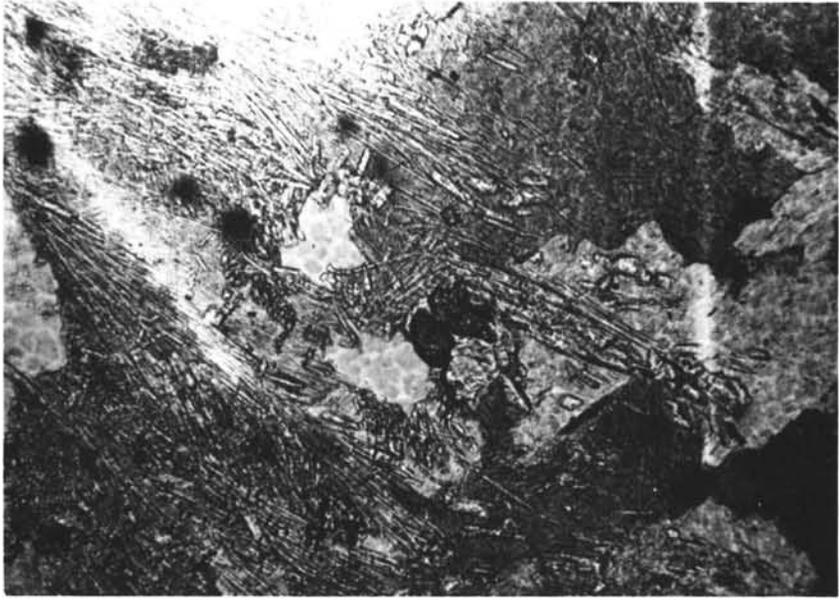
L.M 37 500 L N x 80

1



2

3



GRANODIORITE DE SOULAQUE
 MICROGRANITE ET RHYOLITE FILONIENS

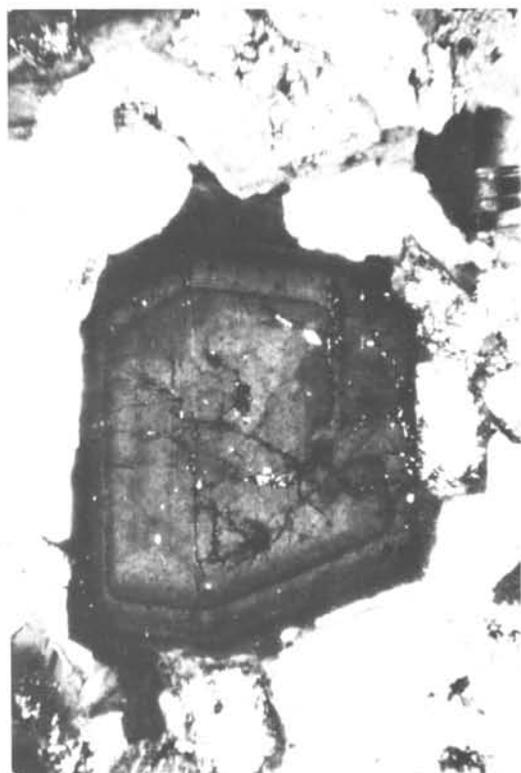
- 1 - Plagioclase à zonage oscillatoire avec figures de synneusis.
 L M 32 438 (granodiorite de Soulaque) L P x 40

- 2 - Phénocrystal de quartz corrodé.
 L M 27 725 (microgranite) L P x 40

- 3 - Groupe de phénocristaux de quartz en association de type synneusis.
 L M 31 107 (microgranite) L P x 40

- 4 - Phénocrystal de quartz entouré par des bourgeons quartzeux de même orientation optique.
 L M 29 378 (microgranite) L P x 40

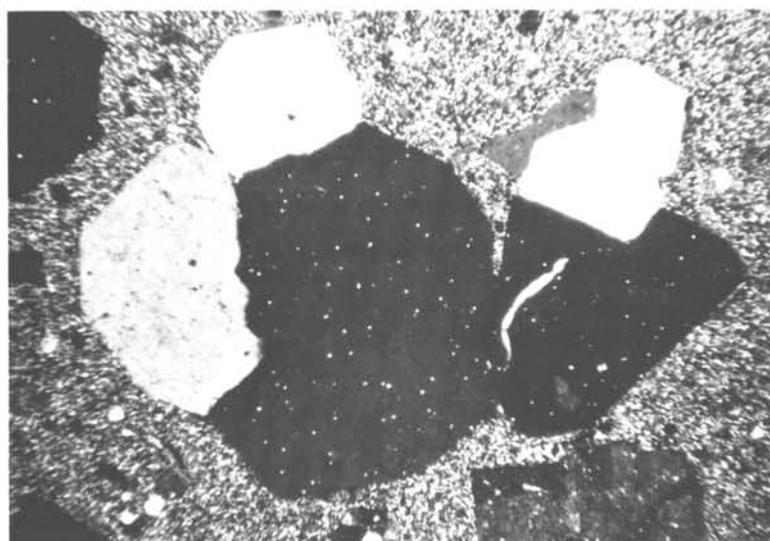
- 5 - Structure sphérolitique d'une rhyolite. Les fibres très fines et à disposition rayonnante de feldspath alcalin se prolongent de part et d'autre des micro-lites feldspathiques.
 L M 31 569 L P x 80



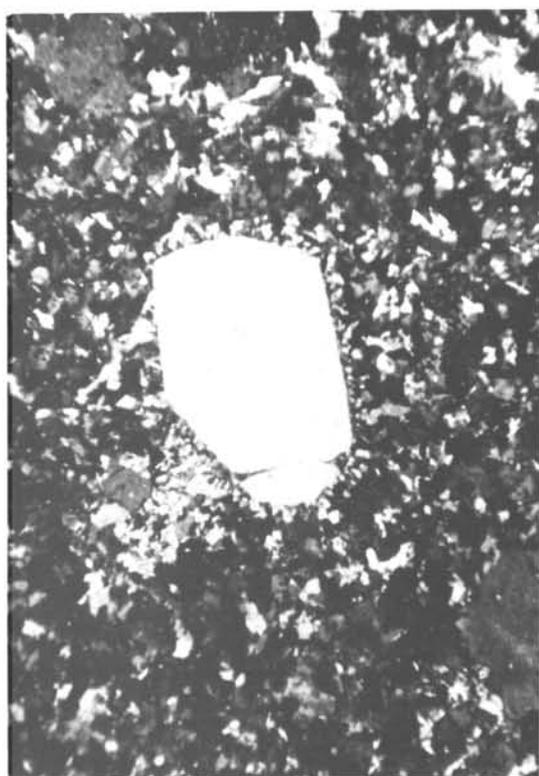
1



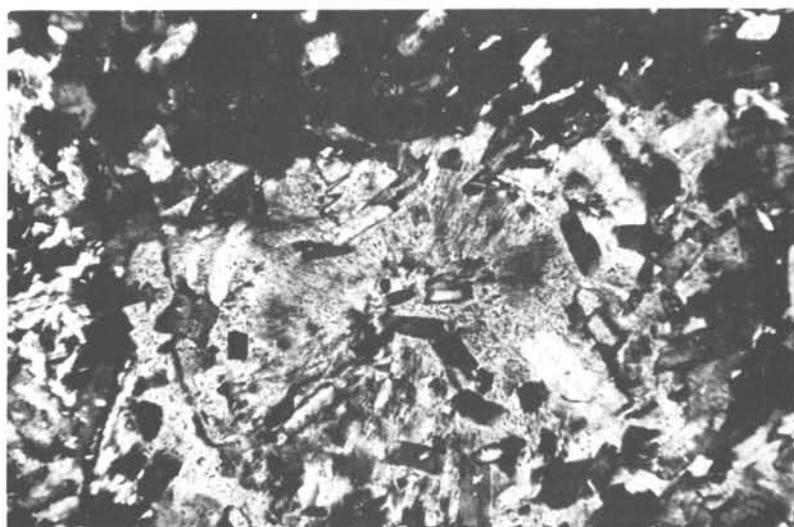
2



3



4



5

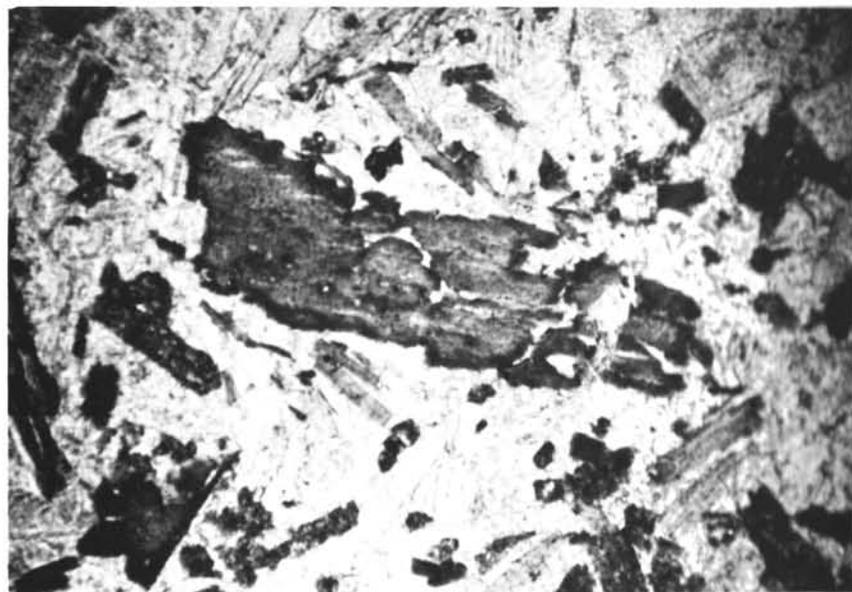
KERSANTITES FILONIENNES

- 1 - Phénocrystal de biotite corrodée et zonée
(bordure "fumée", de teinte plus foncée).
L M 34 043 L N x 40

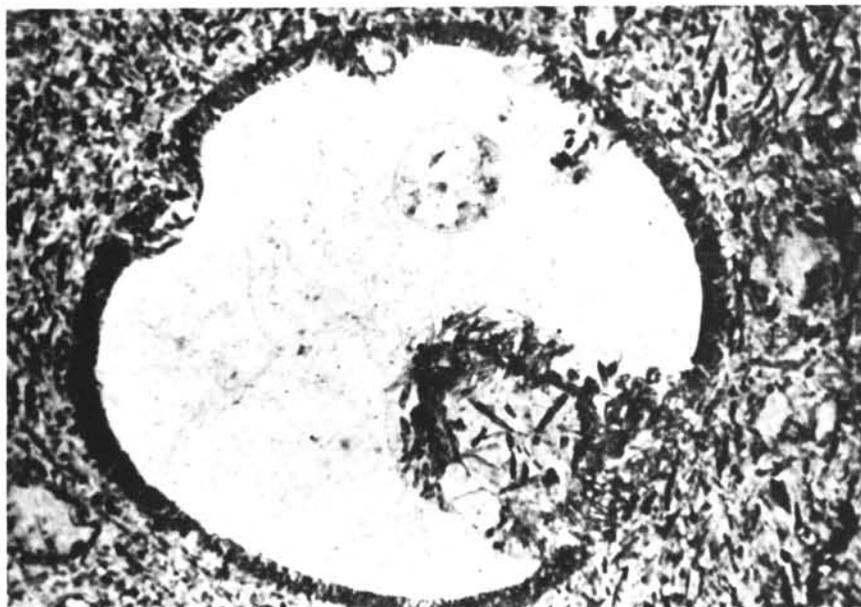
- 2 - Quartz globuleux et corrodé, entouré par une auréole
réactionnelle formée de fins cristaux de clinopyroxène
aciculaire orientés radialement.
L M 28 525 L N x 40

- 3 - Association de deux phénocristaux de clinopyroxène.
La pâte renferme de la biotite zonée.
L M 26 755 L N x 40

1



2



3

