

Doctorat d'État
N° d'ordre :

THESES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANTES

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Claude GAGNY

Maître-Assistant à la Faculté des Sciences de PARIS

Chargé d'Enseignement au Centre d'Enseignement
Supérieur de BRAZZAVILLE (République du Congo)

1 ère Thèse :

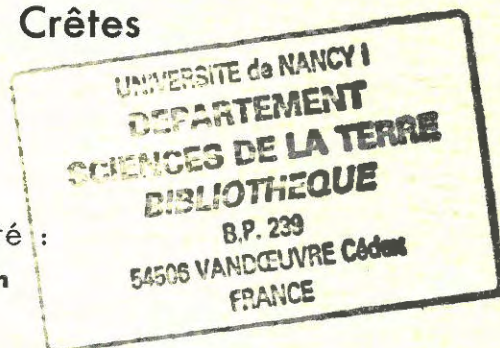
Pétrogenèse du Granite des Crêtes

Vosges Méridionales - France

2 ème Thèse :

Proposition donnée par la Faculté :

Le Rythme dans la Sédimentation



Soutenues le 19 Avril 1968 devant la Commission d'Examen

Messieurs :

P. CAVET	Professeur
F.-H. FORESTIER	Maître de Conférences
J. JUNG	Professeur-Honoraire à la Sorbonne
G. ROCCI	Professeur à la Faculté des Sciences de Nancy

Président
Examinateur

Invités

Doctorat d'État

N° d'ordre :

THESES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANTES

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Claude GAGNY

Maître-Assistant à la Faculté des Sciences de PARIS

Chargé d'Enseignement au Centre d'Enseignement
Supérieur de BRAZZAVILLE (République du Congo)

1 ère Thèse :

Pétrogenèse du Granite des Crêtes

Vosges Méridionales - France

2 ème Thèse :

Proposition donnée par la Faculté :

Le Rythme dans la Sédimentation

Soutenues le 19 Avril 1968 devant la Commission d'Examen

Messieurs :

P. CAVET	Professeur	Président
F.-H. FORESTIER	Maître de Conférences	Examinateur
J. JUNG	Professeur-Honoraire à la Sorbonne	Invités
G. ROCCI	Professeur à la Faculté des Sciences de Nancy	

UNIVERSITE de NANTES

FACULTE des SCIENCES

Doyen

M. DUNOYER de SEGONZAC Chimie

Assesseur

M. SELLIER Zoologie

Professeurs

M. PAUC	Mathématiques
M. RAVILLY (ENSM)	Mécanique
M. RAFFIN	Mécanique rationnelle
M. GARRIGUES	Biologie végétale
M. BRILLOUET	Analyse numérique
M. GRAFF	Chimie
M. VIVIER (ENSM)	Mathématiques appliquées
M. COLLET	Physique
M. BOULLLOUD (CSU)	Physique
M ^{lle} DEBRAUX	Botanique
M. PETRESCO	Mathématiques
M. PIERI	Biologie animale
M. WOJTKOWIAK	Chimie
M. AVIGNON	Physique
M. MOUTON	Physique

Professeurs sans chaire

M. GOBIN (ENSM)	Chimie
M. CAVET	Sciences de la Terre
M. OTTMANN	Sciences de la Terre
M. MEZENCEV (ENSM)	Physique
M. MOLINARO	Mathématiques
M. DUPONT	Biologie végétale
M. ROUXEL	Chimie
M. MINN	Physique
M. QUINIOU	Chimie
M ^{lle} OFFRET (ENSM)	Physique

A mon Père, Ingénieur des Arts et Métiers,
mort quand j'étais encore lycéen.
A ses camarades Gad'zarts
qui m'ont aidé à poursuivre mes études.

A ma Mère qui a appris alors un métier. •
A ma Soeur qui a sacrifié ses propres études
pour me permettre de continuer les miennes.

BRAZZAVILLE, février 1968.

Maîtres de Conférences

M. FORESTIER	Sciences de la Terre
M. LASKAR	Physique
M. SAUDRAY	Biologie animale
M. MARTIN	Chimie
M. GOUREAUX	Physique
M. LE DOUARIN Georges	Biologie végétale
M. AMOURIQ	Psychophysiologie
Mlle ASTIE (CSU)	Botanique
M. LAMEAU (ENSM)	Mathématiques
Mme LE DOUARIN Nicole	Biologie végétale
M. TOURNOUX	Chimie minérale
M. GUEVEL (ENSM)	Mathématiques
M. GOUIN (CSU)	Chimie
M. POINTEAU (ENSM)	Chimie
M. SULMONT (ENSM)	Mathématiques
M. BARDON	Physique
M. LONCKE	Physique
M. LEBRUN	Biologie animale
M. CORBEL (CSU)	Biologie animale
M. JONARD	Biologie végétale
M. IBISCH	

Maître de Conférences associé

M. FOUQUES	Mathématiques
------------	---------------

*

Secrétaire de la Faculté

M. PAILLET	Attaché principal
------------	-------------------

o o

o

AVANT PROPOS

Entre un penchant pour la géologie et une vocation : mes maîtres à la Sorbonne ; entre une vocation et la formation d'un chercheur : un patron, Monsieur le Professeur J. JUNG. Son rayonnement est à l'origine de mon orientation vers la pétrographie, à la fin d'une licence consacrée aux sciences de la terre. M'initiant à la recherche, il me propose en 1956, l'étude d'un ensemble de granites des Vosges méridionales ; ce sujet fera l'objet d'une thèse de 3ème cycle, soutenue en 1959, pour l'obtention du grade de Docteur en géologie. Il me guide ensuite avec la patience et l'attention qui lui sont propres dans la réalisation d'une thèse d'Etat.

Je dois également à Monsieur le Professeur JUNG, mes fonctions d'enseignant, qu'à son exemple, je n'ai jamais considérées comme secondaires. Il me confie successivement deux postes : celui d'Assistant au Laboratoire de Pétrographie en novembre 1958 ; puis, en mai 1962, après une interruption de 28 mois consacrée au service militaire, celui de Maître-assistant au Laboratoire de Géologie à la Sorbonne. Enfin, en octobre 1965, il me propose de poser ma candidature à un poste de Chargé d'enseignement au Centre d'Enseignement Supérieur de Brazzaville.

Que Monsieur le Professeur JUNG, veuille bien trouver ici l'expression de mon profond attachement.

Si ce mémoire peut se réaliser, je le dois à Monsieur le Professeur F. H. FORESTIER, et à son équipe de la Faculté des Sciences de Nantes. Au cours de la rédaction, il m'a prodigué critiques et conseils, me proposant d'approfondir certaines questions, de polir et ordonner l'ensemble.

Monsieur le Professeur FORESTIER est ainsi devenu un censeur bienveillant, toujours présent et actif. Ensuite, il a bien voulu se charger de ce travail, long, ingrat et fastidieux qui consiste à vérifier, corriger, mettre en pages pour l'impression.

Les paramètres physiques des minéraux ont été déterminés en commun avec Adolphe NICOLAS. Les diagrammes de rayons X ont été effectués au Laboratoire de Pétrographie à la Sorbonne, grâce à l'amabilité de Monsieur le Professeur J. RAVIER. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma reconnaissance pour l'intérêt qu'il m'a toujours témoigné.

Monsieur J. BOLFA, Professeur à l'Institut de Minéralogie de Nancy et ses collaborateurs J. BABKINE, J. C. REITHLER et C. ZEILER, ont réalisé entièrement les mesures de susceptibilité magnétique des minéraux. Ils se proposent de reprendre dans une étude plus générale, ce problème. J'ai trouvé auprès de Monsieur le Professeur J. BOLFA, encouragements bienveillants et accueil chaleureux : je lui en exprime toute ma gratitude.

Je remercie Monsieur l'Ingénieur Général, J. GOGUEL, Directeur du Service de la Carte Géologique de la France, qui m'a accordé l'aide matérielle indispensable aux études sur le terrain.

Monsieur le Professeur G. MILLOT, a bien voulu s'intéresser à mon travail. Je le prie d'accepter mes remerciements les plus sincères.

Je suis très reconnaissant à Monsieur le Professeur G. ROCCI, d'avoir bien voulu participer à ce jury. Lui-même et ses élèves s'intéressent directement au même problème : je ne pouvais espérer compétence plus éclairée.

Monsieur le Professeur P. CAVET, a accepté la présidence du Jury : je l'en remercie vivement.

Je dois au Centre National de la Recherche Scientifique, au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Nantes et au Laboratoire de Géologie du Centre d'Enseignement Supérieur de Brazzaville, la prise en charge financière de l'impression de cet ouvrage.

A tous ceux qui ont participé à la réalisation de ce travail, à tous mes amis, j'exprime ici ma gratitude.

BRAZZAVILLE, mars 1968.

Je ne pense pas pouvoir m'acquitter un jour du service immense qu'il m'a ainsi rendu. Qu'il veuille bien trouver ici, simplement, un gage de mon amitié et de ma reconnaissance qui lui sont acquises.

C'est en 1962, qu'Adolphe NICOLAS et moi-même avons décidé de mettre en commun nos efforts, nos moyens et notre temps pour réaliser un programme important de séparations de minéraux. Je conserve un excellent souvenir de ces mois passés en compagnie d'Adolphe NICOLAS, compagnon énergique et enthousiaste. Grâce à lui j'ai pu mener à bien la partie technique de mon travail ; de nombreux résultats présentés dans ce mémoire lui appartiennent en fait. Depuis cette période, il est devenu l'interlocuteur et contradicteur indispensable que l'on doit consulter pour prendre un recul vis-à-vis d'une question. Je dois à son amitié, plusieurs semaines de travail en commun consacré uniquement à mes problèmes. Il sait que mon amitié lui est acquise : je ne fais ici que la lui renouveler.

Au cours des deux années qu'il passa à Brazzaville, J.P. JACQUIN est devenu l'ami que l'on ménage aussi peu que soi-même. Je lui dois beaucoup.

Ainsi, tout naturellement, ma thèse appartenait-elle un peu au Laboratoire de Géologie* de la Faculté des Sciences de Nantes. Je tiens à remercier Monsieur le Doyen qui a bien voulu en permettre le tirage par l'imprimerie de la Faculté.

Au cours de la dizaine d'années consacrées à cette étude, je n'ai jamais sollicité en vain personnes et organismes. Les uns apportaient les idées, les autres les matériaux : deux formes d'aide aussi précieuses qu'indispensables.

Les séparations de minéraux ont été réalisées au Laboratoire des Sciences de la terre de l'Ecole des Mines de Nancy. Monsieur le Professeur M. WEPPE qui le dirigeait, m'a accueilli et a su créer des conditions matérielles favorables. Je lui en suis très reconnaissant.

L'aide généreuse et répétée du Centre National de la Recherche Scientifique a permis la réalisation de l'étude pétrochimique. Monsieur le Professeur M. ROUBAULT, Directeur du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, a bien voulu que les analyses chimiques soient réalisées par Madame M. L. BLANCHET et Monsieur GOVINDARAJU, dans les laboratoires de cet établissement. Monsieur H. DE LA ROCHE, Directeur-adjoint, s'est efforcé d'intégrer ces analyses le plus rapidement possible dans ses programmes ; je lui dois aussi de précieux conseils pour l'exploitation des analyses de roches éruptives.

PLAN DU MEMOIRE

Avant-propos	III
Plan de l'ouvrage	VII
Introduction générale	1

PREMIERE PARTIE Le Granite des Crêtes et ses filons : étude pétrogénétique.

A - LE GRANITE DES CRETES.

Chapitre 1 : Etude pétrographique du Granite des Crêtes	8
Chapitre 2 : Etude minéralogique du Granite des Crêtes	17
Chapitre 3 : Interprétation du chimisme du Granite des Crêtes	68
Chapitre 4 : Conditions thermodynamiques de la cristallisation du Granite des Crêtes	90
Chapitre 5 : Contrôle géochimique de la cristallisation du Granite des Crêtes	117
Chapitre 6 : Différenciation par gravité du Granite des Crêtes (le problème de la Durbachite)	135
Chapitre 7 : Le Granite des Crêtes : un cas de granite d'origine magmatique	148

B - LES ROCHES FILONIENNES ASSOCIEES AU GRANITE DES CRETES.

Chapitre 8 : Microgranite à pyroxène (MIN. 16)	155
Chapitre 9 : Microgranite à amphibole (MIN. 106 à MIN. 110)	171
Chapitre 10 : Microgranite à amphibole et Microgranite à pyroxène à faciès lamprophyrique (MIN. 10 et MIN. 11 L)	193
Chapitre 11 : Données générales sur les microgranites à pyroxène et/ou amphibole	211
Chapitre 12 : Lamprophyres monzonitiques à chamosite et amphibole MIN. 5	243
Chapitre 13 : Minette variolaire à phlogopite MIN. 4	259
Chapitre 14 : Autres roches filoniennes étudiées	269
Chapitre 15 : Filiation génétique des microgranites à pyroxène et/ou à amphibole avec le magma des Crêtes - Discussion	277

TROISIEME PARTIE Conclusions générales 459

- Bibliographie générale.
- Bibliographie régionale.
- Tables des figures.
- Table détaillée des matières.
- Annexes (fascicule individuel).

o o
o

Chapitre 16 :	Contrôle de la cristallisation des roches filoniennes - Son originalité	291
Chapitre 17 :	Différenciation dans les caisses filoniennes - Thermodiffusion et processus pneumatolytique	305
Chapitre 18 :	Conclusion à l'étude des roches filoniennes associées au granite des Crêtes.....	319

DEUXIEME PARTIE L'environnement éruptif du Granite des Crêtes :
étude pétrographique.

Avertissement :	323
-----------------	-------	-----

A - LE VOLCANISME.

Chapitre 19 :	Tufs albitophyriques.....	325
Chapitre 20 :	Le volcanisme latitique.....	329
Chapitre 21 :	Trachyte alcalin sodi-potassique (quartzifère) (connu sous le nom de porphyre de Rothutel)	341
Chapitre 22 :	Rhyolite à hornblende verte (microbréchiq) (connue sous le nom de Rhyolite du Molkenrain).....	345
Chapitre 23 :	Discussion sur l'âge du volcanisme	351
Chapitre 24 :	Evolution chimique du volcanisme des Vosges méridionales.....	367

B - LES GRANITES - I : ASSOCIATION DES CRETES.

Chapitre 25 :	Granite à biotite type "Granite du Col du Bramont"....	385
Chapitre 26 :	Granite grenu à deux micas type du "Granite de Noire-Goutte" MIN. 17.....	403
Chapitre 27 :	Granite porphyroïde à 2 micas type "Granite des Mortes".....	413
Chapitre 28 :	Les granites de l'Association des Crêtes	423

II : LE GRANITE DES BALLONS.

Chapitre 29 :	Le granite des Ballons	437
Chapitre 30 :	Autres roches plutoniques du massif des Ballons.....	447
Chapitre 31 :	Discussion sur la signification du granite des Ballons..	455

INTRODUCTION GENERALE

1. BREF HISTORIQUE DES ETUDES SUR LES VOSGES HERCYNiennes - CADRE ET PORTEE DE NOTRE TRAVAIL -

Les connaissances géologiques sur les Vosges hercyniennes n'ont pas été le fruit d'une recherche continue et systématique jusqu'à ces dernières années. Les fluctuations de frontières pendant un siècle sont responsables de cet état de fait.

En 1927, J. JUNG, dans sa thèse consacrée aux Vosges hercyniennes d'Alsace, a repris l'ensemble des travaux existants et a réalisé la première synthèse géologique. Ce mémoire fondamental a servi de base à toutes les recherches ultérieures et conserve, après tant d'années, l'apanage d'une connaissance méthodique acquise à l'échelle de toutes les Vosges hercyniennes.

Pendant trente ans, de 1927 à 1957, la géologie de ce massif n'a été l'objet que d'études particulières de la part des pétrographes et minéralogistes. Aucun travail d'ensemble n'a été entrepris. Rappelons les travaux de Madame E. JEREMINE, G. CHOUBERT, W. CARLE, G. DUBOIS, J.P. ROTHE et ses élèves.

Ces dix dernières années, des équipes de géologues ont repris l'étude de la géologie régionale en posant des problèmes pétrographiques d'intérêt fondamental. Dans le cadre de l'institut de Géologie de la Faculté des Sciences de Strasbourg, sous la direction de G. MILLOT, J.P. VON ELLER et ses élèves ont entrepris un lever géologique détaillé et précis des Vosges moyennes et septentrionales. Un premier travail de synthèse sur les séries cristallophylliennes des Vosges moyennes a fait l'objet d'un important mémoire de J.P. VON ELLER en 1961. Cet auteur a ensuite pré-

senté de 1964 à 1966, les problèmes de dioritisation, granitisation et métamorphisme dans l'ensemble des Vosges cristallines du Nord en rappelant les travaux plus localisés de A. NICOLAS (1960). Nous ne citerons pas ici les nombreux travaux de détail réalisés qui ont contribué à parfaire les connaissances sur tous ces problèmes. M. RUHLAND, dans le cadre de ses recherches apporte une contribution précieuse à la connaissance de la géologie structurale des Vosges.

Une seconde équipe, appartenant à la Faculté des Sciences de Nancy, a entrepris des recherches sous la direction de G. ROCCI. J. HAMEURT prépare un mémoire de synthèse sur les terrains cristallophylliens et granitiques des Vosges moyennes lorraines. T. JUTEAU et G. ROCCI ont publié un important mémoire sur l'évolution de la série spilite-keratophyre du massif de Schirmeck (Vosges du Nord).

Une troisième équipe de la Faculté des Sciences de Besançon, sous la direction de J. THIEBAUT, se préoccupe des problèmes pétrographiques des Vosges méridionales fort délaissés notamment depuis les travaux de A. MICHEL-LEVY en 1910.

Ainsi, une étude systématique et parfaitement coordonnée intéresse l'ensemble du massif des Vosges hercyniennes. Le cadre géographique de notre étude restera donc limité à un secteur bien déterminé. Le succès des entreprises précédemment citées, tournées vers la réalisation d'une oeuvre de synthèse régionale à l'échelle du massif, nous a incité à orienter notre travail vers l'étude d'un thème particulier ; il ne pourra s'agir au mieux que d'une contribution modeste à l'oeuvre d'ensemble dont la réalisation finale appartiendra à des équipes bien structurées.

II. CADRE GEOGRAPHIQUE -

A - DELIMITATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée dans ce mémoire est située dans la partie méridionale des Vosges hercyniennes, de part et d'autre de la ligne des crêtes qui sépare le versant alsacien du versant lorrain. Elle correspond principalement à la feuille de Munster au 1/50 000 prolongée vers le Sud-Est jusqu'à la faille vosgienne dans la région de Thann et de Guebwiller.

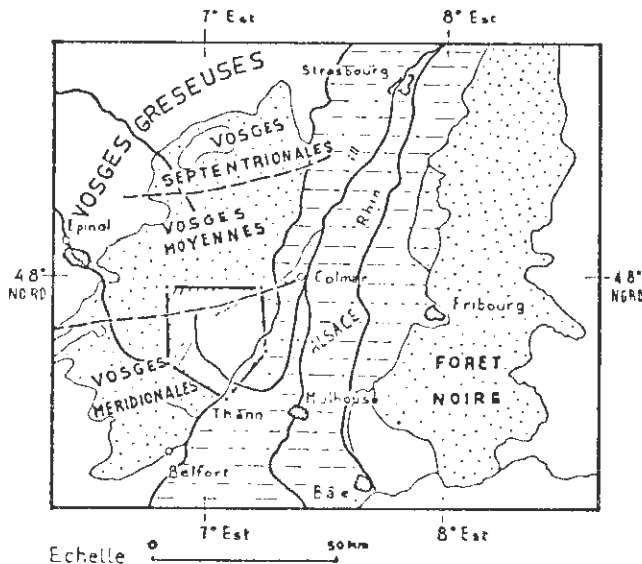


Fig. N° 1 : La région étudiée dans le Massif des Vosges - (France).

B - LE RELIEF

Ce territoire comprend les plus hauts sommets des Vosges et possède un relief accidenté en raison de profondes vallées creusées jusqu'à l'altitude de 350 mètres.

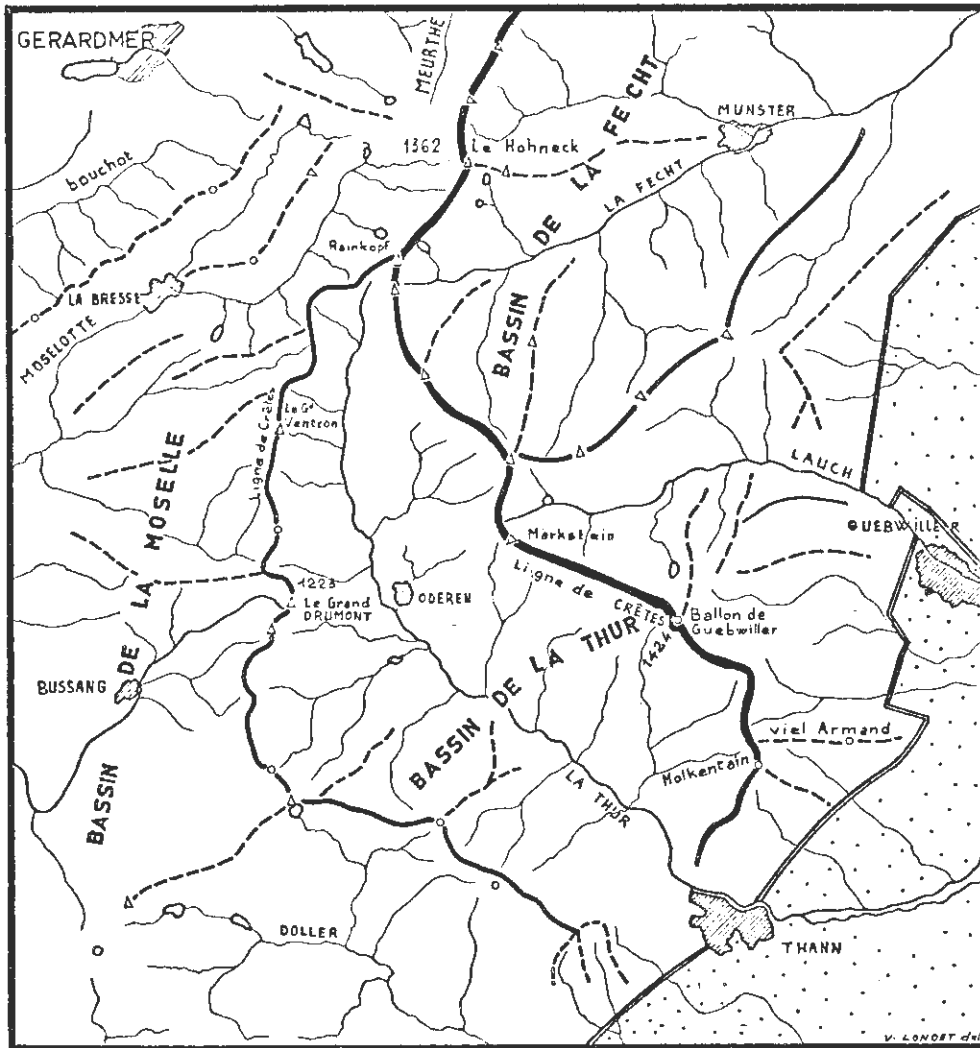


Fig. 2 ESQUISSE ORO — HYDROGRAPHIQUE

En blanc: Terrains hercyniens et Ante-hercyniens

En Pointillés: Terrains post-hercyniens

— faute "Vosgienne"

— lignes de Crêtes principales et secondaires

▲ sommet avec altitude supérieure à 1200m.

— Col

■ agglomérations

échelle

— 5 Km. —

Une ligne de crêtes constitue l'ossature principale de cet ensemble. Elle est jalonnée du Nord au Sud, depuis le Col de la Schlucht jusqu'au Sud du Ballon de Guebwiller par une suite de sommets séparés par des ensellements dont l'altitude n'est jamais inférieure à 1 200 mètres.

Les points les plus élevés sont le Hohneck (1 362 m.), le Kastelberg (1 346 m.), le Rainkopf (1 304 m.), le Rothenbachkopf (1 315 m.), le Drehkopf (1 266 m.), le Marksteinkopf (1 241 m.) et le Ballon de Guebwiller (1 424 m.), point culminant des Vosges. Au sud du Col Amic situé à 825 m., sur le trajet d'une faille, on retrouve une zone de sommets importants avec notamment le Molkenrain (1 125 m.) et l'Hartmannswillerkopf (ou Vieil Armand, 956 m.).

D'autres lignes de crêtes sont responsables du relief accidenté. L'une se détache de la précédente au Rainkopf et, en direction du Sud, joint des sommets importants comme le Grand Ventron (1 204 m) et le Grand Drumont (1 223 m.) sur le trajet de l'ancienne frontière. Le détail des autres traits du relief est noté sur l'esquisse oro-hydrographique (fig. N° 2).

Dans la région étudiée, le rajeunissement de la pénéplaine antétriasique a été tel qu'il s'avère impossible de la bien définir. Les larges sommets des lignes de crêtes principales seraient les témoins de cette surface déblayée des sédiments triasiques par l'action des glaciers quaternaires et recouverte d'un empâtement morainique.

L'action des glaciers de vallée a été prédominante dans l'érosion en raison de l'élévation du relief. Ils se sont installés dans des zones faillées ou dans des terrains moins résistants. Le réseau hydrographique a été déterminé par cette morphologie glaciaire bien conservée qu'il n'a pu que modifier légèrement par reprise d'érosion.

1 - Sur le versant Est de la ligne des crêtes principales, nous avons plusieurs bassins :

- Le bassin de la petite Fecht creusé dans les granites ;
- Le large bassin de la Fecht qui occupe tout le Nord-Est de la feuille de Munster. Il est limité vers l'Ouest par des cirques glaciaires disposés en demi-cercle au pied des crêtes. Sa dissymétrie tient à ce que son flanc Nord entame le domaine granitique, alors que son flanc Sud s'installe dans des terrains sédimentaires. Il représente le travail d'un glacier dont l'importance devait égaler celle du responsable de la vallée des lacs sur le flanc Est des crêtes ;
- Au Sud, le bassin de la Lauch, plus limité ;
- Enfin, le massif du Vieil Armand, joue le rôle d'une coupole à peine entaillée par les rivières, au Sud de la dépression du ruisseau de Tiefenbach.

2 - Sur le versant Ouest de la ligne des crêtes de l'ancienne frontière, le drainage des eaux s'effectue dans de larges vallées d'origine glaciaire, comme celle de la Moselle à Bussang ou dans de profondes vallées creusées par les glaciers sur le trajet de zones faillées (vallées de la Moselotte et du Chajoux).

3 - La vallée de la Thur représente un trait original de la morphologie des Vosges méridionales.

Disposée entre les deux lignes de crêtes, elle montre une coupe profonde méridienne dans les terrains hercyniens, Etablie sur le trajet d'une faille majeure,

elle est connue comme type d'une ancienne vallée glaciaire à peine remodelée par une reprise de l'érosion torrentielle.

C- HYDROGRAPHIE

Dans l'ensemble de la région, les traces de l'érosion glaciaire sont nombreuses : cirques glaciaires (Rothenbakopf), lacs de surcreusement (Fischboedle, étang de la Cuve, Blanchemer), lacs de barrage morainique (Gérardmer, Longemer), éperons tronqués (Vallée de la Thur), tourbières de vallées et tourbières de montagnes, moraines. La vallée du Chajoux, au Nord de la Bresse, présente par exemple une trentaine de moraines frontales successives bien conservées.

Le réseau hydrographique actuel draine l'ensemble du massif au bénéfice du Rhin, soit vers l'Est par la Thur, la Lauch et la Fecht puis l'Ill, soit vers l'Ouest par la Moselle et ses affluents. Cette ligne de partage des eaux a servi d'ancienne frontière, alors que la ligne de crêtes principale servait de front pour les grandes batailles.

D- CONDITIONS D'AFFLEUREMENT

Les sommets sont le domaine des chaumes : vastes étendues ventées à l'herbe profonde. Sur les pentes, l'étagement de la végétation laisse une place importante aux conifères qui couvrent le pays de forêts sombres. Les vallées, à fond plat, parfois coupées de moraines, ont une agriculture en voie de disparition.

Les zones d'affleurements denses sont rares et se situent à la coupe des flancs de montagne au dessus du fond des vallées (troncature glaciaire). Les conditions d'observation ne permettent donc pas d'assurer l'homogénéité des levés géologiques.

III. LES GRANDES UNITES GEOLOGIQUES ET LES PROBLEMES PETROLOGIQUES POSES -

A- VUE D'ENSEMBLE

Les grandes unités géologiques des Vosges hercyniennes méridionales sont du Nord au Sud :

- Des séries cristallophylliennes composées de gneiss et de migmatites. Elles affleurent largement au Nord et à l'Ouest, mais ne sont représentées, dans notre région, qu'en petits panneaux isolés mis en place à la faveur d'accidents tectoniques.
- Des granites variés forment un complexe très important. Deux grands groupes ont été différenciés (J. JUNG et Cl. GAGNY, 1959) :
 - . Ceux de l'association des Crêtes à tendance syénitique, comprenant des granites à biotite et muscovite, des granites à biotite seule et un granite à biotite et amphibole, ou Granite des Crêtes sensu-stricto ;
 - . Ceux de l'association des Ballons à tendance dioritique, dans la région du Ballon d'Alsace, au Sud.

- Des formations volcano-sédimentaires datées paléontologiquement du Viséen et plus particulièrement du Viséen inférieur. Cet ensemble, appelé Culm, se répartit en trois séries distinctes : série d'Oderen, série de Thann et série du Markstein. Elles ont subi une phase de plissement avant la mise en place des granites.
- Un ensemble de rhyolites à amphibole et de projections acides (rhyolite du Molkenrain) couvre en discordance nette les formations volcano-sédimentaires précédentes dans la région du Vieil-Armand.

Les relations géologiques entre ces diverses formations seront développées dans la dernière partie de ce mémoire.

B- QUELQUES PROBLEMES PETROLOGIQUES POSES

Les principaux problèmes pétrologiques posés par ces grandes unités géologiques peuvent se grouper sous quatre rubriques :

- Séries cristallobylliennes ;
- Formations cristallines ;
 - . Etude des différents granites et recherches pétrogénétiques à propos des liens qu'ils peuvent avoir avec les formations métamorphiques ou l'activité volcanique, intense dans cette région à partir du Viséen inférieur.
- Volcanisme : sa nature et son évolution possible dans le temps et l'espace ;
- Sédimentologie et stratigraphie : le lien étroit qui unit le volcanisme et la sédimentation dans les séries du Culm conduit à des études sédimentologiques et stratigraphiques. Des problèmes de tectonique dans la haute vallée de la Thur, posés depuis la synthèse de J. JUNG (1928) se présentent alors.

IV. ORIENTATION DE NOS RECHERCHES - METHODES DE TRAVAIL -

Nous nous sommes intéressé aux formations éruptives et particulièrement à l'étude pétrogénétique du Granite des Crêtes et des filons qui lui sont affiliés. Ce mémoire étudie les processus de cristallisation et de mise en place du Granite des Crêtes, aux différents stades de son histoire. Il met en évidence la possibilité d'établir un lien fondamental et précis entre l'évolution géochimique du milieu où cristallise la roche et les caractères pétrographiques ou minéralogiques de celle-ci.

Nous avons délibérément écarté l'aspect structural de la mise en place du Granite des Crêtes, tout en sachant fort bien que nous nous privions d'informations importantes. Le travail que représente le dépouillement fin d'un massif aussi important est si ample qu'il peut à lui seul faire l'objet d'un mémoire. Cette étude dépasserait donc le cadre fixé ici à nos recherches.

Notre thèse s'appuie sur une succession d'études et de résultats obtenus à différentes échelles et sur une critique continue de ces informations :

- étude pétrographique : descriptions macroscopiques et microscopiques ;
- étude minéralogique : les minéraux principaux de tous les échantillons sont séparés. Leurs propriétés physiques et chimiques sont discutées ;
- étude chimique des roches : la composition modale pondérale conduit à envisager le problème secondaire de la place des échantillons dans le cadre d'une classification ;
- étude des conditions thermodynamiques de la cristallisation par confrontation des informations recueillies sur les minéraux spécifiques et des données plus générales de la littérature ;
- étude de la répartition des éléments majeurs dans les différents minéraux, qui permettra de préciser les modalités du contrôle géochimique de la cristallisation ;
- étude des différentes variétés du Granite des Crêtes et échantillonnage systématique dans les caisses filoniennes des divers types de filons affiliés, qui nous conduiront à des notions de différenciation.

Nous avons choisi de reporter aux conclusions générales de ce mémoire la confrontation de notre interprétation magmatique du Granite des Crêtes avec d'autres interprétations possibles, notamment l'hypothèse mésatomatiste. Nous disposerons alors d'un panorama complet des données physico-chimiques, qui donnera plus d'efficacité à notre discussion.

Nous tenterons, en conclusion, de situer ce massif dans l'évolution générale des Vosges cristallines.

o o
o

PREMIERE PARTIE

LE GRANITE DES CRETES

ET SES FILONS:

ETUDE PETROGENETIQUE

PREMIERE PARTIE

LE GRANITE DES CRETES

A

CHAPITRE I.

ETUDE PETROGRAPHIQUE DU GRANITE DES CRETES

I. INTRODUCTION -

Le Granite des Crêtes (Kammgranit) est considéré comme une entité bien définie depuis les travaux de P. GROTH (1877) : il désigne une variété de granite à biotite et amphibole.

L'identité de la composition minéralogique qualitative d'un échantillon à l'autre et la similitude des textures (1) permettaient de rapporter à un même type l'ensemble de ces granites observés sur plus de 60 km de long. Cependant, certains granites à biotite seule ressemblent, par leur texture, à la variété à biotite et amphibole ; l'usage veut qu'ils soient appelés "Granite des Crêtes, variété claire" (2) : une certaine confusion en découle. Nous réserverons le terme de Granite

(1)

Le terme de TEXTURE sera réservé aux caractères macroscopiques par opposition à la STRUCTURE qui tiendra compte des observations microscopiques. Ce choix, souvent en contradiction avec les usages internationaux, tient compte des habitudes françaises (J. JUNG - 1963 - p. 61).

(2)

Par opposition au "Granite des Crêtes, variété sombre" qui désigne le Granite des Crêtes s. str. et qu'il ne faudra pas confondre avec notre variété noire particulièrement riche en minéraux ferro-magnésiens.

des Crêtes (s. str.) à la variété à biotite et amphibole. Nous conviendrons d'appeler Granite du Bramont, le Granite à biotite seule qui lui est associé.

Ce problème de nomenclature tient au fait qu'il n'existe aucune limite nette entre granite avec et sans amphibole ; le passage est souvent progressif surtout dans la masse du Granite du Bramont.

II. EXTENSION GEOGRAPHIQUE -

Les affleurements du Granite des Crêtes se répartissent en plusieurs régions de la feuille de Munster au 1/50 000ème : massifs de La Bresse et de Metzeral principalement.

- Massif de La Bresse (environ 40 km²)

Une bande orientée Sud-Ouest - Nord-Est, large de 4 km environ, s'étend du village de Cornimont jusqu'au Lac de Lispach en passant par la localité de La Bresse. La vallée du Chajoux et la vallée de La Moselotte au Sud-Est de La Bresse, forment une gouttière médiane dans la morphologie de cette large bande. Au Nord, dans la région du Lac de Lispach, ce massif s'emboutit dans un panneau de gneiss. Il est bordé, vers le Sud-Est, par un granite intrusif grossièrement grenu à muscovite et cordiérite ; le "Granite des Mortes". Vers le Nord-Ouest, il est limité par un granite à grain fin à muscovite que j'appellerai : "Granite de Noire-Goutte". Vers le Sud, cette bande de Granite des Crêtes se poursuit dans la région de Saulxures. Cette partie du gisement est actuellement étudiée par J.M. HAMEURT.

Au Nord, ce même granite se retrouve le long de la faille de Sainte-Marie-aux-Mines ; il est allongé dans la même direction depuis le Valtin jusque dans la région de Liepvre. J.P. VON ELLER (1961) a étudié cette partie du gisement. Plus récemment, F. SIMMLER (1962) a présenté une excellente étude minéralogique de ce granite à l'Ouest de Sainte-Marie-aux-Mines.

Le Granite des Crêtes peut donc se suivre sur plus de 60 kilomètres : il se présente sous l'aspect d'une bande parfois interrompue, d'une largeur n'excédant jamais quelques kilomètres.

- Massif de Metzeral (environ 15 km²)

Dans le quart Nord-Est de la feuille de Munster, une large bande de granite à biotite et amphibole affleure de la région du Petit Hohneck jusqu'au Nord du Petit Ballon ; elle est orientée Nord-Ouest à Sud-Est et passe par le village de Metzeral. Dans cet ensemble, le granite peut localement tendre vers une variété "noire" notamment dans la région du Kieferwald, au Sud-Ouest de Wasserbourg. Par ailleurs il passe en continuité au granite à biotite environnant. Il est souvent au contact d'un granite intrusif à grain fin et à deux micas qui s'observe aussi en petits massifs à l'intérieur de cette unité, notamment au Nord du Petit Ballon.

- Enfin dans les massifs de granite à biotite les zones plus ou moins riches en amphibole présentent un passage continu au granite normal à biotite. Elles sont nombreuses : les plus caractéristiques s'observent dans les régions de Lauthenbach,

de Kruth (Kruth - Werschmatt - tête de Fellingring), à l'Est du Lac de Blancheimer et dans la région de Ranspach,

III. PRINCIPALES VARIETES DU GRANITE DES CRETES -

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE -

A- INTRODUCTION

Le Granite des Crêtes à biotite et amphibole n'est pas homogène. Dans un travail précédent (Cl. GAGNY, 1958), deux variétés ont été distinguées par leurs caractères macroscopiques et chimiques, et cartographiées séparément en adoptant la classification des carrières (ou "graniteurs") des environs de La Bresse. Se fiant à leur connaissance empirique, ceux-ci distinguent à juste titre le "granite bleu" et le "granite noir". Mais tous les intermédiaires existent entre ces deux extrêmes. La distinction de ces différentes variétés est un exercice subtil ; elle nécessite une observation avertie et attentive. Le granite bleu constitue l'essentiel du massif tandis que la variété noire, plus riche en minéraux ferro-magnésiens, se cantonne dans les régions de Moyemont à l'Est de la Bresse, de La Chapelle du Brabant et aux contacts du gneiss (au col de Grosse Pierre et dans la région du Lac de Lispach).

Les distinctions entre ces deux variétés n'apparaissent clairement qu'en carrière ou sur échantillon. Aussi, après une description macroscopique des deux types extrêmes, suffira-t-il de donner une description microscopique unique. Seule l'étude minéralogique détaillée nous permettra de préciser la nature de cette distinction si nettement visible à l'oeil nu (p.17).

B- GRANITE DES CRETES : VARIETE NOIRE

Nous décrivons le granite G.P. NOIR (1) du Col de Grosse Pierre ; l'échantillon-type MIN. 27 (1) du Lac de Lispach présente des caractères identiques.

Le fond de la roche est très sombre. Les "phénoblastes" de feldspaths alcalins, d'une taille centimétrique, parfois orientés, sont d'un blanc nacré.

Un zonage net se voit dans la partie centrale sur les sections perpendiculaires au plan (010). La macle de Carlsbad est nette. Les tablettes aplaties suivant le plan (010) et allongées suivant l'axe cristallographique a, possèdent des contours extérieurs dentelés. Les plagioclases xénomorphes ou plus rarement subautomorphes (6 à 7 mm) de teinte saumon, s'observent aussi en inclusions rougeâtres dans les phénoblastes. La biotite est noire, l'amphibole, en longues baguettes de plusieurs millimètres, abondante, le quartz visible à l'oeil nu.

C- GRANITE DES CRETES : VARIETE BLEUE

L'échantillon-type MIN. 18, montre une roche de teinte générale gris-bleuté. Les

(1)

Ces désignations renvoient à des échantillons qui sont l'objet dans ce mémoire d'une étude pétrochimique détaillée (voir p. 17).

"phénoblastes" blancs de feldspath alcalin, en général orientés, atteignent deux et parfois trois centimètres. A l'intérieur d'une zone externe dentelée, ils tendent à l'automorphie avec zonage prononcé et macle de Carlsbad. Les plagioclases xénomorphes ou subautomorphes ont dans cette variété une teinte gris-bleuté. La biotite subautomorphe et l'amphibole en prismes allongés sont dispersées; le quartz plus abondant, bien visible.

En définitive, à l'œil nu sur le terrain, les distinctions s'établissent donc sur les critères suivants :

	Fond de la roche	Teinte du plagioclase
GRANITE NOIR	Noir	Saumon
	Gris verdâtre	(Vert olive pâle et saumonné) (Vert olive pâle)
GRANITE BLEU	Gris-bleuté	Gris-bleuté

IV. DESCRIPTION MICROSCOPIQUE GENERALE -

INTRODUCTION

La description au microscope a pour but de compléter la vue d'ensemble du Granite des Crêtes et de reconnaître l'ordre de cristallisation des minéraux constitutifs. Les différentes variétés mises en évidence par l'examen macroscopique présentent le même aspect sous le microscope ; leur succession paragénétique est identique. Nous ne décrirons donc qu'un type moyen.

Cette description suit l'ordre de cristallisation des minéraux principaux tel qu'il ressort de leurs relations mutuelles. Celles-ci se déduisent de considérations structurales sur lesquelles nous insisterons à propos de l'étude de chaque espèce. Nous examinerons successivement les minéraux suivants :

- augite
- biotite magnésienne titanifère
- actinote magnésienne
- plagioclase
- orthose
- microline
- albite
- quartz
- agrégats à structure microgrenue
- minéraux accessoires
- "nids" à amphibole et biotite .

Une étude minéralogique détaillée de ces constituants est présentée dans le chapitre II ; elle nous autorise à ne considérer ici que les aspects purement descriptifs.

A- L'AUGITE

L'augite est un minéral rare dans le granite des Crêtes. Le faciès bleu en possède à l'état de cristaux isolés non altérés. Mais dans la plupart des faciès, elle forme le coeur de certaines actinotes automorphes. Ces observations seront complétées ultérieurement par l'étude des "nids" à amphibole et biotite.

B- LA BIOTITE MAGNESIENNE TITANIFERE

Elle se présente en lattes trapues, subautomorphes, avec un polychroïsme intense brun-rouge à jaune paille clair. Généralement fraîche, elle possède parfois un petit liseré d'altération au contact du microcline. Elle se rencontre aussi en taches mal définies, au centre des cristaux d'actinote (aspect spongieux) ; enfin en petits fragments isolés, cernés de grains d'épidote. Dans le faciès bleu, elle montre sur certaines sections basales, une bordure légèrement plus foncée. Ce caractère évoque le "bord fumé" de certains micas de lamprophyre.

La biotite contient de fines aiguilles d'apatite souvent orientées et localisées dans sa partie externe. Des petits cristaux de zircon parfois conservés sont visibles au centre de nombreuses auréoles pléochroïques.

Elle constitue des inclusions dans la plupart des autres minéraux où elle semble être de première génération. On la retrouve au coeur des actinotes, dans l'orthose et le plagioclase en petits cristaux orientés.

C- L'ACTINOTE MAGNESIENNE

L'actinote magnésienne du granite des Crêtes se présente en cristaux allongés de plusieurs millimètres. Elle est automorphe, souvent maclée suivant le plan (100). Dans l'échantillon MIN. 14, les granules de carbonate ont envahi la partie centrale. Celle-ci est parfois marquée par l'existence d'un zonage discret soulignant aussi le contour des éventuelles reliques de pyroxène. Enfin, une zone possédant les mêmes propriétés optiques peut former une frange à la périphérie des plages d'amphibole. Ces zones particulières sont peut-être en relation avec le fait que la séparation des minéraux conduit fréquemment à deux lots : un lot important d'une amphibole homogène que nous appellerons légère en raison de son comportement dans les liqueurs denses, et un lot restreint d'amphibole lourde. Nous en discuterons la signification pétrogénétique plus loin (p.35).

L'actinote magnésienne contient de petits cristaux de biotite et de nombreux prismes d'apatite plus développés que ceux inclus dans la biotite.

Elle est en inclusion dans l'orthose et les plagioclases zonés. Elle a donc cristallisé après la biotite et avant les feldspaths.

D- PLAGIOCLASE

Le plagioclase se présente sous plusieurs formes :

- en inclusions dans l'orthose. Il est alors altéré et difficilement déterminable. Profondément corrodé, il semble ne subsister qu'à l'état de reliques.
- en cristaux idiomorphes finement zonés, atteignant une taille de plusieurs millimètres. Ils ont une teinte saumon dans les faciès noirs et gris-bleuté dans le faciès bleu. Ils présentent les caractères de phénocristaux magmatiques et non de cristaux métasomatiques se développant à partir d'un feldspath alcalin.

La basicité de ces plagioclases varie de 28 à 34% An suivant les échantillons. La bordure des cristaux présente souvent un zonage grossier avec une diminution nette de la basicité (oligoclase moyen à acide). Elle est souvent l'objet d'une corrosion au contact du feldspath alcalin et présente une petite frange de réaction.

L'albite existe sous forme de perthites, exprimées par exsolution, ainsi qu'en cristaux interstitiels entre les plages de microcline de dernière génération.

E- L'ORTHOSE

L'orthose se présente en larges cristaux idiomorphes le plus souvent constitués d'une succession de zones alternativement riches en potassium et en sodium. La méthode colorimétrique au cobaltinitrite de sodium, après une attaque ménagée par des vapeurs d'acide fluorhydrique, permet de bien mettre en évidence ce fait.

Comme nous l'avons vu, le plagioclase constitue de nombreuses inclusions dans l'orthose sous forme de cristaux à bords corrodés. Il est alors très altéré et cerné d'une couronne souvent riche en myrméquite.

Ces cristaux automorphes d'orthose zonée occupent toujours la partie centrale de larges plages à contours dentelés constituées vers la périphérie par un microcline largement perthitique qui s'insinue entre les divers minéraux en poussant des pseudopodes.

F- LE MICROCLINE

Le microcline se présente sous plusieurs aspects :

- en couronne autour de l'orthose. Comme nous l'avons vu, le microcline est limité vers l'intérieur par les contours idiomorphes de l'orthose et s'insinue vers l'extérieur entre les autres minéraux, donnant à cette plage complexe, l'aspect macroscopique d'un phénoblaste.
- en cristaux xénomorphes indépendants ayant les mêmes propriétés.
- en bande plus ou moins large, formant ciment entre les cristaux appartenant à ces deux types précédents. L'angle $2V_X$ est alors voisin de 56° , alors qu'il est de 66 à 70° dans les deux premiers cas.

G - LE QUARTZ

Le quartz cristallise en masse xénomorphe et interstitielle.

Il s'observe aussi au sein de bourgeons de myrmékite dans la zone de réaction due à la corrosion d'un plagioclase par le feldspath alcalin. Il peut exister en structure graphique dans les feldspaths alcalins, surtout au contact de l'orthose et du microcline. Ce fait important trouvera son explication dans l'étude des microgranites à pyroxène (p.157).

H- AGREGATS A STRUCTURE MICROGRENUE

Des agrégats à structure microgrenue se disposent en cortège interstitiel entre les cristaux bien formés ou s'observent dans les parties bourgeonnantes du microcline. Il est impossible, dans la plupart des cas, de les considérer comme des résidus de cataclase, en raison de la fraîcheur des minéraux avoisinants. Ces zones sont les témoins d'une cristallisation à structure microgrenue parfois reprise par le microcline final. Ces agrégats s'observent surtout dans les granites proches des éponges du massif.

I- MINERAUX ACCESSOIRES

- L'apatite

La cristallisation doit être au moins contemporaine de celle de la biotite (petites inclusions) et de celle de l'actinote (inclusions plus grosses).

- L'allanite

La rareté des cristaux ne permet pas de s'assurer de la place de ce minéral dans l'ordre de cristallisation. L'allanite est antérieure aux feldspaths et peut être postérieure à l'amphibole.

- Le zircon

Souvent zoné et automorphe quand il est inclus dans les feldspaths, il appartiendrait alors à une génération postérieure à celle des petits zircons très endommagés, responsables des halos pléochroïques dans les biotites.

- Le sphène, rare ; la pyrite, fraîche ; la chlorite, en petites fibres et l'épidote en grains.

J- LES "NIDS A AMPHIBOLE ET BIOTITE"

Ces "nids" ont un diamètre de l'ordre de 1 à 3 mm, comparable à la taille moyenne des minéraux du Granite des Crêtes. Ils peuvent contenir une trentaine de petits cristaux d'amphibole et de biotite. Ce dernier minéral a tendance à former une couronne de lattes autour d'un noyau plus particulièrement composé de cristaux d'actinote (angle ZVx = 88°). Nous avons signalé (Cl. GAGNY, 1958) que ces "nids" représentaient d'anciens pyroxènes recristallisés. Nous nous rangeons à l'avis de HUYNH HUU NGHIEP (1962) qui pense que seule l'amphibole est due à cette recristallisation.

Cette paragenèse rend ainsi vraisemblable la présence d'un pyroxène au début de la cristallisation du Granite des Crêtes.

V. ORDRE DE CRISTALLISATION -

L'examen microscopique nous a appris l'ordre dans lequel sont apparus les minéraux du Granite des Crêtes. La cristallisation s'est effectuée en plusieurs étapes que nous pouvons discerner dès maintenant et qui seront confirmées et précisées par l'étude pétrogénétique.

A- PREMIERE ETAPE DE LA CRISTALLISATION

- L'augite est le premier minéral à cristalliser. Elle est conservée au coeur de certaines amphiboles et, à titre exceptionnel, en cristaux isolés dans le faciès bleu. Elle est rapidement détruite et remplacée par des agrégats d'une actinote pauvre en alumine, cernés par de la biotite magnésienne alors en formation. Cette recristallisation donne les "nids" du Granite des Crêtes.
- La biotite magnésienne précède l'actinote normale. Elle contient des petits cristaux de zircon souvent totalement détruits. L'apatite, en petits prismes inclus surtout à la périphérie du mica, commence alors à s'exprimer.
- L'actinote magnésienne apparaît ensuite. Elle est contemporaine ou légèrement postérieure à la formation des "nids". Son zonage résulte peut-être de la fixation, à un moment donné de son développement, d'éléments libérés par la destruction du pyroxène. L'apatite tend à cristalliser en prismes plus gros.
- Les feldspaths zonés, orthose et plagioclase, croissent librement comme l'attestent leurs formes idiomorphes. Le développement de ces feldspaths a vraisemblablement débuté au cours de la cristallisation de l'amphibole.

Comme nous nous proposons de le démontrer dans notre étude minéralogique, cette première étape de la cristallisation correspond à un phénomène magmatique. Les minéraux formés sont des phénocristaux en suspension dans un magma, ils subsisteront dans la structure finale du granite à l'exclusion de l'augite qui, à la fin de cette première étape, est déjà résorbée.

B- SECONDE ETAPE DE LA CRISTALLISATION

La seconde étape correspondrait à une cristallisation microgrenue du magma encore disponible dont la nature est essentiellement quartzo-feldspathique. Cette étape est hypothétique car ses traces dans le granite sont en grande partie effacées par les modifications ultérieures. Seuls les agrégats résiduels à structure microgrenue pourraient lui être rapportés. Ce stade d'évolution de la cristallisation sera confirmé par l'étude des microgranites associés. (p.157 et suivantes).

C- TROISIEME ETAPE DE LA CRISTALLISATION

Cette ultime étape est marquée par une réorganisation et un développement du matériel quartzo-feldspathique disponible au terme de la première étape et pouvant avoir subi une cristallisation microgrenue : microcline, plagioclase acide et quartz. Ainsi le microcline enchasse les phénocristaux d'orthose et donne à l'ensemble l'aspect nouveau de gros phénoblaste. De même l'albite, particulièrement mobile, pénètre dans les fractures et les clivages de l'orthose.

C'est au terme de cette dernière étape que la roche a acquis sa structure de granite.

La présence de gros cristaux de zircon zonés, inclus dans les feldspaths tardifs, conduit à envisager deux générations de ce minéral. Si tel est le cas, une discussion critique des résultats apportés par ce minéral en géochronologie s'impose.

La figure N° 3 présente schématiquement le déroulement des différentes étapes de la cristallisation et leurs relations.

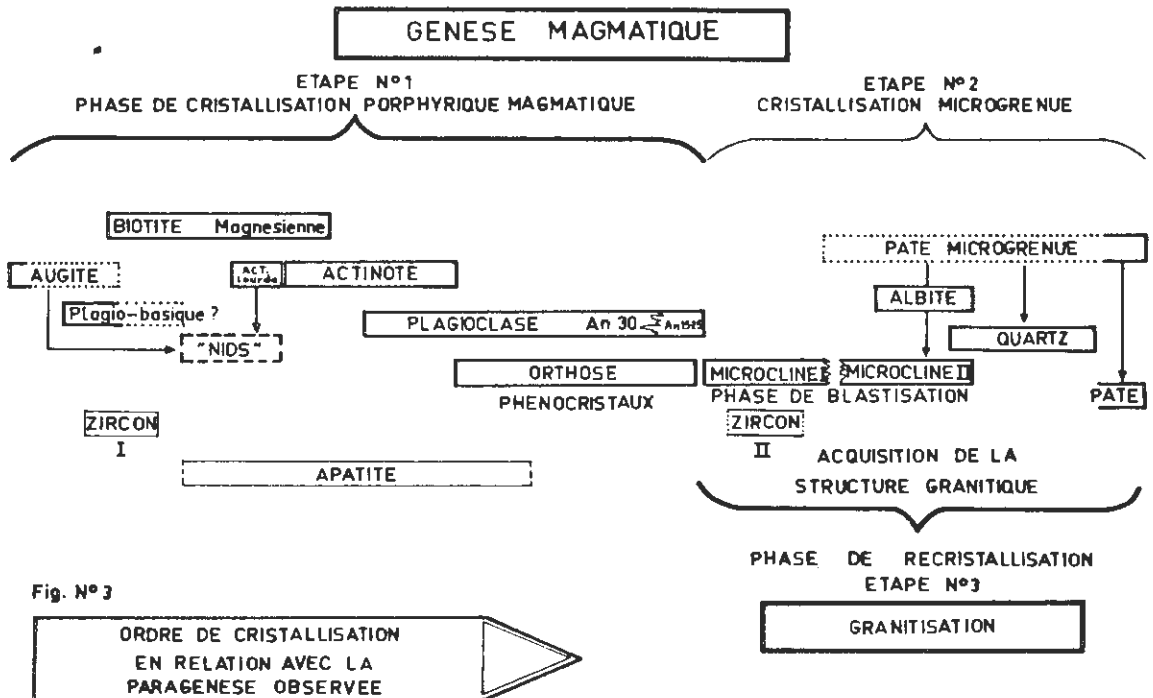


Fig. N° 3

PREMIERE PARTIE

LE GRANITE DES CRETES

A

ETUDE MINERALOGIQUE DU GRANITE CHAPITRE II. DES CRETES

1. INTRODUCTION ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS - TYPES -

Dans ce chapitre, nous nous proposons d'étudier de façon détaillée les principaux minéraux du Granite des Crêtes. Dans ce but, des séparations ont été réalisées à partir des faciès les plus remarquables de cette entité pétrographique. Nous appelons échantillons-types, les roches choisies pour représenter ces faciès. Toutes sont analysées chimiquement ainsi que leurs minéraux après séparation. La représentativité de ces échantillons-types a été contrôlée sur l'ensemble des affleurements par des observations microscopiques.

A- "GRANITE NOIR" A BIOTITE ET AMPHIBOLE

Ce type de granite, riche en minéraux ferro-magnésiens, a été échantillonné pour une étude complète en deux points de la feuille de Munster.

- 1- Echantillon-type G P NOIR (Munster n° 1, x = 939,2 ; y = 346,3) à 150 mètres au Nord de l'Hôtel du Col de Grosse Pierre, sur un gros affleurement au milieu des fougères ; une tentative de mise en exploitation par carrière a permis de récolter des échantillons particulièrement frais.
- 2- Echantillon-type MIN, 27 (Munster n° 2, x = 943,15 ; y = 349,06) au Sud du Lac de Lispach, dans le fond de la Vallée du Chajoux, un chemin forestier quitte la route à 1 km 500 au Nord de la Ferme de "La Ténine". L'échantillon a été pré-

levé, à quelques centaines de mètres, dans un virage, sur le côté droit du chemin. De nombreuses observations sur ce faciès "noir" peuvent être faites dans cette zone, tant le long du chemin qu'en forêt.

B- "GRANITE BLEU" A BIOTITE ET AMPHIBOLE

- Echantillon-type MIN. 18 (Munster n° 1, x = 939,300 ; y = 346,040).

Le granite "bleu" des carrières est la variété du Granite des Crêtes la plus appréciée pour la taille des monuments. Un des gisements les plus typiques se situe aux environs du Col de Grosse-Pierre. L'échantillon-type (MIN. 18) a été prélevé dans la carrière du café du sapin, en contrebas de la route nationale, sur le versant Est, 250 mètres avant d'atteindre le col.

C- GRANITES INTERMEDIAIRES

Les granites qui présentent des caractères intermédiaires entre les deux variétés précédentes forment l'essentiel à l'affleurement de la masse du Granite des Crêtes. Ils ont été échantillonnés en plusieurs endroits.

1-Echantillon-type BN (Munster n° 1, x = 939,20 ; y = 346,08).

150 mètres à l'Est de l'auberge sise au Col de Grosse Pierre, un chemin est tracé vers le Sud, à partir de la route nationale. Il se poursuit sur 80 mètres environ et se termine sur les haldes d'une petite carrière actuellement en exploitation. L'échantillon BN a été prélevé dans une zone homogène, loin de toute flamme, c'est-à-dire de toute concentration en minéraux ferro-magnésiens ou feldspathiques.

Ce granite "bleu-noir" (BN) est intermédiaire entre les variétés précédentes. Il est possible de suivre sur le terrain dans la région du Col de Grosse-Pierre, le passage progressif et continu de la variété bleue à la variété noire.

2-Echantillon-type MIN. 9 (Munster n° 1, x = 940,240 ; y = 347,240).

A 1500 mètres au Nord-Est du Col de Grosse-Pierre, près de "la roche des Bioquets", une grande carrière entaille cette zone d'affleurements bien dégagés. Le granite MIN. 9 a été échantillonné à plusieurs mètres d'un filon de microgranite à faciès lamprophyrique que nous étudierons ultérieurement.

3-Echantillon-type MIN. 14 (Munster n° 1, x = 938,480 ; y = 345,540).

A 1000 mètres au Sud-Ouest du Col de Grosse-Pierre, au lieu dit "Pré de Froide Fontaine", un prélèvement de granite à biotite et amphibole a été effectué dans une carrière en exploitation. Le choix de cette localisation a été déterminé par la présence de nombreux amas ou filons de microgranite à pyroxène dans le voisinage.

D- GRANITES PARTICULIERS

Les prélèvements d'échantillons-types pour une étude systématique ne peuvent être multipliés dans le cadre d'un tel travail.

Pourtant, il nous a paru intéressant de considérer quelques cas particuliers.

- 1- Echantillon-type MIN. 11 G (Munster n° 1, x = 940, 240 ; y = 347, 240).
A "la Roche des Bioquets", nous avons prélevé le granite MIN. 9, représentatif de l'ensemble de la carrière. Cette roche est traversée par un filon de microgranite à faciès lamprophyrique. L'échantillon MIN. 11 G représente le granite d'une bande comprise entre le contact franc du filon et une distance de 5 cm. Le prélèvement a été réalisé au laboratoire, à la scie, sur des blocs montrant le contact.

- 2- Echantillon-type MIN. 15 (Munster n° 1, x = 938, 480 ; y = 345, 540).
Au lieu dit "Pré de Froide Fontaine", nous avons fait un prélèvement dans une flamme (Schlieren) particulièrement riche en feldspaths.

MINERAUX ESSENTIELS

II. PYROXENE : AUGITE -

A - INTRODUCTION

Comme nous l'avons vu (p. 12), certains granites à amphiboles de faciès bleu renferment un pyroxène qui se présente rarement en cristaux isolés et occupe le plus souvent le cœur des amphiboles automorphes.

L'importance qu'il revêt dans l'étude de la pétrogenèse du Granite des Crêtes nous permet de le considérer comme un minéral essentiel bien qu'il ne soit présent qu'en très faible quantité (pourcentage bien inférieur à 1 %).

Sa séparation a été particulièrement laborieuse. Partant d'une quantité de roche voisine de 15 kg, nous n'avons obtenu que 2,30 gr. de pyroxène dans l'échantillon-type MIN. 18 ("granite bleu").

B - DONNEES CHIMIQUES (1)

L'analyse chimique a donné les résultats suivants (voir tableau p. 21)

La nomenclature des clinopyroxènes par A. POLDERVAART et H. H. HESS (1951) est basée sur un diagramme $Mg - Ca - (Fe^{2+} + Mn^{3+} + Mn)$. Le point représentatif du pyroxène du Granite des Crêtes est déterminé par les valeurs :

- 44,08 - 40,53 et 15,39 (voir Annexe N° 3).

C'est une AUGITE pauvre en fer et riche en calcium. Notons sa faible teneur en aluminium.

(1)

Rappelons que la plupart des analyses nouvelles publiées dans ce mémoire ont été réalisées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C. N. R. S. Nancy), soit par voie chimique (équipe de chimistes sous la direction de Madame L. BLANCHET, chef de laboratoire), soit par des méthodes spectrochimiques au quantomètre (Monsieur GOVINDARAJU). Nous indiquerons donc les références de l'analyse soit par la mention "C. R. P. G., voie chimique", soit par celle "C. R. P. G., méthode spectrochimique". La provenance des autres analyses sera précisée.

O X Y D E S		FORMULE STRUCTURALE		MONOCATIONIQUES	
(1) SiO ₂	(51,85)	Si	1,957	Si	48,90
Al ₂ O ₃	1,55	Al ^{IV}	0,043	Al	1,72
Fe ₂ O ₃	Néant	Al ^{VI}	0,026	Fe ³⁺	-
FeO	8,99	Ti	0,018	Fe ²⁺	7,07
MnO	0,31	Fe ³⁺	Néant	Mn	0,25
MgO	14,82	Mg	0,839	Mg	20,96
CaO	19,07	Fe ²⁺	0,283	Ca	19,27
Na ₂ O	0,47	Mn	0,010	Na	0,86
K ₂ O	0,25	Ca	0,771	K	0,30
TiO ₂	0,62	Na	0,034	Ti	0,44
P ₂ O ₅	0,29	K	0,012	P	0,23
P. F.	1,78	P	0,009		
CO ₂	-	Somme	4,002	Mg	44,08
H ₂ O totale	-			Ca	40,53
Total	100,00			Fe ³⁺ +Fe ²⁺ +Mn	15,39
P ₁	- 350,4				
(2) P ₂	+ 40,5				
P ₃	+ 503,2				

(1) SiO₂ a été calculée par différence à 100. La quantité de matériel n'était pas suffisante pour effectuer l'analyse complète.

(2) Paramètres de H. DE LA ROCHE calculés à partir des nombres de milliatomes grammes de chaque élément dans 100 gr de minéral.

Nous rapporterons, à titre indicatif, l'analyse du "diopside" d'un granite à pyroxène publiée par ROSENBUCH (1923, p. 110, N° 19 - analyste OSANN).

O X Y D E S		FORMULE STRUCTURALE		MONOCATIONIQUES	
SiO ₂	50,63	Si	1,92	Si	47,46
Al ₂ O ₃	0,87	Al ^{IV}	0,04	Al	0,96
Fe ₂ O ₃	3,33	Al ^{VI}	-	Fe ³⁺	2,34
FeO	8,39	Ti	0,02	Fe ²⁺	6,55
MnO	-	Fe ³⁺	0,09	Mn	-
MgO	13,01	Mg	0,74	Mg	18,29
CaO	21,30	Fe ²⁺	0,26	Ca	21,39
Na ₂ O	1,02	Mn	-	Na	1,85
K ₂ O	0,50	Ca	0,86	K	0,60
TiO ₂	0,79	Na	0,07	Ti	0,56
P ₂ O ₅	-	K	0,02	P	-
		P		Mg	37,66
		Total	4,02	Ca	44,04
				Fe ³⁺ +Fe ²⁺	
Total	99,84			+Mn	18,30

Dans la nomenclature adoptée, il s'agit d'une augite, proche d'une salite. Ce pyroxène reste cependant voisin du pyroxène analysé dans le "granite bleu".

C- DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES

Les données cristallographiques obtenues à partir d'un diagramme de poudre aux rayons X seront présentées dans l'annexe N° 3 consacrée aux différents pyroxènes étudiés dans ce mémoire. En effet, toutes les tentatives d'exploitation de la méthode proposée par P.C. ZWANN (1954) ont échoué. Nous proposerons une touche à cette technique de détermination.

D- AUTRES CARACTERISTIQUES

- $2 V_z$ mesuré = $58^\circ \pm 2^\circ$

- densité = $3,27 \pm 0,02$

- susceptibilité magnétique : $\chi = 16,5 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.
avec moins de 0,01% d'inclusions

- couleur en grains : vert pâle terne.

III. MICA : BIOTITE MAGNESIENNE TITANIFERE -

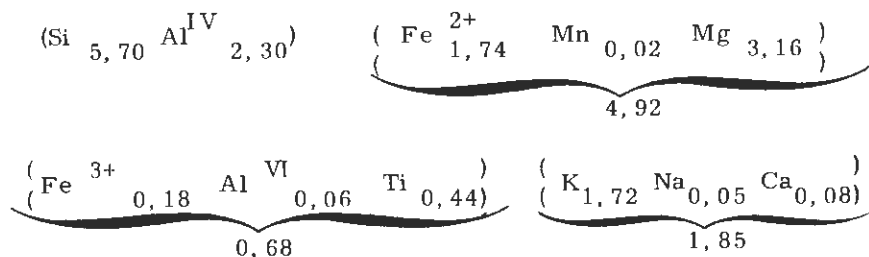
A- INTRODUCTION

Le mica est le principal minéral ferro-magnésien du Granite des Crêtes et le premier à cristalliser après le pyroxène.

B- DONNEES CHIMIQUES

Les résultats des analyses chimiques sont présentés sur les tableaux N° 1 et 2. Les paramètres P₁, P₂ et P₃ de H. DE LA ROCHE et les pourcentages monocationiques sont notés. La formule structurale du mica a été calculée sur la base de O₂₂ en utilisant la méthode exposée par M. D. FOSTER (1960).

L'analogie chimique de ces micas permet de calculer une formule moyenne qui sera, en ne tenant compte que des cations :



d'où : Z = 8,00 - Y = 5,60 et X = 1,85

Ce mica est très voisin d'une phyllite tri-octaédrale. L'aluminium occupe 2,3 tétraèdres sur 8,0 (1) ; cette proportion relativement forte pourrait être l'indice d'une cristallisation à température élevée (W. T. HARRY, 1950 ; B. M. C. BUTLER, 1965). Le titane, en position hexacoordonnée, est très abondant.

(1)

Il convient ici de rappeler que l'erreur faite sur l'estimation du nombre d'aluminium en site tetracoordonné risque d'être notable. Elle provient déjà de l'erreur faite sur le dosage du silicium, puis de celle que l'on commet en supposant que la saturation des sites tetraédriques (Z) est parfaite (A. NICOLAS, 1966 - p. 145).

TABIEAU N° 1

ANALYSES CHIMIQUES DES BIOTITES MAGNESIENNES TITANIFERES
DU GRANITE DES CRETES ET FORMULES STRUCTURALES.

-	MIN. 27	GP NOIR	MIN. 9	BN (1)	BN (2)	MIN. 14	MIN. 18	MIN. 15
SiO ₂	38,46	40,10	36,98	37,90	38,10	38,00	37,65	37,95
Al ₂ O ₃	13,88	12,80	13,34	13,70	13,95	13,60	14,05	13,24
Fe ₂ O ₃	2,51	1,54	0,58	1,21	0,15	1,00	1,57	2,77
FeO	12,94	13,17	15,18	14,70	13,80	14,90	14,44	13,19
MnO	0,14	0,14	0,18	0,18	0,22	0,19	0,16	0,18
MgO	14,51	14,28	14,29	14,10	15,70	14,15	14,02	13,92
CaO	0,43	0,59	0,32	0,57	0,50	0,50	0,52	0,48
Na ₂ O	0,15	0,14	0,24	0,16	0,20	0,16	0,18	0,16
K ₂ O	9,20	9,00	9,26	9,12	9,40	9,06	9,00	9,00
TiO ₂	3,83	3,77	3,97	4,05	4,06	4,05	4,01	4,03
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,08	0,10	0,06	0,06	0,12	0,10
(CO ₂)	0,19	0,29	0,23	0,10	(3) 0,43	0,20	0,20	0,27
(H ₂ O)	1,44	1,59	1,35	1,33	(4) 0,50	1,42	1,33	1,87
P. F.	3,40	3,54	3,29	3,30	2,20	3,40	3,55	4,05
Total	99,51	99,11	99,49	99,09	98,34	99,07	99,27	99,07
P1	+ 183,2	+ 176,5	+ 183,6	+ 178,6	+ 184,6	+ 178,7	+ 176,4	+ 177,7
(5) P2	+ 8,1	+ 19,8	+ 6,8	+ 4,6	- 0,7	+ 7,2	+ 5,7	+ 8,4
P3	+ 621,8	+ 606,3	+ 625,0	+ 622,4	+ 636,9	+ 623,8	+ 620,8	+ 616,2
(Si	5,668	5,910	5,739	5,644	5,618	5,664	5,604	5,677
(Al	5,332	2,090	2,261	2,356	2,382	2,336	2,396	2,323
Al	0,075	0,130	0,064	0,043	0,038	0,049	0,064	0,008
Ti	0,423	0,416	0,441	0,451	0,450	0,453	0,448	0,452
Fe ^{III}	0,278	0,170	0,065	0,135	0,017	0,112	0,175	0,310
Fe ^{II}	1,589	1,617	1,873	1,824	1,696	1,850	1,792	1,645
Mn	0,017	0,018	0,022	0,022	0,028	0,023	0,020	0,023
Mg	3,208	3,157	3,175	3,150	3,473	3,164	3,130	3,123
Ca	0,068	0,094	0,051	0,092	0,078	0,079	0,084	0,077
Na	0,043	0,040	0,068	0,047	0,058	0,047	0,051	0,046
K	1,731	1,693	1,751	1,734	1,769	1,725	1,710	1,719
P	0,008	0,005	0,009	0,012	0,008	0,008	0,015	0,012
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	5,590	5,508	5,640	5,625	5,702	5,651	5,629	5,561
X	1,850	1,832	1,879	1,885	1,913	1,859	1,860	1,854

(1) Analyse C. R. P. G. Nancy retenue pour les calculs

(2) Analyse GARCIA - Laboratoire de Géologie - BRAZZAVILLE

(3) Fluor : 0,43

(4) H₂O⁻ : 0,50

(5) Paramètres H. DE LA ROCHE.

TABLEAU N° 2

DONNEES SUR LES BIOTITES MAGNESIENNES TITANIFERES
DU GRANITE DES CRETES

A - Données chimiques monocationiques

-	MIN.27	GP NOIR	MIN. 9	BN (1)	BN(2)	MIN. 14	MIN. 18	MIN.15
Si	36,71	38,53	36,98	36,39	35,98	36,52	36,18	36,83
Al	15,59	14,47	14,98	15,47	15,50	15,38	15,88	15,12
Fe ^{III}	1,80	1,11	0,42	0,87	0,11	0,72	1,13	2,01
Fe ^{II}	10,29	10,54	12,07	11,76	10,86	11,93	11,57	10,67
Mn	0,11	0,12	0,14	0,14	0,18	0,15	0,13	0,15
Mg	20,78	20,58	20,46	20,31	22,24	20,40	20,21	20,26
Ca	0,44	0,61	0,33	0,59	0,50	0,51	0,54	0,50
Na	0,28	0,26	0,44	0,30	0,37	0,30	0,33	0,30
K	11,21	11,04	11,28	11,18	11,33	11,12	11,04	11,15
Ti	2,74	2,71	2,84	2,91	2,88	2,92	2,89	2,93
P	0,05	0,03	0,06	0,08	0,05	0,05	0,10	0,08

B - Données pour la classification - Rapport $100 \text{ Mg}/\text{Fe}^{\text{II}} + \text{Mg}$ et pourcentage de la classification de D. M. FOSTER -

-	MIN.27	GP NOIR	MIN. 9	B N	MIN. 14	MIN. 18	MIN. 15	
$100 \text{ Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{\text{II}}$	66,9	66,1	62,9	63,3	63,1	63,6	65,5	
% {	Mg	57,4	57,3	56,3	56,0	56,0	55,6	56,2
	Fe ^{II} +Mn ^{II}	28,7	29,7	33,6	32,8	33,1	32,2	30,0
	Fe ^{III} +Ti+Al ^{VI}	13,9	13,0	10,1	11,2	10,9	12,2	13,8

(1) et (2)

Voir légende sur le tableau N° 1

C- Autres données

-	MIN. 27	GP NOIR	MIN. 9	B N	MIN. 14	MIN. 18	MIN. 15
Nz (3)	1.627	1.618	1.629	1.627	1.630	1.628 ₍₄₎	1.628
Densité	3.009	2.966	3.014	3.014	3.016	3.021	3.019
+ -	0.004	0.005	0.005	0.003	0.003	0.005	0.005
$\times 10^{-6}$ u e m c g s	27,5	26,1	28,6	27,6 (5)28,3	28,3 (5)	27,5	27,7

- (3) L'indice Nz est donné à + 0,001
- (4) Dispersion. $r < v$
- (5) Taux des inclusions inférieur à 0,01%.

La limite entre phlogopite et biotite a été fixée par E.W. HEINRICH et al. (1953) à la valeur 2 du rapport Mg/Fe, soit $100 \text{ Mg/Mg+Fe} = 66,6$. Les micas du Granite des Crêtes présentent un rapport 100 Mg/Mg+Fe voisin de cette valeur limite. Ce sont des BIOTITES MAGNÉSIENNES, riches en TITANE, voisines de la phlogopite. Cette appellation reste valable dans la classification de M. D. FOSTER (1960) (fig. 4). Les micas du "granite noir" sont plus magnésiens et celui de l'échantillon-type MIN. 27 mérite même le nom de phlogopite avec un rapport 100 Mg/Mg+Fe égal à 66,9.

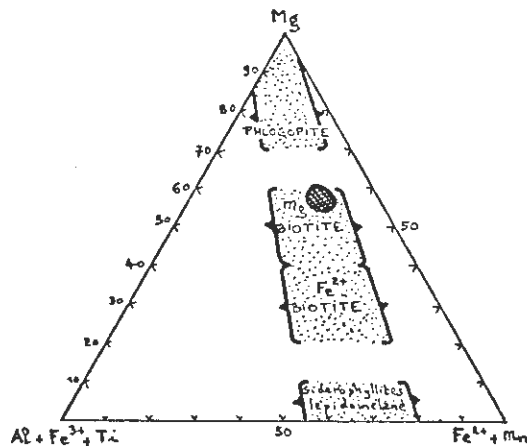


Fig. N° 4 - Classification des micas.

Représentation triangulaire Mg-(Al + Fe³⁺ + Ti)-(Fe²⁺ + Mn) d'après M. D. FOSTER, 1960, fig. II p. 25, très simplifiée.

Les micas du Granite des Crêtes sont situés dans l'aire quadrillée.

La composition chimique des biotites varie avec les différents types de roches. E. W. HEINRICH (1946) a montré que le champ de ces variations reste limité pour une roche donnée. Dans le diagramme triangulaire (FeO+MnO)-(Fe₂O₃+TiO₂)-(MgO), proposé par cet auteur et repris par H. S. YODER et H. P. EUGSTER (1954, p. 180), les biotites magnésiennes du Granite des Crêtes occupent une aire bien délimitée mais indépendante du domaine de variation habituel des micas du granite (fig. 5). Elles sont plus riches en magnésium et recouvrent une partie du domaine accordé par cet auteur aux biotites des gneiss.

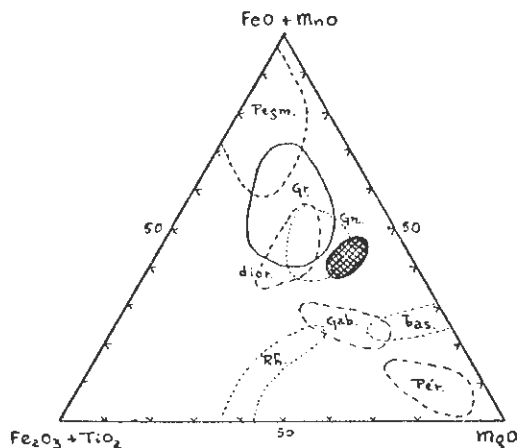


Fig. N° 5 - Schéma de répartition des micas de la série biotite-phlogopite dans les différentes roches, en relation avec leur composition chimique. (d'après E. W. HEINRICH - 1946, modifié).

Pegm : pegmatite - Gr : granite -
 Dior : diorite - Gn : gneiss - Gab : gabbro -
 Per : péridotite - Rh : rhyolite -
 Bas : basalte.

Les micas du Granite des Crêtes sont situés dans l'aire quadrillée.

D'après les données énoncées par S. R. NOCKOLDS (1947), les caractéristiques des micas du Granite des Crêtes seraient normales pour une association biotite-amphibole :

- richesse en magnésium par rapport au fer ;
- teneur très faible en Al^{VI} ;
- valeur élevée du nombre de cations dans les sites Y ;
- taux très faible en MnO.

D'ailleurs, le chimisme de nos micas les situerait à la limite des possibilités d'association avec un pyroxène (idem, 1947 - p. 409 - fig. 1) (fig. 6). Ces constatations concordent bien avec nos observations.

De plus, l'étude du rapport Al^{IV} / Al TOTAL dans la formule structurale en fonction de la teneur en Al₂O₃ des biotites, nous fournit d'autres renseignements. Ce rapport diminue alors que le taux en Al₂O₃ augmente quand, pour les biotites de roches éruptives, on observe différentes associations.

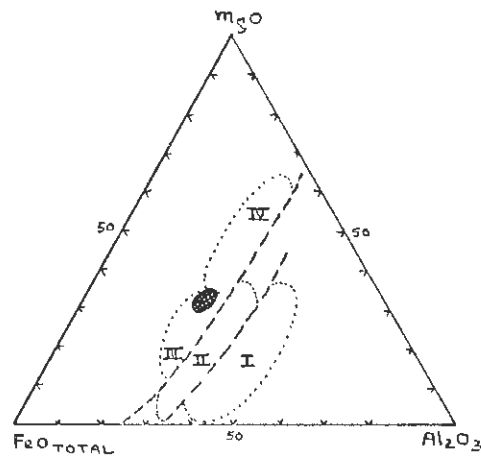


Fig. N° 6 - Relations entre la composition chimique des biotites et leur paragenèse dans les roches ignées. (d'après S. R. NOCKOLDS - 1947, fig. 1, p. 409 simplifié).

- I : champ des biotites associées à la muscovite.
- II : champ des biotites non accompagnées d'autres minéraux ferro-magnésiens.
- III : champ des biotites associées à la hornblende.
- IV : champ des biotites associées au pyroxène et/ou à l'olivine. Les lignes en tiretés séparent les différents champs, cernés par les lignes en pointillés.

Les micas du Granite des Crêtes, associés à une amphibole et parfois à un pyroxène (MIN. 18), sont situés dans l'aire hachurée.

Dans l'ordre :

- biotite et olivine
- biotite et pyroxène ou amphibole
- biotite seule
- biotite et muscovite.

Ces paragenèses liées logiquement à la valeur du taux en Al^{IV}, indice d'une température de cristallisation plus ou moins élevée, nous permettraient d'ajouter que les biotites sont d'autant plus riches en Al₂O₃ que leur température de cristallisation est plus faible (fig. n° 7).

Remarquons que les biotites des roches métamorphiques ont :

- une teneur élevée en Al₂O₃
- un rapport Al^{IV} / Al TOTAL voisin de celui présenté par l'association biotite-muscovite dans les roches éruptives.

Les micas du Granite des Crêtes avec :

- une teneur faible en Al₂O₃
- un rapport Al^{IV} / Al TOTAL élevé

s'apparentent aux micas associés au pyroxène dans des roches ignées (en moyenne

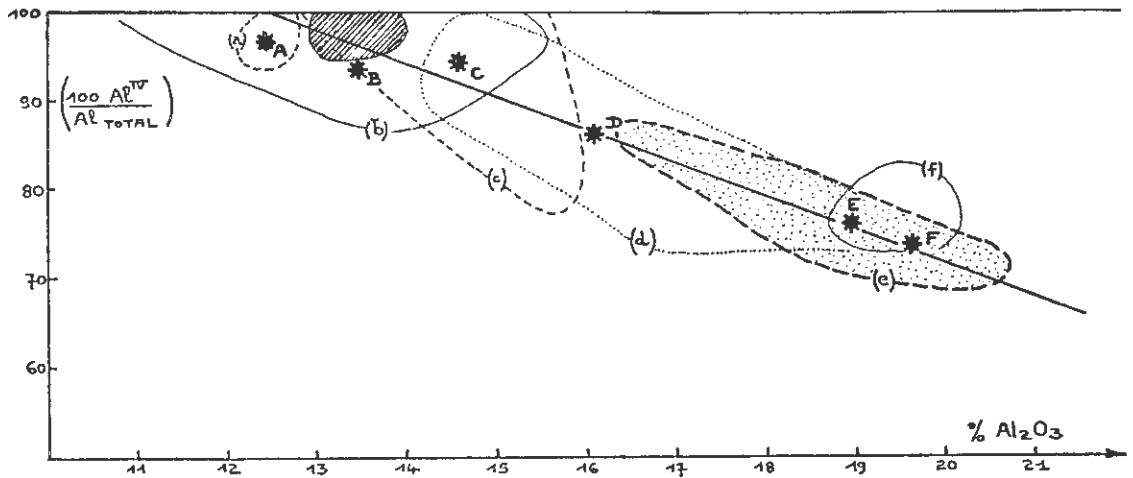


Fig. N° 7 - Rapport $100 \text{ Al}^{\text{IV}} / \text{Al TOTAL}$ dans la formule structurale des biotites en fonction de leur teneur en Al_2O_3 , en relation avec la paragenèse observée. (seules les aires de dispersion - contours et lettres minuscules - et les points moyens - lettres majuscules - sont rappelés ici). (d'après les données de DEER-HOWIE-ZUSSMAN, 1965 - S. R. NOCKOLDS, 1947).

Roches ignées : A : paragenèse à biotite et olivine
B : " à biotite et pyroxène
C : " à biotite et amphibole
D : " à biotite seule
F : " à biotite et muscovite

Roches métamorphiques : E : (aire en grisé)

L'aire de dispersion des micas du Granite des Crêtes est hachurée. Elle correspond à une paragenèse à biotite et pyroxène.

$\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,51$ et $\text{Al}^{\text{IV}} / \text{Al TOTAL} = 97,3$. Ce fait est intéressant à noter puisqu'il confirmerait une paragenèse biotite-pyroxène et une cristallisation précoce du mica à température relativement élevée.

Rappelons enfin que les biotites de première génération sont toujours magnésiennes (DEER-HOWIE-ZUSSMAN, 1965 - III, p. 76). Ceci confirme l'ordre de cristallisation établi au microscope où l'on voit la biotite précéder l'amphibole.

En conclusion, le chimisme particulier des micas du Granite des Crêtes est un caractère original qu'il convient de souligner.

C- RELATIONS ENTRE LES PARAMETRES MINERALOGIQUES

1- Données cristallographiques.

Les données cristallographiques sont présentées sur le tableau N° 3. Les raies principales sont dans l'ordre des intensités décroissantes :

d =	10,22	(001)
d =	3,36	(003)
d =	2,52	(004-113)
d =	2,02	(005)

La raie $d = 2,64$, $(200 \text{ et } 13\bar{1})$ reste très discrète pour ces micas.

D. R. WONES (1963) a étudié les déplacements de la raie (060) en fonction du rapport Mg/Mg+Fe pour différentes biotites obtenues par synthèse ; lorsque ce rapport varie de 100 à 0, les valeurs d (060) en Å varient linéairement de 1,537 à 1,554 environ. Les micas du Granite des Crêtes avec d (060) Å = 1,542 correspondent à des biotites de synthèse de rapport 100 Mg/Mg+Fe égal à 65% environ (près de la limite biotite-phlogopite). Il y a donc parfaite concordance ; la méthode proposée par D. R. WONES (1963) s'applique à nos biotites naturelles (1).

De plus, notons que les faibles écarts de position des raies d'un échantillon à l'autre ne sont guère significatifs en raison du champ très restreint des variations chimiques.

Les données cristallographiques permettent de déceler la présence possible d'une chloritisation des biotites par émergence des raies les plus intenses de ce minéral ; soit :

d =	7,10	pour	(002)
d =	14,3	pour	(001)

Les biotites magnésiennes du Granite des Crêtes sont parfois très légèrement chloritisées : seule la réflexion principale apparaît avec une faible intensité (MIN. 27 ; 63 BN ; MIN. 18). Par contre, dans les échantillons-types MIN. 14 et MIN. 15, la chlorite est légèrement plus abondante et la raie $d = 14,3$ apparaît aussi. La perte au feu sensiblement plus élevée pour le mica MIN. 15 est en relation avec cette chloritisation. Notons cependant que ce phénomène reste très discret.

D'après les résultats présentés par divers auteurs (2), la valeur d (001) Å des chlorites permet d'estimer le nombre de tétraèdres occupés par de l'aluminium

(1)

En 1958, H. P. EUGSTER et D. R. WONES avaient étudié les possibilités de variation de ce paramètre avec la température de cristallisation au cours de synthèse effectuée sous le contrôle du couple Ni - NiO ; la valeur d (060) Å ne variait pas avec des températures de 600-700 et 800° C et la méthode ne permettait donc pas de préciser la température de cristallisation.

(2)

Auteurs cités par DEER-HOWIE-ZUSSMAN, 1965, III - p. 134 (R. C. Mc MURCHY, 1934 ; F. A. BANNISTER - W. F. WHITTARD, 1945 ; G. W. BRINDLEY - S. Z. ALI, 1950 ; G. W. BRINDLEY - K. ROBINSON, 1951 ; M. H. HEY, 1954 ; G. W. BRINDLEY - F. H. GILLERY, 1956 - H. SHIROZU, 1958).

TABLEAU N° 3
 DONNÉES CRISTALLOGRAPHIQUES SUR LES TITANO-BIOTITES MAGNÉSIENNES
 DU GRANITE DES CRETES (1)

MIN. 27			GP. NOIR			MIN. 9			63. EN		
2θCuK _α	d	I	2θCuK _α	d	I	2θCuK _α	d	I	2θCuK _α	d	I
7.90	11.18	Fm	7.90	11.18	mf	7.90	11.18	m	7.90	11.18	m
8.66	10.20	FF	8.66	10.20	FF	8.66	10.20	FF	8.68	10.18	FF
12.46	7.10	f							12.40	7.13	f
17.60	5.03	mf	17.60	5.03	ff	17.58	5.04	f	17.56	5.04	f
18.70	4.74	f	18.70	4.74	ff				18.70	4.74	f
23.92	3.72	Fm	23.90	3.72	ff	23.88	3.723	m	23.90	3.72	Fm
25.10	3.545	mf							25.06	3.550	mf
26.46	3.366	FF	26.50	3.360	FF	26.46	3.366	FF	26.48	3.363	FF
28.24	3.157	f	28.20	3.182	ff	28.24	3.157	f	28.20	3.162	mf
30.48	2.930	f	30.50	2.928	ff	30.44	2.934	f	30.44	2.934	mf
32.94	2.717	ff				32.82	2.726	ff	32.84	2.725	f
34.02	2.633	f	34.02	2.633	ff	34.02	2.633	mf	34.04	2.632	mf
35.64	2.517	FF	35.60	2.520	m	35.60	2.520	FF	35.62	2.518	FF
36.72	2.445	f	36.74	2.444	ff	36.72	2.445	mf	36.72	2.445	f
41.34	2.182	f				41.36	2.181	f	41.30	2.184	mf
44.98	2.014	FF	44.96	2.014	m	44.96	2.014	FF	44.96	2.014	FF
54.62	1.679	F	54.58	1.680	f	54.60	1.679	Fm	54.60	1.679	F
59.92	1.542	mf	59.94	1.542	ff	59.90	1.543	mf	59.92	1.542	mf
64.72	1.439	Fm	64.70	1.439	f	64.70	1.439	m	64.72	1.439	Fm
68.64	1.366	mf	68.56	1.368	ff	68.62	1.366	mf	68.62	1.366	mf

MIN. 14			MIN. 18			MIN. 15		
2θCuK _α	d	I	2θCuK _α	d	I	2θCuK _α	d	I
6.16	14.33	ff				6.18	14.29	ff
7.90	11.18	m	7.90	11.18	m	7.90	11.18	F
8.64	10.22	FF	8.64	10.235	FF	8.66	10.20	FF
12.44	7.11	mf	12.40	7.13	f	12.40	7.13	mf
17.56	5.046	f	17.68	5.01	ff	17.56	5.046	mf
18.74	4.73	mf	18.72	4.736	ff	18.72	4.736	mf
23.92	3.72	m	23.88	3.723	mf	23.90	3.720	Fm
25.06	3.550	m	25.08	3.548	mf	25.08	3.548	m
26.46	3.366	FF	26.48	3.363	FF	26.48	3.363	FF
28.26	3.155	mf	28.22	3.160	mf	28.24	3.157	f
30.46	3.932	f	30.44	2.934	mf	30.40	2.938	
32.88	2.722	ff	32.90	2.720	f	32.86	2.723	f
34.06	2.630	ff	34.02	2.633	mf	34.00	2.635	mf
35.64	2.517	FF	35.58	2.521	FF	35.60	2.520	FF
36.70	2.447	f	36.74	2.444	mf	36.76	2.443	ff
41.40	2.179	f	41.32	2.183	mf	41.28	2.185	f
45.00	2.013	FF	44.94	2.015	FF	44.96	2.014	FF
54.62	1.678	F	54.60	1.679	Fm	54.60	1.679	F
59.96	1.541	mf	59.94	1.542	mf	59.90	1.543	mf
64.76	1.438	Fm	64.72	1.439	mf	64.70	1.439	Fm
68.66	1.366	mf	68.60	1.367	mf	68.62	1.366	mf

(1) Les raies d=14,3 et d=7,1 sont dues à la présence de chlorite.
 Les intensités correspondantes restent très faible.

dans la formule structurale ; pour d (001) $\overset{\circ}{\text{A}} = 14,3$, Al^{IV} occupe 1 à 2 tétraèdres sur 8 suivant les auteurs (1). Compte tenu de l'élévation du taux en Fe_2O_3 dans l'analyse du mica de l'échantillon-type MIN.15, la chlorite présente est à ranger dans les chlorites oxydées. Ainsi la chloritisation des micas du Granite des Crêtes conduit à une delessite (dans la classification de M.H. HEY, 1954).

2- Couleur.

La biotite magnésienne du Granite des Crêtes présente un polychroïsme intense.

N_z : brun-rouge très foncé
 N_y : brun-rouge foncé
 N_x : jaune pâle

J. HALL (1941) a étudié les relations entre la composition chimique et la couleur des biotites. De l'examen de nombreux minéraux analysés, il ressort qu'une haute teneur en titane confère au mica une teinte brun-rouge et que le magnésium a pour effet de masquer cette dominante rouge. Dans le cas de notre mica, la richesse particulière en titane expliquerait la teinte soutenue de cette biotite en dépit de sa tendance magnésienne.

Dans certains échantillons, elle présente une zone externe à teinte plus soutenue, comparable au bord foncé des micas de certains lamprophyres.

3 - Indices de réfraction.

Les caractéristiques optiques et la densité (tableau n° 2) correspondent aux données fournies par différents auteurs et rapportées par DEER-HOWIE et ZUSSMAN (1965-III).

D. R. WONES (1963) a étudié les variations d'indices de la série biotite-phlogopite en fonction du rapport $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$; pour une variation de ce rapport de 100 à 0, la valeur de N_z varie linéairement de 1,580 à 1,700 environ. Les valeurs mesurées pour nos micas ($N_z = 1,628$) correspondent à celles de ses biotites de synthèse pour 100 $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ égal à 65 % environ. Cette concordance des résultats est particulièrement bonne avec les biotites obtenues par synthèse en atmosphère contrôlée par le système $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ (ou à la rigueur $\text{Ni} - \text{NiO}$) et peu satisfaisante avec celles qui ont été réalisées pour une pression en oxygène réglée par les autres systèmes ($\text{SiO}_4 - \text{Fe}_2 - \text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{SiO}_2$; $\text{Fe}_{1-x}\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3$).

Dans une étude antérieure, H. P. EUGSTER et D. R. WONES (1958), avaient précisé la valeur de l'indice N_z à différentes températures de cristallisation (600-700 et 800°C) au cours de synthèse contrôlée par le couple $\text{Ni} - \text{NiO}$. L'indice N_z , pour une composition donnée, augmente avec la température. Les valeurs de N_z des mi-

(1)

Si nous prenons l'exemple de l'échantillon-type MIN.15, nous remarquons que la biotite magnésienne présente 2,3 Al^{IV} sur huit sites Z, alors que la chlorite correspondante posséderait moins de 2 Al^{IV} .

cas du Granite des Crêtes pourraient ainsi correspondre, sous toute réserve, à une température de cristallisation élevée (au moins 800° C).

4- Autres données.

Densité et susceptibilité magnétique sont reportées dans le tableau N° 2. Elles ont tendance à augmenter en fonction de l'indice. Ces trois données par contre diminuent lorsque le rapport 100 Mg/Mg+Fe augmente.

IV. AMPHIBOLE : ACTINOTE MAGNESIENNE -

A- INTRODUCTION

L'amphibole apparaît dans l'ordre de cristallisation après la biotite. C'est un minéral très homogène et dont la séparation ne pose pas de problème. Toutefois, la périphérie des cristaux et leur centre, en particulier quand il contient des reliques de pyroxène, sont soulignés par des zones aux propriétés optiques différentes ($2V_x = 88^\circ$). Dans l'échantillon-type MIN. 18, où s'observe ce phénomène, la séparation conduit à deux lots :

- une amphibole représentative de l'ensemble et comparable aux amphiboles séparées dans les autres échantillons-types. ($d = 3,119 \pm 0,004$),
- une amphibole "lourde" ($d = 3,134 \pm 0,007$) probablement représentative des zones particulières.

Nous allons voir que les différences entre ces deux lots sont faibles.

B- DONNEES CHIMIQUES

Le tableau N° 4a et 4b présente les résultats des analyses chimiques des amphiboles des différents échantillons-types du Granite des Crêtes. Deux analyses anciennes, citées par H. ROSENBUSCH (1923 - p. 110 ; analyste OSANN), sont rapportées pour mémoire : elles concernent une amphibole brune et une amphibole verte du granite du Pré-de-Fouchon, aux environs de Gérardmer.

La formule structurale a été établie pour 23 oxygènes.

Ces amphiboles représentent un ensemble parfaitement homogène. Certaines cependant sont dépourvues de Fe_2O_3 et contiennent plus de K_2O , de FeO et de MnO que la moyenne.

La classification adoptée par DEER - HOWIE - ZUSSMAN (1965 II. p. 250) fixe les règles de la nomenclature de ce type d'amphibole :

- la limite entre trémolite et actinote est basée sur le pourcentage 100 $Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)$. Elle est fixée à la valeur 80%.
- la limite entre la série trémolite - actinote et les hornblendes tient compte du remplacement de Si^{IV} par Al^{IV} dans la formule structurale. A partir de 0,5 Al^{IV} sur 8 atomes (Si, Al) en position tétracoordonnée, on parle de hornblende.

Les amphiboles du Granite des Crêtes acceptent de 0,440 à 0,525 Al^{IV} . La valeur moyenne, basée sur les 9 amphiboles analysées, est de 0,49. Nous conviendrons de les ranger dans la série trémolite - actinote, à la limite des hornblendes.

TABLEAU N° 4 a **FORMULES STRUCTURALES ET**
ANALYSES CHIMIQUES DES ACTINOTES MAGNESIENNES DU GRANITE DES CRETES

	MIN. 27	GP. NOIR	MIN. 9	B N	MIN. 14 (1)
SiO ₂	52,26	52,15	52,58	52,00	(52,47)
Al 2O ₃	3,57	3,75	3,36	3,48	3,43
Fe 2O ₃	1,13	1,05	0,40	1,53	Néant
FeO	10,70	9,88	11,11	9,96	11,33
MnO	0,30	0,29	0,30	0,29	0,31
MgO	16,75	17,40	16,26	16,77	16,69
CaO	11,51	11,00	11,51	11,20	11,02
Na ₂ O	0,69	0,73	0,77	0,69	0,76
K ₂ O	0,33	0,33	0,37	0,37	0,50
TiO ₂	0,68	0,65	0,71	0,72	0,81
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,07	0,06	0,10
(CO ₂)	0,34	0,34	0,30	0,37	n.d.
(H ₂ O Totale)	0,55	1,13	0,53	1,03	n.d.
PF	2,44	3,08	1,93	2,81	2,58
Total	100,43	100,37	99,37	99,88	(100,00)
(2) P1	-220,8	-212,9	-222,4	-214,4	-210,7
P2	+124,0	+128,3	+122,4	+125,4	+125,2
P3	+590,0	+593,4	+574,7	+585,7	+584,8
Si	7.477	7.475	7.560	7.486	7.542
Al	0.523	0.525	0.440	0.514	0.458
Al	0.088	0.107	0.129	0.075	0.122
Ti	0.073	0.070	0,077	0,078	0,087
Fe ³⁺	0.121	0.113	0,043	0,165	-
Fe ²⁺	1.276	1.180	1.331	1.195	1.357
Mn	0.036	0.035	0.036	0.035	0.038
Mg	3.595	3.741	3.507	3.622	3.599
Ca	1.764	1.689	1.773	1.728	1.697
Na	0.191	0.202	0,214	0.193	0.211
K	0.060	0.060	0.068	0.068	0.091
P	0.009	0.007	0.009	0,013	0,012
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Y	5.189	5.246	5.123	5.170	5.203
X	2.024	1.958	2.064	2.002	2.011

(1) SiO₂ calculé par différence à 100 en raison d'une quantité trop faible de matériel obtenu.

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE

(à suivre)

TABLEAU N° 4 b: FORMULES STRUCTURELES ET ANALYSES CHIMIQUES DES ACTINOTES
MAGNESIENNES DU GRANITES DES CRETES (suite et fin)

	MIN.18	MIN.18	MIN.15	MIN.11	AMPH.	AMPH.
		(1) LOURDE		G	BRUNE	VERTE
SiO2	51,80	(52,43)	52,00	52,15	51,69	51,47
Al2O3	3,49	2,90	3,42	3,38	4,17	4,15
Fe2O3	Néant	Néant	Néant	1,09	2,34	2,18
FeO	11,64	11,33	11,46	11,13	9,83	10,07
MnO	0,31	0,31	0,31	0,30	-	-
MgO	16,30	16,26	16,41	16,69	17,17	17,20
CaO	11,75	12,09	11,51	11,32	12,17	11,95
Na2O	0,69	0,76	0,73	0,73	0,82	1,19
K2O	0,50	0,38	0,41	0,33	0,79	1,05
TiO2	0,73	0,79	0,68	0,71	0,14	0,08
P2O5	0,11	0,09	0,13	0,05	-	-
(CO2)	0,47	n.d.	0,23	0,27	-	-
H2O total	0,63	n.d.	0,96	0,60	1,13	1,38
P.F.	2,75	2,66	2,42	2,34	-	-
Total	100,07	(100,00)	99,48	100,22	100,25	100,72
P1	-221,5	-232,3	-220,1	-218,6	-227,0	-229,5
P2	+115,0	+114,7	+119,9	+124,5	+99,0	+83,0
P3	+578,3	+578,2	+578,0	+594,4	+596,9	+598,2
Si	7,490	7,557	7,520	7,484	7,352	7,323
Al	0,510	0,443	0,480	0,516	0,648	0,677
Al	0,083	0,066	0,102	0,055	0,050	0,018
Ti	0,079	0,086	0,074	0,077	0,015	0,008
Fe ³⁺	-	-	-	0,117	0,250	0,233
Fe ²⁺	1,403	1,361	1,381	1,331	1,165	1,194
Mn	0,038	0,038	0,038	0,036	-	-
Mg	3,536	3,516	3,560	3,593	3,664	3,671
Ca	1,820	1,867	1,781	1,740	1,854	1,822
Na	0,193	0,212	0,204	0,202	0,226	0,328
K	0,092	0,070	0,075	0,060	0,143	0,190
P	0,013	0,011	0,016	0,006	-	-
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	5,139	5,067	5,155	5,209	5,144	5,124
X	2,118	2,160	2,076	2,008	2,223	2,340

(1) SiO2 calculé par différence à 100 en raison d'une quantité trop faible de matériel obtenu.

Le rapport $100 \text{ Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn})$ est compris entre les valeurs 71,0 et 73,8 (avec une moyenne de 71,9). Afin de mieux situer nos amphiboles dans la série des actinotes (rapport de 20 à 80), nous les appellerons ACTINOTES MAGNESIENNES à la limite des hornblendes. (tableau N° 5).

TABLEAU N° 5 : DONNÉES SUR LES ACTINOTES MAGNESIENNES DU GRANITE DES CRETES .

A - Données chimiques monocationiques.

	MIN.27	GP NOIR:	MIN.9	B N	MIN.14:
Si	49,18	49,17	49,78	49,35	49,57
Al	3,95	4,16	3,74	3,88	3,81
Fe ^{III}	0,80	0,74	0,28	1,09	-
Fe ^{II}	8,39	7,76	8,77	7,87	8,92
Mn	0,24	0,23	0,24	0,23	0,25
Mg	23,65	24,60	23,09	23,87	23,65
Ca	11,60	11,11	11,67	11,39	11,16
Na	1,26	1,33	1,41	1,27	1,39
K	0,39	0,40	0,45	0,45	0,60
Ti	0,48	0,46	0,51	0,51	0,57
P	0,06	0,04	0,06	0,09	0,08

	MIN.18	MIN.18 LOURDE	MIN.15	MIN.11G	AMPHIBOLES	
					BRUNE	VERTE
Si	49,09	49,63	49,37	49,18	47,84	47,35
Al	3,89	3,35	3,82	3,75	4,54	4,49
Fe ^{III}	-	-	-	0,77	1,63	1,51
Fe ^{II}	9,19	8,94	9,07	8,75	7,58	7,72
Mn	0,25	0,25	0,25	0,24	-	-
Mg	23,17	23,09	23,37	23,61	23,84	23,74
Ca	11,93	12,26	11,70	11,43	12,07	11,78
Na	1,27	1,39	1,34	1,33	1,47	2,12
K	0,60	0,46	0,50	0,40	0,93	1,23
Ti	0,52	0,56	0,48	0,50	0,10	0,06
P	0,09	0,07	0,10	0,04	-	-

B - Autres données.

	MIN27	GP NOIR:	MIN9	B N	MIN14	MIN18	MIN.18 LOURDE	MIN15	MIN11 G
$\frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg}+\text{Fe}^{II}+\text{Fe}^{III}+\text{Mn}}$	71,5	73,8	71,3	72,2	72,1	71,0	71,5	71,5	72,4
(1)									
Nz	1,650	1,650	1,656	1,651	1,654	1,656	1,656	1,650	1,650
Ny calc.	1,642	1,643	1,649	1,643	1,645	1,649	1,649	1,641	1,647
Nx	1,631	1,632	1,639	1,632	1,633	1,640	1,638	1,628	1,534
Nz - Nx	0.019	0.017	0.017	0.019	0.021	0.016	0.018	0.022	0.016
2Vx									
+ 2°	80°	80°	82°	80°	80°	80°	-	80°	82°

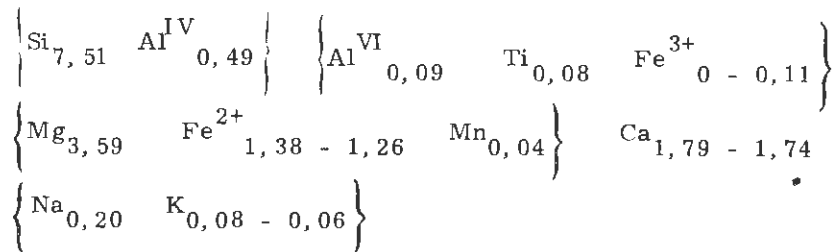
TABLEAU N° 5 : DONNEES SUR LES ACTINOTES MAGNESIENNES DU GRANITE
DES CRETES (suite et fin).

B - Autres données.

	MIN27	G P : NOIR	MIN9	B N	MIN14	MIN18	MIN18 : LOURDE	MIN15	MIN11G
Densité	3.107	3.087	3.119	3.097	3.09	3.119	3.134	3.106	3.114
±	0.005	0.003	0.005	0.005	0,01	0.004	0.007	0.005	0.004
χ^2_{10}	20,3	18,9	20,3	19,9	20,2	20,2	20,3	20,6	20,0
hemogs									

(1) les indices N_z et N_x sont donnés à $\pm 0,001$ - N_y a été calculé.

La formule structurale type, basée sur O_{23} , peut être écrite :



Parmi ces actinotes magnésiennes, certaines sont totalement dépourvues de Fe_2O_3 d'autres en contiennent un pourcentage faible. Il est intéressant de chercher à savoir si le degré d'oxydation du fer est lié à d'autres caractéristiques chimiques. A cet effet, nous avons divisé nos amphiboles en deux lots et présenté les résultats dans le tableau suivant : (p. 40)

- A : moyenne des neuf analyses d'amphiboles des échantillons-types.
- B : moyenne des quatre analyses d'amphiboles sans Fe_2O_3 .
- C : moyenne des cinq analyses d'amphiboles avec Fe_2O_3 .

La somme du fer reste constante. L'oxydation mise en évidence ne semble pas intéresser les autres éléments dont les différences ne sont pas significatives. Les taux de calcium et de phosphore peuvent être entachés d'erreur par la présence d'apatite en inclusions. Il n'est pas possible de relier cet état d'oxydation à l'ordre de cristallisation qui est identique d'un échantillon à l'autre. Le degré d'oxydation du fer dans les biotites semble indépendant. On pourrait donc penser à l'intervention d'un phénomène tardif.

-	A	B	C
Si	7.510	7.527	7.496
Al ^{IV}	0.490	0.473	0.504
Al ^{VI}	0.092	0.093	0.091
Ti	0.078	0.082	0.075
Fe ³⁺	0.062	Néant	0.112
Fe ²⁺	1.313	1.376	1.263
Mn	0.037	0.038	0.036
Mg	3.585	3.553	3.612
Ca	1.762	1.791	1.739
Na	0.202	0.205	0.200
K	0.071	0.082	0.063
P.	0.010	0.013	0.009

Les figures N° 8 et 9 schématisent les diagrammes de dispersion présentés par DEER-HOWIE - ZUSSMAN (1965, II - p. 272 et 273) pour les différentes familles d'amphiboles calciques. L'actinote magnésienne du Granite des Crêtes est représentée par des triangles pleins. Par sa composition chimique, elle reste en marge des amphiboles calciques courantes. Elle possède donc un caractère original et prouve l'existence contestée par certains auteurs (H. BERMAN, 1937 - N. SUNDIUS, 1946) d'une continuité entre les hornblendes et la série trémolite - actinote - ferro-actinote.

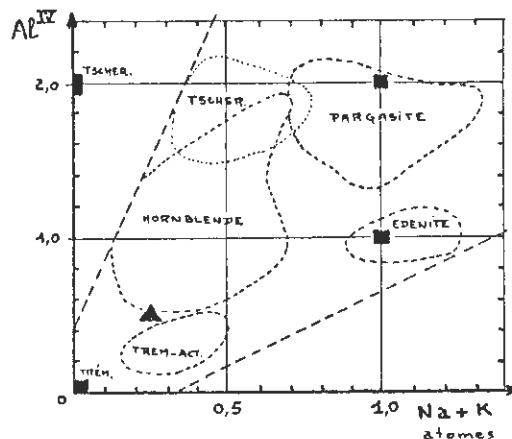


Fig. N° 8 - Variations chimiques des amphiboles riches en calcium, exprimées en fonction de l'aluminium tétracoordonné et de la somme des atomes (Na+K) dans la formule structurale (d'après DEER-HOWIE-ZUSSMAN-1965 - II, p. 272, fig. 71, simplifiée).

Les amphiboles du Granite des Crêtes sont représentées par un triangle noir à la limite des champs de la hornblende et de la série trémolite-actinote.

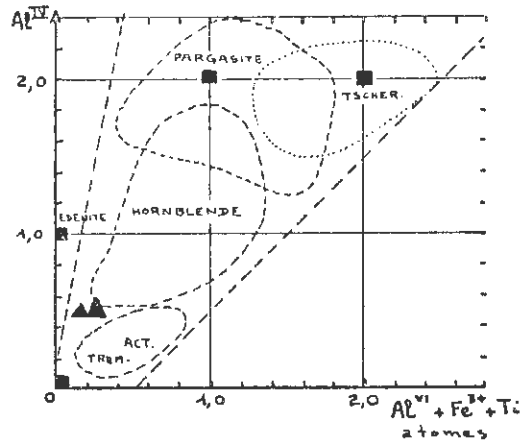


Fig. N° 9 - Variations chimiques des amphiboles riches en calcium en fonction de l'aluminium tétracoordonné et de la somme des atomes ($Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti$) dans la formule structurale (d'après DEER - HOWE - ZUSSMAN - 1965, II - p. 273 - fig. 72 simplifiée).

Le triangle de gauche concerne les amphiboles dépourvues de Fe^{3+} ; celui de droite, les amphiboles avec Fe^{3+} .

TREM : trémolite ; ACT : actinote ; TSCHER : tschermakite.

C- DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES

Les données cristallographiques présentées dans les tableaux N° 6 a-b-c sont parfaitement homogènes pour l'ensemble des amphiboles. (p. 42-43 et 44).

Les raies principales dans l'ordre des intensités décroissantes sont :

- d = 8,45
- d = 3,131
- d = 2,812
- d = 3,285

D- AUTRES DONNEES

Les autres données sont exposées sur le tableau N° 5. (p. 38)

L'angle $2V$ des axes optiques est constant pour toutes nos amphiboles et égal à 40° . Si l'amphibole "lourde" correspond bien aux zones particulières en liaison avec la présence de reliques de pyroxène (p. 35), son angle $2V$ atteint 44° .

TABLEAU N° 6 a

DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES DES AMPHIBOLES DU GRANITE DES CRETES

MIN. 27				GP NOIR				MIN. 9			
	2θ Cu K _α	d	I	2θ Cu K _α	d	I	2θ Cu K _α	d	I		
1	8,725	10.131	mf	8,74	10.108	mf	8.68	10.178	ff		
2	9,48	9.321	mf	9,50	9.302	mf	9.42	9.380	f		
3	9,75	9.073	mf	9,76	9.054	mf	9.72	9.092	mf		
4	10,46	8.450	FF	10,48	8.434	FF	10.40	8.499	FF		
5	17,35	5.110	f	17,38	5.098	f	17.32	5.116	ff		
6	18,10	4.897	ff	18,12	4.891	ff	18.08	4.902	ff		
7	19,58	4.530	mf	19,58	4.530	mf	19.56	4.534	f		
8	21,02	4.223	Fm	21,04	4.219	Fm	21.00	4.227	mf		
9	22,85	3.890	ff				22.82	3.894	ff		
10	25,55	3.485	ff	25,72	3.461	ff					
11	26,25	3.393	f	26,28	3.388	f	26.22	3.396	mf		
12	26,50	3.361	ff	26,52	3.358	f					
13	27,15	3.283	F	27,14	3.283	F	27.10	3.288	Fm		
14	28,475	3.131	FF	28,48	3.131	FF	28.44	3.136	FF		
15	30,275	2.949	mf	30,30	2.947	mf	30.26	2.951	m		
16	31,80	2.812	F	31,80	2.812	F	31.76	2.815	m		
17	32,65	2.741	ff	32,70	2.736	f	32.66	2.739	m		
18	32,96	2.715	mf	33,00	2.712	Fm	32.94	2.717	m		
19	34,45	2.602	mf	34,48	2.599	f	34.44	2.602	f		
20	35,30	2.540	f	35,30	2.540	f	35.28	2.542	f		
21	37,35	2.406	ff								
22	37,66	2.386	f	37,64	2.388	mf	37.60	2.390	f		
23	38,36	2.345	mf	38,40	2.342	f	38.36	2.345	mf		
24	38,70	2.325	f	38,72	2.324	ff	38.62	2.329	f		
25				39,06	2.304	ff					
26	39,40	2.285	ff	39,52	2.278	mf	39.44	2.283	ff		
27	41,62	2.168	f	41,62	2.168	f	41.60	2.169	f		
28	44,16	2.049	ff	44,22	2.046	ff	44.14	2.050	mf		
29	44,80	2.021	f	44,86	2.019	f	44.80	2.021	f		
30				45,22	2.003	ff					
31				45,82	1.979	ff					
32	46,02	1.971	ff	46,10	1.967	ff	46.02	1.971	ff		
33	47,96	1.895	ff	47,98	1.894	f	47.92	1.897	f		
34	48,66	1.870	ff	48,62	1.871	ff					
35	50,16	1.817	f	50,18	1.816	ff	50.14	1.818	ff		
36	54,20	1.691	ff	54,72	1.676	ff					
37	55,50	1.654	mf	55,52	1.654	f	55.50	1.654	mf		
38	56,00	1.641	f	56,00	1.641	ff					
39	56,70	1.622	f	56,70	1.622	ff	56.68	1.623	ff		
40	56,82	1.619	f	56,86	1.618	ff					
41	58,02	1.588	m	58,08	1.587	f	58.00	1.589	f		
42	60,22	1.535	ff	60,26	1.534	ff	60.18	1.536	ff		
43	61,06	1.516	ff	61,10	1.515	ff	61.38	1.509	f		
44	61,60	1.504	ff	61,56	1.505	ff	61.54	1.506	f		
45	64,65	1.441	mf	64,70	1.439	mf	64.58	1.442	mf		
46	94,50	1.049	f	94,50	1.049	f	68.58	1.367	ff		
47							94.30	1.051	f		

(à suivre)

TABLEAU N° 6 b

DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES DES AMPHIBOLES DU GRANITE DES CRETES (suite)

:	63 FN			MIN.14			62 - 60			
	-	2θCu K	d	I	2θCu K	d	I	2θCu K	d	I
1	8,74	10.103	m	8.74	10.108	m	8.76	10.085	m	
2	9,42	9.380	mf	9.42	9.380	f	9.45	9.361	f	
3	9,74	9.073	f	9,74	9.073	m	9.75	9.073	mf	
4	10,44	8.466	FF	10.42	8.482	FF	10.45	8.466	FF	
5	17,34	5.110	ff	17.38	5.098	ff	17.35	5.110	ff	
6	18,12	4.891	ff	18.08	4.902	ff	18.08	4.902	ff	
7	19,52	4.544	f	19.56	4.534	mf	19.58	4.530	mf	
8	21,04	4.219	m	21.02	4.223	mf	21.03	4.219	m	
9	22,80	3.897	ff	22.86	3.887	ff	22.80	3.897	ff	
10	25,66	3.469	ff	25.66	3.469	ff	25.65	3.471	ff	
11	26,24	3.393	f	26.26	3.391	mf	26.25	3.393	f	
12	26,52	3.358	f	26.50	3.361	mf	26.50	3.361	f	
13	27,12	3.285	F	27.14	3.283	Fm	27.12	3.285	Fm	
14	28,48	3.131	FF	28.48	3.131	FF	28.48	3.131	FF	
15	30,30	2.947	f	30.30	2.947	mf	30.30	2.947	mf	
16	31,80	2.812	F	31.78	2.813	m	31.78	2.813	Fm	
17	32,70	2.736	mf	32.70	2.736	mf	32.65	2.741	f	
18	32,94	2.717	m	32.96	2.715	m	32.95	2.717	m	
19	34,44	2.602	mf	34.48	2.599	mf	34.45	2.602	f	
20	35,30	2.540	f	35.28	2.542	f	35.26	2.543	f	
21										
22	37,64	2.388	f	37.60	2.390	mf	37.65	2.388	f	
23	38,34	2.346	mf	38.36	2.345	mf	38.35	2.346	mf	
24	38,64	2.328	ff	38.66	2.327	ff	38.625	2.329	CRAN	
25				39.02	2.306	ff	39.00	2.307	ff	
26	39,46	2.282	ff	39.50	2.279	ff				
27	41,62	2.168	f	41.62	2.168	mf	41.60	2.169	f	
28	44,14	2.050	ff	44.14	2.050	ff	44.15	2.050	ff	
29	44,80	2.021	f	44.80	2.021	mf	44.80	2.021	f	
30	45,16	2.006	ff	45.08	2.009	ff				
31										
32	46,06	1.969	f				46.05	1.970	f	
33	47,92	1.897	f	47.94	1.896	f	47.94	1.896	mf	
34	48,60	1.872	ff				48.60	1.872	ff	
35	50,14	1.818	f	50.16	1.817	ff	50.12	1.818	f	
36	54,24	1.690	ff							
37	55,54	1.653	Fm	55.50	1.654	mf	55.50	1.654	mf	
38	56,00	1.641	ff	55.96	1.642	ff	55.98	1.641	f	
39	56,66	1.623	ff	56,70	1.622	ff	56,68	1.623	f	
40							56,85	1.618	o	
41	58,06	1.587	ff	58,00	1.589	f	57.95	1.590	f	
42	60,24	1.535	ff	60,22	1.535	ff	60.15	1.537	ff	
43	61,00	1.518	ff	61,38	1.509	ff	61.35	1.510	f	
44	61,54	1.506	ff	61,56	1.505	ff	61.55	1.506	ff	
45	64,62	1.441	m	64,62	1.441	mf	64.60	1.441	mf	
46	94,40	1.050	f	94,42	1.041	ff	94,40	1.050	mf	
47							94,72	1.047	ff	

(à suivre)

TABLEAU N° 6 c

DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES DES AMPHIBOLES DU GRANITE DES CRETES (suite) et fin)

:	62 - 60 LOURDE			MIN.15			MIN.11		
	20Cu K	d	I	20Cu K	d	I	20Cu K	d	I
1	8.65	10.225	ff	8.75	10.085	m	8.50	10.393	ff
2	9.45	9.361	f	9.48	9.321	ff	8.72	10.131	ff
3	9.72	9.092	f	9.74	9.073	mf	9.44	9.361	ff
4	10.44	8.466	FF	10.44	8.466	FF	9.75	9.073	mf
5	17.35	5.110	ff	17.32	5.116	ff	10.45	8.466	FF
6	18.10	4.897	ff	18.12	4.891	fff	17.30	6.651	f
7	19.55	4.539	f	19.54	4.539	f	18.10	4.897	f
8	21.00	4.227	m	21.02	4.223	m	19.52	4.544	f
9	22.72	3.910	ff	22.86	3.887	ff	21.02	4.223	mf
10	25.68	3.466	ff	25.64	3.471	ff	22.82	3.894	ff
11	26.25	3.393	f	26.25	3.393	mf	25.65	3.471	ff
12				26.50	3.361	f	26.24	3.393	f
13	27.10	3.288	m	27.10	3.288	F			
14	28.46	3.133	FF	28.48	3.131	FF	27.12	3.285	F
15	30.25	2.953	mf	30.30	2.947	f			
16	31.78	2.813	F	31.78	2.813	Fm	28.46	3.133	FF
17	32.65	2.741	f	32.65	2.741	mf	30.28	2.949	mf
18	32.98	2.714	m	32.96	2.715	m	31.78	2.813	Fm
19	34.44	2.602	f	34.44	2.602	f	32.70	2.736	f
20	35.25	2.545	f	35.30	2.540	mf	32.96	2.715	m
21							34.44	2.602	f
22	37.60	2.390	f	37.60	2.390	mf	35.28	2.542	ff
23	38.35	2.346	mf	38.40	2.342	f			
24	38.60	2.330	ff	38.65	2.328	f	37.62	2.389	mf
25	39.02	2.306	ff				38.36	2.345	mf
26	39.42	2.284	ff	39.48	2.281	ff	38.60	2.330	f
27	41.60	2.169	f	41.60	2.169	f	39.00	2.307	ff
28	44.15	2.050	ff	44.20	2.047	ff	39.46	2.282	ff
29	44.80	2.021	f	44.85	2.020	f	41.60	2.169	mf
30	45.12	2.008	ff				44.14	2.050	ff
31							44.80	2.021	f
32	46.02	1.971	ff	46.10	1.967	ff	45.14	2.007	ff
33	47.94	1.896	f	47.96	1.895	f			
34	48.55	1.874	ff	48.58	1.872	ff	46.02	1.971	ff
35	50.14	1.818	f	50.14	1.818	f	47.90	1.897	f
36				54.25	1.690	ff	48.50	1.875	ff
37	55.50	1.654	mf	55.50	1.654	mf	50.18	1.816	f
38	56.00	1.641	ff	56.00	1.641	ff			
39	56.70	1.622	f	56.68	1.623	f	55.50	1.654	mf
40				56.84	1.618	ff	55.96	1.642	f
41	57.98	1.589	mf	58.00	1.589	f	56.66	1.623	mf
42	60.15	1.537	ff	60.14	1.537	ff	56.80	1.619	f
43	61.08	1.516	ff	61.40	1.509	ff			
44	61.46	1.507	ff	61.54	1.506	ff	57.94	1.590	mf
45	64.56	1.442	m	64.60	1.441	mf	60.18	1.536	ff
46	68.58	1.367	f	94.46	1.049	f	61.50	1.506	ff
47	94.38	1.050	ff				64.60	1.441	mf
48	94.70	1.047	ff				68.50	1.369	ff
							94.34	1.050	ff

La susceptibilité magnétique est en moyenne de $20,1 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. et la densité de 3,11.

Les caractéristiques optiques et la densité de ces actinotes magnésiennes, à la limite des hornblendes, correspondent parfaitement avec les données synoptiques exposées par DEER-HOWIE - ZUSSMAN (1965, II - p. 257 à 296). En raison du champ très restreint des variations chimiques et de la précision des données physiques, il est difficile de mettre en évidence des corrélations entre les unes et les autres. Pourtant les valeurs des indices N_z et N_x , de la densité et de la susceptibilité magnétique ont tendance à diminuer quand le rapport $100 \text{ Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn})$ augmente.

La couleur en grain de ces actinotes magnésiennes est brun-vert avec tendance à peine perceptible au brun ou au vert. D. S. BELYANKIN et E. V. DONSKAYA (1939) ont chauffé une actinote (FeO = 6,56 %) de teinte verdâtre. Entre 400 et 500° C, la teinte est devenue brune et, à 600° C brune très foncée. On pourrait tenir compte de cette expérience pour interpréter la couleur de l'actinote magnésienne du Granite des Crêtes, malgré la teneur en fer (FeO = 10,95 %) plus élevée. Ainsi, les amphiboles dépourvues de Fe₂O₃ semblent présenter paradoxalement une teinte brune plus soutenue et auraient cristallisé à température légèrement plus élevée.

V. FELDSPATHS SODI - POTASSIQUES -

A- INTRODUCTION

Au cours de la description microscopique, nous avons signalé la présence de deux feldspaths sodi-potassiques : l'orthose en larges cristaux automorphes et le microcline présent sous plusieurs aspects (p. 13). La contribution de ces deux feldspaths à l'édification d'un même assemblage constitué de larges cristaux à coeur d'orthose idiomorphe enveloppé de microcline à contours extérieurs dentelés, a rendu impossible toute séparation de ces deux phases minérales. Il nous sera nécessaire d'étudier l'ensemble et d'essayer de dégager les caractéristiques appartenant à chacune d'entre elles.

F. SIMMLER (1962), dans son étude minéralogique du Granite des Crêtes à l'Ouest de Sainte-Marie-aux-Mines, réserve une large part de son travail à l'examen des feldspaths alcalins.

Il distingue deux types :

- les feldspaths alcalins xénomorphes à contours sinueux, sont riches en fuseaux perthitiques d'albite et présentent parfois le quadrillage très flou du microcline. La macle de Carlsbad, seule observée, n'est pas fréquente. La valeur moyenne de l'angle des axes optiques est : $2V_x = 68,9^\circ \pm$. Les flammes d'albite, disposées dans les interstices, proviendraient d'un remplacement métasomatique du feldspath alcalin, comme l'attestent la présence de myrmékite et des figures de corrosion.

- les feldspaths alcalins idiomorphes, maclés Carlsbad, présentent une zonation continue et répétée. Des formes géométriques limitent des surfaces à indices élevés, suivant la règle générale de croissance d'un cristal dans un magma en fusion. La partie externe des cristaux est constituée d'une auréole sinueuse de feldspaths alcalins xénomorphes (comparables aux précédents).

La zonation de ces feldspaths idiomorphes consiste en l'alternance de zones "riches en potassium", à limite extérieure sinueuse ($2V_x = 68,7 \pm 3,4$), et de zones "riches en sodium" à limite rectiligne et nombreux fuseaux de démixtion ($2V_x = 79,7 \pm 4,7$).

Compte tenu des indices, les compositions chimiques seraient les suivantes :

- zones riches en potassium	Or ₈₅	Ab ₁₅
- zones riches en sodium	Or ₅₅	Ab ₄₅
- partie externe "xénomorphe"	Or ₇₀	Ab ₃₀

Ces cristaux idiomorphes contiennent des inclusions de biotite, de plagioclase souvent basique très altéré et de plagioclase à 30% An.

Une étude aux rayons X, effectuée sur deux cristaux particuliers (1), a montré que les feldspaths xénomorphes étaient tricliniques (triclinicité : $\Delta = 0,6$) et que les feldspaths idiomorphes étaient monocliniques.

F. SIMMLER expose ensuite ses conclusions sur les conditions de formation des feldspaths alcalins. Une origine magmatique avec cristallisation de l'orthose dans un bain fondu aurait précédé une cristallisation de microcline à température plus basse. Une métasomatose sodique finale aurait provoqué le remplacement partiel du feldspath alcalin par de l'albite (en flammes et en cristaux interstitiels).

B- DONNEES CHIMIQUES

Une analyse complète par voie humide a été réalisée (2) pour quatre feldspaths sodi-potassiques seulement. Mais pour tous, nous possédons une analyse partielle (K₂O - Na₂O) (3). Les résultats sont consignés dans les tableaux 7 et 8 (p. 48 et 49).

La concordance des analyses nous autorise à calculer une formule simplifiée en pourcentages pondéraux d'orthose (Or), d'albite (Ab) et d'anorthite (An) pour les feldspaths connus par les seules teneurs en K₂O et Na₂O. En effet, le feldspath alcalin est constitué de :



On tient compte du poids moléculaire de l'orthose théorique (556 pour $\frac{94}{94}$ de K₂O) et de celui de l'albite (524 pour $\frac{62}{62}$ Na₂O). On calcule les pourcentages de ces minéraux virtuels en fonction des teneurs mesurées en K₂O et Na₂O. La différence à 100 représente en principe la teneur z en anorthite et impuretés. Il est possible de ramener ensuite à 100 les valeurs x et y pour obtenir une formule schématique (Or - Ab).

Par exemple, pour l'échantillon MIN. 9 (K₂O = 12,20 et Na₂O = 2,95), on obtient :

x = 12,20	$\frac{556}{94}$	=	<u>72,16</u>	74,3%
y = 2,95	$\frac{524}{62}$	=	<u>24,93</u>	<u>25,7%</u>
Total partiel		=	97,09		100,00
Soit z		=	<u>2,91</u>		
Total général ...		=	100,00%		

(1)

Le premier était un phénocristal alcalin d'une pegmatite (KF. 20) constitué d'une petite partie interne (monoclinique ?) et d'une grande partie externe (équivalent du feldspath xénomorphe).

Le second était un phénocristal alcalin de granite (KF. 4) constitué surtout d'une grande partie interne zonée.

(2)

Analyses effectuées au Laboratoire de Géologie de Brazzaville ; analyste : Monsieur GARCIA.

(3)

Analyses effectuées au Laboratoire de Géologie de Montpellier ; analyste : Mademoiselle ISEL.

TABLEAU N° 7
 FORMULES STRUCTURALES ET
 ANALYSES CHIMIQUES DES FELDSPATHE SODI-POTASSIQUES DU GRANITE DES CRETES

	MIN. 27	GP NOIR	B N	MIN. 18
SiO ₂	63,20	63,65	63,65	63,20
Al ₂ O ₃	19,95	19,75	19,75	20,10
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-
FeO	0,07	0,06	0,085	0,064
MnO	0,005	< 0,005	0,005	0,005
MgO	0,13	0,16	0,22	0,11
CaO	0,18	0,21	0,42	0,22
Na ₂ O	2,70	2,65	2,80	2,80
K ₂ O	12,06	11,92	12,06	11,92
TiO ₂	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
P ₂ O ₅	0,01	0,016	0,014	0,01
CO ₂	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,04	0,08	0,05	0,06
H ₂ O ⁻	0,36	0,34	0,32	0,30
Total	98,72	99,00	99,39	98,80
P1	++166,3	++164,4	++158,8	++159,4
(2) P2	++ 5,3	++ 12,0	++ 1,7	++ 4,6
P3	++ 4,5	++ 5,0	++ 6,9	++ 3,8
{ Si	11,729	11,836	11,742	11,714
{ Al	4,536	4,221	4,286	4,381
{ Fe ^{III}	-	-	-	-
{ Ti	0,002	0,002	0,002	0,002
{ Mg	0,036	0,044	0,060	0,032
{ Fe ^{II}	0,012	0,010	0,014	0,008
{ Na	0,970	0,954	1,000	1,004
{ Ca	0,036	0,042	0,084	0,044
{ K	2,858	2,830	2,840	2,821
{ P	0,002	0,002	0,002	-
Z	16,09	16,06	16,03	16,10
X	3,91	3,88	4,00	3,91
{ Or	74,0	74,0	72,4	72,9
Mol% { Ab	25,1	24,9	25,5	26,0
{ An	0,9	1,1	2,1	1,1

(1) Analyses Laboratoire de Géologie BRAZZAVILLE.

Analyste : M. GARCIA

(2) Paramètres: H. DE LA ROCHE

TABEAU N° 8 : DONNEES CHIMIQUES SUR L'ENSEMBLE DES FALDSPATHS
SODI-POTASSIQUES DES ECHANTILLONS-TYPES DU
GRANITE DES CRTES.

	ANALYSE (3)		MINERAUX VIRTUELS				FORMULE SCHEMATISEE	
	K ₂ O	Na ₂ O	Or	Ab	An (2) (+impuretés)	Or	Ab	
MIN.27 (1)	12,06	2,70	74,0	25,1	0,9	74,7	25,3	
MIN.27 (2)	12,50	2,60	73,94	21,977	4,09	77,1	22,9	
GP NOIR (1)	11,92	2,65	74,0	24,9	1,1	74,8	25,2	
MIN.9 (2)	12,20	2,95	72,16	24,93	2,91	74,3	25,7	
63 BN (1)	12,06	2,80	72,4	25,5	2,1	74,0	26,0	
63 BN (2)	12,40	2,80	73,34	23,66	3,00	75,6	24,4	
MIN.14 (2)	12,50	2,85	73,94	24,09	1,97	75,4	24,6	
MIN.18 (1)	11,92	2,80	72,9	26,0	1,1	73,7	26,3	
MIN.18 (2)	12,10	3,00	71,57	25,35	3,08	73,8	26,2	
MIN.15 (2)	12,55	3,00	74,23	25,35	0,42	74,5	25,5	
MIN.11G (2)	11,70	2,50	69,20	21,13	9,67	76,6	23,4	
-	-	-	-	-	-	en moyenne	75,0	25,0

- (1) Analyse totale (Analyste GARCIA) - On calculera la formule Orthose - Albite Anorthite.
- (2) Analyse partielle (Analyste ISEL) - On calculera la formule Orthose - Albite - (Anorthite + Impuretés).
- (3) L'écart type est pour K₂O : ± 0,015 et Na₂O ± 0,20 - Les différences de dosage de K₂O sont importantes pour les échantillons MIN.27 et BN qui ont été analysés deux fois.

La comparaison avec la formule donnée par une analyse chimique complète reste satisfaisante, bien que des éléments entrant dans la formule structurale du feldspath réel (CaO, MgO...) soient comptés en impuretés dans la formule schématisée. L'analyse partielle ne permet pas d'évaluer d'une façon satisfaisante la teneur en anorthite.

Le feldspath sodi-potassique moyen du Granite des Crêtes peut s'exprimer dans la formule : $\text{Or}_{75} \text{Ab}_{25}$.

Si ces analyses chimiques sont représentatives des feldspaths alcalins, elles concernent néanmoins plusieurs phases distinctes visibles en lame mince. Les données cristallographiques vont nous permettre de préciser la nature de ces différentes phases.

C - DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES

1 - Introduction

Les feldspaths alcalins séparés ont été étudiés aux rayons X. Pour chacun d'eux, nous avons procédé à deux enregistrements :

- un enregistrement entre 15° et 35° en 2θ Cu Kα
- un enregistrement entre 19° et 24° sur une poudre de chaque feldspath intimement mélangé avec une proportion dix fois moindre de BrO₃K.

2 - Mesure de la teneur en K et Na des feldspaths monocliniques de la série albite-orthose.

P. M. ORVILLE (1960, p. 206-209) a utilisé le bromate de potassium comme étalon interne. Il a étudié en fonction des proportions de K et Na, les déplacements de la raie (201) des feldspaths sodi-potassiques par rapport à la raie (101) du BrO₃K, située à 2θ Cu Kα = 20° 205 ± 0,010 à 20°C.

L'écart entre ces deux réflexions, mesuré en 2θ Cu Kα varie de 0,74 pour le pôle potassique à 1,78 pour le pôle sodique (fig. N° 10). Il a utilisé des feldspaths de synthèse (800°, P_{H2O} = 1.000 bars) et s'est assuré que la raie (201) variait peu pour la série sodi-calcique des plagioclases. Cette technique ne peut être appliquée qu'aux feldspaths monocliniques si l'on tient compte de la courbe de référence. Par simple report sur l'axe des ordonnées de l'écart calculé on obtient en abscisses les teneurs en K et Na d'un feldspath sodi-potassique constitué d'une seule phase.

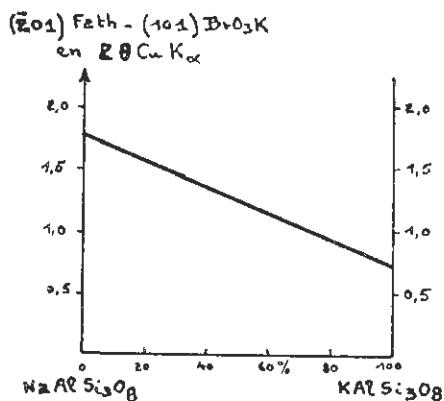


Fig. N° 10 - Principe de détermination de la composition d'un feldspath sodi-potassique par la méthode de P. M. ORVILLE (1960).

- en abscisses : pourcentage en feldspath potassique entre le pôle Si₃AlO₈ Na et le pôle Si₃AlO₈ K.
- en ordonnées : valeur en 2θ Cu Kα de l'écart entre la raie (101) du bromate de potassium choisi pour étalon interne.

3 - Etude de la symétrie des différentes phases présentes

La triclinicité des feldspaths potassiques peut être estimée par l'écartement des réflexions (131) et ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$). R. GOLDSMITH et F. LAVES (1954) ont proposé une formule pour calculer cette triclinicité (Δ) qui varie de 0 à 1 (de l'orthose monoclinique au microline maximum).

$$\text{triclinicité } \Delta = 12,5 \left(d_{(131)} - d_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})} \right)$$

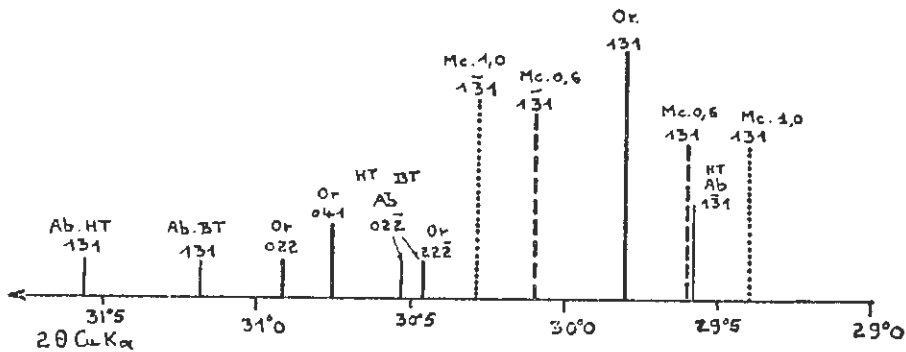


Fig. N° 11 - Disposition de quelques réflexions entre 29° et 32° (2θ Cu Kα), pour l'orthose (Or), le microline maximum (Mc. 1,0), un microline intermédiaire (Mc. 0,6) et l'albite (Ab) de haute (H. T.) et basse température (B. T.). D'après N.L. BOWEN et O.F. TUTTLE, 1950 ; P.M. ORVILLE, 1960 ; J.V. SMITH, 1956 ; I. PARSONS, 1965.

I. PARSONS (1965) a publié une étude fondamentale sur la triclinicité et les phases en présence des feldspaths d'une syénite, à l'aide de l'examen des diffractogrammes. Un diagramme permettant d'estimer directement la triclinicité en fonction de l'écartement des raies (131) et ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) (fig. N° 12), est proposé ainsi qu'un schéma plus général permettant de caractériser l'albite (haute ou basse température) et la nature du feldspath sodi-potassique (teneur en Na et triclinicité), (fig. N° 13). L'auteur étudiait une roche riche en albite, les raies (131) de l'albite et du microline interféraient ; aussi a-t-il choisi pour caractériser la triclinicité, l'écart entre la raie (131) du microline et la raie (022) de l'albite. Il est plus intéressant pour nous d'étudier directement la triclinicité sur l'écartement des réflexions (131) et ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) du microline.

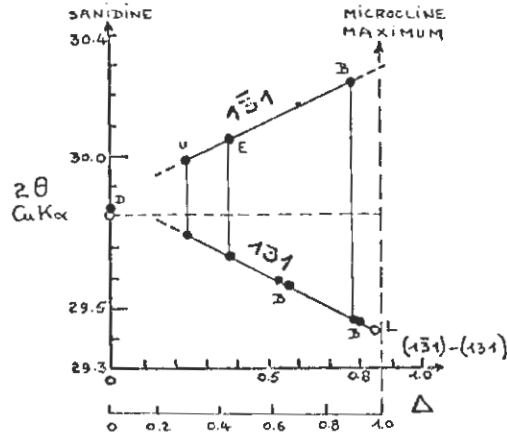


Fig. N° 12 - Etude de la triclinité des feldspaths potassiques - Diagramme de variation des raies $(1\bar{3}1)$ et (131) .

- en ordonnées : valeurs en 2θ Cu K α des réflexions (131) et $(1\bar{3}1)$.

- en abscisses :

. 1ère échelle : écart angulaire des raies (131) et $(1\bar{3}1)$ en 2θ Cu K α

. 2ème échelle : triclinité (Δ) approximative notée de 0 (sanidine) à 1 (microcline maximum).

Chaque feldspath triclínique doit être représenté par deux points disposés sur une même verticale, l'un sur la droite $(1\bar{3}1)$, l'autre sur la droite (131) .

D'après I. PARSONS (1965, p. 381). Les points portés représentent des feldspaths étudiés par divers auteurs : I. PARSONS, 1965 (point B) ; W.S. MACKENZIE, 1952 (points E et U) ; G. DONNAY et J.D.H. DONNAY, 1952 ; J.V. SMITH, 1956 (sanidine) ; F. LAVES, 1952, (microcline de triclínité 0,99).

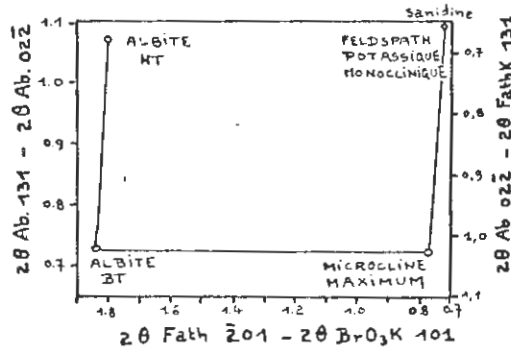


Fig. N° 13 - Schéma permettant d'une part de caractériser l'albite de haute (H. T.) et de basse (B. T.), et d'autre part de préciser la nature du feldspath sodi-potassique (teneur en Na et triclínité). D'après I. PARSONS, 1965, p. 383, très simplifié.

Les angles 2θ sont donnés pour la raie Cu K α .

Les points portés correspondent aux minéraux étudiés par différents auteurs :

- sanidine : G. DONNAY et J.D.H. DONNAY, 1952, corrigé par J.V. SMITH, 1956.

(suite de la fig. N° 13).

- albite HT et BT : J. V. SMITH, 1956.
- microcline maximum : W. S. MACKENZIE, 1952 ; I. PARSONS, 1965 (raie 131) et P. M. ORVILLE, 1960 (raie 201).

I. PARSONS (1965) tient compte des variations suivantes : (les données sur l'albite sont tirées des publications de J. V. SMITH (1956) et G. DONNAY et J. D. H. DONNAY (1952)

-	(131)		$(\bar{1}\bar{3}1)$		$(02\bar{2})$	
	2 θ Cu K α	d	2 θ Cu K α	d	2 θ Cu K α	d
Orthose $\Delta = 0$ (monoclinique)	29° 87	2.989	-	-	-	-
Microcline $\Delta = 1$ maximum	29° 42	3.033	30° 28	2,949	-	-
Albite haute température	31° 61	2.828	29° 57	-	30° 54	2.925
Albite basse température	31° 21	2.863	30° 10 environ	-	30° 48	2.930

4- Résultats concernant les feldspaths du Granite des Crêtes.

a- Etude de la triclinicité de la phase potassique.

L'examen des diffractogrammes dans la zone comprise entre 29 et 31° en 2 θ Cu K α nous montre la présence simultanée de plusieurs types de feldspaths alcalins (fig. 14 p. 54).

L'orthose monoclinique est présente dans tous les diagrammes, avec sa raie (131) vers 29° 88, d'intensité généralement forte.

Le microcline est responsable d'un élargissement des pics avec des crans bien marqués et parfois des réflexions indépendantes. Souvent plusieurs crans présents sur un même diagramme indiquent différents microclines qui forment une suite discontinue à triclinicité variable. Ce fait confirme les résultats de l'observation en lame mince qui a mis en évidence l'existence de plusieurs microclines ayant des propriétés optiques distinctes. En effet, une étude systématique de la position des principaux crans indique la présence, quasi constante dans chaque échantillon, de deux microclines indépendants. Le report des angles 2 θ Cu K α des crans les mieux individualisés, correspondant aux raies (131) ou $(\bar{1}\bar{3}1)$, a été effectué sur le diagramme de I. PARSONS (fig. N° 15). Nous avons porté sur la fig. N° 16 p. 55, les différentes triclinicités calculées à l'aide de la formule proposée par R. GOLD-SMITH et F. LAVES (1954). Il semblerait qu'il y ait en général un microcline de

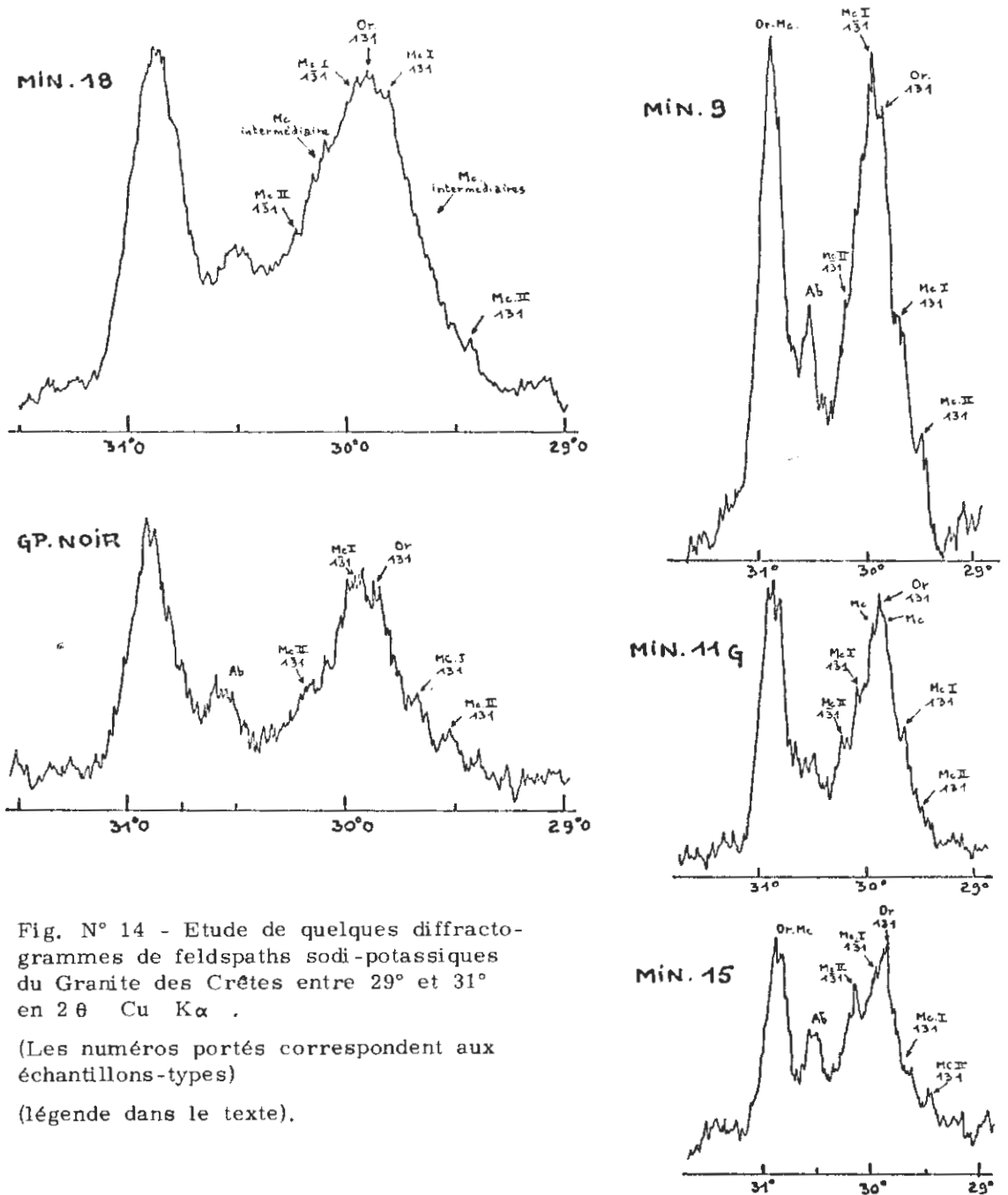


Fig. N° 14 - Etude de quelques diffractogrammes de feldspaths sodi-potassiques du Granite des Crêtes entre 29° et 31° en 2θ Cu $K\alpha$.

(Les numéros portés correspondent aux échantillons-types)

(légende dans le texte).

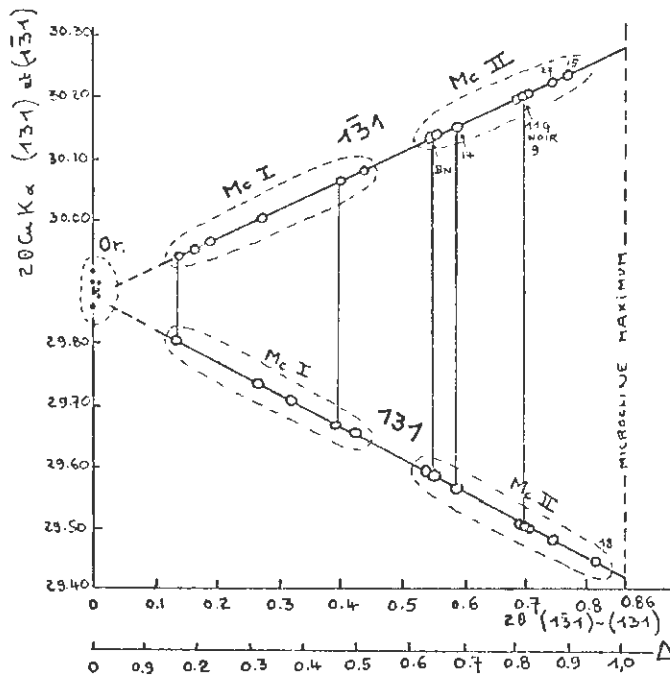


Fig. N° 15 - Etude de la triclinité des feldspaths alcalins du Granite des Crêtes, suivant la méthode proposée par I. PARSONS (1965) - (voir fig. N° 12 et fig. N° 14).

En abscisses :

- 1ère échelle : écart angulaire des raies (131) et ($\bar{1}\bar{3}1$) en 2θ Cu K α
- 2ème échelle : triclinité (Δ) approximative notée de 0 (orthose) à 1 (microcline maximum).

En ordonnées : valeurs en 2θ Cu K α des réflexions (131) et ($\bar{1}\bar{3}1$).

Chaque feldspath triclinique devrait être représenté par deux points situés sur une même verticale, l'un sur la droite ($\bar{1}\bar{3}1$), l'autre sur la droite (131). Ces deux points n'ont pas toujours été dégagés de l'observation des diffractogrammes.

Or : orthose monoclinique

Mc I et Mc II : microclines (voir le texte).

Les numéros portés dans le diagramme correspondent à ceux des échantillons-types.

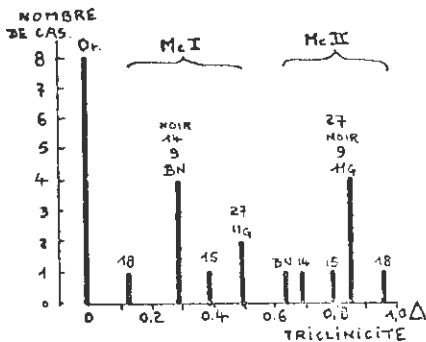


Fig. N° 16 - Graphique montrant la triclinité variable des huit feldspaths alcalins étudiés du Granite des Crêtes.

En abscisses : triclinité approximative

En ordonnées : nombre de cas.

Les chiffres indiqués correspondent aux divers échantillons-types.

triclinicité 0,3 que nous appellerons (Mc I) (1) et un autre de triclinicité 0,85 (Mc II). Mais l'examen des enregistrements (fig. N° 14) montre bien que le phénomène est complexe et qu'il faut envisager une variation importante de la triclinicité par paliers successifs (2). Le microcline II présente la triclinicité maximum pour un échantillon donné. De l'ordre de 0,85, elle peut atteindre 0,95 pour le granite "bleu" ou ne pas dépasser 0,65 à 0,7 pour les granites intermédiaires.

En raison du processus de séparation des feldspaths alcalins, l'intensité des réflexions (131) et ($\bar{1}\bar{3}1$) de l'orthose et des différents microclines ne peut pas être utilisée pour une étude semi-quantitative des différentes phases.

En résumé, les données cristallographiques permettent, dans un même échantillon-type de feldspath alcalin, de confirmer la présence :

- d'orthose (phase monoclinique)
- de différents microclines à triclinicité variable.

b- Etude de la phase sodique - haute ou basse température.

L'albite de haute ou basse température peut se reconnaître par l'écart entre les raies (131) et ($\bar{1}\bar{3}1$) qui varie environ de 1 à 2° (2 θ Cu K α). Mais la raie ($\bar{1}\bar{3}1$) de l'albite étant oblitérée par la raie correspondante du microcline, on utilise la valeur de l'écart angulaire en 2 θ Cu K α , des raies (131) et (02 $\bar{2}$) (3). I. PARSONS (1965) qui a proposé cette méthode, a montré que cet écart varie de 1,07 à 0,73°, de l'albite de haute température à celle de basse température.

Les valeurs trouvées pour la phase sodique de nos feldspaths sont voisines de 0,80. Ce résultat correspond à une albite de basse température. Cette conclusion est évidemment en accord avec le fait que cette albite est due à la démixtion du feldspath sodi-potassique à basse température (perthites).

c- Etude de la composition des différentes phases.

Les feldspaths étudiés dans le Granite des Crêtes présentent la raie caractéristique ($\bar{2}01$) à la fois d'une phase potassique et d'une phase sodique. On observe ainsi une raie intense vers 21°08 (2 θ Cu K α) et une raie moins intense vers 22°10.

(1)

La présence constante de microcline intermédiaire de triclinicité variable dans le cas particulier du Granite des Crêtes permettra de confirmer l'opinion énoncé par R. V. DIETRICH (1962) : beaucoup de microclines intermédiaires, pourtant relativement rares, se forment dans des roches ignées à quartz, mises en place dans l'épizone par intrusion magmatique.

(2)

Les "crans" retenus pour caractériser les différents microclines (Mc I et Mc II) ne peuvent pas être imputés au doublet K α_1 - K α_2 du cuivre avec les longueurs d'onde $\lambda_{K\alpha_1} = 1,541 \text{ \AA}$ et $\lambda_{K\alpha_2} = 1,544 \text{ \AA}$. En effet, dans ce domaine de variation angulaire, la variation $\Delta\theta$ est inférieure à 3/100 de degré pour une variation $\Delta\lambda$ de 3/100 \AA de la longueur d'onde.

(3)

La difficulté provient alors du repérage de la raie (02 $\bar{2}$) proche des réflexions (04 $\bar{1}$) et (22 $\bar{2}$).

La phase sodique correspond à de l'albite pure. L'écart angulaire en 2θ Cu $K\alpha$ entre la raie (201) du plagioclase et la raie (101) du $BrO_3 K$ est voisin de $1,82^\circ$. La précision ne nous permet pas de confirmer la nature "basse température" de cette albite bien que cet écart soit élevé.

La phase potassique correspond à l'orthose monoclinique et au microcline après démixtion. L'écart entre la raie (201) du feldspath alcalin et la raie (101) du bromate de potassium (en 2θ Cu $K\alpha$) permet de préciser la composition chimique de cette phase. D'après les données présentées par I. PARSONS (1965 - p. 383, fig. 10), l'écart est comparable pour le microcline maximum et pour l'orthose monoclinique, alors qu'il est plus faible pour la sanidine. La dispersion reste assez grande et les variations de cet écart vont de $0,75$ à $0,82^\circ$ avec une tendance à augmenter lorsque la triclinicité devient plus forte. Il importe donc de ne pas appliquer rigoureusement la règle proposée par P. M. ORVILLE (1960) pour obtenir les teneurs en K et Na dans les feldspaths naturels. Ainsi, l'écart moyen de $0,80^\circ$ observé pour les feldspaths du Granite des Crêtes indiquerait une composition chimique voisine de $Or_{95} - Ab_{05}$; mais, par exemple, les variations de cet écart entre $0,76$ (MIN. 18) et $0,85$ (MIN. 14) ne signifieraient pas obligatoirement un feldspath plus ou moins potassique.

En résumé, nous conviendrons de retenir que la phase potassique, après démixtion, s'accorde avec une formule schématique voisine de $Or_{95} - Ab_{05}$.

Le rapport des intensités des raies (201) de ces deux phases reste à peu près constant avec une nette prédominance de la raie de la phase potassique.

On ne peut pas utiliser, dans le cas de ces feldspaths, la technique de réhomogénéisation des différentes phases par fusion à haute température. La présence d'orthose et de microclines bien différenciés enlève tout intérêt à ce procédé utilisé dans le cas d'une exsolution simple entre albite perthitique et phase potassique unique. Les résultats d'une telle étude aux rayons X seraient en concordance avec l'analyse chimique globale mais non avec la réalité des différentes phases exprimées indépendamment les unes des autres. (d'après les observations microscopiques et les données cristallographiques).

D- LES FELDSPATHS : THERMOMETRE GEOLOGIQUE .

1- Présentation de la méthode.

T. F. W. BARTH (1956) a proposé un thermomètre géologique basé sur la répartition du sodium feldspathisable entre la phase potassique (feldspath sodi-potassique) et la phase calcique (plagioclase). Le rapport de distribution est constant à une température et une pression données. On étudie la valeur du paramètre K dans l'équation suivante :

$$\frac{\text{Fraction mol. d'albite dans l'orthose}}{\text{Fraction mol. d'albite dans le plagioclase}} = K$$

Cette méthode, utilisée par de nombreux auteurs, a été critiquée par d'autres. La répartition du sodium est aussi fonction de la composition chimique du magma et la méthode ne serait applicable, en toute rigueur, qu'aux feldspaths d'origine magmatique.

J. P. VON ELLER et al. (1960) ont discuté cette méthode et l'ont appliquée à diverses roches granitiques des Vosges ; pour un feldspath perthitique, la méthode ne peut s'appliquer qu'aux seules perthites de démixtion à l'exclusion des perthites par métasomatose (1). Si la roche contient plusieurs générations de plagioclase, il est nécessaire de caractériser celui qui correspond à la phase de cristallisation du feldspath potassique. Un plagioclase zoné indiquerait une chute de température par paliers successifs au cours de la cristallisation, si les zones externes sont plus sodiques. Cette publication faisait suite au travail de J. P. BERNHARD (1960) qui présentait une discussion plus complète des conditions nécessaires pour l'application de cette méthode.

Ainsi ces auteurs nous proposent une température de formation de :

- 670°C pour le granite à biotite et amphibole du Grand Rain (Granite des Crêtes)
- 520° C pour la durbachite (2) de Sainte-Marie-aux-Mines.

Le granite serait d'origine magmatique et la durbachite, formée à plus basse température, d'origine métamorphique (J. P. VON ELLER et Al. - 1960). Pour ces auteurs, ces différentes températures se référant à un seul minéral, constituent un argument suffisant pour caractériser l'histoire pétrogénétique d'une roche granitique. Or, l'histoire pétrogénétique d'un granite ne peut pas se fonder sur la connaissance de la température de cristallisation d'un seul minéral (J. P. VON ELLER et Al. 1960), surtout quand ce minéral - le feldspath - se place, dans l'ordre de cristallisation en position intermédiaire. Notre granite ne cristallise pas à une température déterminée, mais dans un intervalle thermique.

2- Conditions d'utilisation du thermomètre géologique de T. F. W. BARTH dans le cas du Granite des Crêtes.

Comme nous l'avons vu, le feldspath sodi-potassique du Granite des Crêtes, bien que séparé des autres minéraux constitutifs, n'est pas constitué d'une phase unique et ne peut être soumis à la méthode de BARTH sans précaution. Il comporte en effet :

- une phase monoclinique sodi-potassique automorphe cristallisée à température élevée et scindée, à température plus basse, en deux phases distinctes : le cristal - hôte potassique ($Or_{95} Ab_{05}$) renfermant des perthites d'albite pure.
- une phase complexe triclinique représentée par des microclines à triclinicité variable accompagnés de perthites d'albite. La température de cristallisation de cette phase doit être plus basse.

L'analyse chimique des feldspaths correspond pour chaque échantillon, à l'ensemble de ces phases. La formule proposée ne peut pas être utilisée dans le cadre de cette

(1)

La distinction génétique de ces deux types de perthites nous paraît déjà fort délicate.

(2)

Nous discuterons ultérieurement (p.136) de la signification de la durbachite, "syénite micacée".

méthode sans admettre à priori que le rapport $Or_{75} Ab_{25}$ (valeurs moyennes pour nos feldspaths) est resté constant au cours des différentes étapes de la cristallisation. Cette hypothèse, non justifiée, nous engage à considérer avec prudence les températures proposées : si l'orthose est plus potassique, elles seront trop élevées au début de la cristallisation du feldspath ; par contre si le microcline est plus sodique, elles seront sous-estimées. Enfin le problème du choix de la basicité du plagioclase, contemporain de l'une ou l'autre des phases, restera toujours délicat.

Ainsi, une température proposée concernant le stade de cristallisation d'un feldspath, ne peut en aucun cas être retenue pour l'estimation de la température de formation de l'ensemble des feldspaths et, à fortiori, de la roche granitique elle-même.

a)- Température de cristallisation de la phase sodi-potassique monoclinique.

Le plagioclase subautomorphe zoné (An_{30-32}) doit être plus ou moins contemporain de la cristallisation du feldspath sodi-potassique monoclinique lui-même zoné. Pour ce dernier, nous admettons la composition suivante : $Or_{75} Ab_{25}$. La température calculée en utilisant la méthode de BARTH est de 630° C environ.

Si le plagioclase plus calcique (1) observé en inclusions dans l'orthose, était contemporain du début de la formation du feldspath alcalin, il nous faudrait admettre une température initiale de cristallisation légèrement plus élevée de l'ordre de 670° C. Cette température est comparable à celle qui a été proposée par J. P. VON ELLER et Al. (1960) pour le granite du Grand-Rain. Il est essentiel de noter que ce granite est un cas spécial avec, d'une part un chimisme qui s'écarte du champ normal de dispersion du Granite des Crêtes (point N° 1 - fig. N° 17 - p. 83) et d'autre part un plagioclase corrodé à basicité "très variable" (An_{37}) (J. P. VON ELLER - 1962 - p. 95) sans doute antérieur au feldspath alcalin.

Selon la méthode de T. F. W. BARTH, une température de l'ordre de 630° C peut être retenue au moment de la cristallisation de l'orthose pour l'ensemble du Granite des Crêtes.

b)- Température de cristallisation de la phase sodi-potassique triclinique

Cette température doit être plus basse et a sans doute varié au cours de la cristallisation des microclines de plus en plus tricliniques. Si l'on admet que le rapport $Or_{75} Ab_{25}$ a été conservé et que le dernier microcline était contemporain de la formation de l'albite, on peut proposer une température de l'ordre de 530° C. Cette température est comparable à l'estimation de J. P. VON ELLER et Al. (1960) pour la durbachite. Ce fait n'est pas sans signification.

(1)

La composition retenue serait approximativement (An_{40}) (en tenant compte des observations que nous ferons à propos de certaines roches filoniennes). Mais il faut noter que ce plagioclase est souvent corrodé et doit être vraisemblablement antérieur au feldspath alcalin.

c)- Température de démixtion de l'orthose.

L'orthose sodi-potassique $Or_{75}Ab_{25}$ a subi une démixtion; deux phases se sont exprimées ; l'une potassique :

$Or_{95}Ab_{05}$ (formule déduite de la méthode d'ORVILLE), l'autre sodique (perthites d'albite).

Ces données nous conduisent à envisager une température de l'ordre de 300° C au moment de l'exsolution.

Ainsi la cristallisation des feldspaths se ferait, pour un même échantillon, dans un domaine de température allant de 630° C (orthose) à 530° C (microcline final). Il paraît alors imprudent de vouloir retenir comme argument valable pour une origine magmatique ou métamorphique une limite de température définie à 600° C (J. P. VON ELLER et Al. - 1960).

E- AUTRES DONNEES

1- Indices.

	G. P. NOIR	BN	MIN. 14
Nz	1. 527	1. 527	1. 526
Ny	1. 525	1. 524	1. 525
Nx	1. 519	1. 518	1. 519
Nz-Nx	0. 008	0. 009	0. 007

Chaque indice est donné à 0,001 près. La birefringence (Nz-Nx) est calculée à 0,002 près.

2- Densités.

MIN. 27	G. P. NOIR	MIN. 9	BN
2. 5612	2. 561	2. 5683	2. 5678
0. 0008	0. 001	0. 0005	0. 0007
MIN. 14	MIN. 18	MIN. 15	MIN. 11 G
2. 5146	2. 5052	2. 5584	2. 5551
0. 0006	0. 0008	0. 0007	0. 0007

QUELQUES MINÉRAUX ACCESSOIRES

A- INTRODUCTION

Une recherche systématique des minéraux dont la densité est supérieure à 3,1 nous a conduit à isoler certains en quantité suffisante pour effectuer une étude aux rayons X. Les quantités de roches traitées pour la séparation de ces minéraux atteignent 8 à 15 kg.

La liste des minéraux accessoires est donnée dans le tableau suivant :

-	MIN. 27	GP NOIR	BN	MIN. 14	MIN. 18
Apatite	XX - N -	XX - N -	- N -	- N -	- N -
Pyrite	XX	XX	-	-	XX
Sphène	XX	XX	-	-	-
Allanite	XX	Néant	XX	XX	XX
Amphibole lourde	-	XX	XX	-	XX

XX : minéral séparé et étudié aux rayons X.
 - N - : minéral dont un indice a été calculé.

B- APATITE

Sous le microscope, l'apatite se présente sous forme de petits prismes automorphes avec un plan de fracturation (0001). Elle est parfois zonée (dans l'échantillon GP NOIR par exemple) et possède des inclusions minuscules, disséminées ou disposées parallèlement à l'axe C.

Données cristallographiques.

Seules les données cristallographiques de l'apatite de l'échantillon-type G. P. NOIR sont présentées dans le tableau de la p. 62.

Les autres enregistrements donnaient des raies analogues.

2 θ Cu Kα	d	I	2 θ Cu Kα	d	I
25,86	3,44	F	53,16	1,721	m
28,10	3,17	f	55,96	1,642	f
29,00	3,08	m	56,98	1,615	ff
31,84	2,808	FF	59,30	1,557	ff
32,20	2,778	F	60,10	1,538	ff
33,00	2,712	FF	60,62	1,526	ff
34,08	2,629	Fm	61,70	1,502	ff
35,52	2,525	ff	63,14	1,471	ff
39,24	2,294	ff	64,02	1,453	f
39,90	2,257	m	64,24	1,449	f
42,10	2,144	f	65,24	1,429	f
43,86	2,062	mf	66,54	1,404	ff
44,70	2,026	mf	69,74	1,347	ff
45,52	1,991	ff	71,80	1,314	ff
46,78	1,940	m	74,20	1,277	ff
48,16	1,888	mf	75,58	1,257	ff
49,52	1,839	Fm	75,82	1,254	ff
50,60	1,802	m	77,10	1,236	ff
51,40	1,776	mf	77,32	1,233	ff
52,18	1,751	mf	78,40	1,219	ff

Ce sont les raies caractéristiques de l'APATITE (fiche A. S. T. M. 3. 0736).

Les raies principales sont, dans l'ordre des intensités décroissantes :

$$d = 2,808 - 2,712 - 2,778 - 3,44$$

$$(hkl) \quad (121) \quad (300) \quad (112) \quad (002)$$

Dans le cas de l'apatite du Granite MIN. 27, les résultats sont les suivants :

$$d = 2,805 - 2,709 - 3,44 - 2,774$$

Autres données.

Les indices mesurés à $\pm 0,001$ près :

	MIN. 27	GP NOIR	MIN. 9	BN	MIN. 14	MIN. 18	MIN. 15	MIN. 11
N_0	1.638	1.638	1.642	1.636	1.635	1.641	1.636	1.640

Les valeurs de N_0 sont respectivement 1,633 et 1,634 pour les échantillons MIN. 27 et GP NOIR.

Ces résultats laissent supposer que l'apatite du Granite des Crêtes est pauvre en chlore, mais riche en ions fluor et (OH) (DEER - HOWIE - ZUSSMAN, 1963 - V p. 331) (fluor apatite hydroxylée).

C- PYRITE (et PYRRHOTINE ?)

Données cristallographiques.

Les données sont identiques dans les différents lots étudiés aux rayons X. Voici celles de la pyrite de l'échantillon-type GP NOIR :

2θ Cu K α	d	I
12,38	7,14	ff
19,78	4,49	ff
19,90	4,46	ff
22,12	4,02	ff
25,04	3,55	ff
25,22	3,53	ff
25,88	3,44	ff
26,60	3,35	Fm
27,50	3,24	mf
28,50	3,13	Fm
29,74	3,00	f
31,84	2,808	f
33,02	2,710	<u>FF</u>

2θ Cu K α	d	I
37,04	2,425	Fm
40,72	2,214	m
44,92	2,014	ff
47,42	1,916	m
49,54	1,838	ff
50,10	1,819	ff
52,20	1,751	ff
53,12	1,723	ff
56,22	1,635	F
59,00	1,564	ff
61,66	1,503	f
64,26	1,448	f
64,62	1,441	ff
65,56	1,423	ff

Elles correspondent bien à celles de la PYRITE (fichier A. S. T. M. ; L. G. BERRY et R. M. THOMPSON, 1962, N° 114 - p. 87).

Dans l'ordre des intensités décroissantes, nous avons pour ce granite :

$$d = 2,710 - 1,635 - (3,35) - 3,129 - 2,425$$

$$hkl \quad (002) \quad (113) \quad (111) \quad (021)$$

Dans le cas des pyrites des granites MIN. 27 et MIN. 18, nous avons respectivement :

$$d_{hkl} = 2,709 - 1,633 - 2,423 - 2,212 - 1,916 \text{ \AA}$$

$$d_{hkl} = 2,709 - 1,634 - 2,425 - 2,213$$

Thermomètre géologique (Pyrite - Pyrrhotine).

Dans les diagrammes, nous avons mis en évidence une raie faible qui n'appartient pas à la pyrite :

-	MIN. 27	GP. NOIR	MIN. 18
2θ Cu Kα	43° 36	43° 56	44° 10
d _{hkl}	2.062	2.076	2.052

Il pourrait s'agir de l'émergence de la raie principale de la pyrrhotine ($\text{Fe}_{7/8}\text{S}$ -FeS) pour laquelle $d_{(10\bar{1}2)}$ est voisin de 2,07 - Å (L.G. BERRY et R.M. THOMPSON, 1962, N° 82 - p. 60 ; DEER - HOWIE - ZUSSMAN - 1963, V - p. 148).

D'après les travaux de R.G. ARNOLD (1956 - 1958), la pyrrhotine en équilibre avec la pyrite, présente un déficit en fer croissant avec la température, tandis que la pyrite conserve une composition constante. La valeur $d_{(102)}$ Å est fonction de ce déficit et varie de 2,09 pour 50% en molécule de fer à 2,05 pour 46%. Ces relations peuvent servir de thermomètre géologique pour des assemblages pyrite-pyrrhotine (R.G. ARNOLD et Al. 1959). Sous toute réserve, les températures proposées pour les échantillons analysés seraient de l'ordre de 600° C pour MIN. 18 et 400° C pour MIN. 27. Mais il peut s'agir d'une température de démixtion. De plus, les données cristallographiques ne sont pas assez précises pour retenir de tels résultats sans une grande prudence.

D - SPHÈNE

Les données cristallographiques du sphène de l'échantillon-type MIN. 27 sont :

2 θ	Cu K α	d	I	2 θ	Cu K α	d	I
	17,86	4,96	m	43,78		2,066	Fm
*	19,72	4,50	ff	45,82		1,979	ff
	20,94	4,24	ff	46,58		1,948	mf
	21,86	4,06	ff	48,46		1,877	ff
	24,76	3,59	ff	49,06		1,855	ff
	26,72	3,33	f	50,52		1,805	f
	27,52	3,24	FF	52,42		1,744	mf
	29,76	2,999	FF	52,94		1,728	mf
	31,42	2,845	f	53,64		1,707	m
	31,86	2,806	ff	55,76		1,647	Fm
	33,00	2,712	ff	56,26		1,634	mf
	34,30	2,612	FF	57,06		1,613	ff
	34,58	2,592	FF	59,26		1,558	f
	36,30	2,473	ff	60,38		1,532	f
	37,10	2,421	f	62,02		1,495	m
	38,02	2,365	F	65,66		1,421	m
	39,38	2,286	m	66,20		1,410	f
	39,74	2,266	m	69,72		1,348	mf
	40,40	2,231	f	72,22		1,307	f
	42,82	2,110	m	74,30		1,275	ff'
	43,30	2,088	mf	77,64		1,229	ff
	43,42	2,082	mf	85,74		1,132	f
				87,90		1,110	f

Elles correspondent à celles du SPHÈNE (fichier A. S. T. M. réf. 11.142).

Dans l'ordre des intensités décroissantes, nous avons :

$$d_{hkl} = 3,24 - 2,999 - 2,612 - 2,592$$

Ce minéral présente un paramagnétisme faible.

E- ALLANITE

1- Description microscopique.

En grain, l'allanite possède une teinte marron-rouge à reflet caramel et une cassure conchoïdale. Minéral accessoire existant en très faible quantité, elle ne se rencontre pas dans toutes les lames minces.

Dans l'échantillon-type MIN.27 (granite noir), elle présente un polychroïsme très léger allant de l'incolore au jaune très pâle. Sa dispersion est $r > v$; sa biréfringence, observée dans une section perpendiculaire au plan cyclique est d'environ 0,012 (jaune-orangé). Elle est biaxe négatif avec un angle des axes fort.

Dans l'échantillon-type MIN.18 (granite bleu), le polychroïsme est nul et la biréfringence très faible (gris-noir).

2- Données cristallographiques.

Des variations importantes existent pour les différentes allanites étudiées. Nous présentons les résultats complets pour celle de l'échantillon-type MIN.27, comparant ensuite les variations des raies les plus intenses pour les quatre lots séparés. (MIN.27 - BN - MIN.14 - MIN.18).

2 θ Cu K _α	d	I
17,20	5,15	F
17,52	5,06	ff
18,88	4,70	ff
19,10	4,64	ff
22,94	3,88	ff
23,28	3,82	ff
24,60	3,62	ff
25,12	3,54	m
26,64	3,34	ff
27,28	3,27	f
27,40	3,25	mf
27,98	3,19	ff
28,50	3,13	ff
30,44	2,934	F
31,00	2,882	mf

2 θ Cu K _α	d	I
32,96	2,715	Fm
34,04	2,632	mf
34,92	2,567	f
35,66	2,516	ff
37,06	2,424	mf
38,34	2,346	ff
40,78	2,211	f
41,22	2,188	f
42,06	2,146	f
47,42	1,916	mf
47,94	1,896	f
55,80	1,646	ff
56,26	1,634	mf
57,62	1,598	ff
59,04	1,563	ff

ALLANITE MIN. 27		ALLANITE BN		ALLANITE MIN. 14		ALLANITE MIN. 18	
2θ Cu K _α	d	2θ Cu K _α	d	2θ Cu K _α	d	2θ Cu K _α	d
25,12	3,542	25,12	3,542	25,14	3,539	25,08	3,548
27,40	3,252	27,44	3,248	27,36	3,257	27,40	3,312
30,44	2,934	30,44	2,934	30,34	2,943	30,40	2,938
31,00	2,882	30,90	2,891	30,92	2,890	30,90	2,891
32,96	2,715	33,00	2,712	32,90	2,720	32,88	2,722
34,04	2,632	34,06	2,630	34,04	2,632	34,02	2,633
37,06	2,424	37,12	2,420	37,00	2,427	36,92	2,433
47,42	1,916	47,38	1,917	47,36	1,918	(47,48)	1,913
56,26	1,634	56,20	1,635	(55,84)	1,645	55,66	1,650

Ces données correspondent à celles de l'allanite.

Dans l'ordre des intensités décroissantes, ces quatre minéraux présentent les raies suivantes dans le même ordre :

$$d_{pqr} = 2,934 - 2,715 - 3,542$$

Mais les variations sont importantes d'un extrême à l'autre et ne sont pas dues à une erreur systématique (décalage) au cours de l'enregistrement.

La susceptibilité magnétique de ces allanites est comparable à celle de l'amphibole.

3- Distances réticulaires et propriétés optiques - âge géologique.

P. PELLAS (1962) a proposé une méthode de détermination de l'âge géologique à partir des distances réticulaires et des propriétés optiques des allanites radioactives. Nous ne pouvons pas assurer que nos allanites sont favorables en raison de l'absence de données sur leur activité alpha, leur teneur en eau et le manque de continuité dans les variations réticulaires.

Tentons néanmoins d'appliquer la méthode en nous référant aux courbes établies par P. PELLAS (1962 - fig. 8 et 9, p. 49).

L'âge t se déduit de l'équation

$$I = 4,31 \times N \times t$$

dans laquelle :

N : représente l'activité $\alpha/cm^2/s$ du minéral

I : est la dose d'irradiation subie par le minéral.

- Une courbe étalon (ibid. fig. 9) relie les doses d'irradiation ($10^{15} \alpha/cm^2$) aux variations du paramètre S_{1-2-3} (somme des valeurs d_{pqr} Å des raies $(21\bar{1})$, $(11\bar{3})$ et (300) de l'allanite) ;

on obtient ainsi la valeur I pour l'échantillon étudié.

- De même, la valeur N est déduite d'une courbe étalon (ibid. fig. 8) qui relie les variations du paramètre S_{1-2-3} aux activités $\alpha/cm^2/s$.

De plus, P. PELLAS a mis en évidence que le polychroïsme disparaît pour une dose d'irradiation de $25.10^{15} \alpha/cm^2$, tandis que la biréfringence s'annule pour $35.10^{15} \alpha/cm^2$.

Les allanites étudiées dans le Granite des Crêtes ont un polychroïsme très faible à nul, et une biréfringence appréciable. Ces propriétés optiques permettent de penser que nos estimations sont d'autant plus valables que les variations du polychroïsme et de la biréfringence correspondent à des valeurs différentes du paramètre N.

Voici les données concernant les allanites du Granite des Crêtes :

-	(211)	(113)	(300)	S _{1 2 3}	N	I
MIN. 27	3,542	2,934	2,715	9,191	0,25	9,3
B N	3,542	2,934	2,712	9,188	0,25	9,2
MIN. 14	3,539	2,943	2,720	9,202	0,29	11,0
MIN. 18	3,548	2,938	2,722	9,208	0,30	11,5

$$t = \frac{30I}{4,31} \text{ avec } t : \text{ en secondes}$$

$$1 \text{ M.A. (millions d'années)} = 31,536 \times 10^9 \text{ secondes.}$$

$$I : 10^{15} \alpha/cm^2$$

$$N : \alpha/cm^2/s$$

Les calculs conduisent aux estimations suivantes :

MIN. 27	274 M.A.
B N	270 M.A.
MIN. 14	279 M.A.
MIN. 18	282 M.A.

Tous ces résultats sont concordants et indiqueraient un âge à la limite du CARBO-NIFERE SUPERIEUR et du PERMIEN INFERIEUR d'après l'échelle des âges absolus de J. P. KULP (1960) confirmée par A. HOLMES (1960) et H. FAUL (1960).

282 M.A. : Stéphanien supérieur, à la limite du Permien inférieur

270 M.A. : Permien inférieur

280 M.A. : Sakmarien : base du Permien.

("The phanerozoic Time-scale" - Geol. Soc. of London 1964).

La précision des mesures n'est pas excellente. Cependant, les propriétés optiques respectives des allanites de MIN. 27 et MIN. 18, permettent peut-être d'envisager un âge relatif plus grand pour le granite bleu (MIN. 18) par rapport au granite noir (MIN. 27). Une étude plus approfondie sera entreprise. Elle nécessite la séparation d'un lot plus important d'allanite pour permettre d'effectuer des analyses chimiques.

PREMIERE PARTIE

A

LE GRANITE DES CRETES

CHAPITRE III.

INTERPRETATION DU CHIMISME DU GRANITE DES CRETES

I. INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous entreprenons le calcul critique, suivant plusieurs méthodes, des pourcentages modaux pondéraux des principaux minéraux du Granite des Crêtes.

Deux de ces méthodes font appel au chimisme global du granite ; nous les appliquerons d'abord à nos échantillons-types puis à des analyses d'origines diverses concernant le Granite des Crêtes dont le contour nous permettra d'apprécier l'homogénéité de cette entité pétrographique et de la situer dans un cadre de classification.

II. CALCUL DES ANALYSES MODALES PONDERALES DU GRANITE DES CRETES -

Le calcul des analyses modales a été réalisé par les deux méthodes exposées en annexe (annexe N° 2).

- Calcul de l'analyse modale pondérale à l'aide des analyses chimiques de la roche et des minéraux constitutifs (A. NICOLAS - 1966).
- Détermination graphique de l'analyse modale pondérale à l'aide de l'analyse chimique de la roche (H. DE LA ROCHE - 1964).

La connaissance du chimisme des minéraux, nécessaire pour la première méthode, a permis d'effectuer des corrections indispensables dans l'utilisation de la seconde.

A- ECHANTILLONS - TYPES

1°) - Première méthode (A. NICOLAS - 1966)

a- Rappel sommaire de la méthode.

Nous avons choisi le système (TiO₂ - MgO - SiO₂ - K₂O) pour les raisons exposées en annexe.

(TiO₂)- (MgO) : ces deux éléments se distribuent entre l'amphibole et la biotite. La résolution de ce système partiel nous donne les pourcentages en poids de ces deux minéraux. On fait au préalable une légère correction pour tenir compte des teneurs en MgO des feldspaths.

(SiO₂)' - (K₂O) : l'équation (SiO₂)' est obtenue en retranchant l'équation (SiO₂) de l'équation de base (0). On porte dans ce système, les valeurs trouvées pour la biotite et l'amphibole. La résolution donne les pourcentages en poids du feldspath sodi-potassique analysé et du plagioclase (30% An) connu par des méthodes optiques. Le pourcentage en poids du quartz se calcule ensuite par différence.

Les équations (Al₂O₃), (MnO), (CaO), (Na₂O), (FeO) et (densité) nous serviront d'équation de contrôle.

b- Résultats.

- Les analyses chimiques des échantillons-types du Granite des Crêtes sont consignées dans le tableau N° 9 - p. 70.
- Les résultats du calcul des analyses modales pondérales correspondantes sont portés dans le tableau N° 10 a. p. 71. La somme des minéraux principaux s'établit à 99% en estimant que les minéraux accessoires représentent 1% en poids de la roche. Dans la dernière colonne nous avons noté la somme des minéraux ferro-magnésiens et les proportions de biotite et d'amphibole rapportées à 100. Cette somme correspond à l'indice de coloration de J. JUNG et R. BROUSSE (1959), c'est-à-dire au COLOR-INDEX en anglais ou au FARBZAHL en allemand.

c- Vérification de la solution adoptée : exploitation des équations de contrôle.

Les résultats de cette exploitation sont inscrits dans le tableau N° 10 b p. 71. Pour chaque élément, la teneur calculée est obtenue en additionnant les produits des teneurs de chacun des minéraux par leur pourcentage en poids. La teneur mesurée est fournie par l'analyse chimique de la roche.

TABLEAU N° 9

ANALYSES CHIMIQUES DES ECHANTILLONS-TYPES DU GRANITE DES CRETES (1)

Granites:	"NOIRS"		INTERMEDIAIRES			"BLEU": CAS PARTICULIERS:		
-	MIN. 27: GP NOIR:	MIN. 9:	BN	MIN. 14	MIN. 18	MIN. 15	MIN. 11g	
SiO ₂	60.40	60.50	61.50	61.80	63.70	64.90	66.60	72.60
Al ₂ O ₃	14.10	13.80	14.05	13.60	14.25	13.40	14.35	14.40
Fe ₂ O ₃	5.99	5.48	5.25	5.09	4.11	5.35	2.78	1.43
Fe O								
MnO	0.10	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.05	0.07
MgO	6.24	5.63	4.66	4.70	4.21	4.56	2.28	1.34
CaO	3.66	3.31	3.12	3.06	2.67	3.17	1.78	0.94
Na ₂ O	2.12	2.27	2.33	2.22	2.28	2.23	2.63	3.42
K ₂ O	6.53	6.67	6.39	6.68	6.34	4.71	7.70	4.85
TiO ₂	1.06	0.92	0.89	0.89	0.70	0.85	0.36	0.26
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PF	0.94	1.16	0.78	1.02	0.80	0.80	0.63	8.84
Total	101.14	99.83	99.06	99.14	99.14	100.06	99.16	100.15
P1	5,1	9,6	5,1	15,9	13,7	28,3	47,2	23,9
P2 (2)	84,7	81,6	93,4	93,2	113,7	150,8	100,2	178,6
P3	250,2	226,4	198,0	197,4	169,6	196,9	99,1	56,1
Si	55.69	56.62	58.00	58.41	60.05	61.07	62.66	67.99
Al	15.30	15.19	15.59	15.12	15.80	14.83	15.88	15.87
Fe tot.	4.48	4.16	4.01	3.90	3.14	4.08	2.12	1.08
Mn	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.04	0.05
Mg	8.63	7.91	6.59	6.66	5.96	6.44	3.22	1.88
Ca	3.62	3.32	3.15	3.10	2.70	3.19	1.79	0.94
Na	3.78	4.11	4.26	4.06	4.16	4.06	4.79	6.20
K	7.68	7.97	7.70	8.06	7.63	5.66	9.25	5.80
Ti	0.74	0.65	0.63	0.63	0.50	0.60	0.25	0.19
P	-	-	-	-	-	-	-	-
Na+K	11.46	12.08	11.96	12.12	11.79	9.72	14.04	12.00
Ca+Na	7.40	7.43	7.41	7.16	6.86	7.25	6.58	7.14
K+Ca+2Na	18.86	19.51	19.37	19.28	18.65	16.97	20.62	19.14
K	67.02	65.98	64.38	66.50	64.72	58.23	65.88	48.33
K+Na								
Densité:	2,76 ₁	2,76 ₄	2,70	2,69 ₈	2,71 ₀	2,71 ₉	2,63 ₂	2,72 ₆
(3)								

(1): Analyses C.R.P.G., méthode spectrochimique.

(2): Paramètres H. DE LA ROCHE.

(3): Densité mesurée avec une précision du centième.

TABLEAU N° 10 a

ANALYSE MODALE PONDERALE DES ECHANTILLONS-TYPES DU GRANITE DES CRETES

(méthode A. NICOLAS 1966)

GRANITES	Echantillon-Type	QUARTZ	FELDSPATH K - Na	PLAGIO- CLASE	BIOTITE	ACTINOTE	Total Minéraux Fe - Mg
	MIN.27	16,1	34,5	8,1	25,0	15,3	40,3 62,38
"NOIRS"	GP.NOIR	12,8	38,7	11,6	22,0	13,9	35,9 61-39
INTERMEDIAIRES	MIN.9	14,5	37,0	16,7	20,6	10,2	30,8 67-33
	B N	15,4	39,7	13,2	20,1	10,6	30,7 65-35
	MIN.14	17,4	40,6	14,0	14,9	12,1	27,0 55-45
"BLEU"	MIN.18	24,5	24,3	19,8	19,1	11,3	30,4 63-37
CAS PARTICULIERS	MIN.15	18,9	58,4	7,0	7,8	6,9	14,7 53-47
	MIN.11 _G	34,4	34,1	20,5	7,4	2,6	10,0 74-26

TABLEAU N° 10 b

EXPLOITATION DES EQUATIONS DE CONTROLE (Méthode A. NICOLAS)

	MIN.27	GP NOIR	MIN. 9	B N	MIN.14	MIN.18	MIN.15
Al ₂ O ₃ calculé	12,89	13,83	14,51	14,21	13,90	12,83	14,73
Al ₂ O ₃ mesuré	14,10	13,80	14,05	13,60	14,25	13,40	14,35
FeO calculé	5,70	4,78	4,44	4,48	3,77	4,39	2,07
FeO mesuré	5,99	5,48	5,25	5,09	4,11	5,35	2,78
MnO calculé	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04
MnO mesuré	0,10	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,05
CaO calculé	2,42	2,44	2,32	2,26	1,61	2,67	1,38
CaO mesuré	3,66	3,31	3,12	3,06	2,67	3,17	1,78
Na ₂ O calculé	1,71	2,06	2,41	2,25	2,34	2,34	2,24
Na ₂ O mesuré	2,12	2,27	2,33	2,22	2,28	2,23	2,63
d calculé	2,75	2,72	2,71	2,71	2,70	2,71	2,60
d mesuré	2,76	2,76	2,70	2,70	2,71	2,72	2,63

- FeO calculé/FeO mesuré : la teneur calculée est systématiquement inférieure à la teneur mesurée. Ce fait est en accord avec la présence de minéraux accessoires. La différence peut être partiellement attribuée à la présence de pyrite (FeS_2).

D'autres minéraux doivent absorber aussi du fer : allanite, plagioclase ...

- Densité calculée/densité mesurée : dans la plupart des cas, la densité calculée est inférieure à la densité mesurée. En effet, les minéraux accessoires de forte densité n'interviennent pas dans le calcul ; par exemple, dans la roche, 0,40% de pyrite à densité 5,00 majorerait de 0,02 la densité calculée.

- MnO calculé/MnO mesuré : le pourcentage de MnO étant de l'ordre des erreurs d'analyse, on ne peut tirer aucun argument des variations de teneur entre les différentes roches.

- CaO calculé/CaO mesuré : la comparaison de ces deux valeurs montre un excès constant du CaO mesuré par rapport au CaO calculé. Cette observation est en plein accord avec nos prévisions (annexe n° 2) : en effet, le CaO calculé ne tient pas compte de la présence de minéraux accessoires fortement calciques comme l'apatite.

- Couple Al_2O_3 - Na_2O calculé et mesuré : nous nous sommes fixés un modèle de plagioclase à 30% An en tenant compte des caractéristiques optiques observées, ce minéral n'ayant pu être isolé.

L'étude du couple Al_2O_3 - Na_2O nous permet de discuter la validité de ce modèle pour chacun des granites étudiés. Nous ne pouvons pas utiliser CaO pour les raisons données ci-dessus.

La concordance entre les données mesurées et les données calculées est bonne dans les deux cas : notre modèle de plagioclase a de fortes chances d'être correct. Seul le granite MIN. 27 fait exception. Il présente un déficit de Na_2O calculé de 0,40 et un déficit d' Al_2O_3 calculé de 1,20. Le premier chiffre laisserait penser que notre modèle de plagioclase est trop basique ; mais ceci est en opposition avec le second qui, au contraire, semble indiquer un plagioclase trop acide. Dans ce granite, nous avons noté la présence de sphène, minéral titané. Il faudrait alors diminuer légèrement le pourcentage de biotite, riche en titane et relativement pauvre en alumine. L'effet produit serait une augmentation notable du taux de feldspat sodi-potassique et plus discrète de plagioclase. Le couple $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ calculé et mesuré serait alors équilibré pour ce cas particulier.

En résumé, les résultats obtenus par la méthode utilisée forment un ensemble cohérent.

2°) - Seconde méthode (H. DE LA ROCHE - 1964)

La détermination graphique de l'analyse modale pondérale à l'aide de la seule analyse chimique de l'échantillon (H. DE LA ROCHE - 1964) conduit à des résultats "bruts" qui ne tiennent pas compte du chimisme spécifique des minéraux présents.

Des résultats "corrigés" sont calculés à partir des proportions de biotite et d'amphibole retenues précédemment (1) et en tenant compte du chimisme spécifique des minéraux analysés.

Le tableau N° 11, p. 74, présente les résultats "bruts" et les résultats "corrigés".

Le tableau N° 11 donne également l'analyse modale pondérale complète après mise en oeuvre de cette méthode graphique, compte tenu de toutes les corrections nécessaires (annexe n° 2) : construction des points figuratifs de la fraction quartzo-feldspathique, puis de la fraction feldspathique. Les résultats sont acquis par l'intermédiaire des minéraux réels, analysés. Rappelons que dans ce tableau final, les pourcentages en quartz et en minéraux colorés sont en principe sous-estimés, le pourcentage en feldspath, surestimé.

A de faibles erreurs près, les résultats donnés par les deux méthodes sont, en général, parfaitement concordants. Cette constatation nous convainc de la validité des analyses modales présentées.

3°) - Discussion des résultats.

Les échantillons-types de granites "intermédiaires" sont représentatifs de la plus grande masse du Granite des Crêtes et leurs points figuratifs dans les différents diagrammes seront localisés dans le champ le plus restreint de dispersion. (fig. n° 17, par exemple).

Le passage du granite "bleu" au granite "noir", termes extrêmes situés de part et d'autre des granites précédents, s'effectue avec des modifications importantes dans la répartition pondérale des différents minéraux. Le granite bleu est moins riche en feldspaths alcalins et présente une tendance monzonitique nette. Il possède plus de quartz et moins de minéraux ferromagnésiens.

L'évolution des différents granites intermédiaires vers le granite "noir" est plus continue. Elle se réalise par :

- une augmentation des minéraux ferromagnésiens (27 à 40%) due à l'amphibole et surtout à la biotite qui passe de 15 à 25%.
- une diminution forte des feldspaths (55 à 42,5%) et plus modérée du quartz.

Remarquons que la somme biotite + feldspath alcalin tend à rester constante (1) sauf dans le faciès "bleu". Ainsi une augmentation de la biotite est compensée par la diminution du feldspath dans les faciès les plus "noirs".

(1)

Cette constatation ne permet pas de retenir la représentation des analyses modales choisie par F. SIMMLER (1962, p. 112). D'une part, l'analyse volumique au comp- teur de point introduit une erreur systématique ; d'autre part, porter en abscisse les teneurs en feldspath sodi-potassique, revient à juxtaposer granites "noirs" et granite "bleu" sans tenir compte des observations de terrain.

**TABLEAU N° 11 : ANALYSES MODALES PONDERALES DES ECHANTILLONS-TYPES
DU GRANITE DES CRETES.- (Méthode graphique de
H. DE LA ROCHE) 1962.**

A : Résultats bruts et résultats corrigés (grâce à la connaissance chimique des minéraux réels).

	RESULTATS BRUTS			RESULTATS CORRIGES		
	QUARTZ	FELDSPATH	M ^x Fe-Mg : COLOR	QUARTZ	FELDSPATH	M ^x Fe-Mg : COLOR
MIN27	15	40	45	10,9	48,5	40,6
GP NOIR	15	44	41	10,0	53,0	37,0
MIN.9	17	47	36	14,5	52,8	32,7
B N	17	48	35	14,3	54,0	31,7
MIN.14	20	50	30	16,9	55,9	27,3
MIN.18	27	37	36	23,2	44,8	32,0
MIN.15	18	64	18	16,4	66,9	16,7
MIN11G	32	58	10	31,3	59,9	8,8

B - Résultats Complets

- Les proportions de biotite et d'actinote ont été calculées par la méthode A. NICOLAS.
- Les proportions de feldspath K-Na et de plagioclase ont été calculées par la méthode graphique en utilisant le feldspath alcalin réel.

	QUARTZ	FELDSPATH K - Na	PLAGIO.	BIOTITE	AMPHIBOLE	TOTAL M ^x COLOR
MIN.27	10,9	32,5	16,0	25,2	15,4	40,6
GP NOIR	10,0	37,0	16,0	23,7	13,3	37,0
MIN.9	14,5	42,7	10,1	21,9	10,8	32,7
B N	14,3	38,3	16,5	20,8	10,9	31,7
MIN.14	16,9	41,3	14,5	15,0	12,3	27,3
MIN.18	23,2	24,2	20,6	20,2	11,8	32,0
MIN.15	16,4	56,0	10,9	8,9	7,8	16,7
MIN11G	31,3			6,5	2,3	8,8

La flamme MIN.15 présente des teneurs faibles en biotite, amphibole et plagioclase, mais normale en quartz. Elle est surtout caractérisée par une proportion anormalement élevée en feldspath sodi-potassique (58% au lieu de 37% en moyenne).

Le granite MIN.11 G, au contact du filon des Bioquets est très pauvre en éléments colorés et très riche en quartz. Le taux de feldspath alcalin est par contre normal.

B- ANALYSES RAPPORTEES DANS LA LITTERATURE

L'étude complète de huit échantillons-types de Granite des Crêtes nous a permis d'éprouver les méthodes de calcul des analyses modales pondérales. De plus, la parfaite homogénéité du chimisme des minéraux ferro-magnésiens et du feldspath sodi-potassique dans ces granites (1) nous autorise à employer les données concernant nos minéraux dans l'application de ces méthodes à l'ensemble des analyses chimiques globales du Granite des Crêtes citées dans la littérature.

Ces analyses, dont l'origine et la localisation géographique sont précisées sur la légende des tableaux N° 12a à 12c, sont pointées sur le graphique de H. DE LA ROCHE (fig. n° 20). Une certaine homogénéité chimique ressort de l'examen de ce diagramme. (p. 76 - 77 - 78).

TABLEAU N° 12 a.

ANALYSES CHIMIQUES DU GRANITE DES CRETES RAPPORTEES DANS LA LITTERATURE.

(Ces analyses et leurs points représentatifs sur les diagrammes n° 17 et 19, sont numérotés de 1 à 17. La validité de certaines analyses particulières est discutée dans le texte).

Analyse N° 1 - Granite à amphibole

- Carrière du Grand-Rain, à 2 km environ au S.E. du Chipal
- J.P. VON ELLER - 1961, p. 96, n° 58
- Analyste : M.F. PYNNAERT, Nancy, 1960

Note : Ce granite est nettement en marge du champ de dispersion du Granite des Crêtes moyen. Il est à rapprocher de notre granite "noir"

Analyse N° 2 - Granite syénitique à actinote

- Ouest de Lapoutroie
- J.P. VON ELLER - 1961, p. 76, n° 49
- Analyste : M.F. PYNNAERT, Nancy, 1960

Note : L'auteur signale que ce granite ne s'apparente que de loin au granite des Crêtes s. s. (p. 76) et le compare, pour cela, à un granite à biotite. Cependant, le chimisme du granite de Lapoutroie est celui d'un granite des Crêtes s. s. intermédiaire entre le type moyen et le faciès noir.

(1)

Et dans les roches filoniennes associées.

TABLEAU N° 12 a

ANALYSES CHIMIQUES DU GRANITE DES CRETES

(les références sont précisées dans la légende)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	57,38	59,72	61,35	62,25	62,25	62,81
Al ₂ O ₃	14,38	14,83	14,85	14,43	16,01	13,23
Fe ₂ O ₃	1,79	1,53	1,85	0,92	4,53	0,52
FeO	4,05	3,65	4,50	3,23	-	4,41
MnO	0,10	0,07	0,08	-	-	-
MgO	6,11	5,20	4,00	4,88	3,99	4,08
CaO	3,96	3,06	2,45	3,01	1,51	4,59
Na ₂ O	2,10	2,30	2,50	2,57	2,87	2,46
K ₂ O	6,10	6,50	5,10	6,35	7,15	5,68
TiO ₂	0,98	1,02	0,65	0,89	0,67	0,60
P ₂ O ₅	0,97	0,89	0,95	0,24	0,14	-
PF	2,10	1,76	1,25	1,23	0,89	0,76
H ₂ O+						
H ₂ O-						
Total	100,02	100,53	99,53	100,00	100,14	99,14
P1	- 8,8	+ 9,5	-15,8	- 1,5	+32,5	-40,5
P2	+74,2	+82,9	+122,6	+92,0	+83,1	+93,9
P3	+243,8	+212,6	+191,7	+189,5	+164,8	+177,3
Si	54,17	55,94	58,28	58,12	57,96	59,28
Al	15,97	16,34	16,60	15,85	17,54	14,69
Fe ₃₊	1,27	1,07	1,32	0,64	3,16	0,37
Fe ₂₊	3,19	2,85	3,56	2,52	-	3,47
Mn	0,08	0,06	0,06	-	-	-
Mg	8,66	7,31	5,70	6,84	5,58	5,78
Ca	4,00	3,07	2,49	3,01	1,51	4,64
Na	3,83	4,17	4,59	4,64	5,17	4,50
K	7,35	7,77	6,18	7,57	8,50	6,85
Ti	0,70	0,72	0,46	0,62	0,47	0,42
P	0,78	0,70	0,76	0,19	0,11	
K+Na	11,18	11,94	10,77	12,21	13,67	11,35
Ca+Na	7,83	7,24	7,08	7,65	6,68	9,14
K+Ca+2Na	19,01	19,18	17,85	19,86	20,35	20,49
$\frac{100 \cdot K}{K+Na}$	65,74	65,08	57,38	62,00	62,18	60,35

(à suivre)

TABLEAU N° 12 b

ANALYSES CHIMIQUES DU GRANITE DES CRETES (suite).

	7	8	9	10	11	12
Si O2	62,85	63,20	63,20	63,39	63,48	64,10
Al 2O3	14,40	14,20	14,40	11,63	14,33	13,35
Fe 2O3	1,16	0,60	1,05	0,35	0,62	} 4,63
Fe O	3,13	3,70	3,30	4,40	3,50	
Mn O	0,08	0,07	0,07	0,10	0,07	
Mg O	4,13	4,30	4,50	4,69	4,18	4,48
Ca O	2,80	3,55	2,95	3,21	3,15	2,29
Na 2O	2,41	2,30	2,30	2,34	2,50	2,29
K 2O	6,48	6,10	6,10	6,70	6,10	7,37
Ti O2	0,79	0,80	0,75	1,09	0,84	0,72
P2 O5	0,57	0,60	0,60	0,64	0,96	
P. F.	2,00	1,10	1,35		0,94	0,40
H2O +				1,05		
H2O -				0,17		
Total	100,80	100,42	100,57	99,76	100,67	99,72
P1	+ 10,2	+ 7,8	+ 2,9	+ 9,8	- 7,0	+ 33,0
P2	+ 100,3	+ 104,3	+ 112,0	+ 95,9	+ 104,8	+ 92,1
P3	+ 171,2	+ 176,4	+ 180,8	+ 196,4	+ 171,4	+ 183,6
Si	58,99	58,97	59,08	59,80	59,06	59,49
Al	15,90	15,61	15,84	12,91	15,68	14,58
Fe ⁺⁺⁺	0,82	0,42	0,73	0,25	0,43	} 3,49
Fe ⁺⁺	2,45	2,88	2,57	3,46	2,71	
Mn	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,07
Mg	5,82	6,03	6,31	6,64	5,83	6,24
Ca	2,82	3,55	2,96	3,24	3,14	2,78
Na	4,37	4,16	4,16	4,27	4,50	4,12
K	7,76	7,28	7,28	8,07	7,25	8,73
Ti	0,56	0,56	0,53	0,77	0,59	0,50
P	0,45	0,48	0,48	0,51	0,75	
K+Na	12,13	11,44	11,40	12,34	11,75	12,85
Ca+Na	7,19	7,71	7,12	7,51	7,64	6,90
K+Ca+2Na	19,32	19,15	18,52	19,85	19,39	19,75
$100 \frac{K}{K+Na}$	63,97	63,63	63,86	65,40	61,70	67,94

(à suivre)

TABLEAU N° 12 a

ANALYSES CHIMIQUES DU GRANITE DES CRETES (suite et fin)

	13	14	15	16	17
Si O2	63.77	63.78	65.60	63.89	66.55
Al2O3	15.37	13.46	13.60	11.89	15.50
Fe2O3	0.39	0.94	4.89	0.52	
FeO	3.52	3.26		3.80	3.15
MnO	0.05	0.07	0.09	0.08	
MgO	3.08	4.10	4.39	4.64	2.71
CaO	1.96	2.65	2.47	3.07	2.02
Na2O	1.74	2.05	2.32	2.59	3.28
K2O	7.32	6.50	6.12	6.73	4.92
TiO2	0.75	0.81	0.75	0.86	0.40
P2O5	0.37	0.56		0.82	
PF	0.73	1.29	1.25		0.125
H2O+				1.11	
H2O-				0.04	
Total	99.05	99.48	101.48	100.04	99.78
P1	+64,6	+24,9	+11,3	+ 4,9	-37,2
P2	+119,2	+118,4	+130,0	+91,7	+135,1
P3	+140,2	+169,7	+185,3	+186,1	+116,6
Si	60,49	60,49	60,88	59,88	62,44
Al	17,15	15,02	14,85	13,11	17,11
Fe ³⁺	0,28	0,67	3,68	0,37	2,47
Fe ²⁺	2,78	2,58			
Mn	0,04	0,06	0,07	0,06	
Mg	4,33	5,83	6,12	6,52	3,82
Ca	1,99	2,69	2,46	3,08	2,03
Na	3,19	5,76	4,17	4,70	5,96
K	8,86	7,87	7,25	8,05	5,89
Ti	0,54	0,58	0,52	0,61	0,28
P	0,30	0,45		0,65	
K+Na	12,09	11,63	11,77	12,25	11,85
Ca+Na	5,18	6,45	6,63	7,78	7,99
K+Ca+2Na	17,23	18,08	18,05	20,53	19,84
100 K	73,53	67,67	63,49	63,14	49,70

Analyse N° 3 - Granite métasomatique entourant des enclaves sombres

- Kaysersberg - chapelle Wolfgang, à la sortie sud de la ville
- J. P. VON ELLER - 1961, p. 74, n° 47
- Analyste : J. PATUREAU - Paris, 1961

Note : Cette analyse n'est rapportée qu'à titre indicatif.

Analyse N° 4 - Granite à amphibole brune

- Haut de Faite
- Cohen, cité par J. JUNG, 1923 - p. 553, n° B.

Analyse N° 5 - Granite des Crêtes à actinote et biotite

- Ouest du village du Bonhomme, point de coordonnées
x = 952,35 y = 65,00
- F. SIMMLER - 1962, p. 114, échantillon n° 1

Analyse N° 6 - Granite à amphibole

- Brifosse, près de Sainte-Marie-aux-Mines
- J. JUNG, 1928, p. 351 - n° A
- Analyste : M. P. BELIN

Analyse N° 7 - "Syénite" des Crêtes - variété sombre porphyroïde

- Grande carrière à la sortie de Sainte-Marie-aux-Mines, sur la route du Col de Sainte-Marie (variété tachée de rouge)
- H. DE LA ROCHE - 1962 - 1963, p. 335, n° 43
- Analyse par méthodes chimiques (1)

Note : A rapprocher de l'analyse n° 14 - même gisement, mais variété noire

Analyse N° 8 - "Syénite" des Crêtes - variété sombre porphyroïde

- Col de Sainte-Marie
- H. DE LA ROCHE - 1962 - 1963, p. 335, n° 45
- Analyse par méthodes spectrochimiques (2)

Analyse N° 9 - ----- idem-----

- Analyses par méthodes chimiques (1)

Analyse N° 10 - "GRAUER KAMMGRANIT"

- 3 km de Cornimont, 4 km de la Bresse
- C. FRIEDLANDER et P. NIGGLI - 1931, p. 370, n° 2
- Analyste : S. PARKER

Analyse N° 11 - "Syénite" des Crêtes - variété sombre porphyroïde

- Carrière à la sortie de la Bresse, sur la route de Gérardmer
- H. DE LA ROCHE - 1962 - 1963 - p. 335, n° 46
- Analyse par méthodes chimiques (1)

(1)

Les analyses par méthodes chimiques, présentées par H. DE LA ROCHE (1962-1963) ont été réalisées par M. L. BLANCHET, S. DIETSCH, G. FABRIES et M. F. PYNNAERT.

(2)

Les analyses par méthodes spectrochimiques ont été exécutées par K. GOVINDARAJU et P. CANALS.

Analyse N° 12 - "Syénite" des Crêtes - variété sombre porphyroïde
- Analyse par méthodes spectrochimiques (2).

Analyse N° 13 - Granite porphyroïde à amphibole

- Ouest de Châtenois

- J. P. VON ELLER - 1962 - 1963, p. 100, n° 62

- Analyste C. R. P. G. - Nancy 1958

Note : Composition intermédiaire entre le Granite des Crêtes à amphibole et les Granites à biotite (id. p. 100)

Analyse N° 14 - "Syénite" des Crêtes - variété sombre porphyroïde

- Grande carrière à la sortie de Sainte-Marie-aux-Mines, sur la route du Col de Sainte-Marie (variété noire)

- H. DE LA ROCHE, 1962 - 1963, p. 335 n° 44

- Analyse par méthodes chimiques (1)

Note : A rapprocher de l'analyse n° 7 - même gisement, mais variété commune tachée de rouge.

Analyse N° 15 - ----- idem -----

- Analyse par méthodes spectrochimiques (2)

Analyse N° 16 - "ROTLICHER KAMMGRANIT"

- 3 km de Cornimont, 4 km de La Bresse

- C. FRIEDLANDER et P. NIGGLI - 1931, p. 369, n° 1

- Analyste S. PARKER

Analyse N° 17 - Granite "Normal" (pauvre en amphibole)

- Col du Page

- Alb. MICHEL-LEVY - 1910, p. 822, n° IV

- Analyste : PISANI.

Pour la détermination graphique de l'analyse modale, on tient compte de la position moyenne des minéraux analysés suivants : amphibole, biotite, feldspath alcalin. Les corrections sont faites suivant le procédé habituel à partir d'une valeur moyenne des paramètres, calculée à partir de sept échantillons-types.

amphibole	: P ₂	= 122,9	-	P ₃	= 583,6
biotite	P ₂	= 8,7	-	P ₃	= 619,5

Pour le calcul suivant la méthode de A. NICOLAS, on tient compte des valeurs moyennes :

	TiO ₂	MgO
amphibole	: 0,71	16,66
biotite	: 3,96	14,18

On tient compte d'une teneur moyenne de MgO = 0,12 dans les feldspaths alcalins (Or₇₅ Ab₂₅) dont les proportions sont estimées par la méthode de H. DE LA ROCHE. Les résultats acquis par ces deux méthodes, sont présentés dans le tableau N° 13, p. 81.

(1) et (2)

Voir légende précédente.

TABLEAU N° 13

ANALYSES MODALES PONDERALES DES GRANITES DES CRETES dont l'analyse est rapportée dans la littérature - (1) par la méthode A. NICOLAS 1966 - (2) par la méthode R. DE LA ROCHE (1964) (voir Tableau n°)

N°	SiO ₂	QUARTZ		FATH	PLAGIO:	TOTAL		BIOTITE	ACTINOTE	TOTAL		S A T	FELDS-
		(1)	(2)	K-Na	CLASE	(1)	(2)	(1)	(1)	(1)	(2)	(1)	PATHS
1	57,38	6,9	9,0	33,7	18,8	52,5	49,8	21,5	18,1	39,6	41,2	11,6	64,2
2	59,72	12,7	12,7	35,4	16,5	51,9	51,9	23,9	10,5	34,4	35,4	19,7	68,2
3	61,35	12,0	19,4	30,6	30,5	61,1	49,1	14,4	11,5	25,9	31,5	16,4	50,1
4	62,25	17,1	13,4	36,8	13,1	49,9	55,9	20,4	11,6	32,0	30,7	25,5	73,7
5	62,25	13,3	12,5	47,8	12,1	59,9	60,1	15,0	10,8	25,8	27,4	18,2	79,8
6	62,81	14,5	14,1	36,8	21,6	58,4	56,3	12,8	13,3	26,1	29,6	19,9	63,0
7	62,85	17,1	16,0	39,4	15,3	54,7	55,8	18,4	8,8	27,2	28,2	23,8	72,0
8	63,10	17,6	16,9	36,2	17,0	53,2	54,0	18,5	9,7	28,2	29,1	24,9	68,0
9	63,20	17,3	17,2	37,7	14,9	52,6	52,7	16,7	12,4	29,1	30,1	24,7	71,7
10	63,39	21,8	15,9	35,4	10,0	45,4	52,7	26,6	5,2	31,8	31,4	32,4	78,0
11	63,48	19,6	16,2	35,2	16,5	51,7	55,8	19,8	7,9	27,7	28,0	27,5	68,1
12	64,10	18,8	13,1	48,9	2,4	51,3	56,7	15,8	13,1	28,9	30,2	26,8	95,3
13	63,77	17,4	20,4	46,7	14,0	60,7	57,1	18,5	2,4	20,9	22,5	22,3	76,9
14	63,78	19,1	19,2	39,3	13,5	52,8	52,7	19,0	8,1	27,1	28,1	26,6	74,4
15	65,60	23,6	20,4	37,6	9,3	46,9	49,4	16,8	11,7	28,5	30,2	33,5	80,2
16	63,89	20,6	13,7	40,5	7,5	48,0	55,4	19,8	10,6	30,4	30,9	30,0	84,4
17	66,55	20,9	22,1	33,9	27,2	61,1	59,5	8,5	8,5	17,0	18,4	25,5	55,5

Remarquons leur très grande homogénéité, particulièrement en ce qui concerne la fraction colorée (1).

III. LE GRANITE DES CRETES ET LA CLASSIFICATION MODALE -

A - LA CLASSIFICATION MODALE : PRINCIPE ET CALCULS

Les indices basés sur des proportions volumiques définis par J. JUNG et R. BROUSSE (1959) ont été calculés ici à partir de la composition modale pondérale. Les indices sont les suivants :

$$\text{indice de Saturation} : \text{SAT} = \frac{Q}{Q + F} \times 100$$

$$\text{indice de Coloration} : \text{COL} = 100 - (Q + F)$$

(1)

Il existe cependant des différences sensibles dans les proportions de biotite et d'amphibole calculées pour une même roche, d'une part par voie chimique, et d'autre part par méthode spectrochimique. L'auteur qui a publié ces analyses (H. DE LA ROCHE, 1962, p. 332), signale qu'elles ont été effectuées pendant la phase d'expérimentation de la méthode spectrochimique. Il note que le taux de TiO₂ dosé au quantomètre est quasi systématiquement plus faible. Pour une roche analysée par cette méthode, ce fait entraîne un déficit en biotite et une teneur trop élevée en amphibole dans l'analyse modale pondérale.

$$\begin{aligned} \text{indice Feldspathique} & : \text{FELDS} = \frac{\text{F. alcalin}}{\text{F. alcalin} + \text{plagioclase}} \times 100 \\ \text{indice Potassique} & : \text{POT} = \frac{\text{F. potassique}}{\text{F. alcalin}} \times 100 \end{aligned}$$

L'indice de coloration est directement obtenu par la somme des minéraux colorés. L'indice potassique correspond à la formule du feldspath sodi-potassique. En se basant sur la composition calculée par la méthode A. NICOLAS, on obtient les résultats suivants :

-	SAT.	COL.	FELDS.	POT.	FORMULE
MIN. 27	27,4	40,3	81,0	74,7	27 - 40 - 81 - 75
GP. NOIR	20,3	35,9	76,9	74,8	20 - 36 - 77 - 75
MIN. 9	21,3	30,8	68,9	74,3	21 - 31 - 69 - 74
B N	22,5	30,7	75,0	74,0	23 - 31 - 75 - 74
MIN. 14	24,2	27,0	74,4	75,4	24 - 27 - 74 - 75
MIN. 18	35,7	30,4	55,1	73,7	36 - 30 - 55 - 74
MIN. 15	22,4	14,7	89,3	74,5	22 - 15 - 89 - 75
MIN. 11 G	38,7	10,0	62,5	76,6	39 - 10 - 63 - 77

Ces formules ont été calculées à partir d'une composition pondérale. Ce procédé est en désaccord avec le principe de cette classification fondé sur une composition volumique. Afin d'estimer la distorsion ainsi introduite, nous avons converti la formule de l'échantillon-type BN en tenant compte de la composition volumique correspondante : (quartz = 15,84 ; feldspath alcalin = 42,11 ; plagioclase = 13,53 ; biotite = 18,20 ; actinote = 9,32).

La formule : 22,5 - 30,7 - 75,0 - 74,0 (pondérale)
 devient : 22,2 - 27,5 - 75,7 - 74,3 (volumique)

Ainsi, dans le cadre de la classification modale volumique, l'utilisation des proportions pondérales n'introduit pas une erreur considérable. Cependant, le granite MIN. 27, leucocrate, devient mésocrate. En effet, les différences sont surtout sensibles pour l'indice de coloration ; elles sont, bien entendu, dans le rapport des densités des minéraux ferro-magnésiens et de la fraction quartzo-feldspathique, compte tenu de leur abondance respective.

B - RESULTATS

La figure n° 17 groupe les résultats du calcul des indices modaux. En abscisse, est porté l'indice feldspathique (FELDS). Dans le cadre du bas, un axe vertical correspond à l'indice de coloration (COL) ; dans le cadre du haut, il donne l'indice de saturation.

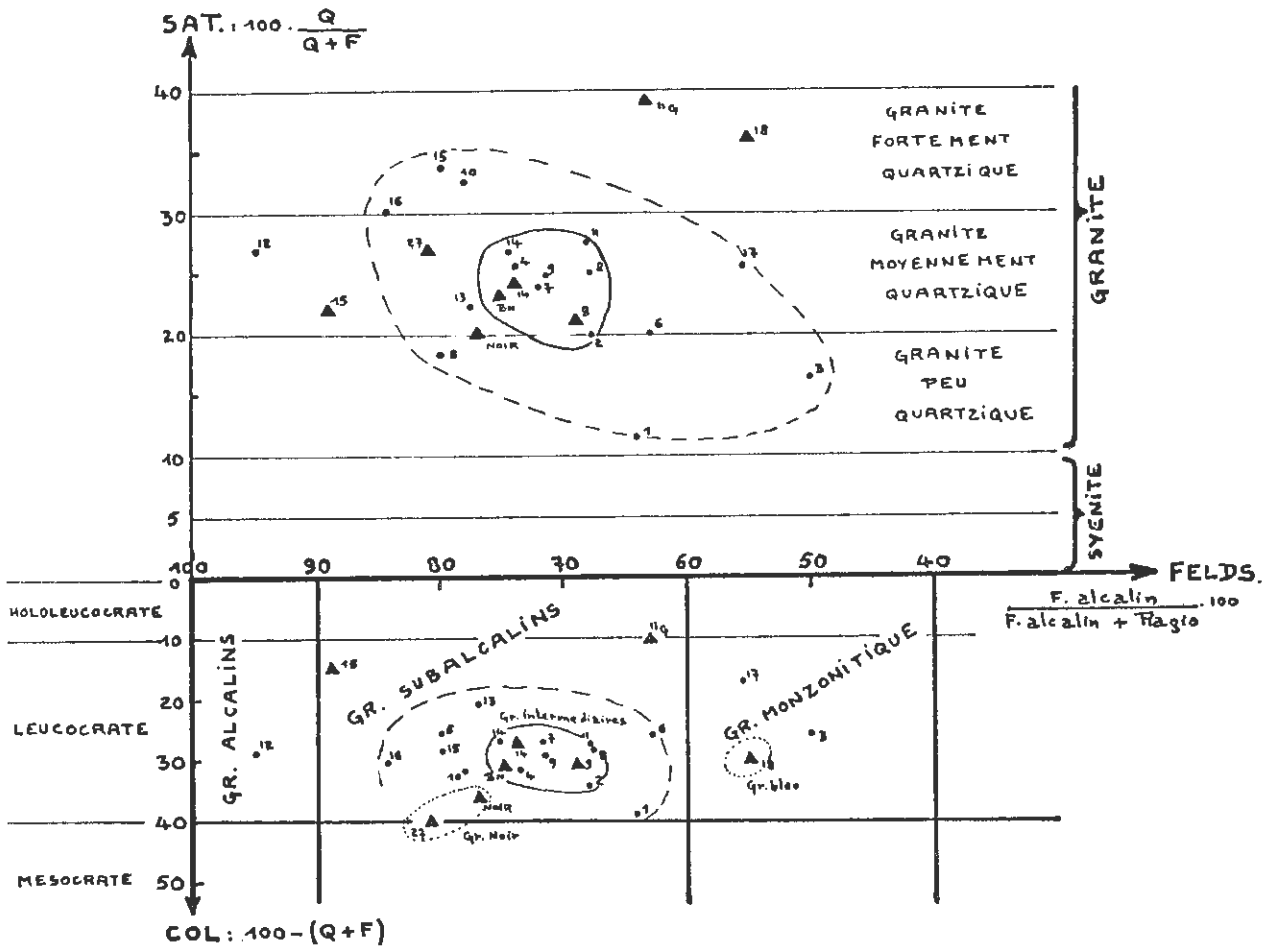


Fig. N° 17 - Le Granite des Crêtes et la classification modale.

(Les granites intermédiaires sont localisés dans l'aire limitée par un trait plein)

(Se reporter au texte pour le commentaire).

A première vue, la dispersion des points figuratifs semble assez grande ; mais il faut tenir compte des cas particuliers qui n'ont pas été éliminés. Le "Granite des Crêtes - type" semble bien représenté dans notre étude par les granites intermédiaires (BN, MIN. 14, MIN. 9). Ils ont pour formule moyenne (24-30-72-75). Ce sont des granites moyennement quartziques, leucocrates, subalcalins potassiques. Ils constituent un ensemble relativement homogène (aire limitée par un trait plein sur la fig. n° 17).

Les granites "noirs" s'éloignent peu de ce type moyen. Ils ont tendance à être mésoocrates et plus alcalins.

Le granite "bleu" se présente comme un cas particulier ; plus quartzique, il est monzonitique (36-30-55-74).

L'examen de l'ensemble de ces données nous conduit à rejeter catégoriquement le terme de "SYENITE" utilisé parfois pour désigner le Granite des Crêtes.

Certaines analyses correspondent à des échantillons particuliers dont les points figuratifs sont situés en dehors de l'aire de dispersion du granite moyen (fig. n° 17). On retrouve les échantillons-types MIN. 15 (flamme) et MIN. 11 G (éponge de filon) représentés par des triangles. Les points 15 et 12 (1) surtout correspondent à des échantillons analysés par voie spectrochimique (voir note infrapaginale, p. 81); il est préférable de considérer les points 14 et 11. Le point 3 est donné à titre indicatif et les points 1 et 17 trouveront leur signification ultérieurement.

IV. LE PROBLEME DE L'HOMOGENEITE DU GRANITE DES CRETES -

Dans ce paragraphe, nous envisagerons le problème de l'homogénéité du Granite des Crêtes afin de savoir si cette entité pétrographique a une signification chimique. Nous disposons de vingt-cinq analyses. Si pour nos échantillons-types, nous avons sélectionné les cas particuliers (MIN. 15 et MIN. 11 G) et les tendances extrêmes d'évolution chimique (granite "bleu" et granite "noir"), nous n'avons que peu de renseignements sur la validité des échantillonnages correspondant à des analyses anciennes. Il nous faudra donc, après avoir traité nos informations, conclure avec prudence.

A - CALCUL D'UNE ANALYSE MOYENNE - ECARTS-TYPES

Dans le tableau ci-après, nous présentons l'analyse moyenne du Granite des Crêtes avec l'écart-type calculé pour chaque élément.

Un contrôle du sens relatif des variations nous a permis de mettre en évidence les faits suivants :

SiO_2 - Al_2O_3 Na_2O varient ensemble dans le sens op-

(1)

Se reporter à la légende des planches n° 12a à 12c.

posé à celui que prennent en commun les éléments $MgO - TiO_2 - FeO + Fe_2O_3 - MnO$. Le potassium suit ces derniers dans la plupart des cas (1) et contribue ainsi, avec sa forte teneur, à accuser l'originalité du Granite des Crêtes. La cristallisation précoce de la biotite, riche en potassium, est responsable de cette originalité ; en effet, le potassium suit plus généralement $SiO_2 - Al_2O_3$ et Na_2O dans les variations chimiques d'un granite. Compte tenu de ces constatations et des écarts-types calculés, nous proposons, à titre indicatif, deux formules extrêmes : l'une pour le granite type "clair", pauvre en minéraux ferromagnésiens, l'autre pour le granite type "sombre" qui en est riche. Les granites qui s'en écartent représentent des cas particuliers.

	MOYENNE	ECART-TYPE	TYPE "CLAIR"	TYPE "SOMBRE"
SiO_2	63,26	2,78	66,04	60,48
Al_2O_3	14,07	0,95	15,02	13,16
$FeO + Fe_2O_3$	4,53	1,02	3,51	5,55
MnO	0,08	0,01	0,07	0,09
MgO	4,28	1,05	3,23	5,33
CaO	2,82	0,80	2,02	3,62
Na_2O	2,42	0,33	2,75	2,09
K_2O	6,29	0,75	5,54	7,04
TiO_2	0,77	0,20	0,57	0,97
Somme :	98,52		98,75	98,33
P. F	1,06			
Total :	99,58			

La comparaison des écarts-types et la précision des analyses de chaque élément permettent d'admettre que les variations observées sont significatives, sauf peut-être pour le sodium. Nous sommes cependant conduits à écarter calcium et fer dont nous ne connaissons pas la signification minéralogique exacte en raison de la présence de minéraux accessoires (apatite, pyrite...). Il nous reste comme éléments très significatifs $TiO_2 - MgO - K_2O$ (2) ; ensuite viennent SiO_2 et Al_2O_3 .

Ces éléments d'information vont nous permettre de choisir un type de représentation graphique très simple, adapté aux variations décelées dans le Granite des Crêtes. Nous utiliserons aussi le diagramme de H. DE LA ROCHE qui présente l'avantage de tenir compte de l'ensemble des données.

(1)

En effet, dans certains cas particuliers (MIN. 18), le potassium suit les éléments $SiO_2 - Al_2O_3 - Na_2O$. Ce fait est mis en évidence par les totaux partiels des analyses du type "clair" et du type "sombre" (98,75 et 98,33).

(2)

Ces éléments ont d'ailleurs été choisis, avec la silice, pour calculer l'analyse modale pondérale par la méthode A. NICOLAS.

B - REPRESENTATION GRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DU GRANITE DES CRÊTES

1- Diagramme K₂O - MgO (fig. n° 18)

a)- Choix des variables

Nous choisissons un diagramme avec deux axes sur lesquels nous portons en abscisse K₂O et en ordonnées MgO. Ces deux éléments vont traduire d'une façon symptomatique les tendances et les variations des différents échantillons du Granite des Crêtes.

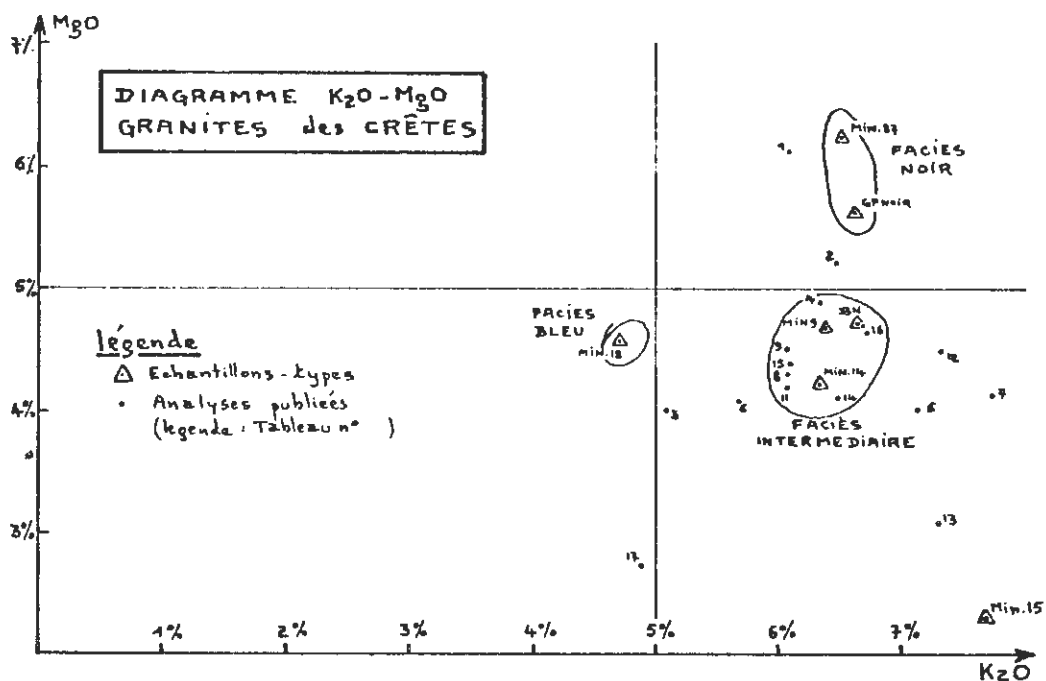


Fig. N° 18 - Diagramme K₂O - MgO pour l'ensemble des Granites des Crêtes.

- . Les échantillons-types sont repérés par un triangle ;
- . Ceux dont l'analyse est rapportée dans la littérature sont notés par un point.

b)- Signification minéralogique

Portons dans ce diagramme les minéraux du Granite des Crêtes dont nous connaissons le chimisme (fig. n° 19). Nous voyons que cette représentation permet de caractériser le rôle des minéraux essentiels dans les variations et les tendances des différents échantillons analysés (seuls quartz et plagioclase ont un point commun). Ce diagramme accorde donc une très bonne signification minéralogique aux variations chimiques.

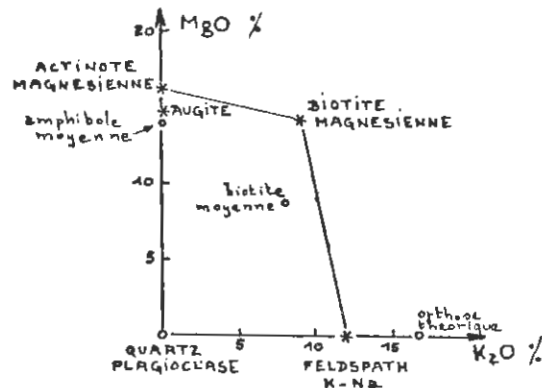


Fig. N° 19 - Signification minéralogique du diagramme K2O - MgO pour le Granite des Crêtes.

- étoiles : position des minéraux spécifiques du Granite des Crêtes.
- ronds : position théorique de certains minéraux : (quartz, plagioclase, orthose potassique) et position moyenne d'après les données de K. RANKAMA et T.G. SAHAMA, 1960 (biotite et amphibole),

2 - Diagramme H. DE LA ROCHE (fig. n° 20, p. 88).

Nous ne reviendrons pas sur la construction de ce diagramme qui est exposée dans l'annexe n° 2.

C - DISCUSSION : LE GRANITE DES CRÊTES ET SES CAS PARTICULIERS

Le Granite des Crêtes est bien représenté par l'analyse moyenne que nous venons de calculer ; seuls les cas particuliers s'éloignent beaucoup du cadre imposé par les écarts-types calculés (et de ce fait, majorés). Ceci confirme qu'il est bien une entité pétrographique homogène parfaitement définie du Nord au Sud du massif.

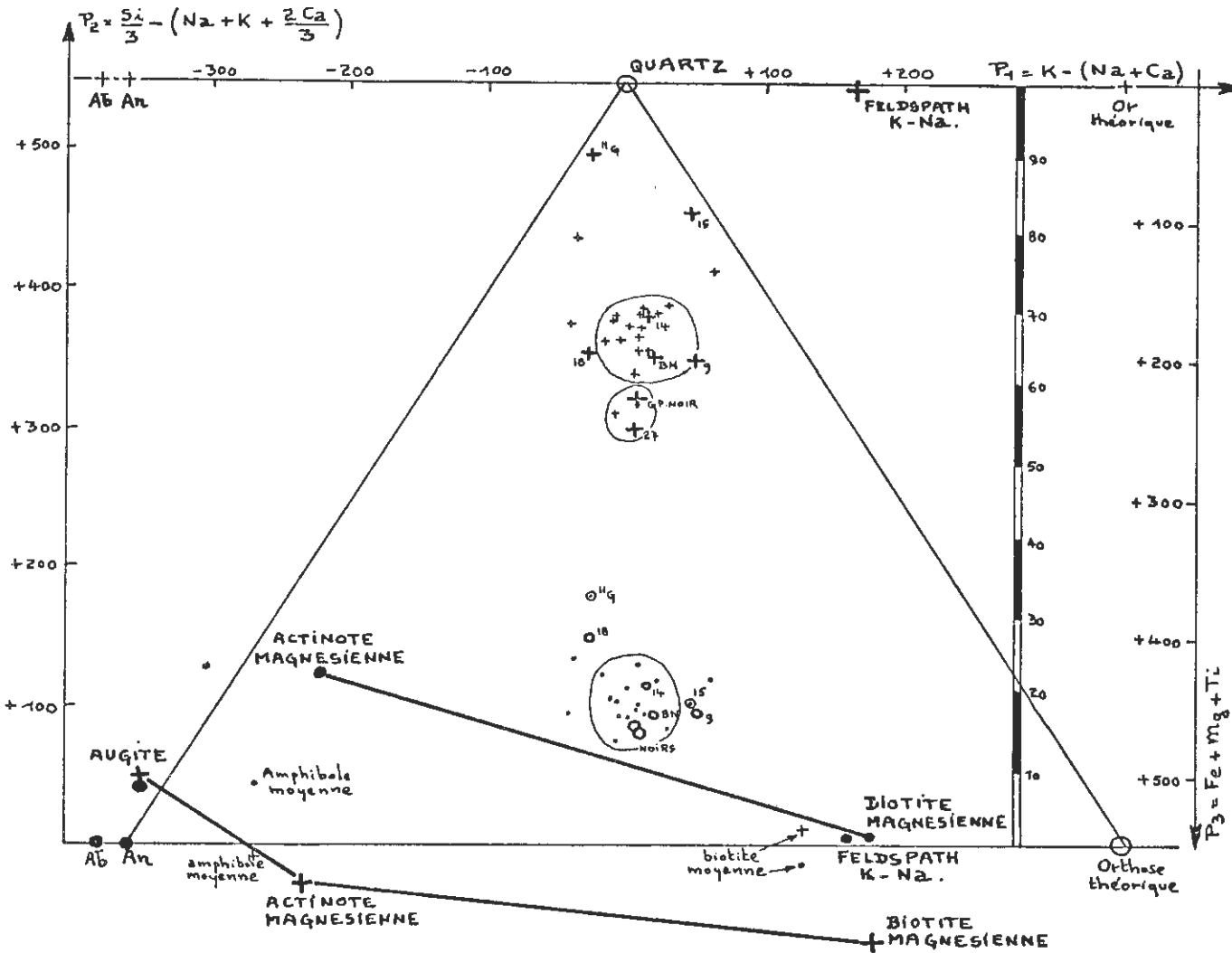
Examinons maintenant les cas particuliers et interprétons les tendances chimiques en nous servant du diagramme K2O - MgO (fig. n° 18).

a)- Granite "noir"

Il est caractérisé par un excès de MgO (CaO et TiO₂) et un taux élevé en K₂O. Par contre, la silice est en léger déficit.

Il est donc particulièrement riche en biotite et en amphibole, minéraux de cristallisation précoce. Il tend vers un "granite surmicacé".

Fig. N° 20 - Diagramme H. DE LA ROCHE pour l'ensemble des échantillons.



Les échantillons MIN. 27, n° 1 et GP NOIR sont à ranger dans ce type. Les échantillons n° 2, n° 4, MIN. 9, BN, n° 10 et n° 16, présentent la même tendance plus ou moins accusée.

b) - Granite "bleu"

Il est caractérisé par un déficit en K_2O , alors que tous les autres éléments sont en abondance normale.

Il est particulièrement pauvre en feldspath sodi-potassique (notamment en microcline, minéral de cristallisation tardive), et tend vers un granite monzonitique, riche en quartz.

Le type extrême est représenté par l'échantillon MIN. 18. Les échantillons n° 3, n° 6 (et peut-être n° 8, n° 9 et n° 11) ont la même tendance.

c) - Granite riche en feldspaths (flamme ?)

Le type est représenté par l'échantillon MIN. 15, cas particulier avec un excès en K_2O , en SiO_2 et Al_2O_3 , compensé par un fort déficit pour les autres éléments. On tend vers un granite alcalin, particulièrement pauvre en minéraux de première cristallisation.

L'échantillon n° 13 est à rapporter, pour l'instant, à ce cas particulier.

d) - Bordure de filon

L'échantillon-type MIN. 11 G révèle un déficit très important en MgO et K_2O . C'est un cas particulier qui n'est répété que par le granite n° 17.

V. CONCLUSIONS -

Dans ce chapitre consacré à l'interprétation du chimisme du Granite des Crêtes, nous avons acquis plusieurs résultats.

- les analyses modales pondérales des différents granites, étudiés dans ce mémoire ou cités dans la littérature, ont été calculées. Elles constituent un ensemble cohérent.

- le Granite des Crêtes, soumis aux critères de la classification modale, se présente comme un granite moyennement quartzique, leucocrate, subalcalin et potassique.

- le problème de l'homogénéité du Granite des Crêtes a été abordé. Les échantillons représentatifs de l'ensemble du massif se groupent autour d'un granite moyen que nous avons défini chimiquement. La discussion nous a permis de choisir une représentation graphique particulièrement simple (diagramme $K_2O - MgO$ et pourtant symptomatique des variations chimiques et minéralogiques de cet ensemble.

L'interprétation des échantillons qui s'écartent trop de ce granite moyen, nous a conduit en tenant compte de nos prélèvements exceptionnels (granite bleu, flamme, bord de filon...) à discuter la signification de quelques analyses particulières rapportées dans la littérature.

PREMIERE PARTIE

LE GRANITE DES CRETES

A

CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE LA
CHAPITRE IV. CRISTALLISATION DU GRANITE
DES CRETES

I. INTRODUCTION -

Nous nous proposons dans ce chapitre, d'évaluer les conditions thermodynamiques (pression et température) qui existaient au moment de la cristallisation des différents minéraux du Granite des Crêtes. La comparaison des résultats acquis à propos de chacun d'eux nous permettra de donner un ordre de cristallisation "thermodynamique" que nous comparerons à l'ordre de cristallisation observé en lames minces.

Nous disposons pour mener à bien cette discussion : d'une part de notre connaissance minéralogique (composition chimique et propriétés physiques) des cristaux spécifiques du Granite des Crêtes ; d'autre part, des données publiées sur la stabilité des minéraux.

Nous devons faire l'hypothèse que les courbes de stabilité valables pour des minéraux précis, étudiés au cours d'expériences de synthèse, peuvent être retenues pour des minéraux cristallisés dans un milieu chimiquement plus complexe.

Anticipant sur leur justification ultérieure (chapitre 5), nous utiliserons les résultats de schémas de cristallisation grâce auxquels on connaît le milieu chimique au moment de la cristallisation de chaque minéral.

La seule sécurité que nous aurons sera la parfaite concordance de nos résultats

avec tous les faits acquis jusqu'ici. Dans la seconde partie de notre mémoire, portant sur l'étude des filons associés, nous aurons une confirmation entière de nos conclusions.

Il est cependant évident que les chiffres proposés pour l'estimation de la température ou de la pression ne doivent pas être tenus pour rigoureux ; ils représentent seulement un ordre de grandeur.

II. DISCUSSION SUR LES CONDITIONS DE CRISTALLISATION DE L'AUGITE -

Les résultats acquis sur le pyroxène du Granite des Crêtes ne nous permettront pas d'obtenir des renseignements précis sur ses conditions de cristallisation : d'une part, ce pyroxène a été analysé dans un seul échantillon-type et d'autre part, il se trouve dans la plupart des cas à l'état de reliques ou de fantômes (nids à amphibole et biotite).

Sa composition chimique, augite pauvre en fer et riche en calcium (1), a sans doute été imposée par la composition chimique du milieu et les conditions thermodynamiques de cristallisation. La richesse en magnésium est imposée par celle de la roche ; le rapport du calcium au fer total doit être le témoin d'une cristallisation à haute température d'après les données de A. POLDERVAART et H. H. HESS (1951) sur l'évolution chimique des pyroxènes au cours du refroidissement d'un magma saturé.

Si l'on se réfère au bloc-diagramme montrant la position du solvus des clinopyroxènes (d'après T. F. W. BARTH, 1951), on doit admettre des conditions de température supérieures à 1.000° C, afin d'éviter la zone d'immiscibilité des solutions solides à plus faible température qui aurait imposé un second pyroxène non observé. Le refroidissement s'étant effectué en profondeur, il nous faudra admettre que, lorsque la température correspondait à cette zone d'immiscibilité, le pyroxène ne pouvait plus cristalliser et était remplacé par l'amphibole. Ceci pose le problème de la pression de vapeur d'eau au cours de ce début de cristallisation. La présence de minéraux hydroxylés (biotite, amphibole) témoigne d'une pression assez élevée. Il faut alors admettre que seule la température initiale élevée interdisait leur cristallisation et rendait possible la formation du pyroxène, peu sensible à ce facteur (2). A la suite d'une légère baisse de température, plus rien ne s'oppose à l'expression de biotite et d'amphibole, minéraux mieux adaptés aux conditions alors imposées ; le pyroxène, en déséquilibre, disparaît (formation des nids) et n'est plus conservé qu'à l'état de reliques (cœur des amphiboles).

Le fait qu'il existe de petites inclusions de biotite dans le pyroxène tend à prouver que :

(1)

Augite MIN. 18 : Mg = 44 ; Ca = 41 ; Fe³⁺ + Fe²⁺ + Mn = 15

échantillon-type MIN. 18 : Mg = 47 ; Ca = 23 ; Fe³⁺ + Fe²⁺ + Mn = 30

(2)

notons que la perte au feu de notre pyroxène est élevée pour une augite (P. F. = 1, 78).

- les conditions de cristallisation de ce dernier ne sont pas très éloignées de celles du mica que nous préciserons ultérieurement;
- la formation de la biotite magnésienne suit immédiatement celle du pyroxène.
- la destruction du pyroxène s'effectue au plus tôt après le début de la cristallisation du mica.

Cela nous permettra, enfin, de préciser la pression en vapeur d'eau qui régnait en ce début de cristallisation.

III. DISCUSSION SUR LES CONDITIONS DE CRISTALLISATION DE LA BIOTITE MAGNÉSIEUNE TITANIFÈRE -

Le chimisme des micas du Granite des Crêtes étant la limite de la biotite et de la phlogopite, nous devons tenir compte des données concernant ces deux minéraux.

A - DONNÉES SUR LA STABILITÉ DE LA PHLOGOPITE

H. S. YODER et H. P. EUGSTER (1954) ont étudié expérimentalement la stabilité de la phlogopite en fonction de la pression et de la température. La courbe de stabilité indique une cristallisation à température élevée (environ 1030 °C pour une pression en vapeur d'eau de 1.000 atmosphères), et une influence très importante des variations de pression (fig. n° 21).

Si l'on compare cette courbe avec celle qui correspond aux conditions minimales de fusion du granite (N. L. BOWEN et O. F. TUTTLE, 1953, p. 50), on voit que la courbe de stabilité de la phlogopite est toujours située à des températures et des pressions plus élevées, sauf pour une petite région dont la pression est inférieure à 60 atmosphères et la température de l'ordre de 900 °C. Ainsi, ces relations indiquent que si le granite cristallise en profondeur, sous des pressions importantes (1) ou s'il est "transvasé" brutalement vers la surface, la phlogopite peut être conservée dans ses limites de stabilité ; nous retiendrons évidemment la première éventualité. Ainsi pour expliquer la formation de phlogopite dans une roche ignée acide, il faut admettre une température et une pression élevées. Dans ce cas, le mica se forme au cours de la première phase de cristallisation comme l'ont montré N. L. BOWEN et O. F. TUTTLE, (1953, p. 50).

B - DONNÉES SUR LA STABILITÉ DE L'ANNITE (POLE Fe)

Considérons déjà les résultats obtenus par H. P. EUGSTER (fig. n° 21, courbes 3 à 9). Les différentes courbes de stabilité correspondent à des expériences de synthèse effectuées sous diverses pressions partielles en oxygène contrôlées chacune par l'un des systèmes suivants (2) :

(1)

Nous admettons que d'une part, la pression en vapeur d'eau est égale à la pression totale et que, d'autre part, elle est directement liée à la profondeur. La présence de minéraux hydroxylés nous autorise à avancer cette hypothèse souvent admise.

(2)

rapportées à titre indicatif, les courbes n° 7 et 8 sont valables pour la stabilité de l'annite en présence de quartz. La courbe n° 7 correspond à la courbe n° 3, et la courbe n° 8 au n° 5. Elles présentent des aires de stabilité beaucoup plus restreintes que celles offertes par les courbes valables pour l'annite seule.

Fig. N° 21 - Courbes de Stabilité des micas ferro-magnésiens

En abscisses : température en degré centigrade.

En ordonnées : pression en vapeur d'eau exprimée en bars.

Courbe 1 : stabilité de la PHLOGOPITE

(d'après H. S. YODER et H. P. EUGSTER, 1954 fig. 2 p. 163 et fig. 11, p. 180).

Courbe 2 : stabilité de la "biotite magmatique"

(d'après F. J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960).

Courbes 3 à 9 : stabilité de l'ANNITE.

(d'après H. P. EUGSTER, 1957).

Les différentes courbes correspondent à des expériences de synthèse réalisées sous diverses pressions partielles d'oxygène réglées par les systèmes suivants :

- courbe 3 : wüstite-magnétite
- courbe 4 : fer-wüstite
- courbe 5 : fer-fayalite-silice
- courbe 6 : magnétite-silice-fayalite
- courbe 9 : hématite-magnétite
- les courbes 7 et 8 correspondent à 3 et 5 pour annite en présence de quartz.

Le point cerclé correspond à une expérience de synthèse réalisée par G. I. VERES et al. (1955) sur une biotite riche en fer.

La courbe en tiretés épais correspondrait à la courbe de stabilité de la biotite magnésienne du Granite des Crêtes.

Le point P₀ représenterait la pression minimum au début de la cristallisation de la biotite (voir le texte).

Courbe B : Courbe : "température minimum de fusion du basalte" (d'après H. S. YODER, 1952).

Courbe GR : Courbe : "température minimum de fusion du granite" (d'après N. L. BOWEN et O. F. TUTTLE, 1953, p. 50).

La courbe "solidus" est très voisine de cette courbe "liquidus" dans le cas d'une saturation en eau car la liquéfaction se fait alors dans un très petit domaine de température.

Courbe n° 5 : Fer - Fayalite - Silice	:	Fe - SiO ₄ Fe ₂ - SiO ₂
Courbe n° 4 : Fer - Wüstite	:	Fe - Fe _{1-x} O
Courbe n° 3 : Wüstite - Magnétite	:	Fe _{1-x} O - Fe ₃ O ₄
Courbe n° 6 : Magnétite - Silice - Fayalite	:	Fe ₃ O ₄ - SiO ₂ - SiO ₄ Fe ₂
Courbe n° 9 : Hématite - Magnétite	:	Fe ₂ O ₃ - Fe ₃ O ₄

Pour une pression totale donnée, nous remarquons que toutes les courbes de stabilité maximale de l'annite correspondent à une température inférieure de plusieurs centaines de degrés à celle de la courbe de la phlogopite. Ce résultat était déjà présenté par H.S. YODER et H.P. EUGSTER (1954, p.179) qui signalaient que la température de cristallisation de la phlogopite baissait légèrement si le taux en fer augmentait.

Dans ces expériences de synthèse, la pression partielle en oxygène reste faible pour les courbes n° 5, 4 et 3 et devient plus élevée pour les courbes n° 6 et 9. Les minéraux du Granite des Crêtes - (pyroxène, mica, amphibole) - sont exceptionnellement pauvres en Fe₂O₃ :

Pyroxène	FeO/FeO + Fe ₂ O ₃	=	$\frac{100}{93}$
Mica	- id -	=	$\frac{93}{100}$
Amphibole	- id -	=	$\frac{100}{91}$ et 91 (1)

De plus, seule la pyrite existe, à l'exclusion de minéraux oxydés tels que magnétite ou hématite.

Si cette constatation nous permet de supposer que la pression partielle en oxygène était faible au cours de ce début de cristallisation, nous retiendrons comme significatives les courbes n° 3 à 5 et particulièrement la courbe n° 3 ; les courbes n° 6 et 9 sont d'ailleurs incompatibles avec la courbe minimale de fusion du granite.

La courbe retenue (n° 3) se rapproche d'ailleurs de la courbe de stabilité de la biotite magmatique proposée par F.J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960) (courbe n° 2).

Ainsi, à une pression totale donnée, la courbe de stabilité des micas est décalée de 200 à 250° C vers des températures plus basses quand on passe du pôle magnésien au pôle riche en fer.

(1)

Rappelons que nous avons caractérisé deux catégories d'amphiboles ; l'une dépourvue de Fe₂O₃, l'autre en possédant un pourcentage faible (p.35)

C - LA BIOTITE MAGNÉSIEUNE DU GRANITE DES CRÊTES

Cette étude des conditions de stabilité de l'annite et de la phlogopite nous conduit à envisager les possibilités de cristallisation de la biotite magnésienne du Granite des Crêtes, située à la limite de la phlogopite.

La courbe de stabilité d'un tel mica que nous pourrions définir par la formule schématique "Pblogopite : 64,5 - Annite : 35,5", doit se situer entre celle de la phlogopite et celle de l'annite. A titre indicatif, nous la tracerons et la situerons à 980°C pour une pression totale de 1.000 bars (fig. n° 21, courbe "Biotite magnésienne du Granite des Crêtes").

Si nous admettons cette hypothèse, nous pouvons estimer la pression totale qui régnait au moment de la cristallisation du mica. En effet, le début de cristallisation du mica est au moins contemporain de la fin de la formation du pyroxène (petites inclusions de biotite dans le pyroxène); admettant une température supérieure à 1.000°C pour ce dernier, nous sommes amenés à admettre que la pression totale était égale ou supérieure à 1.500 bars (fig. n° 21, point P₀). Ce serait l'indice d'une cristallisation en profondeur (supérieure à 6 km).

Toutes ces données nous imposent une température de cristallisation très élevée pour la biotite magnésienne du Granite des Crêtes : de l'ordre de 950 à 1.000°C.

Cette température élevée est en accord avec les résultats suivants de l'étude minéralogique :

- richesse en magnésium qui plaide en faveur d'une cristallisation précoce;
- abondance de l'aluminium en position tétracoordonnée;
- rapport Al^{IV} / Al total très élevé et faible teneur en Al₂O₃. Ceci suppose une origine magmatique à haute température avec association pyroxène - biotite;
- indice N_Z élevé témoin d'une cristallisation à température élevée.

IV . DISCUSSION SUR LES CONDITIONS DE CRISTALLISATION DE L'ACTINOTE MAGNÉSIEUNE

L'actinote magnésienne du Granite des Crêtes est située chimiquement à la limite des hornblendes. Après avoir examiné les conditions de stabilité de la série trémolite - actinote, nous tenterons, grâce aux courbes de stabilité présentées dans la figure n° 22, d'y apporter d'éventuels correctifs à la lumière des résultats d'expériences réalisées sur les hornblendes.

A - DONNEES SUR LA STABILITE DE LA SERIE TREMOLITE - ACTINOTE FERRO - ACTINOTE

E. HELLNER et K. SCHURMANN (1966) ont étudié les conditions de stabilité de la série trémolite - actinote - ferro-actinote. Les expériences ont été réalisées sous des conditions hydrothermales, avec un excès de SiO₂, à une pression constante de 1.000 ± 50 bars pour H₂O et 50 ± 25 bars pour CO₂. Les résultats, présentés

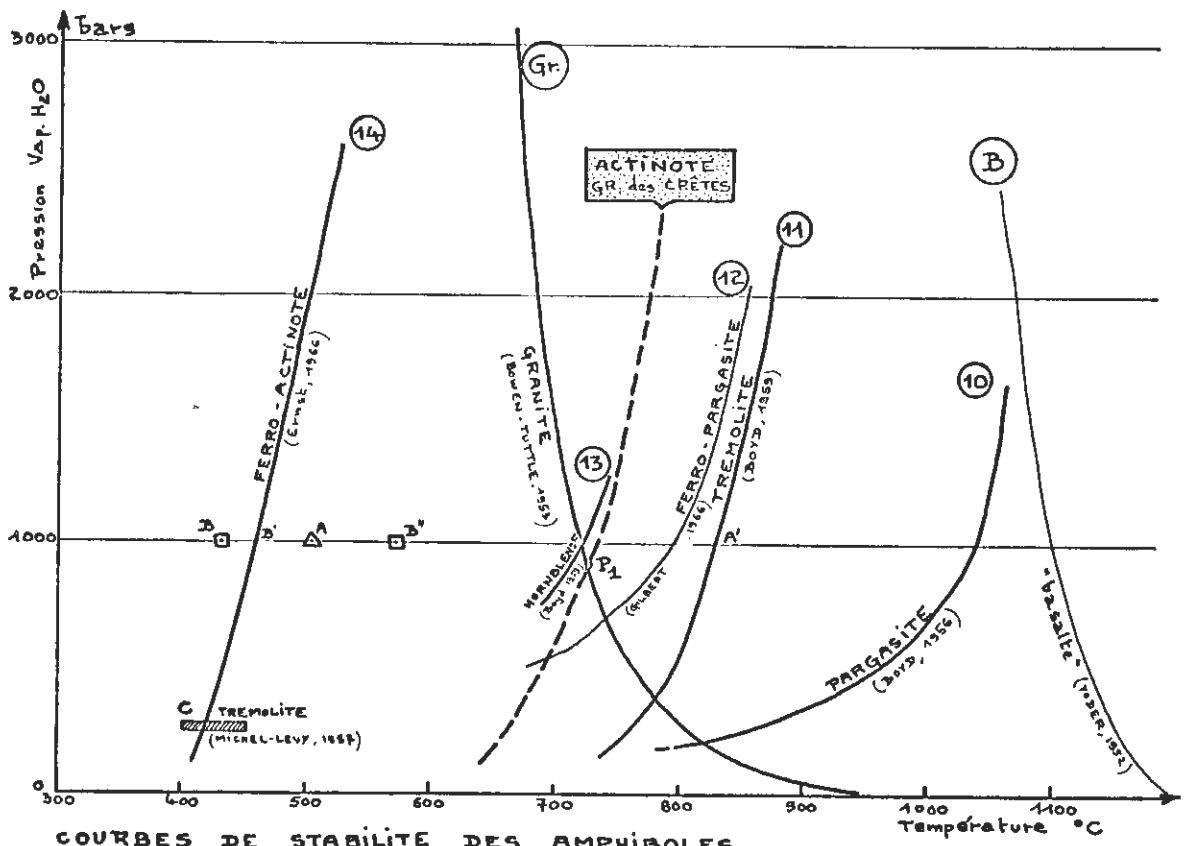


Fig. N° 22 : Courbes de stabilité des amphiboles

En abscisses : température en degré centigrade
 En ordonnées : pression en vapeur d'eau exprimée en bars.

- Courbe 10 : stabilité de la Pargasite. (d'après F. R. BOYD, 1956).
- Courbe 11 : stabilité de la TREMOLITE. (d'après F. R. BOYD, 1954)
- Courbe 12 : stabilité de la ferro-pargasite (d'après C. GILBERT, 1966)
- Courbe 13 : stabilité de la hornblende
 (estimée par F. R. BOYD, 1959, pour une pression de 1000 bars)
- Courbe 14 : stabilité de la FERRO-ACTINOTE. (d'après W. G. ERNST, 1966).

Triangle A : trémolite ; température minimale de cristallisation à 1000 bars.
 (d'après E. HELLNER et K. SCHURMANN, 1966)

Carré B : ferro-actinote ; température minimale de cristallisation à 1000 bars
 (d'après E. HELLNER et K. SCHURMANN, 1966)

Rectangle : Synthèse de la trémolite par M. C. MICHEL - LEVY (1957).

La courbe en tiretés épais correspondrait à la courbe de stabilité de l'actinote magnésienne du Granite des Crêtes.

Le Point P₁ représenterait la pression minimum nécessaire pour la cristallisation de cette actinote magnésienne (voir le texte)

Courbes Gr et B. voir la légende de la figure n° 21.

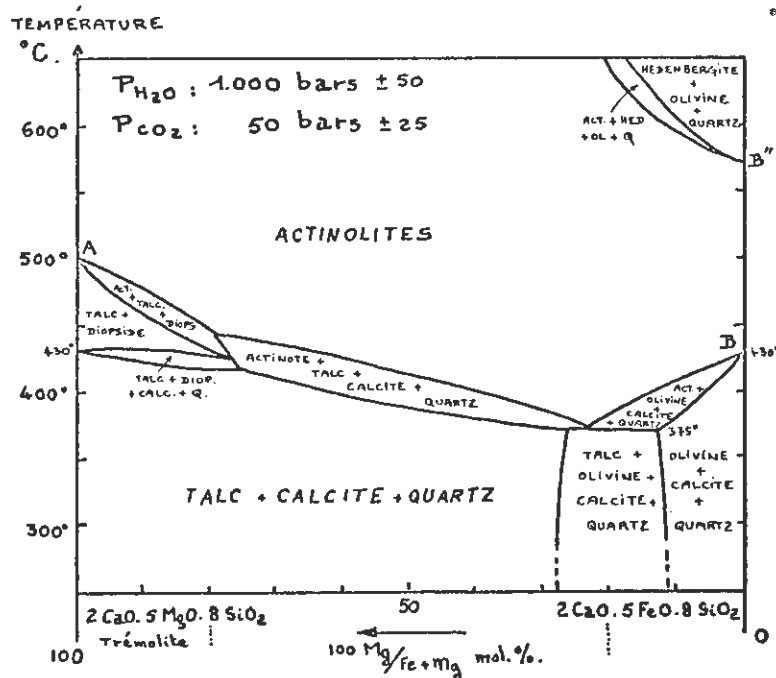


Fig. N° 23 : Diagramme de stabilité de la série trémolite - actinote ferro-actinote, en fonction de la température, à une pression donnée ($P_{H_2O} = 1.000$ bars et $P_{CO_2} = 50$ bars) - d'après E. HELLNER et K. SCHURMANN, 1966, fig. 3, p. 326) -

Les points A, B et B'' sont reportés sur la figure n° 22.

dans la figure n° 23, donnent les conditions de stabilité en fonction de la température et de la composition chimique. Ce diagramme nous indique une limite inférieure de la température de cristallisation de l'actinote de l'ordre de 440°C pour un rapport 100 Mg / (Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn) voisin de 72, à la pression considérée. Lorsque ce rapport varie de 25 à 100, la température augmente de 375°C à 500°C (point A pour le pôle magnésien, porté sur la fig. n° 22). Pour la ferro-actinote de rapport 0, elle est de 430°C (point B sur la fig. n° 22).

F. R. BOYD (1954, 1959) a fourni la courbe de la limite de stabilité de la trémolite (courbe n° 11, fig. n° 22).

W. G. ERNST (1966) a étudié la stabilité de la ferro-actinote en fonction de la pression et de la température (1) (courbe n° 14, fig. n° 22).

Pour une pression de 1.000 bars, les limites supérieures de la température de stabilité sont environ de 460°C pour la ferro-actinote et 830°C pour la trémolite. Ces températures augmentent pour une hausse de pression. W. G. ERNST (1966) explique l'abondance des trémolites et actinotes magnésiennes par rapport aux termes de la série riches en fer par leur domaine de stabilité plus large. Pour une pression donnée, l'actinote magnésienne est stable à une température plus élevée qu'une actinote moyenne. Nous avons déjà discuté d'un problème similaire pour les biotites magnésiennes.

Pour une pression de vapeur d'eau de 1.000 bars, les résultats proposés par ces derniers auteurs laissent un champ de stabilité en fonction de la température :

- 430° à 570° (ou 460°) pour la ferro-actinote.
(points B à B'' ou B' sur la fig. n° 22)
- 500° à 830° pour la trémolite.
(points A et A' de la fig. n° 22)

Pour une actinote magnésienne, nous pourrions le situer entre 440 et 750°C si le rapport 100 mg / (Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺) est voisin de 72.

Nous rappelons que M. C. MICHEL - LEVY (1957) a réalisé la synthèse de la trémolite entre 400 et 450° sous une pression de 250 bars (rectangle C sur la fig. n° 22). Cette expérience est en accord avec les résultats ultérieurs de E. HELLNER et K. SCHURMANN (1966), établis pour une pression de 1.000 bars.

B - DONNEES SUR LA STABILITE DES HORNBLENDES

F. R. BOYD (1956) a déterminé le champ de stabilité de la pargasite (courbe n° 10, fig n° 22). La comparaison des courbes obtenues pour la trémolite et la pargasite indique que, pour les amphiboles calciques, le champ de stabilité augmente avec la teneur en Na et la substitution de Al^{IV} à Si. Pour 1.000 bars, la pargasite est stable à partir de 1.040°C. Cet auteur a montré qu'en présence d'un faible excès de SiO₂, à une température inférieure à 900°C sous 1.000 bars, la trémolite cristallise à la place de la pargasite. Si l'excès de SiO₂ est fort, l'amphibole magnésienne est remplacée par une amphibole riche en fer, l'hastingsite. Ce comportement se rapprocherait de

(1)

Cet auteur désigne par ferro-trémolite le terme riche en fer de la série trémolite - actinote - ferro-actinote -

celui de la fayalite compatible avec le quartz, alors que parallèlement, le quartz est incompatible avec la forstérite (pôle magnésien).

La courbe de stabilité de la hornblende, riche en fer, est probablement située à plusieurs centaines de degrés en-dessous de celle de la pargasite et, de ce fait, localisée dans le champ des courbes de la série trémolite-actinote. F. R. BOYD (1959) a estimé que l'intersection de la courbe de fusion du granite avec la courbe de stabilité d'une hornblende riche en fer, se situait à 1.000 bars environ. Cette pression de vapeur d'eau est un minimum pour permettre la cristallisation d'une amphibole riche en calcium, en équilibre avec un magma fondu. ("courbe" n° 3, fig. n° 22).

C - L'ACTINOTE - MAGNÉSIEENNE DU GRANITE DES CRÊTES

L'étude de la stabilité des amphiboles de la série trémolite-actinote et des hornblendes nous permet d'envisager les conditions de cristallisation de l'actinote magnésienne du Granite des Crêtes, située à la limite des hornblendes.

La courbe de stabilité d'une telle amphibole que nous pourrions définir par la formule schématique "trémolite 72 - ferro-actinote 28", doit se situer entre celles de la trémolite et de la ferro-actinote. Nous la tracerons à titre indicatif (fig. n° 22 courbe "Actinote magnésienne du Granite des Crêtes"). A 1.000 bars, la température, de l'ordre de 750°C, est normalement supérieure à celle qui a été proposée par F. R. BOYD (1959) pour une hornblende riche en fer. Cette courbe laisse de plus un champ de stabilité assez large par rapport à la courbe de fusion du granite.

Cette discussion nous conduit à admettre une température de l'ordre de 750 à 800°C pour la cristallisation de l'actinote magnésienne du Granite des Crêtes, en tenant compte d'une pression totale estimée égale ou supérieure à 1.500 bars.

A une pression donnée, notons qu'un intervalle de 200°C au moins sépare la cristallisation du mica de celle de l'amphibole. Cet écart théorique important prendra toute sa signification dans l'étude des roches filoniennes associées.

V. DISCUSSION SUR LES CONDITIONS DE CRISTALLISATION DES FELDSPATHS -

A - INTRODUCTION

La complexité apparente des feldspaths sodi-potassiques peut s'expliquer par le type de mise en place du granite et le processus de refroidissement. Nous serons conduits dans cette discussion sur les conditions de cristallisation des feldspaths, à utiliser des résultats démontrés ultérieurement, bien qu'ils ne soient pas, de prime abord, en opposition avec une hypothèse parfaitement admissible. Nous introduirons dans la discussion des "modèles" aussi représentatifs et fidèles que possible. Définissons le "modèle" comme un ensemble de données et de processus de calcul qui, tout en reflétant le plus fidèlement possible la réalité, permettent de proposer un schéma clair de l'évolution réelle d'une suite de cristallisations. La part laissée à l'hypothèse dans la construction d'un "modèle" sera toujours réduite au minimum

par une discussion des paramètres et l'introduction de données réelles, connues (observations microscopiques, composition chimique des minéraux...). Le premier "modèle" sera proposé pour expliquer la zonation de l'orthose.

La cristallisation des feldspaths s'est faite en plusieurs étapes : la phase monoclinique (orthose) précéderait la phase triclinique (microline) ; les températures de formation proposées sont de l'ordre de 630°C et 530°C. Nous envisagerons les processus possibles de réalisation de ces différentes étapes.

B - ETUDE de la PHASE MONOCLINIQUE : ORTHOSE

1. Données sur la stabilité de l'orthose

N. L. BOWEN et O. F. TUTTLE (1950), ont étudié expérimentalement les conditions de stabilité du système $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na} - \text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K} - \text{H}_2\text{O}$. Pour une composition $\text{Or}_{30}\text{Ab}_{70}$, liquidus et solidus ont un minimum commun à une température d'autant plus basse que la pression en H_2O est élevée (fig. n° 24). Dans ce système, le solvus présente un maximum pour une température à peu près constante de 660°C et pour une composition voisine de $\text{Or}_{55}\text{Ab}_{45}$.

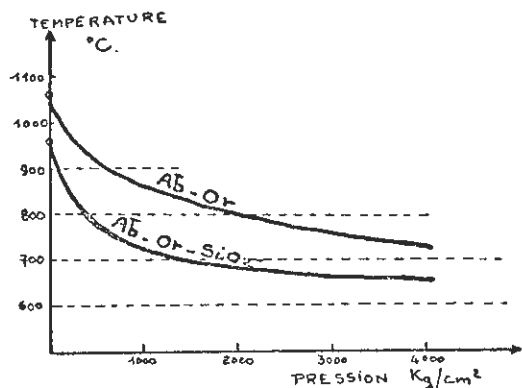


Fig. n° 24 : Diagramme d'équilibre du système binaire $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na} - \text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K}$ (Ab - Or) à différentes pressions en vapeur d'eau.

(d'après O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN, 1958, p. 40)

En abscisses : pourcentage en poids de $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K}$

En ordonnées : température en degrés centigrades

Pour un système ternaire $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na} - \text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K} - \text{SiO}_2$, la température du minimum commun subit les mêmes variations en fonction de la pression, mais à des températures de 80 à 120°C inférieures aux précédentes (O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN, 1958, p. 56) (fig. n° 25). Pour une pression en H_2O de 3.000 Kg/cm^2 , la température passe de 760° à 670°C.

Pour un système ternaire $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K} - \text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na} - \text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Ca}$, au contraire, les températures sont plus élevées, mais la surface du solvus réduit considérablement le champ des possibilités de cristallisation d'une phase déterminée. (fig. n° 26).

L'orthose du Granite des Crêtes a une composition moyenne $\text{Or}_{75}\text{Ab}_{25}$. Elle présente un zonage qui juxtapose des éléments de composition chimique $\text{Or}_{85}\text{Ab}_{15}$ et $\text{Or}_{55}\text{Ab}_{45}$ (F. SIMMLER, 1962, p. 97).

Nous ne tiendrons pas compte de ce zonage discuté ultérieurement ; la composition moyenne $\text{Or}_{75}\text{Ab}_{25}$ nous a permis de proposer une température de cristallisation de l'ordre de 630°C en utilisant le thermomètre géologique de T. F. W. BARTH (1956).

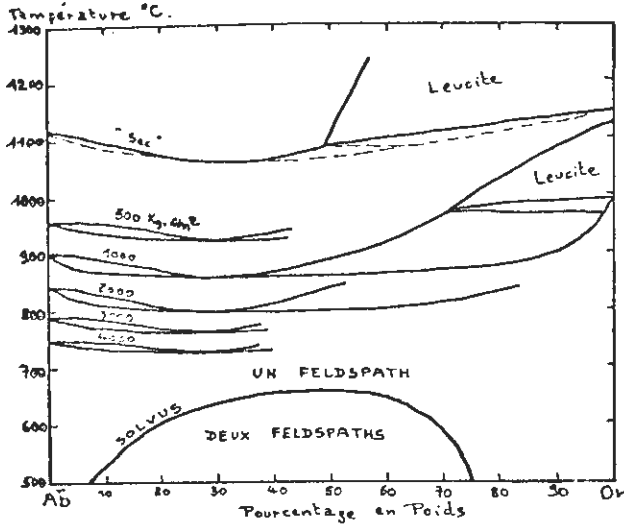


Fig. N° 25 : Minimum liquidus-solidus du système binaire $Si_3 AlO_8 Na - Si_3 AlO_8 K$ (Ab - Or) et Minimum du système ternaire Ab - Or - SiO_2 - Variations de la température de ces minima en fonction de la pression en vapeur d'eau (d'après O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN, 1958, p. 56). Le solidus de divers granites étudiés par ces auteurs est très voisin de la courbe Ab - Or - SiO_2 (ibid. p. 83).

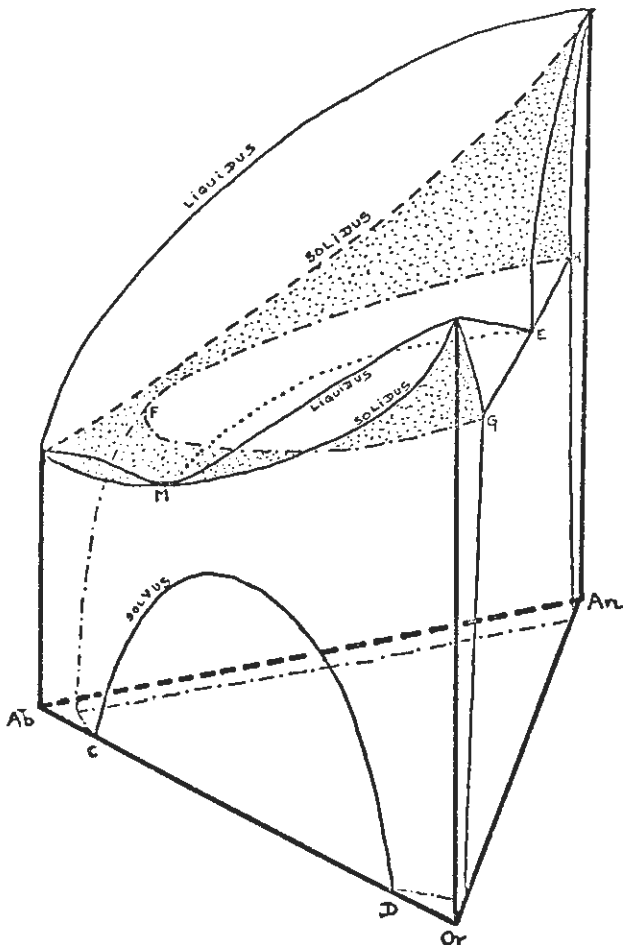


Fig. N° 26 : Diagramme interprétatif des relations entre anorthite (An), albite (Ab) et feldspath potassique (Or) à P_{H_2O} modérée. (d'après I. S. E. CARMICHAEL, 1963)

- le système binaire Ab-Or d'après N. L. BOWEN et O. F. TUTTLE (1950)
- le système binaire Or-An d'après J. F. SCHAIRER et N. L. BOWEN (1947)
- la ligne pointillée ME représente la température minimale de fusion.
- la ligne CD, le solvus du système Ab - Or.
- la ligne H. F. G. , la limite des compositions possibles à la température considérée.
- en pointillé, la surface du solidus limitée par le solvus H. F. G.

Par référence au diagramme des phases du système Or - Ab - H₂O, il est difficile d'expliquer la formation d'un tel feldspath en raison de la zone d'immiscibilité existante. Mais si l'on considère que le magma résiduel est riche en SiO₂ et relativement pauvre en CaO, on peut admettre cette température comme raisonnable en se référant aux résultats des différentes études rappelées précédemment.

Dans l'hypothèse d'un magma résiduel en fusion au moment de la cristallisation de l'orthose, nous pouvons donner une composition chimique du matériel liquide disponible à ce moment. Cette composition est calculée à partir d'un modèle discuté ultérieurement (p. 119). Elle suppose que :

- la biotite est formée (950° C)
- l'amphibole est en fin de cristallisation ($t < 750^{\circ}C$) et se constitue au détriment d'un pyroxène qui, se résorbant totalement, fournit le calcium nécessaire
- le plagioclase commence à se former en utilisant une partie du calcium ainsi libéré.

Prenons l'exemple de l'échantillon - type MIN. 14 (1)

	(A) MIN. 14	(B) magma résiduel	(C) magma résiduel	(D)
SiO ₂	63,70	51,46	71,69	43,83
Al ₂ O ₃	14,25	11,72	16,33	8,64
K ₂ O	6,34	4,88	6,80	4,88
Na ₂ O	2,28	2,17	3,02	1,14
CaO	2,67	1,26	1,76	0,51

A : analyse chimique de l'échantillon-type (on suppose qu'il n'y a pas d'échange ultérieur avec l'extérieur) (Tableau n° 14 , colonne n° 1)

B : Magma résiduel avant cristallisation de l'orthose (Tableau n° 14 , colonne n° 8 A)

C : identique à B, mais rapporté à 100 % (Tableau n° 14, colonne 8 B).

D : ce même magma dont on a retiré le plagioclase Ab₇₀ An₃₀ qui a pu se former avant l'orthose.

On a retiré 12,5 % de plagioclase suivant le procédé développé en note infra-paginale (2)

Les proportions suivantes sont calculées pour caractériser la composition chimique théorique des phases feldspathiques :

(1) seules les données intéressant ce problème particulier sont rapportées ici. Le détail est présenté pages 118 et suivantes.

(2) Tenant compte de la colonne B, on a épuisé le potassium avec du feldspath Or₇₅ Ab₂₅, puis le sodium avec 12,5 % de ce plagioclase. Le calcium qui reste 0,51% a été mobilisé précédemment dans de l'apatite. Ce modèle permet d'estimer à moins de 1 % la quantité d'apatite formée ; ceci paraît raisonnable.

B ou C : magma résiduel : Or₅₄ Ab₃₄ An₁₂
 et : Or₆₁ Ab₃₉

D : si le plagioclase était déjà formé au moment de la cristallisation de l'orthose :
 Or₇₅ Ab₂₅

Ces résultats nous semblent importants :

- le magma résiduel s'est enrichi en SiO₂ (comparaison des colonnes A et C). Ce fait facilite la cristallisation des feldspaths à des températures plus basses que celles qui sont imposées dans le système Or - Ab - H₂O ;

- Si le plagioclase est déjà formé, la formule Or₇₅ Ab₂₅ correspond bien à la composition chimique de l'orthose de notre granite. Ce fait n'est pas en faveur d'échanges ultérieurs.

- Par contre, si le plagioclase est contemporain de la formation de l'orthose, un problème se pose. Il trouvera sa solution dans l'explication proposée pour le zonage du feldspath alcalin.

I. S. E. CARMICHAEL (1963) a étudié le processus de cristallisation des feldspaths dans le système Si₂Al₂O₈ Ca - Si₃AlO₈ K - Si₃AlO₈ Na - SiO₂ (fig. 27). Si la composition du magma en fusion est représentée par un point dont la projection est située dans l'aire Ab - SiO₂ - X - W, on observe successivement la cristallisation d'un plagioclase, puis en continuité d'anorthose. Par contre, si le point projeté est dans l'aire SiO₂ - X - W - Or, on observe un feldspath monoclinique sodi-potassique (orthose-sanidine) et un plagioclase. De plus, le plagioclase est peu ou pas résorbé ; la teneur en calcium du premier feldspath alcalin formé reste faible par rapport à la teneur en anorthite du magma.

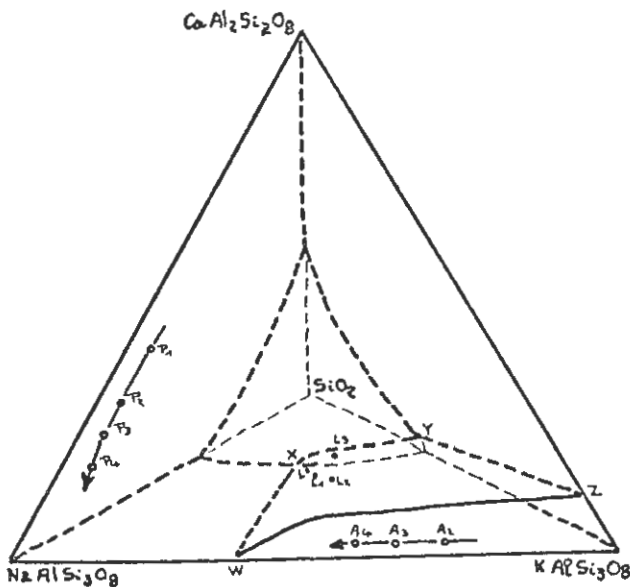


Fig. N° 27 : Schéma du processus de cristallisation des feldspaths dans le système Si₂Al₂O₈ Ca - Si₃AlO₈ Na - Si₃AlO₈ K - SiO₂ - (d'après I. S. E. CARMICHAEL, 1963).

La composition du magma doit avoir son point figuratif projeté sur le triangle de base dans l'aire WXYZ ; pour un magma initial L, on observe alors successivement les cristallisations P₁, P₂A₂, P₃A₃, P₄A₄ La lettre P concerne le plagioclase de plus en plus sodique et la lettre A, le feldspath alcalin de plus en plus sodique.

Ce second schéma doit être valable pour la cristallisation de l'orthose et du plagioclase du Granite des Crêtes. Le magma résiduel correspond environ à la formule $Q_{26} Or_{41} Ab_{27} An_6$ et pourrait être représentée par le point L_2 de la fig. n° 27. Cristalliseraient alors l'orthose A_2 et le plagioclase P_2 . I. S. E. CARMICHAEL (1963) prévoit une évolution de la cristallisation avec successivement les couples $A_3 - P_3$, $A_4 - P_4$ Nous verrons cette "course" de cristallisation en raison de son histoire.

2 - Le problème du zonage de l'orthose.

a) Les données du problème ; étude de F. SIMMLER, 1962.

Ce problème a retenu l'attention de F. SIMMLER (1962) sur le cas particulier du Granite des Crêtes : "La zonation est provoquée par une structure en écailles, qui a dû naître du dépôt alternatif de deux substances de composition différente autour du cristal en voie de croissance dans le magma en fusion" (p. 95-96)

L'auteur donne la description suivante :

- les zones riches en potassium (zones K), de composition $Or_{85} Ab_{15}$, sont pauvres en fuseaux de démixtion ; elles possèdent une mésostase trouble et ont une limite quelque peu sinueuse vers l'extérieur (ibid. p. 96). Elles contiennent de minuscules cristaux de plagioclase $Ab_{70} An_{30}$ dont la taille, de l'ordre de 0,01 mm, atteint rarement 0,1 mm et dont les faces (010) sont disposées parallèlement aux faces de bas indice (ibid. p. 105).
- Les zones riches en sodium (zones Na), de composition $Or_{55} Ab_{45}$, sont riches en fuseaux de démixtion ; elles ont une mésostase limpide et une limite rectiligne vers l'extérieur. Elles ne contiennent pas d'inclusions de plagioclase même si les zones K adjacentes en possèdent beaucoup.

Ensuite l'auteur remarque qu'il ne peut expliquer ces compositions chimiques en tenant compte des diagrammes des phases des feldspaths alcalins de N. L. BOWEN et O. F. TUTTLE (1950), en raison de la zone d'immiscibilité dans le système $Or - Ab - H_2O$, à la température retenue. Il évoque la possibilité d'un champ de stabilité plus large en raison de la composition complexe du magma granitique (ibid. p. 103) (1). Mais, en contradiction avec son introduction citée précédemment, il conclut que ce zonage est dû à des réactions d'échanges postérieurs qui masquent l'état d'équilibre primitif.

b) Quelques interprétations possibles.

Nous sommes conduits à discuter différentes interprétations proposées pour expliquer le zonage d'un feldspath alcalin.

- HYPOTHESE D'UNE FORMATION POSTERIEURE A LA CRISTALLISATION DE L'ORTHOSE

M. ROUBAULT (1962) retient cette solution pour expliquer l'acquisition d'un zonage par métasomatisme. C'est aussi l'hypothèse envisagée par F. SIMMLER (1962) ; il se base sur des expériences mettant en évidence la possibilité de réactions d'échanges faciles dans les feldspaths alcalins (J. R. GOLDSMITH et

(1)

Nous avons vu que cette possibilité doit exister en fonction notamment du taux élevé en SiO_2 qui abaisse les températures dans un système $Or - Ab - Q - H_2O$ (p. 106)

F. LAVES, 1961 ; J. WYART et G. SABATIER, 1961).

Nous ne retiendrons pas cette hypothèse car elle explique mal les contours géométriques des différentes zones et nécessite l'intervention d'une métasomatose complexe avec apport d'albite puis d'andésine en cristaux orientés (F. SIMMLER, p. 106).

- HYPOTHESE D'UNE FORMATION CONTEMPORAINE DE LA CRISTALLISATION DE L'ORTHOSE

Trois facteurs peuvent intervenir : la température, la pression et la composition chimique du milieu. Le zonage peut s'expliquer par la variation périodique d'un ou plusieurs de ces trois paramètres.

Température : il est difficile de considérer que la température a pu osciller avec une amplitude suffisante pour provoquer un zonage.

Pression : ce facteur est souvent retenu. G. M. BOONE (1962) attribue le zonage des feldspaths (orthose et plagioclase) à des fluctuations de la pression partielle en éléments volatils et principalement en H₂O. Température et composition chimique du magma deviennent des paramètres secondaires. Pour une même composition du bain, si la pression en H₂O varie de 1.000 bars à 2.000 bars, la teneur des feldspaths formés varie environ de :

- Or 65 Ab 35 à Or 75 Ab 25 pour l'orthose
- Ab 70 An 30 à Ab 75 An 25 pour le plagioclase

(fig. 28) (H. S. YODER - D. B. STEWART et J. R. SMITH, 1957). Dans le cas étudié par G. M. BOONE, une telle interprétation peut être retenue car le zonage est particulièrement bien marqué là où, au cours de la cristallisation, la pression en H₂O, après avoir subi une augmentation normale, chute brutalement à la suite de "fuite" vers l'encaissant.

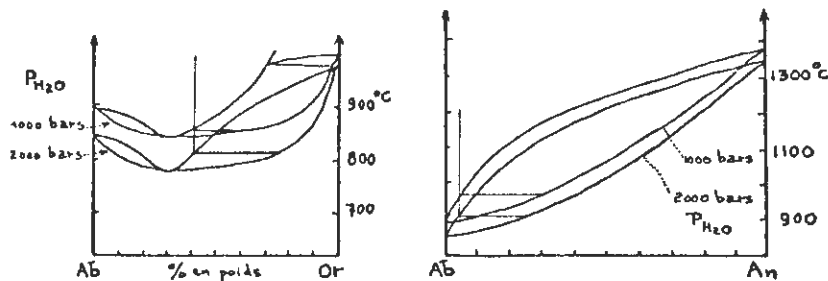


Fig. N° 28 : Schéma explicatif de l'origine du zonage des feldspaths par variations de la pression de vapeur d'eau au cours de la cristallisation. (d'après G. M. BOONE, 1962, p. 1473).

à gauche : projections du liquidus et du solidus dans le système Or - Ab - H₂O à 1 000 et 2 000 bars (N. L. BOWEN et O. F. TUTTLE, 1950). Le feldspath alcalin en équilibre est plus riche en potassium à haute pression.

à droite : liquidus et solidus dans le système albite (Ab) - anorthite (An) à 1 000 et 2 000 bars.

Le plagioclase en équilibre est plus riche en sodium à haute pression.

Dans le cas du Granite des Crêtes, cette hypothèse ne peut pas être raisonnablement retenue car le zonage, quasi constant, affecte des orthoses déjà cristallisées au moment de la dernière mise en place (p.113 et suivantes).

Composition chimique : il nous reste l'hypothèse des variations locales de la composition chimique. Elles peuvent expliquer le zonage thermodynamique élargi par la présence d'un excès de SiO_2 et un taux élevé de vapeur d'eau (fig. 25). Nous retiendrons cette hypothèse tout en la développant dans le cas particulier de l'orthose du Granite des Crêtes.

C - ZONAGE de l'ORTHOSE DU à un PROCESSUS CHIMIQUE LIÉ aux CONDITIONS "DYNAMIQUES" de la CRISTALLISATION -

Les conditions thermodynamiques sont favorables à la cristallisation du couple orthose-andésine (points $A_2 - P_2$, fig. 27, et p. 103). Mais le milieu chimique local, soumis au dynamisme général de la cristallisation, s'oppose, initialement, à l'apparition.

Le pyroxène de ce couple se résorbe progressivement en libérant du calcium ; celui-ci est aussitôt absorbé par l'amphibole et par l'andésine qui "l'attendent à la porte". L'environnement immédiat pendant la cristallisation de l'orthose sera donc chimiquement variable suivant que du calcium est, ou n'est pas, disponible localement pour la formation de l'andésine.

- S'il n'y a pas de calcium disponible, la composition chimique locale sera $\text{Or}_{61} \text{Ab}_{39}$ (1)
- Si du calcium se trouve libéré, l'andésine se formera et la composition deviendra $\text{Or}_{75} \text{Ab}_{25}$ (1).

Ces deux termes extrêmes sont théoriques ; il est vraisemblable que le déficit ou l'excès de calcium joue le rôle d'un "catalyseur" puisqu'en petite quantité, il mobilise beaucoup de sodium et permet ainsi une oscillation plus importante de la composition : par exemple de $\text{O}_{55} \text{Ab}_{45}$ à $\text{O}_{85} \text{Ab}_{15}$ (zones Na et K du zonage). En effet, dès que le taux en CaO , réclamé par les conditions thermodynamiques, est atteint, l'andésine $\text{Ab}_{70} \text{An}_{30}$ se forme et le phénomène se déclenche avec cristallisation d'une zone K, riche en inclusions d'andésine. Sinon, on a formation d'une zone Na, en accord avec le chimisme du milieu, compte tenu des mêmes conditions thermodynamiques.

Ce processus explique aussi le contact extérieur rectiligne des zones Na, par la soudaineté du déclenchement du phénomène de cristallisation de l'andésine. Au contraire, la zone K entrant dans un milieu plus riche en Ca, devient instable et a tendance à se corroder. Enfin, la présence, exclusivement dans des zones K, de petites inclusions d'andésine $\text{Ab}_{70} \text{An}_{30}$, cristallographiquement orientées, s'explique par cristallisation dans un bain fondu, dans un milieu localement riche en Ca.

Les variations chimiques invoquées peuvent être oscillantes si l'on fait appel à des courants de convection très lents qui acheminent le cristal d'orthose en formation successivement dans divers milieux localement plus ou moins riches en Ca.

Résumons les principaux points de nos conclusions, illustrés par ailleurs dans la fig. n° 29.

(1) Nous avons calculé ces formules précédemment (p.103). Potassium et sodium n'intervenant pas ou très peu dans la résorption du pyroxène et la cristallisation de l'amphibole, elles restent valables ici.

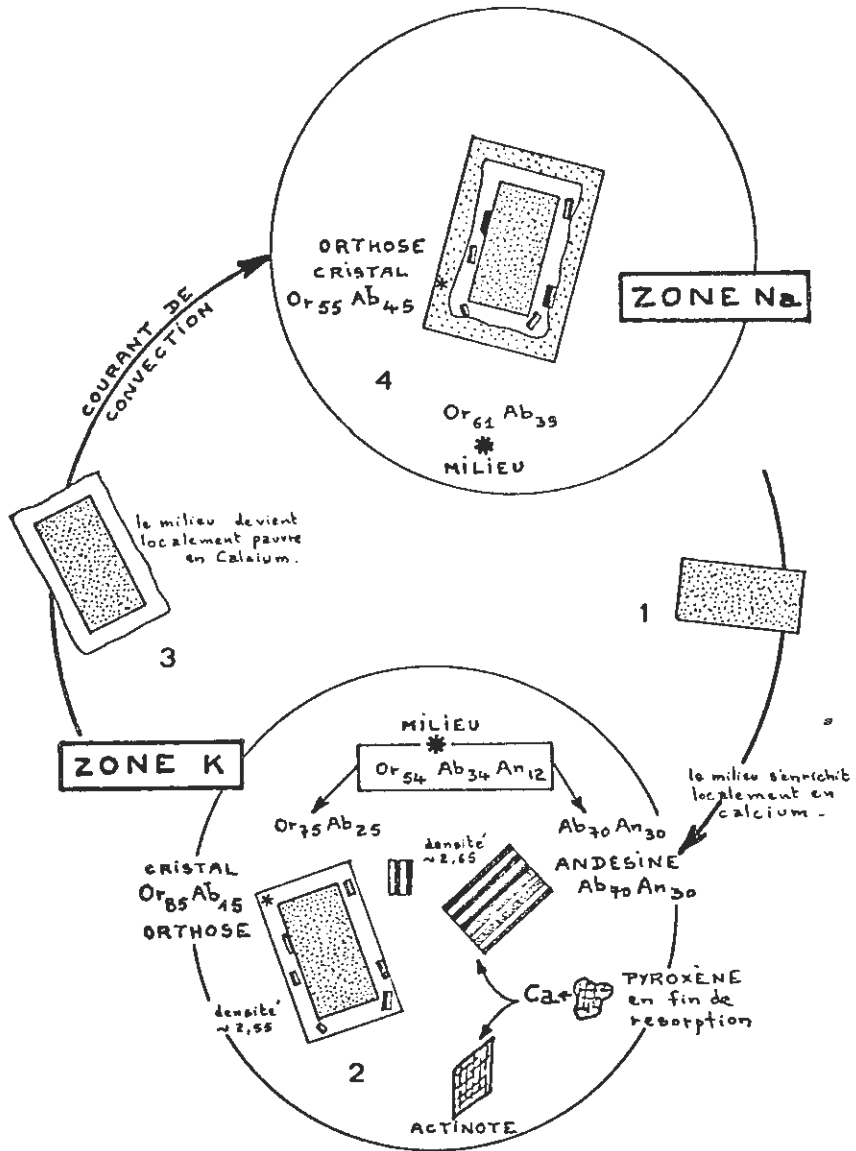


Fig. N° 29 - Schéma explicatif de l'origine du zonage de l'orthose par un contrôle géochimique. (se reporter au texte pour l'explication).

milieu local		Magma résiduel théorique	zonage observé	
riche en Ca	Formation de Plagioclase	Or ₇₅ Ab ₂₅	Or ₈₅ Ab ₁₅	Zone K
pauvre en Ca	Pas de Plagioclase	Or ₆₁ Ab ₃₉	Or ₅₅ Ab ₄₅	Zone Na

Le plagioclase subirait lui aussi les contrecoups de ces variations et acquerrait un zonage discret.

Quand le stock de calcium libéré est épuisé par le plagioclase, la zonation de l'orthose s'arrête. Nous verrons que nous sommes alors dans des conditions proches du point triple (minimum ternaire du système Q - Or - Ab) et que le granite subit alors un extravasement. (p. 115).

En résumé, le zonage de l'orthose résulte d'un processus chimique commandé par la quantité de calcium localement disponible. Celle-ci répercute l'évolution de la cristallisation ou de la résorption d'autres minéraux.

3 - Autres arguments en faveur de la cristallisation de l'orthose dans un magma en fusion

Examinons quelques faits qui seraient susceptibles, selon certains auteurs, de témoigner en faveur de la cristallisation de l'orthose zonée, idiomorphe dans un magma en fusion.

- Le plan d'accolement de la macle Carlshad est irrégulier et très souvent décalé. D'après A. KÖHLER (1950 - 1951), ce fait est caractéristique dans certains granites, d'une cristallisation à haute température dans un magma en fusion, surtout s'il y a de grandes surfaces de croissance (J. P. VON ELLER, 1961).
- Des minéraux formés au début de la cristallisation (biotite) sont orientés dans le phénocrystal de feldspath parallèlement aux faces cristallines. D'après certains auteurs (L. J. G. SCHERMERHORN, 1956 ; R. V. DIETRICH, 1961), ce fait témoigne en faveur d'une formation du minéral en suspension dans un magma. Pour d'autres, cette disposition serait le résultat de l'apparition de zones de fusion en profondeur dans un espace confiné-entouré de matériel encore solide (S. B. SMITHSON, 1965). Une hypothèse similaire a retenu les suffrages de M. ROUBAULT (1962). Nous ne pouvons conserver une telle explication après examen de l'ensemble de la paragenèse.
- Les zones plus riches en potassium ou en sodium concordent avec les contours du minéral en voie de croissance (F. SIMMLER, 1962).
- La symétrie monoclinique, mise en évidence par les rayons X, indique une température de cristallisation supérieure à 500 °C correspondant à la transformation monoclinique - triclinique (F. LAVES, 1960).
- L'application de la méthode de T. F. W. BARTH conduit à envisager des températures de l'ordre de 630 °C.

- Enfin, le bilan géochimique proposé nous engage à admettre que la cristallisation de l'orthose s'est effectuée dans ce magma résiduel en fusion, magma dont la composition chimique concorde parfaitement avec le chimisme du minéral formé.

D - ETUDE de la PHASE TRICLINIQUE : MICROCLINE

La discussion des conditions de cristallisation de la phase triclinique est délicate et ne peut aboutir de façon sûre, en raison des imprécisions accumulées au cours de l'exploitation de notre "modèle". (pour l'échantillon-type MIN. 14 pris en exemple).

Orthose et andésine cristallisent en équilibre avec le liquide résiduel dans des conditions thermodynamiques sur lesquelles nous avons quelques renseignements : température de l'ordre de 630°C, pression en vapeur d'eau sans doute très élevée. L'ensemble de l'andésine doit appartenir à cette phase de cristallisation (épuisement du CaO). Il nous est difficile d'apprécier la quantité d'orthose qui se formera en même temps. Ensuite le relai est assuré par une cristallisation de microcline, d'albite et de quartz à une température de l'ordre de 530°C.

Comparons la composition chimique du magma résiduel avant la formation des feldspaths, à celle du feldspath alcalin formé (Or₇₅ Ab₂₅) et à celle de l'andésine (Ab₇₀ An₃₀)

	Magma résiduel	Or ₇₅ Ab ₂₅	Ab ₇₀ An ₃₀
SiO ₂	71,69	65,77	61,05
Al ₂ O ₃	16,33	18,60	24,66
CaO	1,05	-	6,03
Na ₂ O	3,02	2,95	8,26
K ₂ O	6,80	12,68	-

Nous remarquerons qu'au cours de la cristallisation des feldspaths, le taux de silice augmente et celui de l'alumine diminue dans le magma résiduel. Nous ne connaissons pas les variations relatives des teneurs en Na₂O et K₂O ; nous savons seulement que CaO sera mobilisé par l'andésine. La baisse en teneur relative d'Al₂O₃ est de 1 % pour la formation de 10 % de feldspaths (feldspath K - Na ou Andésine). L'augmentation relative de SiO₂ est de 1 % pour 10 % d'orthose ou 7 % d'andésine. Ceci nous conduira à suivre avec soin la teneur en Al₂O₃ qui varie dans le même rapport pour tous les feldspaths.

Reportons les compositions chimiques approximatives des minimas ternaires du système Q - Or - Ab en fonction des différentes pressions en vapeur d'eau (d'après O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN, p. 75)

	500 bars	1 000 bars	2 000 bars	3 000 bars
SiO ₂	80,1	79,2	78,7	77,8
Al ₂ O ₃	11,3	12,0	12,4	13,0
Na ₂ O	3,5	4,1	4,7	5,2
K ₂ O	5,1	4,7	4,2	4,0

Les variations sont particulièrement sensibles pour la teneur en Al₂O₃.

Ainsi, au fur et à mesure de la cristallisation des feldspaths, la composition du magma résiduel tend vers la composition de ce minimum ternaire. La forte teneur en Al₂O₃, disponible au départ et résorbée en fin de cristallisation, conduit à envisager une pression en vapeur d'eau élevée puis baissant rapidement. (le taux d'aluminium correspondant à une pression de 2.000 à 2.500 bars est atteint après cristallisation de 35 à 40 % de feldspath - andésine et orthose (fig. n° 30).

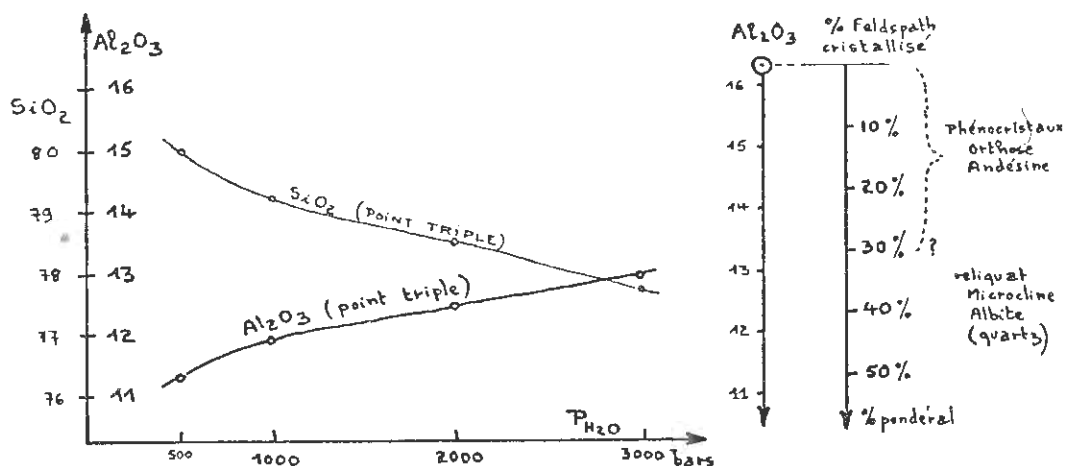


Fig. N° 30 : Schéma montrant l'évolution des teneurs en Al₂O₃.

- du minimum ternaire du système Q - Or - Ab en fonction de la pression (partie gauche du schéma)
- du magma résiduel au cours de la cristallisation des feldspaths (partie droite du schéma).

l'échantillon-type MIN.14 est pris en exemple.

à gauche : en abscisses - pression de vapeur d'eau en bars
 en ordonnées : teneur en Al₂O₃. (la courbe SiO₂ est donnée à titre indicatif).

à droite : échelle verticale Al₂O₃ : teneur en Al₂O₃ du magma résiduel.
 échelle verticale Fath : quantité pondérale de feldspaths formés.

- avant cristallisation des feldspaths, le magma résiduel n° 8 contient 16,33 % Al₂O₃ ;
- après cristallisation de 20 % en poids de feldspaths, le magma résiduel contient environ 14,33 % Al₂O₃

(se reporter aussi au texte) -

Si le quartz cristallise, la teneur en SiO_2 reste proche de la composition du minimum ternaire. Le bilan géochimique de K_2O et Na_2O n'est pas aussi satisfaisant bien qu'admissible ; une certaine diffusion de ces éléments dans la partie solide peut intervenir avant la baisse de pression.

Ainsi grâce à un bilan géochimique en accord avec nos observations microscopiques, nous arrivons à suivre l'évolution de notre granite jusqu'à son ultime phase de cristallisation qui se situe aux environs du minimum ternaire de O. F. TUTTLE et N. L. BOWEN, (1958). Il est évident que nous ne pouvons prétendre à une grande rigueur et que notre raisonnement ne démontre qu'une tendance de la cristallisation.

Enfin, l'exsolution dans l'orthose interviendra ultérieurement lorsque, par refroidissement, la température atteindra un ordre de grandeur de 300°C .

VI. EVOLUTION DES CONDITIONS THERMODYNAMIQUES AU COURS DE LA CRISTALLISATION DU GRANITE DES CRETES -

Nous nous proposons maintenant de résumer l'évolution des conditions thermodynamiques au cours de la cristallisation des différents minéraux du Granite des Crêtes, vérifiant au passage l'accord avec l'ordre de cristallisation déduit de l'observation microscopique (chapitre I et fig. N° 3).

A - VARIATIONS de la TEMPERATURE au COURS de la CRISTALLISATION

Ces variations apparaissent sur un schéma (fig n° 31) rappelant les résultats acquis. Il est bien entendu que les températures proposées ne sont données qu'à titre indicatif et ne doivent pas être tenues pour rigoureuses.

1) 1er groupe : minéraux de très haute température ($1.000 - 900^\circ\text{C}$)

Le pyroxène se forme vers 1.050°C et continue à cristalliser au moment de l'apparition du mica. (inclusions de biotite magnésienne dans l'augite).

La biotite magnésienne commence à cristalliser vers 950°C et restera stable en raison de sa formation en profondeur, sous forte pression.

2) 2ème groupe : minéraux de haute température ($750 - 600^\circ\text{C}$)

Entre la formation de la biotite et celle de l'amphibole, nous avons un hiatus de cristallisation (1). Seule l'apatite peut se former (en inclusions dans la biotite et dans l'amphibole) et la pyrite (stable au-dessous de 800 à 750°C environ)

Le pyroxène se résorbe en raison d'une chute de température et d'une pression en vapeur d'eau forte.

(1) Le prélèvement à ce stade du magma avec mise en place rapide donnera les filons de microgranite à pyroxène et biotite (voir échantillon-type MIN. 16).

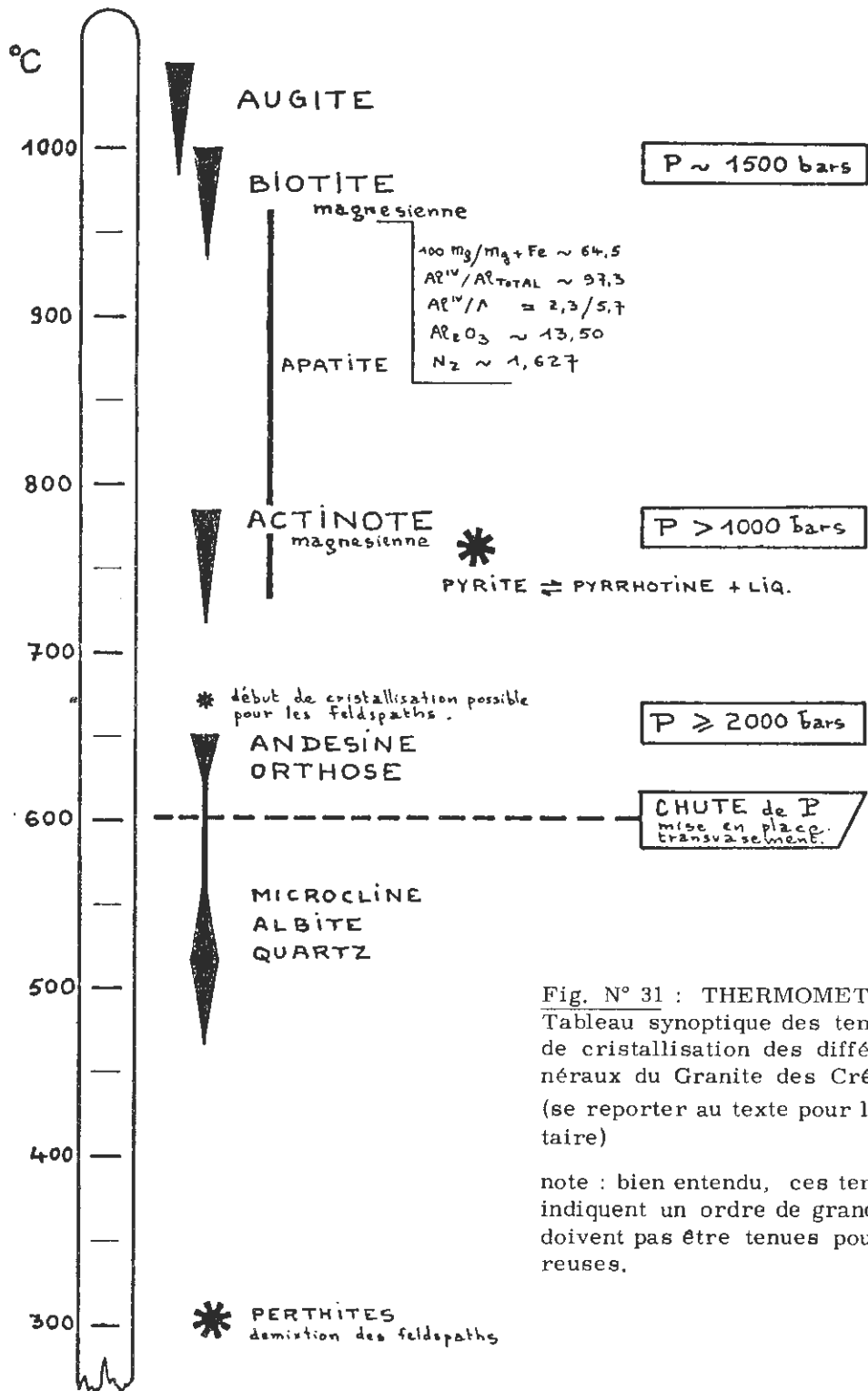


Fig. N° 31 : THERMOMETRIE -
Tableau synoptique des températures
de cristallisation des différents mi-
néraux du Granite des Crêtes.
(se reporter au texte pour le commen-
taire)

note : bien entendu, ces températures
indiquent un ordre de grandeur et ne
doivent pas être tenues pour rigou-
reuses.

L'actinote magnésienne cristallise ensuite à 750 °C environ. L'orthose et l'andésine se forment vers 630 °C. Ces trois derniers minéraux ont certainement des cristallisations plus ou moins contemporaines, mais cependant décalées légèrement dans le temps.

3) 3ème groupe : minéraux de plus basse température (< 600 °C)

Vers 600 °C, tout le stock disponible de Ca - Fe - Mg et Ti est épuisé. La température baisse et la cristallisation conduit à l'expression de ce magma résiduel essentiellement quartzo - feldspathique, sous forme de microcline, de quartz et d'albite. La température est de l'ordre de 530 °C ; l'ensemble tend vers la composition du minimum ternaire à basse pression.

L'exsolution dans les feldspaths se fera ultérieurement à une température de l'ordre de 300 °C.

L'évolution de la température issue des données sur la stabilité théorique des minéraux impose ainsi le même ordre de cristallisation que celui qui se déduit de l'observation des paragenèses (1) en lames minces.

B - VARIATIONS de la PRESSION au COURS de la CRISTALLISATION -

La pression en vapeur d'eau, assimilée ici à la pression totale (2), reste une donnée difficile à préciser (fig. N° 32).

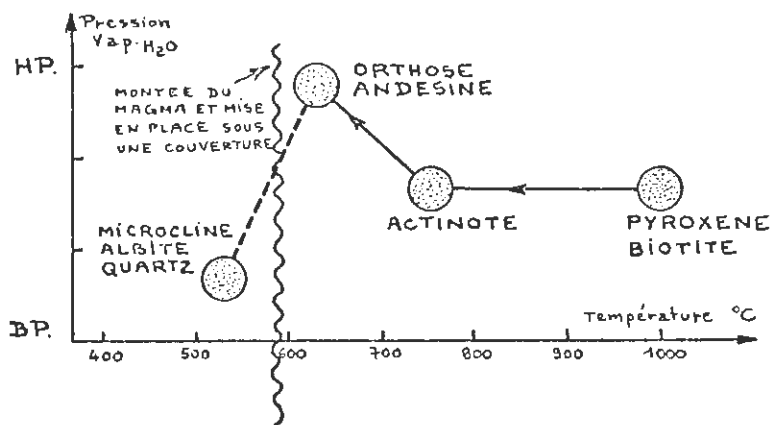


Fig. N° 32: Variations envisagées pour la pression en vapeur d'eau au cours de la cristallisation du Granite des Crêtes.
HP : haute pression ;
BP : basse pression.

(1)

Cette constatation peut paraître superflue, mais ces résultats identiques ont été atteints par deux voies entièrement différentes. L'une fait appel à la simple observation microscopique ; l'autre à la composition chimique de nos minéraux discutée à la lumière des données "théoriques" connues sur la stabilité des minéraux.

(2)

Si la pression en vapeur d'eau est plus faible que la pression hydrostatique (environ 250 bars par Kilomètre de profondeur), la température maximum de stabilité d'un minéral hydroxylé est plus faible. (H. S. YODER, 1952 ; J. B. THOMPSON Jr, 1955 ; H. J. GREENWOOD, 1961 ; H. L. BARNES et W. G. ERNST, 1963). Ainsi l'étude du système CaO - MgO - FeO, sous un excès de H₂O et SiO₂, montre que la distribution du fer et du magnésium s'effectue en enrichissant en magnésium les minéraux hydroxylés au détriment des autres. En fait, cela reviendrait à abaisser légèrement les températures proposées, pour le mica notamment.

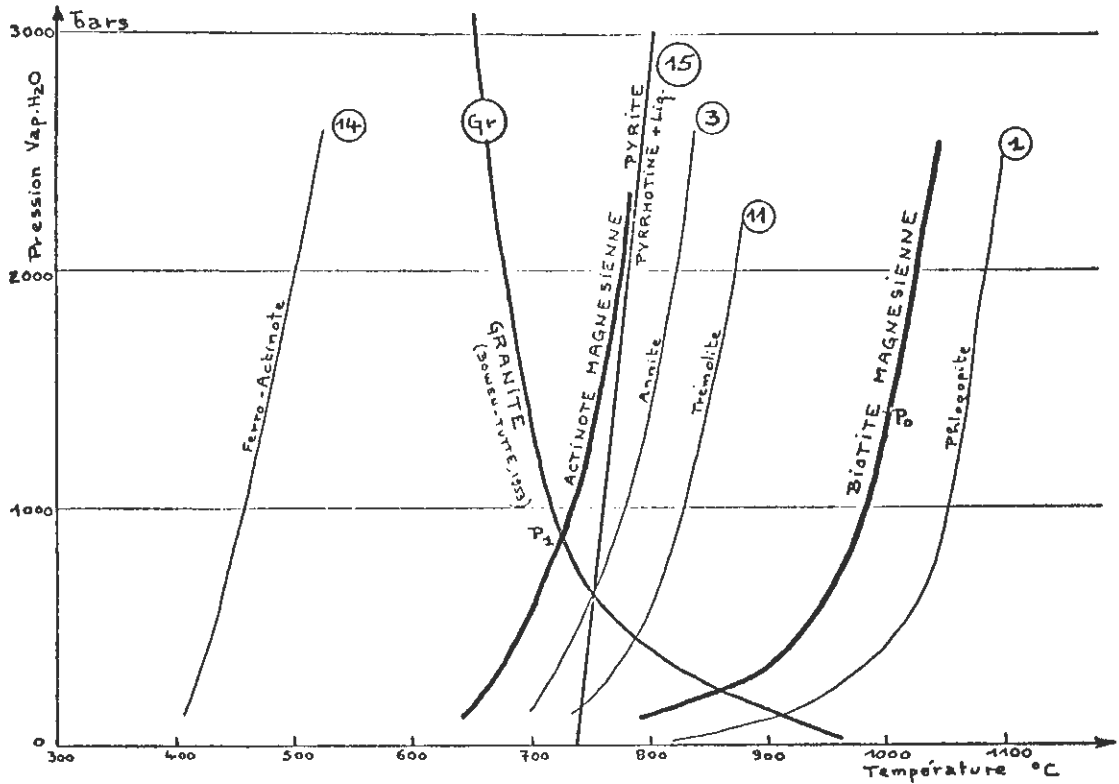


Fig. N° 33 : Conditions thermodynamiques de la cristallisation des minéraux ferro-magnésiens du Granite des Crêtes -

En abscisses : température en degré centigrade

En ordonnées : pression en vapeur d'eau exprimée en bars

Courbes proposées en traits épais

- pour la biotite magnésienne du Granite des Crêtes (voir fig. n° 21)

- pour l'actinote magnésienne du Granite des Crêtes (voir fig. n° 22)

Courbe 15 : stabilité de la pyrite

Courbe pyrite / pyrrhotine + liquide

(d'après G. KULLERUD et H.S. YODER, 1956)

Courbe 1 : (phlogopite) et 3 (Annite) se reporter à la fig. n° 21

Courbe 11 : (trémolite) et 14 (ferro-actinote) se reporter à la fig. n° 22

Le point P₀ représenterait la pression minimale admissible au début de la cristallisation de la biotite magnésienne

Le point P₁ représenterait la pression minimale nécessaire à la cristallisation de l'actinote magnésienne.

1 - Au début de la cristallisation de la biotite magnésienne nous avons été conduits à estimer que la pression totale était égale ou supérieure à 1.500 bars (p. 95). En effet, la courbe de stabilité du mica est telle que la température baisse rapidement au-dessous de 1.000 bars. Par contre, la courbe de stabilité du pyroxène contemporain serait moins sensible aux variations de pression. La comparaison de ces deux courbes nous fournit une estimation de la pression (fig. n° 33, point P₀).

2 - Au moment de la cristallisation de l'amphibole, la température a beaucoup baissé. Nous pouvons obtenir une estimation de la pression, en comparant le liquidus du granite (courbe "Gr", fig. n° 33) et la courbe de stabilité spécifique proposée pour l'actinote du Granite des Crêtes. L'intersection de ces deux courbes est en P₁ vers 1.000 bars (fig. n° 33). La pression totale serait donc égale ou supérieure à 1000 bars.

Une meilleure précision sur notre courbe "actinote" entraînerait une plus grande rigueur dans le résultat. En effet, la courbe "Granite" est bien connue et reste valable aussi bien pour un mélange Q - Or - Ab (en proportions 1 - 1 - 1) que pour un granite à muscovite ou amphibole (O. F. TUTTLE et N. I. BOWEN, 1958). Elle doit être valable pour notre granite à ce stade de son évolution.

Ainsi, la pression totale n'a pas beaucoup varié ; la cristallisation du pyroxène a eu tendance à augmenter la pression en vapeur d'eau dans le magma résiduel. La baisse de température y contribue aussi (1). Par contre, deux phénomènes entraîneraient une baisse de pression ; d'une part, la cristallisation de minéraux hydroxylés réclamerait de l'eau ; d'autre part, à pression supposée constante, la baisse de température effective de quelques 200 °C a entraîné dans le magma résiduel une quantité d'eau dissoute de plus en plus forte (0,50 % en poids pour 200 °C). (R. WGORANSON, 1931 et 1937 ; H. G. F. WINKLER, 1962). Le jeu de ces différents facteurs devait provoquer une certaine stabilité de la pression en vapeur d'eau s'il n'y avait pas "montée du magma" donc chute de la pression hydrostatique.

Au moment de la cristallisation de l'andésine et de l'orthose, la température a très peu baissé. Il se forme une grande quantité de minéraux et la pression partielle dans le magma résiduel s'est certainement élevée ; (peut-être au-delà de 2.000 bars) d'autant plus que les feldspaths acceptent très peu d'eau de constitution.

Au moment de la cristallisation du reliquat quartzo-feldspathique (microline - quartz - albite), l'intrusion du "magma" (magma résiduel + 40 % cristaux formés) a lieu. La preuve en est donnée par l'orientation des cristaux idiomorphes d'orthose dans la lame de Granite des Crêtes : ils se disposent donc parallèlement au flux, le plus souvent parallèlement aux épontes. J. P. VON ELLER (1959) a étudié ce fait et en a donné une interprétation différente, basée sur la notion de "stress" au moment de la cristallisation du feldspath. Il a démontré que les amphiboles elles aussi étaient orientées. Par contre, le quartz admettait des directions quelconques. Ces faits peuvent être retenus pour arguments en faveur de notre interprétation. Notons encore que les filons et filonnets de microgranite saccharoïde sont le plus souvent parallèles au plan privilégié d'orientation des feldspaths. Ils présentent même des structures fluidales autour de rares cristaux d'orthose entraînés mécaniquement dans leur masse. Ces filons seraient contemporains de cette étape de la cristallisation et représenteraient le magma résiduel quartzo-feldspathique.

(1)

ce phénomène, appelé "accroissement thermiquement rétrograde de la tension de vapeur" (A. RITTMAN, 1963, p. 270), subsiste tant que la cristallisation s'effectue et que le système ne peut perdre de gaz.

La montée du magma à température relativement stable s'accompagne d'une baisse de pression importante ; la concentration en eau nécessaire à la saturation du bain de fusion diminue. De l'eau est donc rendue disponible (H. G. F. WINKLER, 1962). Ce fait favorise l'intrusion en augmentant la fluidité par chute de la viscosité. Les cristaux précédemment formés n'ont pas le temps d'être détruits avant que les conditions ne soient requises pour la cristallisation de l'ensemble du magma résiduel quartzo-feldspathique (par fuite de vapeur d'eau dans l'encaissant ?).

C - CONCLUSIONS -

Les figures n° 31 et n° 32 résument les variations des conditions thermodynamiques au cours de la cristallisation du Granite des Crêtes. Ces données sont relatives et ne doivent pas être tenues pour rigoureuses. Elles sont cependant confirmées, dans leur caractère relatif, par un fait d'observation : l'ordre de cristallisation en lames minces.

o o
o

PREMIERE PARTIE

LE GRANITE DES CRETES

A

CHAPITRE V.

CONTROLE GEOCHIMIQUE DE LA CRISTALLISATION DU GRANITE DES CRETES ⁽¹⁾

1. INTRODUCTION -

Dans ce chapitre, nous nous proposons de discuter le contrôle géochimique de la cristallisation dans le but d'établir une logique des minéraux du Granite des Crêtes.

Nous tiendrons compte pour cela, des résultats suivants :

- Connaissance du chimisme de la roche et des différents minéraux constitutifs,
- Connaissance des compositions modales pondérales obtenues par deux méthodes différentes conduisant à des solutions concordantes,
- Ordre de cristallisation des minéraux contrôlé par deux raisonnements indépendants : d'une part, observation en lames minces et d'autre part, discussion de leurs conditions de stabilité (pression et température).
- Incertitudes connues : les éléments dont la répartition reste incertaine (fer.....) devront être considérés avec prudence et ne pas intervenir dans les bases du raisonnement.

L'étude de la distribution des différents éléments dans un minéral et dans la roche (ou dans le magma résiduel au moment de la cristallisation de ce minéral) conduit (1)

Géochimie : ce terme s'applique aussi bien aux éléments principaux qu'aux éléments en traces.

à préciser les conditions de formation de chaque minéral.

Il est possible de concevoir deux types de minéraux :

- Ceux dont la cristallisation et la composition chimique sont contrôlées uniquement par les conditions thermodynamiques. Nous les appellerons minéraux nobles.
- Ceux dont la composition chimique est induite par le chimisme du milieu et qui cristallisent, lorsque les conditions thermodynamiques sont favorables, en résorbant les éléments en grande quantité. Ce seront les minéraux goinfres.

Cette notion est trop rigide. A. NICOLAS (1966) a discuté ce point de vue méthodologique (notamment p. 149 à 155). Il est évident que la cristallisation d'un minéral sera souvent contrôlée par l'ensemble de ces deux facteurs avec pourtant une nette prédominance de l'un d'eux. L'étude du "contrôle géochimique" poursuivie dans ce chapitre va permettre de préciser cette notion.

D'autre part, pour un même minéral, il faut envisager non seulement sa teneur en un élément donné, mais aussi son abondance (ou son "tonnage"). Cette dernière donnée peut être régie soit par l'épuisement d'un élément nécessaire, soit par un changement dans les conditions thermodynamiques qui interdit la poursuite de la cristallisation.

Le problème est donc très complexe et sa solution sous-entend un certain nombre d'hypothèses. En effet, il n'est pas possible d'expérimenter pour connaître l'importance relative des différents facteurs. Une justification complète n'interviendra qu'après discussion de l'ensemble du problème.

Le plan suivant sera adopté :

- Présentation d'un modèle susceptible de permettre le calcul de l'évolution du chimisme des différents magmas résiduels au cours de la cristallisation.
- Etude du contrôle géochimique au cours des différentes étapes de la cristallisation (analyse).
- Rôle des différents éléments en tant que régulateurs de l'évolution de la cristallisation (synthèse).

II. EVOLUTION DU CHIMISME DES DIFFERENTS MAGMAS RESIDUELS AU COURS DE LA CRISTALLISATION - (Présentation et exploitation d'un modèle)

A - INTRODUCTION -

Afin de pouvoir discuter le contrôle géochimique de la cristallisation du Granite des Crêtes au cours de ses différentes étapes, nous sommes conduits à définir un "modèle" de calcul. Pour cela, nous tenons compte des résultats antérieurs et formulons plusieurs hypothèses qui seront contrôlées ultérieurement.

- Première hypothèse : la cristallisation s'est effectuée dans un magma "en fusion" par formation successive des minéraux dans l'ordre d'apparition observé en lames minces

et confirmé par l'étude thermodynamique. Nous calculerons la composition des magmas résiduels après chaque étape de la cristallisation.

- Seconde hypothèse : la cristallisation a débuté par la formation d'un pyroxène jusqu'à épuisement du calcium disponible. Ce minéral a ensuite été résorbé et n'existe plus qu'à l'état de reliques dans la granite. Cette hypothèse peut être raisonnablement émise en tenant compte des faits suivants :
 - le pyroxène s'observe à l'état de reliques au coeur des amphiboles ou en petits cristaux isolés. Son existence est attestée par la présence des nids à amphibole et biotite.
 - L'existence de microgranites à pyroxène et biotite, ayant un chimisme identique à celui du Granite des Crêtes, confirme la réalité de l'augite à une certaine étape de la cristallisation.
 - Le rapport Al^{IV} / Al TOTAL dans la formule structurale des biotites en fonction de leur teneur en Al_2O_3 rend vraisemblable une paragenèse initiale pyroxène-biotite (fig. n° 7, p. 30).
 - Cette hypothèse concernant l'existence du pyroxène et son rôle fixateur de tout le calcium, se justifie à posteriori par l'harmonie des développements qu'elle autorise avec les résultats antérieurs. Ainsi pourrons-nous calculer les quantités de biotite, puis d'amphibole qui se formeront successivement dans le magma. Ces quantités s'avèrent en plein accord avec les résultats modaux, atteints de façon indépendante (fig. 34, p. 122).

B - CALCUL de l'EVOLUTION du CHIMISME des DIFFERENTS MAGMAS RESIDUELS au COURS de la CRISTALLISATION -

Prenons, à titre d'exemple, le cas de l'échantillon-type MIN. 14. Seuls les résultats importants seront notés pour les autres granites.

Le tableau n° 14 présente les résultats. Un simple commentaire de ces données suffira à exposer l'exploitation de notre modèle.

- colonne n° 1 : analyse chimique de l'échantillon-type MIN. 14.
- colonne n° 2 : quantités retenues par la cristallisation du pyroxène (résorbé ultérieurement). On forme 13,6 % d'augite, soit la quantité en pourcentage pondéral nécessaire pour épuiser tout le calcium de la roche, diminué du calcium qui sera retenu par la biotite. (La biotite aura besoin de 0,08 % de CaO. On forme donc 13,6 % d'augite à 19,07 % de CaO ; ce qui nécessitera 2,59 % de CaO. Le pyroxène de l'échantillon-type MIN. 18 sert de minéral type dans ce calcul).
- colonnes n° 3 : Composition chimique du magma résiduel après cristallisation du pyroxène :
(pyroxène + magma résiduel n° 3) :
 - 3 A : par rapport à la composition chimique du magma originel qui est supposée identique à l'analyse chimique du granite.
 - 3 B : rapportée à 100 %.
- colonne n° 4 : Quantités retenues par la cristallisation de la biotite magnésienne. On forme 15,5 % de biotite magnésienne, soit la quantité nécessaire en pourcentage pondéral pour résorber tout le magnésium disponible après cristallisation du pyroxène.

Annexe N° 14 - CALCUL de l'EVOLUTION du CHIMISME des DIFFERENTS MAGMAS RESIDUELS au COURS de la
 CRISTALLISATION (Le CAS de l'ECHANTILLON-TYPE MIN. 14 a été CHOISI à TITRE d'EXEMPLE)

Analyse éch. Typ. MIN. 14	Retenu par 13,6% Pyrox.	MAGMA RESIDUEL N° 3 (roche-pyroxène)		Retenu par 15,5% biotite	MAGMA RESIDUEL N° 5 roche - (pyroxène + biotite)		MAGMA RESIDUEL N° 6 (roche - biotite)		Retenu par 12,1% actinote	MAGMA RESIDUEL N° roche - (biotite + actinote)	
		3 A	3 B		5 A	5 B	6 A	6 B		8 A	8 B
1	2	3 A	3 B	4	5 A	5 B	6 A	6 B	7	8 A	8 B
63,70	7,05	56,65	66,18	5,89	50,76	72,23	57,81	68,97	6,35	51,46	71,69
14,15	0,21	14,04	16,40	2,11	11,93	16,97	12,14	14,48	0,42	11,72	16,33
4,11	1,22	2,89	3,38	2,46	0,43	0,61	1,65	1,97	1,37	0,28	0,39
0,08	0,04	0,04	0,05	0,03	0,01	0,01	0,05	0,06	0,04	0,01	0,01
4,21	2,02	2,19	2,55	2,19	-	-	2,02	2,41	2,02	-	-
2,67	2,59	0,08	0,09	0,08	-	-	2,59	3,09	1,33	1,26	1,76
2,28	0,06	2,22	2,59	0,02	2,20	3,13	2,26	2,70	0,09	2,17	3,02
6,34	0,03	6,31	7,37	1,40	4,91	6,99	4,94	5,89	0,06	4,88	6,80
0,70	0,08	0,62	0,73	0,62	-	-	0,08	0,10	0,10	0,02	-
0,80	0,24	0,56	0,65	0,52	0,04	0,06	0,28	0,33	0,31	déficit 0,03	-
99,14	13,54	85,60	100,00	15,34	70,28	100,00	83,82	100,00	12,09	71,78	100,00

La biotite magnésienne spécifique de l'échantillon-type considéré sert de base de calcul. (Ainsi 15,5 % de biotite à 14,15 % de MgO demandent 2,19 % de MgO dans le magma résiduel).

- colonne n° 5 : Composition chimique du magma résiduel après cristallisation de la biotite magnésienne -
(pyroxène + biotite + magma résiduel n° 5)

5 A : par rapport à la composition chimique du magma originel (c'est le stock chimique restant disponible).

5 B : rapportée à 100 %.

- colonne n° 6 : Composition chimique du magma résiduel après résorption du pyroxène, mais conservation de la biotite magnésienne formée.
(biotite + magma résiduel n° 6).

6 A : par rapport à la composition chimique du magma originel (nouveau "stock chimique" disponible).

6 B : rapportée à 100 %.

(note : après l'étape n° 5, il ne reste plus de Mg. Au cours de l'étape n° 6, du Mg est libéré).

- colonne n° 7 : Quantités retenues par la cristallisation de l'actinote magnésienne. On forme 12,1 % d'amphibole, soit la quantité nécessaire en pourcentage pondéral pour mobiliser tout le magnésium rendu disponible par la résorption du pyroxène. L'actinote magnésienne spécifique de l'échantillon-type considéré sert de base de calcul. (12,1 % d'actinote à 16,69 % de MgO mobilisera 2,02 % de MgO rendu disponible).

- colonne n° 8 : Composition chimique du magma résiduel après cristallisation de l'amphibole -

(biotite + amphibole + magma résiduel n° 8)

8 A : par rapport à la composition chimique du magma originel (stock chimique disponible).

8 B : rapportée à 100 %.

C - PREMIER CONTROLE de la VALIDITE du MODELE de CALCUL des DIFFERENTS MAGMAS RESIDUELS -

Nous connaissons les pourcentages modaux pondéraux des différents minéraux ferro-magnésiens dans nos granites (chapitre III). Au cours de l'exploitation de notre modèle, nous avons été amené à calculer, d'une façon totalement indépendante, des pourcentages pondéraux théoriques. La comparaison des deux séries de résultats doit nous permettre de contrôler la validité du modèle proposé.

		MIN 27	G. P. NOIR	MIN. 9	BN	MIN. 14	MIN. 18	MIN. 15
PYROXENE	théorique	18,6	16,7	16,0	15,5	13,6	16,1	9,1
	observé	nids	nids	nids	nids	nids	nids cristaux	nids
BIOTITE	théorique	24,0	22,1	16,0	17,0	15,5	15,5	6,7
	observée	25,0	22,0	20,6	10,1	14,9	19,1	7,8
AMPHIBOLE	théorique	16,5	14,2	14,6	13,7	12,1	14,7	8,2
	observée	15,3	13,9	10,2	10,6	12,1	11,3	6,9

La concordance entre les pourcentages théoriques et les pourcentages effectifs est toujours satisfaisante et parfois excellente. (voir aussi fig. n° 34)

Les écarts observés sont toujours dus à un excès d'amphibole lié à un déficit de biotite. Ce fait correspond au calcul d'une trop grande quantité théorique de pyroxène et peut s'expliquer par l'intervention de plusieurs phénomènes distincts :

- soit que la biotite commence à cristalliser avant la fin de la formation du pyroxène (inclusions de biotite dans le pyroxène)
- soit qu'un plagioclase basique, contemporain du pyroxène, se forme en quantité limitée et mobilise une part du calcium (inclusions de plagioclase basique très altéré parfois visibles). Il sera ensuite résorbé. L'intervention d'un tel phénomène ne condamne pas notre raisonnement ; il introduit seulement une légère "distorsion".
- soit que les conditions thermodynamiques évoluant lentement avec baisse de température, la cristallisation du pyroxène n'aie pas le temps de s'achever.

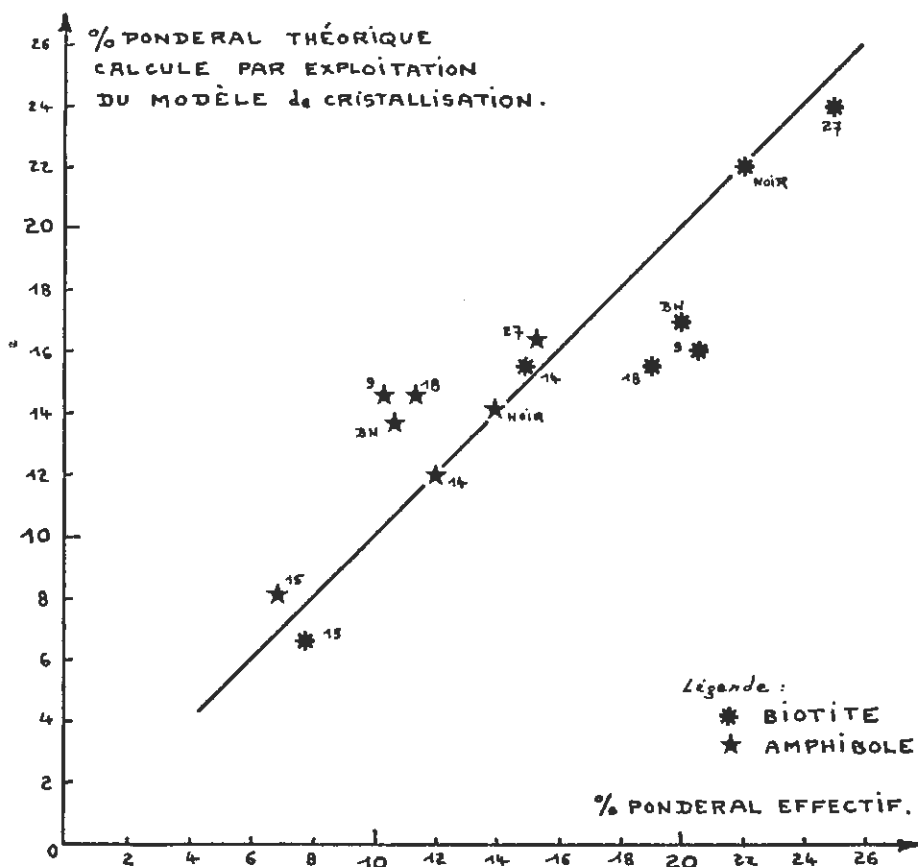


Fig. N° 34 : Contrôle de la validité du modèle de calcul des différents magmas résiduels.

Le pourcentage pondéral théorique calculé avec le modèle correspond au pourcentage pondéral effectif pour la biotite (petites rosaces) et l'amphibole (étoiles).

(se reporter au texte pour le commentaire).

Nous pouvons donc affirmer que notre modèle est valable puisqu'il permet d'expliquer la régulation des quantités effectivement cristallisées de biotite, puis d'amphibole ; en effet, rien ne permettait raisonnablement de limiter la formation de la biotite : ni les conditions thermodynamiques, ni la composition chimique. Ainsi, à posteriori, notre seconde hypothèse - cristallisation du pyroxène - est-elle confirmée.

D - EVOLUTION du CHIMISME des DIFFERENTS MAGMAS RESIDUELS au COURS de la CRISTALLISATION -

1 - Présentation des courbes

Les courbes présentées dans la figure n° 35 rendent compte de l'évolution du chimisme du magma résiduel, élément par élément.

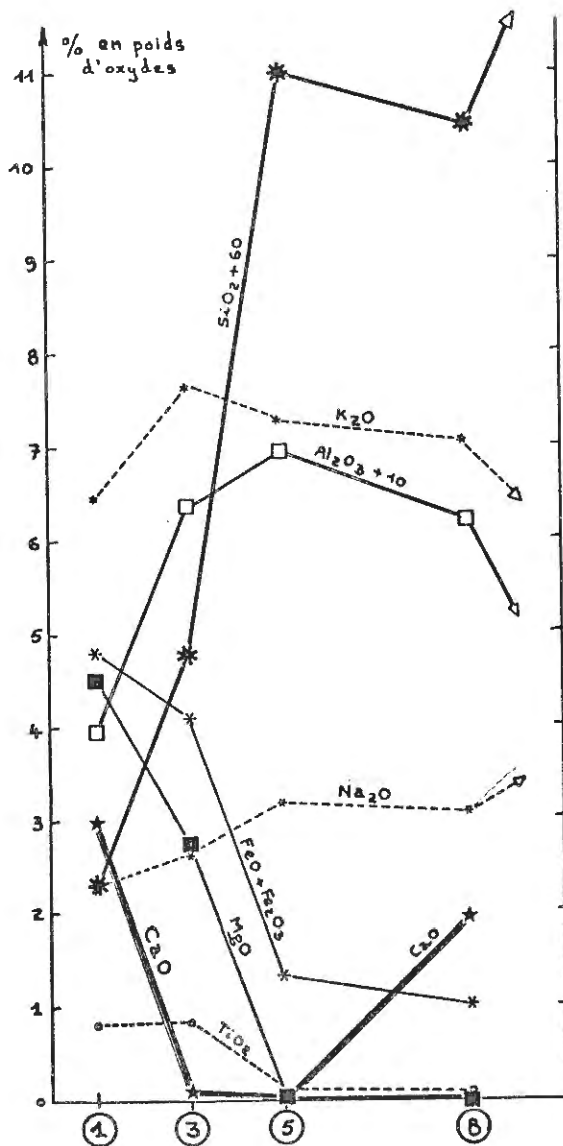


Fig. N° 35 : Evolution du chimisme des différents magmas résiduels au cours de la cristallisation du Granite des Crêtes. (L'exemple traité correspond à l'échantillon-type MIN. 14 et peut servir de témoin pour les autres échantillons étudiés).

En ordonnées : pourcentage en poids d'oxydes (leur somme est ramenée à 100)

En abscisses : les différentes étapes de la cristallisation.

- 1 - magma originel
- 3 - magma résiduel n° 3 (après cristallisation du pyroxène théorique)
- 5 - magma résiduel n° 5 (après cristallisation du pyroxène et de la biotite).
- 8 - magma résiduel n° 8 (après résorption du pyroxène et cristallisation de l'amphibole ; la biotite reste stable).

Les flèches indiquent pour certains éléments l'évolution de leur pourcentage au cours du début de la cristallisation des feldspaths.

Sont portées les étapes suivantes de la cristallisation :

- magma originel (colonne n° 1)
- Pyroxène + magma résiduel n° 3 (colonne n° 3B)
- Pyroxène + biotite + magma résiduel n° 5 (colonne n° 5B)
- biotite + Amphibole + magma résiduel n° 8 (colonne n° 8B)

Il est préférable de ne pas porter le magma résiduel n° 6 (colonne n° 6B) correspondant à (biotite + magma résiduel après résorption du pyroxène). La cristallisation de l'amphibole correspond à la disparition du pyroxène ; on obtient ainsi une courbe qui tient compte de l'évolution continue de la cristallisation (procédé d'intégration) sans les heurts consécutifs à des étapes théoriques sans réalité pratique.

2 - Commentaires

- Le taux de SiO_2 augmente rapidement et ne marquera un palier qu'au cours de la cristallisation de l'amphibole. Il continuera ensuite à croître pendant la cristallisation des feldspaths à raison de 1 % pour une quantité de 10 % de feldspath formé. La formation du quartz interviendra alors. Il est possible que l'augmentation du taux de SiO_2 au cours de la cristallisation de la biotite ait permis la continuation de ce phénomène même si la température avait tendance à baisser par déperdition de chaleur vers l'extérieur (D. R. WONES, 1963).
- Al_2O_3 augmente pendant la cristallisation du pyroxène et de la biotite, minéraux de très haute température, admettant peu d'aluminium. Ensuite Al_2O_3 diminuera continuellement au cours du processus de cristallisation.
- K_2O et Na_2O restent relativement stables. La formation de biotite n'affecte que peu le pourcentage relatif de K_2O dans le magma résiduel.
- CaO puis MgO , TiO_2 et $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ s'épuisent au cours de la cristallisation des minéraux ferro-magnésiens. Après la formation de l'amphibole, il reste du calcium malgré la cristallisation d'apatite dont il n'est pas tenu compte sur ce diagramme. De même, le fer résiduel correspond à la pyrite.

III. ETUDE DU CONTRÔLE GEOCHIMIQUE AU COURS DES DIFFÉRENTES ÉTAPES DE LA CRISTALLISATION -

A - RÔLE RÉGULATEUR des CONDITIONS THERMODYNAMIQUES -

Avant d'étudier le contrôle géochimique de la cristallisation, il est essentiel de préciser le rôle joué par les conditions thermodynamiques.

Un minéral cristallisera quand les conditions de pression et température seront favorables à sa formation ; l'évolution lente et continue de ces conditions représente le "moteur" de la cristallisation ; mais il n'y a jamais révolution au cours de la formation de l'ensemble des minéraux porphyriques (pyroxène, biotite, amphibole, andésine, orthose). Les arguments sont nombreux et ont été développés dans les chapitres précédents :

- enchaînement normal des différents minéraux dans la paragenèse -
- absence de zonage des minéraux ferro-magnésiens -
- résorption quasi complète du pyroxène -
- homogénéité totale des différents minéraux dans un même granite, et relative dans l'ensemble des différents échantillons-types -

Ainsi, les conditions thermodynamiques jouent un rôle de régulation dans l'enchaînement des cristallisations. Elles permettent la formation d'un minéral donné dont le chimisme sera en harmonie avec celui du milieu. Elles n'imposeront jamais un chimisme en désaccord avec celui du magma résiduel.

Pendant la cristallisation d'un minéral, on peut donc accorder aux conditions thermodynamiques un rôle secondaire et discuter ainsi plus efficacement du contrôle géochimique.

B - STADE PYROXENE -

Si l'existence du pyroxène n'est plus contestable, par contre son abondance n'est calculée que par l'exploitation d'un modèle.

Le pyroxène cristallise en raison d'une température élevée incompatible avec la formation d'autres minéraux tels que le mica ou l'amphibole. Il est vraisemblable qu'il représente un minéral "noble", uniquement contrôlé par les conditions physiques. Son abondance ne sera limitée que par la quantité de calcium disponible ; en effet, le calcium est un élément, à faible teneur dans la roche, qu'il consomme en quantité.

Dans certains cas, un plagioclase basique, dont on observe parfois des reliques, a pu cristalliser et mobiliser ainsi une faible quantité de calcium. Les distorsions qui apparaissent dans l'exploitation de notre modèle, (notamment pour les échantillons-types MIN. 18, MIN. 9 et BN), seraient la conséquence d'un tel phénomène.

C - STADE BIOTITE MAGNESIENNE -

Vers la fin de la cristallisation du pyroxène commence celle de la biotite magnésienne. Il y a continuité dans l'évolution des conditions thermodynamiques ; la température a légèrement baissé. La composition du magma résiduel au moment de la formation du mica peut être estimée (magma résiduel n° 3).

Parmi les éléments utilisés par la biotite, on distingue :

- les éléments liés à la structure
- les éléments liés au chimisme du milieu.

Les éléments liés à la structure sont $K_2O - SiO_2 - Al_2O_3$. Leur pourcentage dans le minéral est réglé par les exigences du réseau et éventuellement les modifications que lui font subir les variations des conditions thermodynamiques. Nous avons vu par exemple que le taux en Al_2O_3 est faible et le rapport Al^{IV} / Al total voisin de 100, en accord avec une paragenèse pyroxène-biotite et une température élevée. Aucune corrélation n'existe entre le taux de ces éléments dans la roche et dans la biotite. Pour illustrer ce fait, nous pouvons nous reporter par exemple aux courbes des teneurs en K_2O, SiO_2, Al_2O_3 (figures n° 36 à 38).

Par ailleurs, l'absence de variations importantes ou systématiques dans le taux de ces éléments indique une continuité et une certaine homogénéité des conditions thermodynamiques de cristallisation à l'échelle du massif.

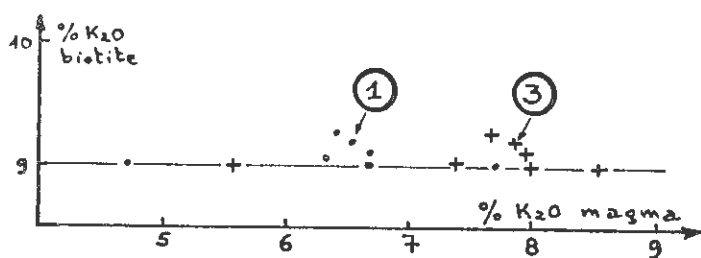


Fig. N° 36 : Biotite magnésienne, variation de la teneur en K_2O en fonction de celle de la roche (magma originel n° 1) et de celle du magma résiduel n° 3.

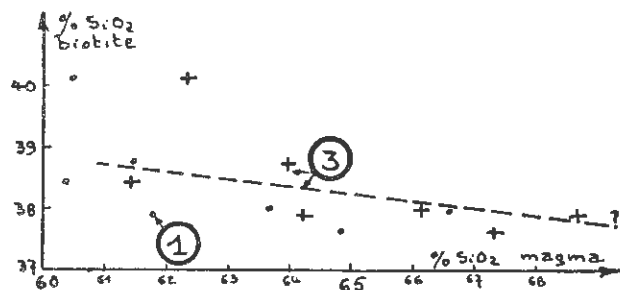


Fig. N° 37 : Biotite magnésienne, variation de la teneur en SiO_2 en fonction de celle de la roche (1) et de celle du magma résiduel n° 3. (faible corrélation négative possible).

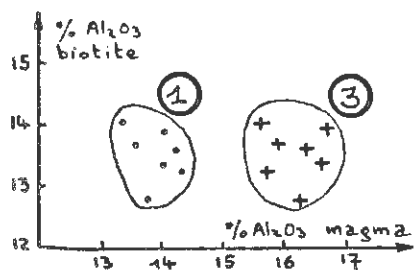


Fig N° 38 : Biotite magnésienne, variation de la teneur en Al_2O_3 en fonction de celle de la roche (1) et de celle du magma résiduel n° 3. (aucune corrélation).

Ce ne sont donc pas ces éléments qui gouvernent directement la cristallisation de la biotite (abondance et composition chimique), une fois créées les conditions physiques autorisant la formation du minéral.

Les éléments liés au chimisme du milieu sont MgO , TiO_2 , $(FeO + Fe_2O_3)$. Ce sont des éléments susceptibles de se remplacer mutuellement dans de larges proportions sans que la structure de l'édifice ne soit compromise (1). L'étude des corrélations montre :

- une belle corrélation positive MgO biotite / MgO roche. (fig. n° 39).
- des relations indécises, avec tendance à une corrélation négative, pour les courbes : $(FeO + Fe_2O_3)$ biotite / $(FeO + Fe_2O_3)$ roche et TiO_2 biotite / TiO_2 roche (fig. n° 40).

Par ailleurs, la somme $(Mg + (Fe^{II} + Fe^{III}) + Ti)$ est constante (2) :

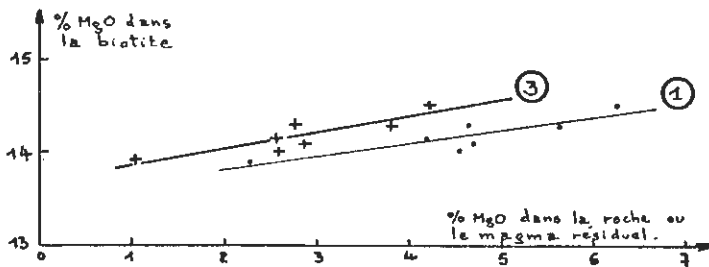


Fig. N° 39 : Biotite magnésienne, variation de la teneur en MgO en fonction de celle de la roche (1) et de celle du magma résiduel n° 3.

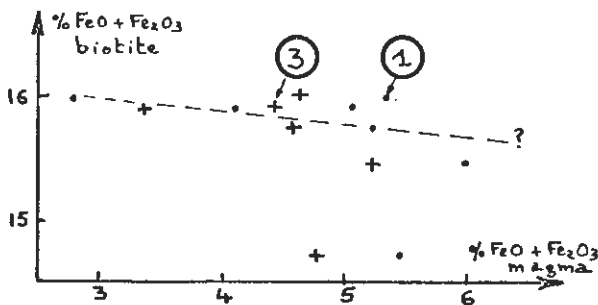


Fig N° 40 : Biotite magnésienne, variation de la teneur en $(FeO + Fe_2O_3)$ en fonction de celle de la roche (1) et de celle du magma résiduel n° 3.

(1) remarque importante : les proportions de ces éléments dans le cristal déplacent le domaine de stabilité ; elles ne sont donc pas indépendantes des conditions thermodynamiques. Tout se passe comme si, pour un chimisme déterminé du milieu, la composition de la biotite "à naître" était déterminée et, par voie de conséquence, les conditions de pression et de température pour le début de la cristallisation. Le contrôle serait donc de nature essentiellement géochimique.

(2)

Somme établie en cations pour éviter l'influence de la perte au feu.

	MIN. 27	G. P NOIR	MIN. 9	BN.	MIN. 14	MIN. 18	MIN. 15
Mg + Fe ^{II} + Fe ^{III} + Ti	35,61	34,94	35,79	35,85	35,97	35,80	35,87

Il en résulte une conclusion importante : les corrélations à tendance négative de TiO₂ et (FeO + Fe₂O₃) ne sont qu'une conséquence de la très belle corrélation positive de MgO. La distribution de MgO est contrôlée par le milieu chimique ; à son tour, elle contrôle celle du titane et du fer en limitant leur admission dans les sites Y.

Ainsi, le chimisme spécifique de la biotite est déterminé par la teneur du milieu en MgO. La faculté de la biotite d'en fixer autant que le milieu peut en fournir indique :

- une cristallisation à haute température
- une limitation possible de l'abondance de la biotite par épuisement du stock de MgO disponible. En effet, elle dispose d'autant de K₂O - Al₂O₃ - SiO₂ qu'elle désire. Seuls fer et magnésium peuvent limiter sa formation ou faire varier son chimisme. Le fer reste en excès puisque la pyrite interviendra ultérieurement. Donc, la biotite cristallisera jusqu'à épuisement du stock de MgO.

La concordance entre l'abondance calculée avec notre modèle et l'abondance réelle confirme cette hypothèse. La corrélation positive MgO_{biotite} / MgO_{roche} est un argument important.

D - STADE ACTINOTE MAGNÉSIENNE -

Après la cristallisation de la biotite, le magma résiduel ne permet pas de faire de l'amphibole. Il faut pour cela que la température baisse suffisamment pour permettre la résorption du pyroxène, compte tenu de la pression en H₂O élevée. Cette évolution des conditions thermodynamiques s'est faite lentement. Le MgO libéré contrôle l'abondance de l'amphibole. Aucune corrélation nette n'apparaît pour les différents éléments susceptibles d'influencer le chimisme de l'amphibole. Le calcium libéré ne contrôle pas le chimisme puisqu'il se trouve alors en excès, comme l'atteste l'apparition du plagioclase contemporain de l'orthose. La teneur en magnésium de l'amphibole est grossièrement fonction de la quantité de MgO libéré. Ce manque de corrélation (fig. 41 à 43) doit tenir au fait que résorption du pyroxène et cristallisation de l'amphibole sont contemporaines et que les chimismes sont très différents.

MIN. 18	PYROXENE	AMPHIBOLE
Fe ₂ O ₃	néant	néant
FeO	8,99	11,64
MgO	14,82	16,30
CaO	19,07	11,75

On ne peut connaître les réajustements continuels du magma résiduel local.

Il est donc possible que le chimisme de l'actinote magnésienne soit uniquement contrôlé par les conditions thermodynamiques qui imposent une amphibole magnésienne. Il se peut aussi que la cristallisation de l'andésine soit contemporaine et limite l'accès de CaO dans l'amphibole.

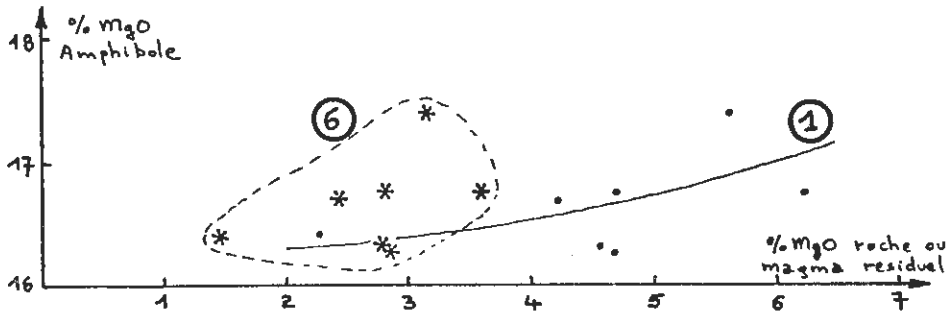


Fig. N° 41 : Actinote magnésienne, variation de la teneur en MgO en fonction de celle de la roche (1) et de celle du magma résiduel n° 6.

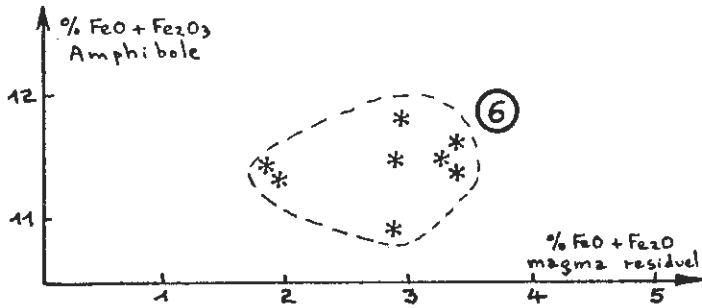


Fig. N° 42 : Actinote magnésienne, variation de la teneur en (FeO + Fe₂O₃) en fonction de celle du magma résiduel n° 6.

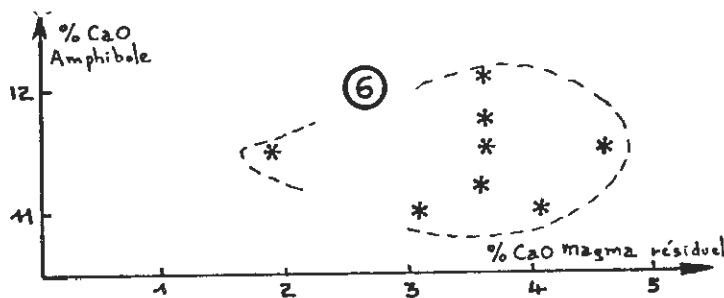


Fig. N° 43 : Actinote magnésienne, variation de la teneur en CaO en fonction de celle du magma résiduel n° 6.

E - STADE ANDESINE - ORTHOSE -

Après la formation de l'ensemble des minéraux ferro-magnésiens, seul subsiste un magma résiduel SiO_2 - Al_2O_3 - K_2O - Na_2O - CaO (colonne n° 8 B, tableau n° 14, p. 120). L'excès de fer s'est exprimé dans la pyrite.

Dans le chapitre précédent nous avons discuté les processus de cristallisation des feldspaths. Au stade andésine - orthose, les conditions thermodynamiques règlent la formation des minéraux en tenant compte du chimisme du milieu qui sert de contrôle.

F - STADE ULTIME QUARTZO - FELDSPATHIQUE -

La seule révolution importante dans l'évolution des conditions thermodynamiques doit se situer au début de cette étape. L'ensemble des phénocristaux et du magma résiduel sont transvasés ; la température baisse légèrement tandis que la pression tombe brusquement. Les conditions physiques règlent la cristallisation ; le chimisme du magma résiduel tend vers le point triple. Le seul contrôle qui puisse exister est représenté par les proportions de K_2O et Na_2O dans le milieu.

IV. ROLE DES DIFFERENTS ELEMENTS DANS LE CONTROLE DE L'EVOLUTION DE LA CRISTALLISATION -

A - INTRODUCTION -

Le chimisme des minéraux et leur abondance en fonction du chimisme de la roche ou des magmas résiduels nous a permis de mettre en évidence les faits suivants :

- 1 - Un élément peut jouer un rôle passif et intervenir dans la constitution d'un minéral sans contrôler directement ni son chimisme, ni son abondance, (corrélation inexistante ou négative entre teneur dans le minéral et teneur dans la roche).
- 2 - Le taux d'un élément dans la roche (ou le magma résiduel) peut influencer directement le chimisme du minéral (corrélations positives entre teneur dans le minéral et teneur dans la roche) et/ou son abondance. Cet élément tend à se fixer de façon exhaustive dans le minéral. Par voie de conséquence, cette influence peut se représenter sur les minéraux successifs.

Mais, comme nous allons le voir, le rôle de "chef d'orchestre" revient à l'élément qui s'épuise le premier dans la cristallisation du premier minéral, en l'occurrence le calcium dans le pyroxène.

B - Le ROLE de CaO -

CaO ne contrôle jamais le chimisme d'un minéral ; de ce point de vue, il reste un élément passif.

Mais il assure un contrôle fondamental sur l'abondance de certains minéraux dès le début. De ce fait, il assure un contrôle indirect de l'ensemble de la cristallisation :

c'est le régulateur primordial de l'abondance des minéraux ("pyroxène", biotite, amphibole, andésine).

Son épuisement dans le magma originel limite l'abondance du pyroxène dont l'existence "antérieure" est démontrée par ailleurs.

Ensuite, il commande indirectement l'abondance de la biotite qui résorbe le magnésium résiduel ; puis celle de l'amphibole qui résorbe le magnésium libéré par la destruction du pyroxène.

Enfin, le CaO contrôle l'abondance du plagioclase lorsque l'amphibole, ayant épuisé le MgO, en laisse disponible.

En résumé, CaO contrôle directement ou indirectement l'abondance de tous les minéraux ferro-magnésiens et du plagioclase basique. Il n'interviendrait sur le chimisme d'un minéral que dans le cas de l'orthose, étant indirectement responsable de son zonage.

C - Le ROLE de MgO -

Le magnésium joue un rôle plus complexe puisqu'il intervient dans deux domaines :

- il contrôle directement l'abondance de la biotite qui cristallise jusqu'à son épuisement. Ultérieurement, il détermine l'abondance de l'amphibole qui utilise le magnésium libéré par la résorption du pyroxène.
- il contrôle, par ailleurs, le chimisme des minéraux. La corrélation positive $MgO_{\text{biotite}} / MgO_{\text{roche}}$ est le signe d'une cristallisation magmatique à haute température. La biotite tend à fixer autant de MgO qu'elle peut en recevoir, compte tenu du chimisme du milieu et des conditions thermodynamiques favorables. Fer et titane font passivement l'appoint. Pour l'amphibole, ce rôle est moins évident.

Mais nous ne devons pas perdre de vue que seule l'influence qu'il a sur le chimisme des minéraux lui appartient en propre. Le contrôle qu'il exerce sur l'abondance des minéraux est assujéti au rôle joué par le calcium.

Notons que biotite magnésienne et actinote magnésienne jouent le même rôle vis-à-vis du magma en résorbant le magnésium présent en grande quantité dans chaque magma résiduel. Si l'un est relayé par l'autre, c'est dû au stockage du magnésium par le pyroxène. Lorsque ce magnésium est remis dans le circuit des éléments disponibles, les conditions thermodynamiques ont été profondément modifiées ; la température a baissé de près de 200 °C. En accord avec le chimisme du milieu, seule l'actinote magnésienne est stable puisque le mica réclamerait beaucoup plus de fer.

Ainsi, toute l'originalité du Granite des Crêtes provient de la pauvreté exceptionnelle en calcium, alliée à une grande richesse en magnésium.

D - Le ROLE de TiO_2 -

Dans la biotite, TiO_2 est lié au magnésium par une corrélation négative. Par contre, dans la roche ou le magma résiduel n° 3, cette corrélation est positive (fig. n° 45).

Par ailleurs, la corrélation $MgO_{\text{biotite}} / MgO_{\text{roche}}$ est positive, alors que celle du titane est à tendance négative.

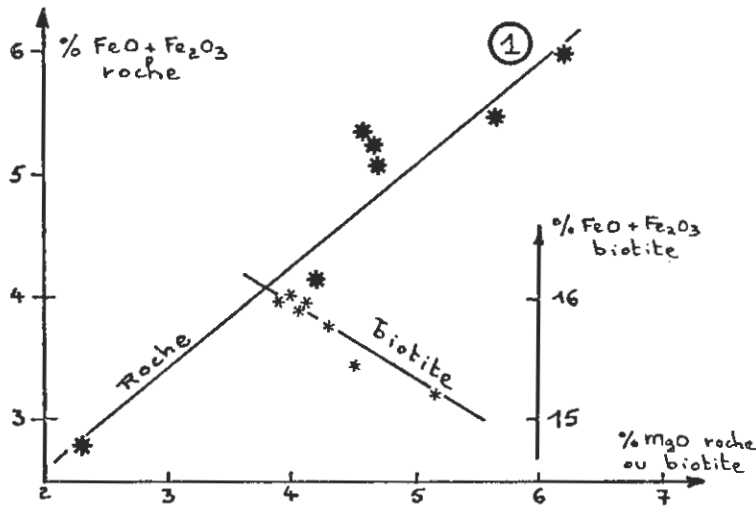


Fig. N° 44 : Corrélations entre les teneurs en (FeO + Fe₂O₃) et MgO :
- dans la roche originelle (corrélacion positive)
- dans la biotite (corrélacion négative)

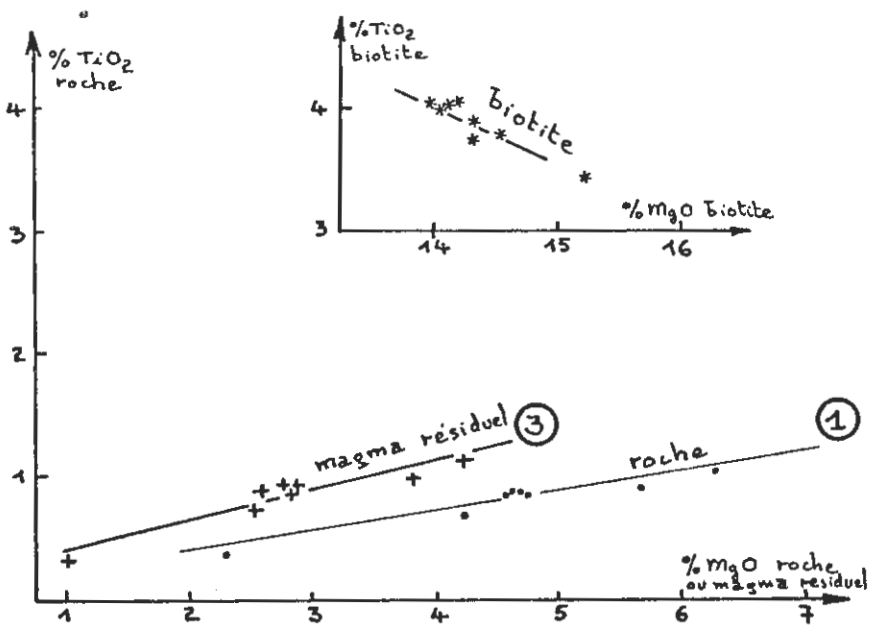


Fig. N° 45 : Corrélations entre les teneurs en TiO₂ et MgO
- dans la roche originelle
- dans le magma résiduel n° 3 } (corrélacion positive)
- dans la biotite (corrélacion négative).

On peut alors affirmer que le titane joue un rôle passif ; le taux de TiO_2 dans la biotite est commandé par le taux en MgO de ce même minéral. La richesse du milieu en titane n'intervient pas. Le fer total se conduira d'une façon identique (fig. n° 44). Ceci confirme le rôle déterminant du magnésium et la passivité du titane et du fer total dans le problème considéré.

E - Le ROLE de K_2O - SiO_2 - Al_2O_3

Ces éléments sont liés à la structure des minéraux. Leur répartition est donc déterminée uniquement par celle-ci, c'est-à-dire par les conditions thermodynamiques qui favorisent telle ou telle cristallisation.

Le K_2O entre passivement dans la biotite. Il ne joue aucun rôle dans l'abondance de ce minéral car il est en excès. Ultérieurement, il déterminera, sous contrôle des conditions physiques, l'abondance du feldspath sodi-potassique.

SiO_2 joue un rôle passif. S'il intervient dans les conditions de stabilité des minéraux, notamment pour les feldspaths, son contrôle reste discret. A aucun moment il ne limite l'abondance d'un minéral, si ce n'est à la fin pour le quartz.

Al_2O_3 reste toujours disponible. Sa répartition est liée aux conditions thermodynamiques.

La parfaite homogénéité de la répartition de ces éléments dans les différents minéraux des échantillons-types, plaide en faveur de conditions thermodynamiques identiques dans l'ensemble du magma et évoluant lentement, ce qui permet un processus de cristallisation complet et ordonné.

V. CONCLUSIONS -

Lorsque la cristallisation commence, elle est aveugle et ne connaît pas son avenir.

Les conditions thermodynamiques jouent un rôle de régulation. Elles permettent la formation d'un minéral stable dès que le chimisme du milieu est favorable. Ainsi, l'évolution lente de ces conditions, examinées au chapitre précédent, entraînera un enchaînement normal de la cristallisation. Tous les minéraux sont soumis au contrôle thermodynamique qui n'entrave pas leur formation, sauf dans le cas de l'orthose ; une chute brusque de pression entraine alors la limitation de l'abondance de ce minéral.

Le contrôle géochimique revêt dès ce moment une importance capitale. Le chimisme du milieu détermine celui du minéral : pour que ce dernier soit stable, le magma attendra pour l'exprimer que les conditions de pression et de température soient favorables. Une seule exception possible à cette règle : le cas du pyroxène qui sera détruit. Mais il convient de remarquer que ce contrôle géochimique intervient surtout pour limiter l'abondance des minéraux. Le calcium joue un rôle primordial ; vient ensuite le magnésium (à très haute température pour la biotite et à haute température pour l'amphibole, après résorption du pyroxène).

Nous schématiserons la complexité de ces problèmes dans le tableau ci-dessous :

		CONTROLE GEOCHIMIQUE		CONTROLE THERMODYNAMIQUE	
↑		CHIMISME	ABONDANCE	CHIMISME	ABONDANCE
ORDRE de CRISTALLISATION	qui influe sur :				
	PYROXENE (qui sera résorbé)	? (1)	<u>Ca</u> par épuisement	<u>OUI</u>	(si oui, formation d'Andésine)?
	BIOTITE magnésienne	<u>Mg</u> Ti et Fe passifs	<u>Mg</u> par épuisement (<u>Ca</u> indirectem ^t)	régulation (2)	
	ACTINOTE magnésienne	Mg ?	<u>Mg</u> par épuisement (<u>Ca</u> indirectem ^t)	régulation (2)	
	ANDESINE		<u>Ca</u> par épuisement	régulation (2)	
	ORTHOSE	K et Na <u>Ca</u> pour le zonage		régulation (2)	<u>OUI</u> chute de pression
	reliquat QUARTZO-FELDS- PATHIQUE		Si, Al, Na, K	<u>OUI</u> évolution vers point triple	

(1) nous ne disposons pas d'analyses de pyroxène en quantité suffisante pour mettre en évidence un tel contrôle.

(2) régulation : les conditions thermodynamiques jouent un rôle de régulation dans l'enchaînement des cristallisations. Elles permettent la formation d'un minéral donné dont le chimisme sera en harmonie avec le chimisme du milieu. Elles n'exercent aucune contrainte en désaccord avec ce chimisme ambiant.

En résumé, l'évolution de la cristallisation est déterminée par une succession d'épuisements d'éléments nécessaires dans l'immédiat. C'est un problème d'approvisionnement en Ca, puis en Mg jusqu'à la phase quartzo-feldspathique.

A l'issue de cette discussion, qui tient compte de tous les résultats antérieurs, nous pouvons concevoir un "modèle" de cristallisation qui correspond à UNE LOGIQUE DES MINERAUX DU GRANITE DES CRETES.

PREMIERE PARTIE

LE GRANITE DES CRETES

A

CHAPITRE VI.

DIFFERENCIATION PAR GRAVITE DU GRANITE DES CRETES (le problème de la durbachite)

I. INTRODUCTION -

Au cours de l'interprétation du chimisme (chapitre III), nous avons mis en évidence le fait que nos granites intermédiaires représentaient le Granite des Crêtes-type. Nous avons ensuite montré qu'en dehors de certains cas particuliers (flamme, éponte de filon), il existait des granites "noirs" très riches en MgO - CaO - TiO₂ et des granites "bleus" déficitaires en K₂O.

Dans ce chapitre, nous discuterons l'éventualité d'un mécanisme de différenciation pour expliquer cette diversité. Nous tiendrons compte des connaissances acquises sur les processus de cristallisation du magma du Granite des Crêtes.

Mais avant d'aborder ce problème, il nous faut envisager le cas des durbachites, qui s'intègre parfaitement dans le cadre de cette étude.

(1)

Cette expression est utilisée par A. RITTMANN, 1963, p. 274

II. LE PROBLEME DE LA DURBACHITE -

A - ETAT ACTUEL du PROBLEME de la DURBACHITE -

Les durbachites sont des formations à aspect de gneiss oillé et à composition de syénite micacée. L'étude du mode de formation de ces roches dans la région de Sainte-Croix-aux-Mines a été reprise récemment par divers auteurs (J. JUNG et M. CHENEVOY, 1951 ; J. JUNG, 1955 ; J. P. VON ELLER, 1960 et 1961).

Les gisements de durbachites se disposent dans les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines, depuis la région du Bonhomme jusqu'au Nord de Sainte-Croix-aux-Mines. J. P. VON ELLER (1961, p. 35) insiste sur l'extension à peu près continue de cette roche, à faible distance de la limite avec le Granite des Crêtes. La composition minéralogique rappelle celle de ce granite avec présence d'actinote magnésienne, reliquat de pyroxène et parfois même pyroxène abondant couronné d'amphibole (dans la région du Bonhomme, Vallon de Faurupt. La texture est nettement orientée avec des phénocristaux de feldspath alcalin, tandis que la biotite est souvent cloisonnante.

J. JUNG (1955) interprétait ces durbachites comme la conséquence d'un front "cafémique" dans l'auréole du Granite des Crêtes, responsable localement de l'enrichissement des gneiss en fer, magnésium, calcium et potassium. Il notait cependant que ce "gneiss basifié" passait d'une façon continue au Granite des Crêtes et représentait le pôle le plus basique de ce que nous appelions "Les granites de l'Association des Crêtes".

En 1960, J. P. VON ELLER reprend le problème avec des données nouvelles et une plus large connaissance des gisements de durbachites dans les Vosges. La genèse de ces roches se serait faite en deux temps à partir des formations préexistantes, généralement leptyniques (p. 17). Le processus débute par une basification avec perte de silice et accumulation de fer et de magnésium sous forme d'amphibole et de pyroxène. (Cette basification résulte de la mise en place du Granite des Crêtes à tendance syénitique). Ensuite intervient une feldspathisation en liaison avec la mise en place des granites porphyroïdes à deux micas. L'auteur insiste donc sur le caractère métamorphique de la durbachite.

En 1961, J. P. VON ELLER apparente la durbachite à des niveaux basiques ayant subi une différenciation métamorphique et un apport potassique. Il rejette ainsi l'hypothèse d'un lien possible de ces roches avec le Granite des Crêtes (p. 59) pour ne conserver que celle d'une recristallisation avec apport métasomatique de potassium.

Le problème des durbachites se pose pourtant dans le cadre de notre travail :

- le faciès noir du Granite des Crêtes est pétrographiquement semblable à ces "syénites Lamprophyriques" (terme utilisé par J. JUNG et M. CHENEVOY, 1951).
- des durbachites existent en gisements interstratifiés dans les gneiss de la région du Lac de Lispach.

Nous examinerons quelques données nouvelles concernant les rapports entre ces formations, les gneiss encaissants et le Granite des Crêtes.

Tableau N° 15 - DONNEES CHIMIQUES sur des ECHANTILLONS en RAPPORT avec le PROBLEME des DURBACHITES

	GRANITES des CRETES			GNEISS		DURBACHITES	
	MIN. 9 intermé- diaire	MIN. 27 noir	DURB. 1 durbachite	57-80 micacé	57-81 normal	DURB. 2	DURB. 3
SiO ₂	61.50	60.40	55.40	69.00	69.20	51.00	51.00
Al ₂ O ₃	14.05	14.10	13.90	14.20	14.50	14.40	15.35
Fe ₂ O ₃) 5.25) 5.99	1.60) 2.67) 5.36	1.65	2.00
FeO			4.60			6.20	6.10
MnO	0.09	0.10	0.15	0.06	0.05	0.11	0.10
MgO	4.66	6.24	7.30	0.73	1.41	8.80	8.65
CaO	3.12	3.66	4.00	2.09	0.73	6.30	5.35
Na ₂ O	2.33	2.12	2.00	3.31	2.14	1.25	2.10
K ₂ O	6.39	6.53	8.10	3.94	2.97	6.35	5.10
TiO ₂	0.89	1.06	1.00	0.35	0.64	1.45	1.35
P ₂ O ₅			1.20			1.20	0.40
P F	0.78	0.94	-	2.56	2.51		
H ₂ O +			1.10			1.40	1.30
H ₂ O -			0.20			0.25	0.40
Total	99.06	101.14	100.55	98.91	99.51	100.35	99.20
P1	+ 51,0	+ 5,1	+36.4	-60.3	-18,8	-17,7	-54,7
P2	+ 93,4	+ 84,7	+23.4	+167.8	+ 243,5	+32,9	+ 43,4
P3	+198,0	+250,2	+278.9	+ 58,8	+115,7	+344,8	+ 342,9
Si	58.00	55.69	51.24	67.02	67.87	47.66	47.95
Al	15.59	15.30	15.12	16.23	16.73	15.83	16.98
Fe ³⁺) 4.01) 4.48	1.11) 2.10) 4.26	1.16	1.41
Fe ²⁺			3.55			4.83	4.78
Mn	0.07	0.08	0.12	0.05	0.04	0.08	0.08
Mg	6.59	8.63	10.13	1.07	2.08	12.34	12.20
Ca	3.15	3.62	3.96	2.17	0.77	6.31	5.39
Na	4.26	3.78	3.58	6.22	4.06	2.26	3.82
K	7.70	7.68	9.56	4.88	3.72	7.57	6.12
Ti	0.63	0.74	0.69	0.26	0.47	1.01	0.95
P.	-	-	0.94	-	-	0.95	0.32
K + Na	11.96	11.46	13.14	11.10	7.78	9.83	9.94
Ca + Na	7.41	7.40	7.54	8.39	4.83	8.57	9.21
K + Ca + 2Na	19.37	18.86	20.68	19.49	12.61	18.40	19.15
$\frac{100 K}{K+Na}$	64.38	67.02	72.75	43.96	47.81	77.01	61.57
$\frac{100 Ca O}{CaO+Na_2O + K_2O}$	26.35	29.73	28.37	22.38	12.50	45.32	42.63
densité	2,70	2,76	-	2,81	2,77	-	-

B - GNEISS, DURBACHITE et GRANITE des CRETES DANS la REGION du LAC de LISPACH et DANS l'ENSEMBLE des VOSGES -

1 - Données chimiques.

Les formations intéressées ont été échantillonnées dans la région du Lac de Lispach. Sur le tableau N° 15 sont rapportées les données chimiques des roches suivantes :

- MIN. 9 - échantillon-type du Granite des Crêtes - faciès intermédiaire de la carrière des Bioquets au S.E. du Lac de Lispach. (pour mémoire).
- MIN. 27 - échantillon-type de Granite des Crêtes faciès "noir". Environs du Lac de Lispach.
- DURB. 1 - Durbachite ou Granite des Crêtes de faciès "noir" - Environs du Lac de Lispach.
(in Cl. GAGNY, 1959, p. 62 - Analyste P. BLOT) -

Cet échantillon mérite déjà le nom de durbachite, bien qu'il ait des propriétés chimiques intermédiaires entre le granite noir (MIN. 27) et les durbachites déjà décrites dans les Vosges (DURB. 2 et 3).

- 57-80 - Gneiss micacé - Environs du Lac de Lispach.
C'est un gneiss à biotite, chlorite et cordiérite. Il présente une structure cataclasée. La biotite de néoformation s'est développée au contact du Granite des Crêtes intrusif sous son faciès noir.
- 57-81 - Gneiss normal à biotite et cordiérite. Collet de la Mine au Nord du Lac de Lispach.

2 - Rapport de la durbachite avec les gneiss - Etude du gneiss micacé.

Les transformations chimiques subies par le gneiss micacé par rapport au gneiss normal ne permettent pas de penser à une évolution vers les durbachites. L'examen des analyses 57-80 et 57-81 montre que :

- le stock des éléments cafémiques diminue
- les alcalins augmentent, mais la part relative du potassium diminue à l'inverse de ce qui se produit pour la durbachite.

Les phyllites présentes dans le gneiss micacé ont été analysées sur un premier lot de biotite pure et sur un second lot constitué de 70 % de chlorite et 30 % de biotite. Possédant l'analyse de la biotite, nous avons calculé la composition chimique de la chlorite. (tableau n° 16)

- chlorite : C'est une chlorite oxydée ($Fe_2O_3 = 4,33$), à rapporter aux délessites, à la limite des chamosites. (d'après la classification de M. H. HEY, 1954). La valeur d $(001) = 14,2$ est en accord avec le pourcentage d'aluminium dans les tétraèdres : 1,781 Al^{IV} sur 8 sites tétra-coordonnés (DEER - HOWIE - ZUSSMAN, 1965, III, p. 134).
- biotite : C'est une biotite magnésienne définie par le rapport $100 Mg/Mg+Fe = 57,7$ et les valeurs

$$\left. \begin{array}{l} Mg \dots = 45,7 \\ Fe+Mn \dots = 33,9 \\ Fe^{III} + Ti + Al^{IV} \dots = 20,4 \end{array} \right) 100.$$

Tableau N° 16 - DONNEES CHIMIQUES sur les PHYLLITES du GNEISS MICACE du LAC de LISPACH - Echantillon-Type 57 - 80 -

POIDS en OXYDES et MONOCATIONIQUES			
	BIOTITE	CHL + BIOT (1)	CHLORITE
SiO ₂	35.46	32.50	31.17
Al ₂ O ₃	17.38	18.52	18.90
Fe ₂ O ₃	3.60	4.13	4.33
FeO	15.16	15.87	16.08
MnO	0.18	0.26	0.31
MgO	11.47	13.51	14.28
CaO	0.15	0.18	0.19
Na ₂ O	0.36	0.30	0.28
K ₂ O	8.12	3.84	2.09
TiO ₂	2.71	2.15	1.92
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.04
PF	4.61	8.67	10.41
CO ₂	0.10	0.33	
H ₂ O + H ₂ O -)	2.48	7.70	
Total	99.26	99.98	100,00
P ₁	+158,5		+32,1
P ₂ (2)	+10,8	—	+117,4
P ₃	+576,3		658,5
Si	34.79	33.02	32.26
Al	20.06	22.13	23.01
Fe ^{III}	2.65	3.15	3.36
Fe ^{II}	12.40	13.43	13.87
Mn	0.15	0.23	0.27
Mg	16.89	20.59	22.17
Ca	0.16	0.20	0.21
Na	0.68	0.59	0.56
K	10.17	4.98	2.76
Ti	2.00	1.64	1.49
P	0.05	0.04	0.04
densité	3.016	2.958	—
±	0.002	0.003	
suscepti- bilité ma- gnétique	33,0	35,7	—

- (1) lot constitué de 70% de chlorite et 30% de biotite
 (2) paramètres H. DE LA ROCHE
 (3) formules structurales calculées sur O₂₂ pour la biotite et O₂₈ pour la chlorite.

FORMULES (3) STRUCTURALES	
BIOTITE 57 - 80	
Si	5.360
Al ^{IV}	2.640
Al ^{IV}	0.450
Ti	0.308
Fe ^{III}	0.408
Fe ^{II}	1.910
Mn	0.023
Mg	2.602
Ca	0.025
Na	0.105
K	1.567
Z	8.000
Y	*5.701
X	1.697
Total	15.398

CHLORITE 57 - 80	
Si	6.219
Al ^{IV}	1.781
Al ^{IV}	2.655
Ti	0.287
Fe ^{III}	0.648
Fe ^{II}	2.674
Mn	0.052
Mg	4.274
Ca	0.040
Na	0.108
K	0.532
Z	8.000
reste	11.270
-	
Fe ^{II} +Fe ^{III}	3.322
Fe ^{II} +Fe ^{III}	0.44
Fe ^{II} +Fe ^{III} +Mg	

En comparant avec la biotite du Granite des Crêtes, on peut remarquer :

- qu'elle est un peu moins magnésienne (le rapport $100 \text{ Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ se situe à 63 % environ pour le mica du Granite)
- qu'elle a une forte teneur en Al_2O_3 (17,38 contre moins de 14,00 %) et un rapport $\text{Al}^{\text{IV}} / \text{Al}^{\text{TOTAL}}$ égal à 85,4 alors que ce même rapport était supérieur à 95 pour le mica du granite. Elle se dispose dans le champ de dispersion des biotites de roches métamorphiques (fig. n° 7, p.).

Ainsi, malgré son caractère magnésien, la biotite du gneiss micacé 57-80 ne peut être assimilée aux micas du Granite des Crêtes, en raison du rôle spécial que joue l'aluminium, reflet de certaines conditions de cristallisation. Signalons les principales données cristallographiques par ordre décroissant d'intensité des réflexions

d	(hkl)
10,2	(001)
3,37	(003)
2,01	(005)
2,52	(004) - (113)
3,55	(11 $\bar{4}$)

- feldspath alcalin. Les données cristallographiques révèlent de l'orthose avec les réflexions :

$2\theta \text{ Cu } k\alpha$	(hkl)
29° 80	(131)
30° 48	(22 $\bar{2}$)
30° 76	(041)

la composition chimique serait $\text{Or}_{65} \text{Ab}_{35}$ mais le lot n'était pas très pur et cette donnée reste sujette à caution.

Ce gneiss micacé possède autant de SiO_2 et Al_2O_3 , mais paradoxalement moins de fer, magnésium et plus de calcium, potassium et sodium que le gneiss normal. La comparaison ne peut aller plus loin en raison du manque d'homogénéité initial dû peut-être à la teneur en cordiérite.

Il est au contact direct du Granite des Crêtes ; on peut en déduire que l'influence de ce dernier reste très limitée et ne peut être responsable que de la recristallisation de la biotite de néoformation dans cette roche gneissique cataclasée.

La durbachite (DURB.1) du Lac de Lispach ne peut être considérée comme un faciès modifié du gneiss à la suite d'un phénomène de métasomatose. La comparaison des analyses rend compte de différences telles que les transferts d'éléments devraient atteindre des proportions considérables et revêtir un caractère plus général, d'ailleurs en désaccord avec le passage du gneiss normal au gneiss basifié.

De même, la comparaison des analyses chimiques des durbachites avec celles des formations cristallophylliennes des Vosges centrales, ne permet pas de retenir l'hypothèse de J.P. VON ELLER (1961, p. 59) sur la parenté directe entre roches basiques et durbachites. Ces dernières ont des caractéristiques chimiques bien particulières qui ne s'observent dans aucune roche métamorphique. Il faudrait faire intervenir des apports métasomatiques (K_2O , MgO , $TiO_2 \dots$) et des purges (CaO , $Al_2O_3 \dots$) dans les assises transformées en durbachites sans que les formations encaissantes soient elles-mêmes concernées par ces profondes modifications. Un tel phénomène ne peut être raisonnablement retenu.

3 - Rapport de la durbachite avec le Granite des Crêtes.

Par contre, la comparaison des durbachites avec le Granite des Crêtes nous permet de faire les constatations suivantes : entre ces deux formations il y a :

- Analogie des caractères minéralogiques
- Analogie des données chimiques.

Il est indéniable que les durbachites représentent le pôle extrême de variation chimique qui, des granites intermédiaires, conduit au granite à faciès noir. Ainsi, toutes les caractéristiques qui sont particulières au magma des Crêtes se retrouvent dans le chimisme des durbachites encore plus accusées que dans le granite noir. Il suffit de comparer les analyses présentées sur le tableau n° 15, notamment :

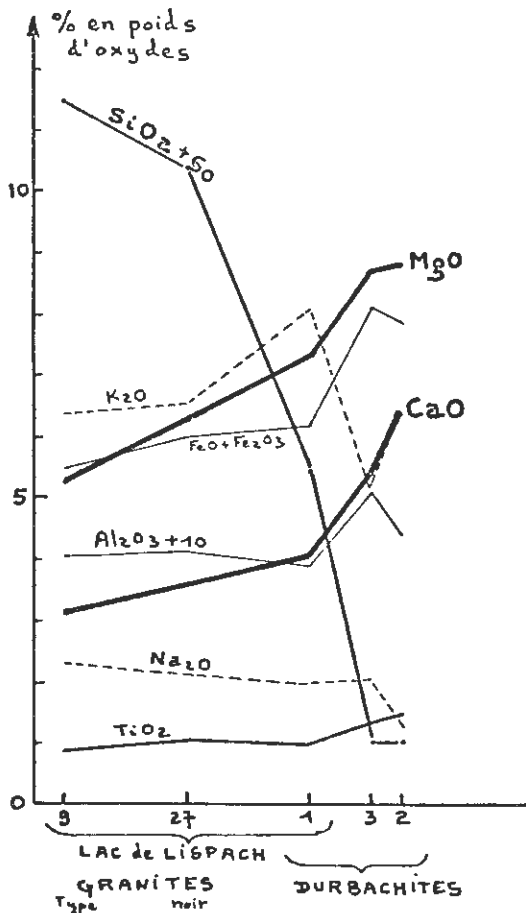


Fig. N° 46 : Rapport des durbachites avec le Granite des Crêtes. Evolution de la composition chimique du Granite des Crêtes - type au granite "noir" puis aux durbachites.

(les données sont rapportées dans le tableau n° 15)

Il faut ajouter 50 % et 10 % à la lecture directe des pourcentages respectifs de SiO_2 et Al_2O_3 .

- MIN. 9 : granite intermédiaire (soit le Granite des Crêtes -type)
MIN. 27 : granite noir (Lac de Lispach)
DURB. 1 : durbachite (Lac de Lispach)
DURB. 2 : durbachite à biotite et amphibole - Sainte-Croix-aux-Mines
(in J. JUNG et M. CHENEVOY, 1951 ; analyste J. PATUREAU.)
DURB. 2 : durbachite à biotite, amphibole (et pyroxène ?).
Vallon de Faurupt, près du Bonhomme -
(in J. P. VON ELLER, 1961, p. 36 ; analyste P. LAPADU - HARGUES,
Clermont-Ferrand, 1961).

Les courbes de variations des différents éléments (fig. N° 46) font apparaître les faits suivants :

- fer total, calcium, magnésium et titane augmentent
- silice et sodium diminuent alors que le potassium ne présente pas une variation continue.

Le fait essentiel reste la continuité de ces variations depuis le granite normal jusqu'aux durbachites.

C - INTERPRETATION PROPOSEE -

Les durbachites apparaissent comme directement liées au magma des Crêtes dont elles constituent une étape ultime des variations chimiques vers des syénites à faciès lamprophyrique. Elles représentent des injections du magma dans les formations cristallophylliennes du socle. Elles ont acquis une texture "gneissique" au cours de la mise en place dans des conditions analogues à celles qui ont présidé à l'orientation des feldspaths dans la lame principale du Granite des Crêtes. Ainsi disposées dans des zones fracturées du socle, proches de la masse principale du magma, elles représentent des apophyses profondes du Granite des Crêtes.

Cette interprétation exclut une liaison génétique directe entre formations cristallophylliennes et magma des Crêtes par l'intermédiaire des durbachites et des granites noirs. Rappelons en conclusion que J. JUNG (1955) envisageait une telle interprétation tout en conservant l'idée d'un "front caféinique". Nous allons substituer à cette hypothèse métasomatique celle d'une différenciation par gravité.

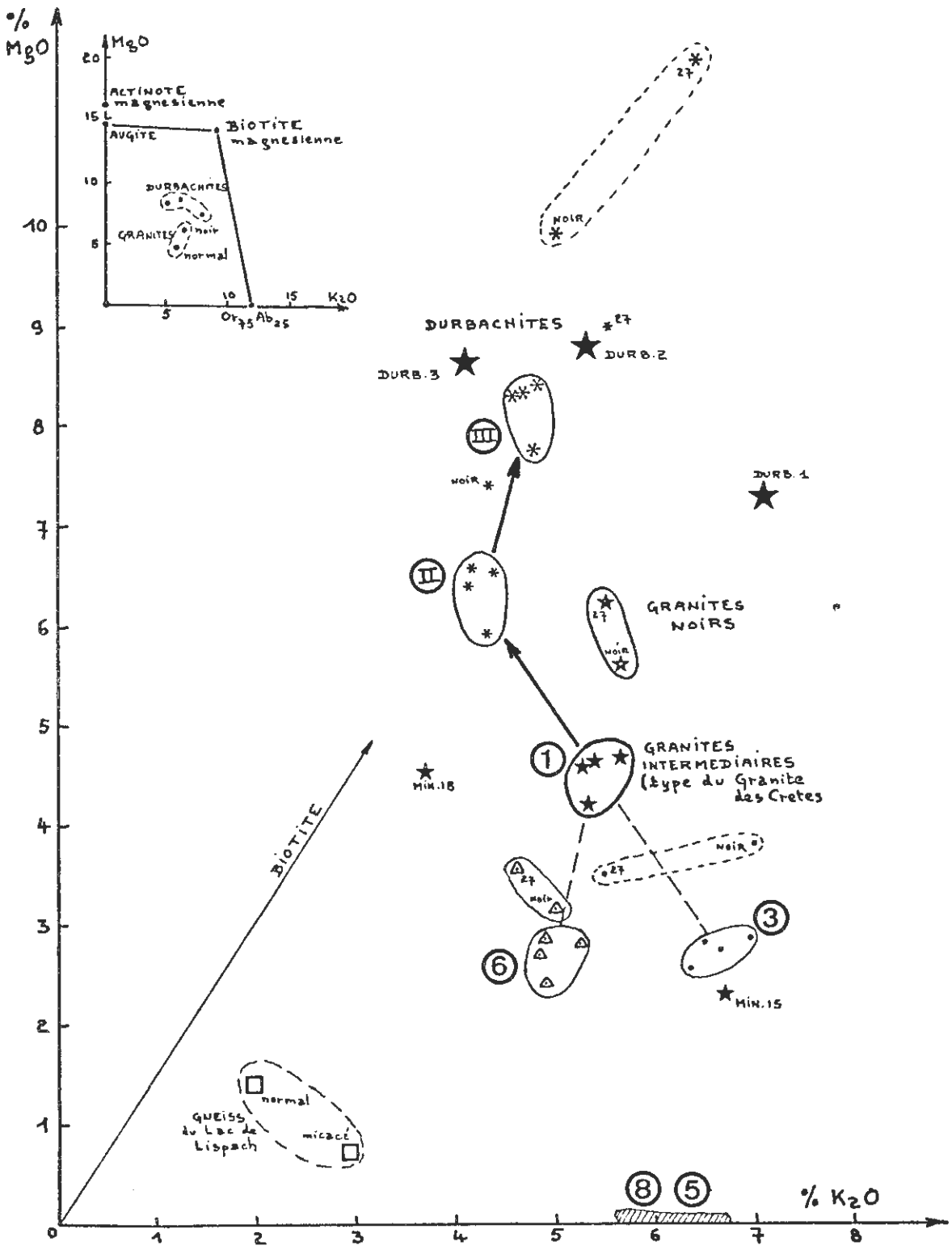
III. DIFFERENCIATION PAR GRAVITE DU MAGMA DES CRETES -

A - INTRODUCTION -

Envisageons l'hypothèse d'une différenciation par gravité du magma des Crêtes à partir des granites intermédiaires qui se sont révélés être une image représentative de l'ensemble du massif. Compte tenu de notre modèle de cristallisation, nous pouvons estimer les variations chimiques qui ont pu se produire si une telle différenciation est intervenue au moment de la cristallisation des minéraux de très haute température, pyroxène et biotite magnésienne (1). Ces minéraux ont eu tendance alors à se concentrer dans les parties profondes du magma.

(1)

Le raisonnement peut être fait avec les minéraux restés stables : biotite et amphibole. Les résultats sont voisins, mais moins évocateurs.



Voir légende au verso

Fig. N° 47 : Différenciation par gravité du magma des Crêtes. Mise en évidence sur un diagramme $K_2O - MgO$.

- La signification minéralogique des variations chimiques est rappelée sur un petit diagramme encarté en haut et à gauche.
- La différenciation est étudiée à partir du Granite des Crêtes - type représenté par nos granites intermédiaires (aire de dispersion n° 1).
 - les aires notées en chiffres arabes correspondent à la composition des différents magmas résiduels (chapitre V)
 - (3) : magma normal sans pyroxène
 - (6) : magma normal sans biotite
 - la différenciation par gravité conduit successivement aux aires .
 - (II) : magma normal + pyroxène
 - (III) : magma normal + pyroxène + biotite
- Les granites noirs (G.P. NOIR et MIN. 27) sont notés ;
- Les durbachites sont représentées par de grosses étoiles ;
- Les gneiss de la région du Lac de Lispach sont reportés pour mémoire.

B - DISCUSSION GRAPHIQUE du PROBLEME -

Nous utiliserons les résultats sur la composition chimique des magmas résiduels (chapitre V) et sur celle des différents granites et durbachites. Nous exploiterons ces données à l'aide de graphiques :

1 - Diagramme $K_2O - MgO$ (fig. N° 47)

Les granites intermédiaires sont localisés dans l'aire de dispersion n° 1 (1). Le magma résiduel n° 3 correspond au retrait du pyroxène cristallisé. Si une différenciation intervient, la roche/enrichie en pyroxène par rapport au granite normal, tendra vers la composition chimique représentée par l'aire II.

Le magma résiduel n° 6 représente le magma originel privé de la biotite. Si une différenciation intervient pour la biotite et s'ajoute à la première, le chimisme de la roche surchargée en pyroxène et biotite tend vers celui qui correspond à l'aire III. Il est d'ailleurs possible de suivre cette différenciation sur le diagramme où sont repérés les minéraux qui servent de pôle d'attraction.

Les durbachites de la région de Sainte-Marie-aux-Mines sont proches de l'aire III et peuvent être le produit d'une telle différenciation envisagée à partir du magma normal. Nous voyons de plus que les gneiss ont un chimisme fondamentalement différent de celui de ces diverses roches.

D'après notre étude géochimique, le MgO joue un rôle actif dans le processus de cristallisation alors que K_2O reste passif. Ceci nous engage à envisager un autre diagramme.

(1)

Les numéros en chiffres arabes correspondent aux différents magmas résiduels calculés au chapitre V.

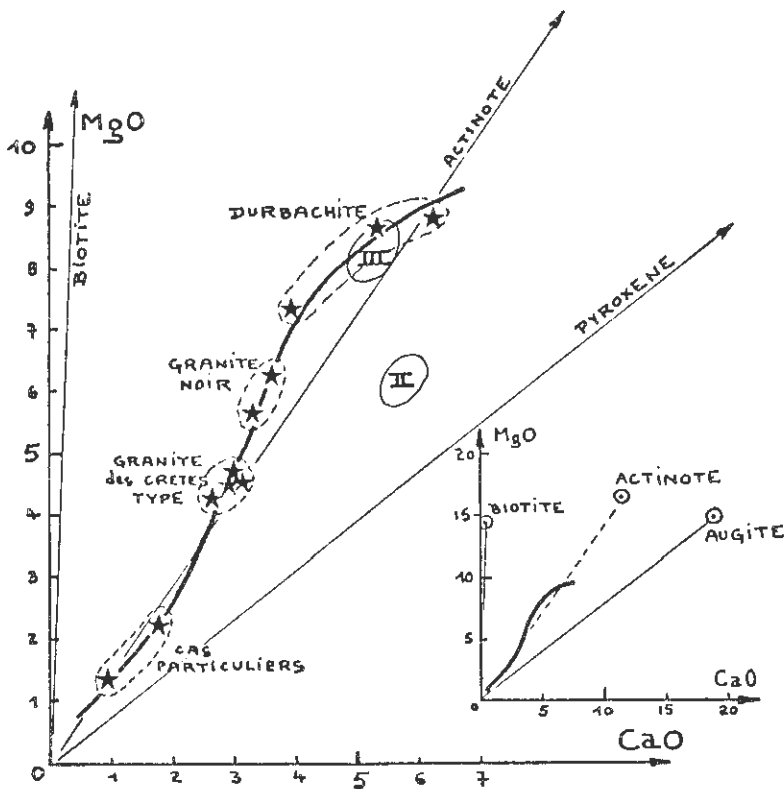


Fig. N° 48: Différenciation par gravité du magma des Crêtes - Etude sur un diagramme MgO - CaO -
 - la signification minéralogique des variations chimiques est indiquée sur un petit diagramme encarté en bas et à droite
 - pour les aires notées (II) et (III), se reporter à la légende de la figure N° 47.
 - les différentes roches intéressées par cette différenciation sont repérées par des étoiles.

2 - Diagramme MgO - CaO. (fig. n° 48)

(MgO et CaO jouent un rôle primordial dans le processus de cristallisation et doivent être plus à même de nous permettre de suivre une différenciation.

Un raisonnement identique au précédent nous conduit à un résultat important : la différenciation porte essentiellement sur pyroxène et biotite et conduit du granite normal au granite noir puis aux durbachites. (fig. N° 48, aires II puis III).

Nous pouvons essayer d'obtenir une estimation des pourcentages relatifs en pyroxènes et biotite qui interviennent dans cette différenciation pour chaque cas particulier. La figure N° 49 schématise le procédé de calcul. Le pourcentage en poids de pyroxène (à 19,07 % de CaO) supplémentaire se calcule à partir de la quantité x % CaO. De même y % MgO représente la part imputable au surplus de biotite (à 14,37 % de MgO). Ce calcul conduit à estimer les surplus de pyroxène et de biotite des roches par rapport à la normale (en valeurs relatives).

	GRANITES NOIRS		DURBACHITES		
	GP. NOIR	MIN. 27	DURB. 1	DURB. 3	DURB. 2
Pyroxène	1,3	3,1	5,0	12,0	17,0
biotite	1,4	3,3	4,9	12,2	17,4

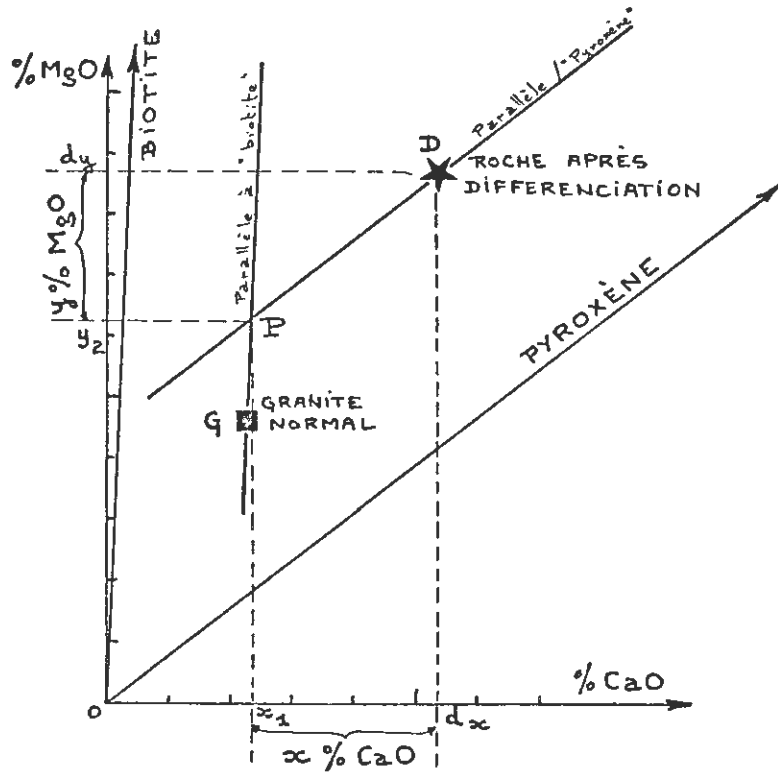


Fig N° 49 : Principe de la résolution graphique pour l'estimation des quantités relatives de pyroxène et de biotite en surplus dans une roche par rapport au granite normal.

- se reporter à l'encart de la figure N° 48 pour la signification minéralogique des droites "pyroxène" et "biotite" sur ce diagramme MgO - CaO.

G : granite normal ; D : durbachite.

P : point de concours des parallèles aux droites précédentes passant par D et G.

x % CaO : teneur en calcium imputable à un surplus de pyroxène par rapport à la normale

y % MgO : teneur en magnésium imputable à un surplus de biotite par rapport à la normale. (Il est tenu compte du magnésium imputable au pyroxène en excès déjà formé : segment GP).

3 - Interprétation.

L'examen du diagramme MgO - CaO nous montre une différenciation continue qui, du granite type pris comme référence, conduit d'une part aux granites noirs puis aux durbachites et d'autre part à certains cas particuliers (flamme

X chargée en feldspaths, éponte de filon ...). Dans le premier cas, seule une différenciation par gravité peut intervenir. Dans le second cas, la différenciation doit procéder différemment (hydro-thermale ?).

m. de
S. de
9
9
Les données quantitatives, établies à la limite de l'interprétation possible, tendent à montrer que cette différenciation par gravité joue sur des quantités égales de pyroxène et de biotite. Il est alors nécessaire d'envisager ce processus pendant un laps de temps très long qui pourrait correspondre à la chute lente de température entre 950° et 750°, c'est-à-dire entre minéraux de très haute température (pyroxène et biotite) et minéraux de haute température (amphibole, ...). En effet, la vitesse de "chute" de la biotite devait être beaucoup plus faible que celle du pyroxène cristallisé avant (1).

IV. CONCLUSION -

X La différenciation par gravité ainsi mise en évidence, est visible sur le terrain. Les durbachites se situent à la partie inférieure de la lame de Granite des Crêtes, dans la zone structurale la plus profonde, correspondant aux formations cristallophylliennes de la région de Sainte-Marie-aux-Mines.

X Le granite noir est le résultat d'une différenciation plus localisée dans des zones structurales plus superficielles, intermédiaires entre le socle et la couverture paléozoïque.

X D'ailleurs, l'interprétation des résultats présentés par F. SIMMLER (1962) conduit à la mise en évidence de ce phénomène dans la lame de Granite des Crêtes à l'Ouest de Sainte-Marie-aux-Mines. Cet auteur fait de plus appel à une telle hypothèse (p. 124) pour expliquer la répartition des différents filons : kersantites en bas et microgranites vers le haut de la lame.

(1)

le rapport des vitesses de "chute" des cristaux peut s'estimer ; la "chute" s'est effectuée dans les mêmes conditions pour le pyroxène (densité : 3,3) et pour la biotite (densité : 3,0) dans un magma résiduel dont on peut calculer la densité (densité : 2,5). En utilisant la formule de STOCKES, on obtient :

$$\frac{\text{vitesse de chute de la biotite}}{\text{vitesse de chute du pyroxène}} \sim 0,62 -$$

On n'a pas tenu compte de l'habitus du mica et on a supposé les cristaux de mêmes dimensions. Enfin, nous négligeons peut-être l'existence de courants de convection dans la chambre magmatique dont l'effet serait de perturber cette différenciation.

PREMIERE PARTIE

LE GRANITE DES CRETES

A

CHAPITRE VII

LE GRANITE DES CRETES : UN CAS DE GRANITE D'ORIGINE MAGMATIQUE

1. INTRODUCTION : SCHEMA METHODOLOGIQUE DE L'ETUDE DU GRANITE DES CRETES (fig. n° 50)

Avant d'énoncer les conclusions de l'étude du Granite des Crêtes, nous allons reprendre et discuter la méthode suivie. Cet examen va nous permettre d'avoir une idée critique du degré de certitude des résultats proposés.

Nous ne reviendrons pas sur les éléments d'information rassemblés sur les granites (étude pétrographique, analyse chimique, étude des minéraux).

Au cours de l'étude du Granite des Crêtes :

l'analyse modale a été faite par plusieurs procédés et les résultats obtenus ont toujours été homogènes :

- analyse modale pondérale calculée à l'aide des analyses chimiques de la roche et des minéraux constitutifs.
- analyse modale pondérale déterminée graphiquement à l'aide de l'analyse chimique de la roche.
- l'analyse modale volumique mesurée a été comparée aux précédentes dans certains cas particuliers.

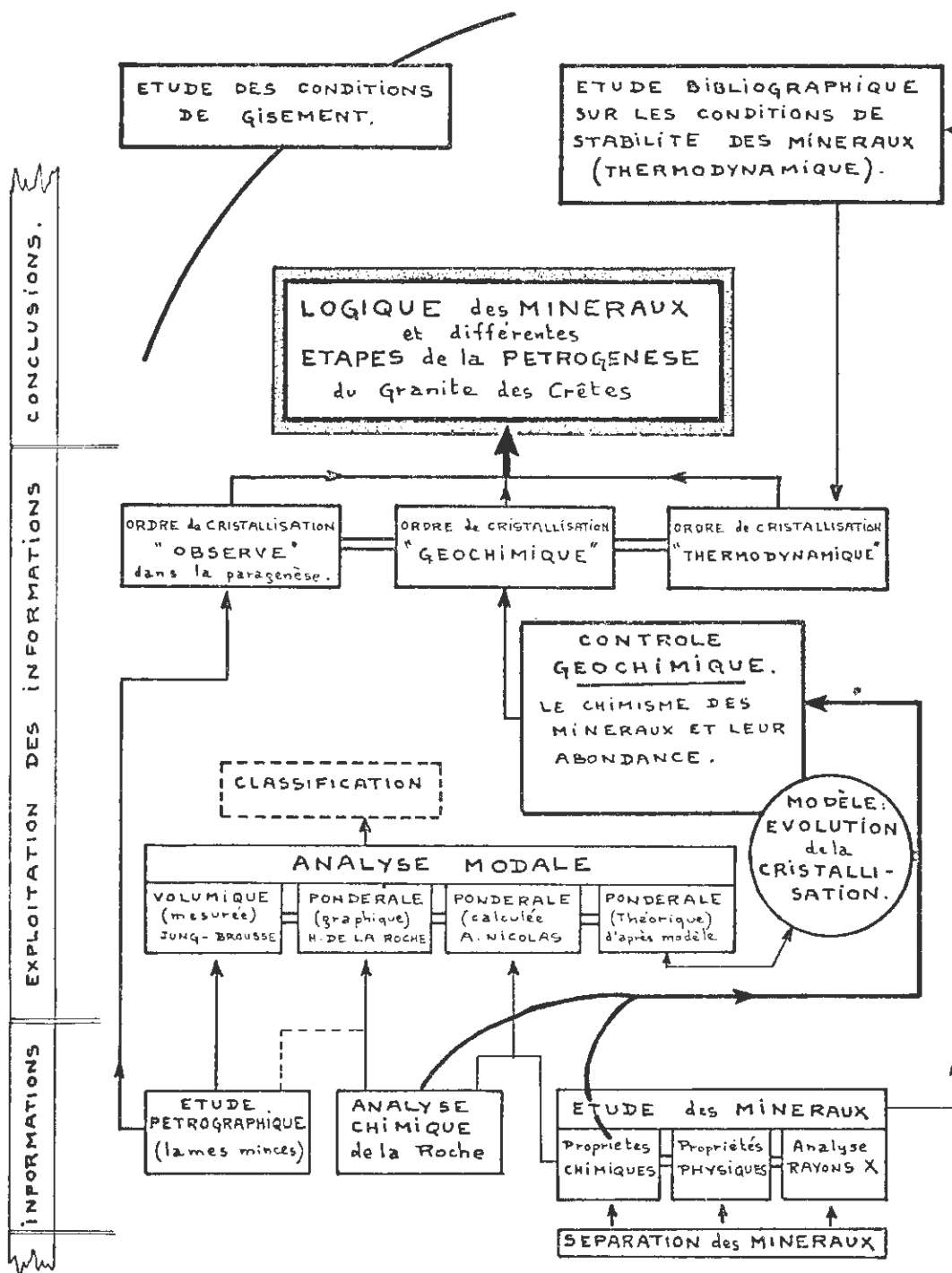


Fig. N° 50 : Schéma méthodologique de l'étude du Granite des Crêtes

La classification des divers types de granite a été envisagée à partir des résultats obtenus pour les analyses modales pondérales.

Un ordre de cristallisation unique a été établi par trois voies d'accès quasi indépendantes les unes des autres.

- ordre de cristallisation observé par l'examen microscopique sur lames minces (chapitre I);
- ordre de cristallisation proposé à la suite de la discussion des conditions thermodynamiques de stabilité envisagées pour les minéraux spécifiques du Granite des Crêtes (chapitre IV - ordre de cristallisation thermodynamique) ;
- ordre de cristallisation proposé par l'étude du contrôle géochimique de la cristallisation (chapitre V).

L'introduction dans notre raisonnement d'un modèle pour le processus de cristallisation nous a conduit à calculer une analyse modale pondérée théorique qui s'est révélée conforme aux analyses modales effectives en ce qui concerne les minéraux restés stables. Ce modèle était en accord avec les observations en lames minces. Sa validité est d'autant moins contestable que son exploitation nous a permis de mettre en évidence une différenciation par gravité parfaitement raisonnable, compte tenu des observations de terrain.

Cette rapide discussion du schéma méthodologique montre que nos résultats forment un ensemble cohérent qui nous permet d'envisager une logique des minéraux du Granite des Crêtes et de proposer une hypothèse sur les étapes de sa pétrogenèse. Nous discuterons auparavant certaines méthodes.

II . REFLEXIONS A PROPOS DE L'UTILISATION DE CERTAINES METHODES -

A - AGE GEOLOGIQUE D'UNE ROCHE -

Les aspects théoriques et techniques des méthodes de géochronologie ne seront évidemment pas abordés.

L'histoire pétrogénétique du Granite des Crêtes conduit à formuler certaines remarques en ce qui concerne "l'âge d'un granite". F. LEUTWEIN (1964) a mis l'accent sur ce problème dans un article d'intérêt général.

Dans le cas du Granite des Crêtes, la cristallisation a pu s'échelonner pendant un temps de plusieurs dizaines de millions d'années. La biotite, de première cristallisation, donnera une indication sur les débuts de la phase magmatique. Le zircon inclus dans les biotites pourrait aussi être utilisé. Le zircon de seconde génération correspondra à un âge plus récent (fin de la première étape ou étape magmatique ?). Les feldspaths ne pourront donner d'indications intéressantes que si l'âge de l'orthose et l'âge du microcline sont recherchés séparément. L'allanite ne pourra être utilisée que si sa place est bien connue dans l'ordre de cristallisation.

La précision des résultats ne permettra peut-être pas de confirmer d'une façon certaine l'ordre de cristallisation. Mais, de toute façon, la comparaison des âges proposés pour chaque minéral ne peut qu'apporter des précisions intéressantes. La séparation de tous ces minéraux est dès maintenant envisagée.

B - THERMOMETRES GEOLOGIQUES -

L'examen des données sur la stabilité des minéraux de synthèse fournit des indications intéressantes, mais d'utilisation précaire. Un ordre de cristallisation peut être proposé, mais doit être confirmé par d'autres critères.

Par ailleurs, l'utilisation d'un thermomètre géologique tel que celui qui a été proposé par T. F. W. BARTH (1951), exige une certaine prudence. La discussion de ce problème a été faite au chapitre II. (p. 58). Il convient d'affirmer que la température de cristallisation du feldspath ne peut en aucun cas être assimilée à la température de formation du granite. J. P. VON ELLER et al. (1960) ont ainsi proposé une température de formation du Granite des Crêtes de l'ordre de 670°, alors que la cristallisation des feldspaths a dû s'étaler dans un domaine de température de l'ordre de 100 à 150°. (La cristallisation du granite s'effectuant entre 1.000 et 500° C environ).

III. LES ETAPES DE LA PETROGENESE DU GRANITE DES CRETES -

A - 1ère ETAPE : HISTOIRE "MAGMATIQUE" DU GRANITE DES CRETES

L'étude des phénocristaux nous a conduit à envisager leur cristallisation dans un milieu en fusion.

A très haute température, le pyroxène se forme jusqu'à épuisement du calcium dans le milieu. Son abondance ne pouvait pas être contrôlée par les autres éléments disponibles en excès. Seules des modifications des conditions thermodynamiques pouvaient limiter son développement.

Il est ensuite relayé par la biotite magnésienne qui cristallise à température légèrement inférieure. Les caractéristiques chimiques - (richesse en magnésium et teneur en Al_2O_3) - plaident en faveur de cette position dans le déroulement de la cristallisation. Les propriétés cristallographiques - (richesse en aluminium tétracoordonné) -, les caractéristiques physiques sont en accord avec cette génération précoce à haute température. L'abondance de ce minéral est limitée par l'épuisement du magnésium.

Zircon I et apatite appartiennent à cette première génération. Il n'est pas exclu qu'un plagioclase basique ait existé au cours de cette période. Il a été résorbé quasi entièrement par la suite.

Une baisse lente de température de l'ordre de 200°C intervient. Les minéraux formés ont la possibilité de se décanter dans le magma et d'entraîner ainsi une différenciation

par gravité qui se matérialisera par des granites noirs et des durbachites.

Le pyroxène devient instable en raison de la forte pression en H₂O à plus faible température. Il est résorbé et cède au milieu des éléments tels que Ca - Fe - Mg. Les conditions thermodynamiques sont alors propices à la cristallisation d'une actinote magnésienne qui épuise le magnésium en laissant un surplus de calcium et de fer. La pyrite résorbe l'excès de fer.

Le magma résiduel devient très "acide", quartzo-feldspathique. La température baisse légèrement et la pression en H₂O augmente. Ces conditions thermodynamiques permettent la formation simultanée d'andésine qui résorbe le calcium et d'orthose sodi-potassique. Pour cette dernière, un zonage, défini par des bandes alternativement riches en potassium et en sodium, serait dû à un contrôle géochimique en liaison avec la disponibilité ou non de calcium pour former localement l'andésine au côté de l'orthose. Enfin, de nombreux arguments plaident en faveur d'une cristallisation de l'orthose dans un bain en fusion.

C'est l'hypothèse d'un magma originel en fusion qui permet d'expliquer de la façon la plus cohérente tous ces faits. Un autre processus de cristallisation, même capable de déterminer une paragenèse identique (1), n'aurait pas pu imposer le même ordre de cristallisation. Par ailleurs, la remarquable homogénéité des différents minéraux, tant sur le plan de leur composition chimique que sur celui de leurs propriétés physiques, est un argument à ne pas négliger ; un autre type de genèse pourrait difficilement être responsable d'une telle "unité" d'expression minéralogique.

B - 2ème ETAPE : HISTOIRE "GRANITIQUE" du GRANITE des CRETES -

1 - mise en place du magma.

Les conditions thermodynamiques se modifient ; la température baisse plus rapidement et la pression en vapeur d'eau subit une chute importante. L'ensemble du magma est transvasé vers le haut et se met en place sous forme d'un gisement en lame plus ou moins redressée, avec orientation des phénocristaux.

2 - cristallisation microgrenue.

Cette étape de la pétrogenèse est démontrée par l'observation en lames minces. Le changement des conditions physiques équivaut à une trempe ménagée qui, d'une part, permet la conservation des phénocristaux et, d'autre part, peut entraîner la prise en masse du résidu quartzo-feldspathique sous forme d'une pâte microgrenue. L'étude des roches filoniennes associées au Granite des Crêtes nous montrera cette pâte microgrenue recristallisée dans le cas du granite, à l'exception de reliquats peu abondants en inclusion dans les autres minéraux tardifs (agrégats).

(1)

ce qui semble douteux en raison des caractéristiques chimiques et physiques de certains minéraux, tels que la biotite magnésienne titanifère ou l'actinote magnésienne.

Ce fait est à rapprocher des conclusions de J. DIDIER (1963) à propos de l'étude des enclaves microgrenues des granites circonscrits. Les agrégats microscopiques du Granite des Crêtes s'observent surtout dans les échantillons proches des limites du gisement ; ils pourraient être considérés comme des résidus homogènes d'une cristallisation soudaine dans des zones particulièrement éprouvées par les variations thermodynamiques lors de la mise en place. Cette hypothèse corrobore l'interprétation de J. DIDIER sur les conditions de mise en place des massifs circonscrits.

3 - Acquisition de la structure "granitique"

La profondeur de mise en place correspond à l'épaisseur des sédiments qui sont métamorphisés par le Granite des Crêtes ; cette couverture n'excède pas 3 à 4 Km. Le matériel quartzo-feldspathique cristallise ou recristallise s'il y a eu passage par un stade microgrenu. Microcline, plagioclase acide et quartz se développent et constituent un ciment aux phénocristaux magmatiques. Cela revient à une phase de "granitisation" d'une roche magmatique formée en profondeur et n'ayant pu atteindre la surface. Les conditions thermodynamiques sont alors telles que l'on ne peut, en aucun cas, caractériser le type de cristallisation du granite à partir de l'étude de ces minéraux tardifs. Toute hypothèse - magmatique, métasomatique... - peut expliquer cette étape de la genèse. C'est pourquoi à l'issue de notre discussion, nous rappellerons l'idée fondamentale exprimée par P. LAPADU-HARGUES (1963) (2):

"..... Le problème de l'origine du granite est un vieux problème qu'on sait "être complexe il me semble qu'on se soit un peu trop préoccupé des "feldspaths et pas assez des micas.....".

Enfin, si nous avons été contraint d'envisager l'hypothèse magmatique à un certain degré de raisonnement, notre approche primitive a été uniquement une recherche d'information sans appel à une notion génétique. Aucune généralisation de nos conclusions ne peut être proposée. Le Granite des Crêtes doit être considéré comme un cas d'espèce dans une typologie (1) des massifs granitiques : illustration remarquable de l'hypothèse magmatique pour l'explication de la naissance et de l'évolution d'un granite.

o o

o

-
- (1) M. J. PAVILLON et P. ROUTHIER, 1962 : prélude à une typologie des massifs granitiques.
- (2) P. LAPADU - HARGUES (1963) Micas et feldspaths dans les granites : essai sur l'éventuelle signification de ces minéraux. C. R. A. S., t. 256, p. 3726-3728.

PREMIERE PARTIE

B

LES ROCHES FILONIENNES
ASSOCIEES AU GRANITE
DES CRETES

CHAPITRE VIII.

MICROGRANITE A PYROXENE
(MIN. 16)

INTRODUCTION - LOCALISATION .

Un large filon de microgranite à pyroxène affleure sur la " route des carrières " au Col de Grosse - Pierre. Il peut être suivi sur quelques centaines de mètres en direction Ouest-Sud-Ouest. Il a été choisi pour échantillon-type et prélevé sur le talus de la route au point de coordonnées $x = 939,10$ et $y = 345,65$ (Munster n° 1 au 25.000 ème) ; il porte le numéro MIN. 16.

D'autres gisements, tout aussi représentatifs, existent en filons intrusifs tant dans le Granite des Crêtes que dans le Granite de Noire-Goutte à l'Ouest du col de Grosse-Pierre. Citons par exemple :

- le filon du Pré de Froide Fontaine, d'une puissance de quelques mètres avec une orientation Nord-Sud. Ce filon affleure sur un mamelon qui culmine à 1.048,2 mètres ($x = 938,8$; $y = 345,8$) ;
- le filon sur la route du Col de Grosse-Pierre à Gérardmer à 300 mètres du col, à gauche ;
- l'amas filonien près des maisons situées au point de coordonnées $x = 938,2$ et $y = 345,1$.

Ces filons de microgranite à pyroxène sont généralement homogènes dans leur masse. Celui que nous avons choisi pour échantillon-type MIN. 16 présente cepen-

dant un très beau faciès de bordure à tendance lamprophyrique.

I. ETUDE PETROGRAPHIQUE -

A - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE -

Dans un fond finement microgrenu de teinte grisâtre se développent de larges phénocristaux de feldspath alcalin (d'une taille atteignant 2 cm) incolores et limpides. Ils sont chargés d'inclusions de biotite. La présence d'une couronne blanc-nacrée autour de ces feldspaths nous a fait baptiser cette roche "le Grand couronné". Cristaux de plagioclase rose saumon (jusqu'à 1 cm) parfois bordés de blanc, paillettes automorphes de biotite et grains verdâtres de pyroxène se reconnaissent aisément.

B - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE -

La structure est microgrenue à tendance micropegmatitique porphyrique. Les phénocristaux sont constitués de feldspath alcalin, plagioclase, biotite et pyroxène. Il existe quelques "nids" d'assez grande taille constitués par des aiguilles d'amphibole incolore au sein d'une couronne plus riche en biotite.

L'augite se présente en cristaux automorphes trapus. Des macles polysynthétiques sont fréquentes. Elle possède des clivages et des cassures abondantes qui accusent son relief élevé. A partir de ses fractures, elle semble recristalliser localement en amphibole et en produits non déterminés. Parfois, elle est ceinturée par une couronne étroite d'amphibole incolore qui ne provient pas d'un remplacement, mais d'une cristallisation ultérieure autonome. Elle contient souvent de la biotite incluse en tache polychroïque.

La biotite magnésienne titanifère (1) constitue de larges cristaux subautomorphes, fortement polychroïques (brun rouge à brun-clair). Elle possède des inclusions de zircon et d'apatite.

Le feldspath alcalin se présente en grands cristaux automorphes. Un zonage très fruste (deux à trois zones encapuchonnées) peut exister, mais il n'est jamais comparable à celui, fin et géométrique, de l'orthose du Granite des Crêtes. La macle de Carlsbad est générale. Pyroxène et biotite y sont inclus à l'état de cristaux de petite taille souvent orientés parallèlement aux faces cristallines. Le plagioclase inclus est légèrement corrodé. Ces phénocristaux sodi-potassiques sont entourés, sur une largeur de l'ordre du millimètre, par une couronne micropegmatitique de microcline et de quartz à tendance graphique. Dans la pâte, de petits cristaux subautomorphes ou xénomorphes de microcline ont servi de centre de cristallisation pour une rosace de micropegmatite.

(1)

La dénomination des minéraux tient compte de l'étude minéralogique ultérieure.

Le plagioclase subautomorphe, finement maclé et zoné, est une andésine entre 37 et 42 % d'anorthite. Le cristal reste limpide en dehors de zones d'altération en taches dispersées et contient des inclusions de biotite. Une mince couronne de microcline ou de micropegmatite souligne les contours de ces phénocristaux.

La pâte est composée d'un agrégat de petits cristaux de feldspaths potassiques (microcline), de quartz, de plagioclase et d'apatite. Suivant les échantillons, la micropegmatite (microcline+ quartz à tendance graphique) est prédominante ou seulement très abondante. Signalons encore apatite, épidote, amphibole incolore à verdâtre, nids de chlorite verdâtre, zircon, nids d'amphibole et de biotite, séricite.

C - ORDRE de CRISTALLISATION -

L'étude des minéraux et de leurs relations mutuelles au microscope conduit aux mêmes résultats que pour les granites en ce qui concerne leur ordre de cristallisation.

- Phénocristaux : Augite, biotite, plagioclase, feldspath sodi-potassique se succèdent normalement au cours de l'abaissement de température. Cet ensemble de cristaux automorphes/à faces bien développées évoque une cristallisation dans un bain fondu. La cristallisation de l'actinote a été amorcée, puis arrêtée.
- Le fond micropegmatitique s'explique par une trempe soudaine de la roche au moment de sa mise en place. Cette cristallisation rapide ne sera pas effacée ultérieurement par une phase de granitisation. Quelques petits cristaux de microcline commencent à se développer au moment du phénomène de prise en masse.

Cette succession de minéraux s'ordonne dans un schéma de cristallisation magmatique à deux étapes. La première correspond au développement des cristaux à contours automorphes dans un magma, la seconde à une trempe soudaine du magma résiduel ayant atteint une composition quartzo-feldspathique proche de l'eutectique.

II. ETUDE MINERALOGIQUE -

A - PYROXENE : AUGITE -

Le pyroxène est automorphe, en cristaux trapus, avec les faces (100), (010) et (001) bien développées et les faces (110) et (1 $\bar{1}$ 0) seulement apparentes. Les clivages (110) et (1 $\bar{1}$ 0) sont bien marqués. La recristallisation en amphibole reste très faible dans la masse. Une nouvelle amphibole incolore cerne parfois l'augite sur une épaisseur qui n'excède pas le 1/10 de sa taille : elle semble due à une cristallisation tardive. Des macles polysynthétiques sont fréquentes.

1 - Données chimiques.

L'analyse chimique (C. R. P. G., Nancy ; analyste Mme BLANCHET) a donné les résultats suivants :

	Poids d'oxydes (1)	Equivalents Monocationiques		Formule pour 6 oxygènes	
Si O ₂	51,80	Si	48,71	Si	1,949
Al 2O ₃	1,88	Al	2,08	Al ^{IV}	0,051
Fe 2O ₃	2,01	Fe ^{III}	1,42	Al ^{VI}	0,032
Fe O	7,34	Fe ^{II}	5,75	Ti	0,009
Mn O	0,36	Mn	0,29	Fe ^{III}	0,057
Mg O	14,75	Mg	20,80	Mg	0,832
Ca O	19,50	Ca	19,65	Fe ^{II}	0,230
Na ₂ O	0,25	Na	0,45	Mn	0,012
K 2O	0,18	K	0,22	Ca	0,786
Ti O ₂	0,32	Ti	0,23	Na	0,018
P 2O ₅	0,51	P	0,40	K	0,009
P. F.	1,98				
	<u>100,88</u>		<u>100,00</u>		<u>3,985</u>

(1) CO₂ et H₂O totale n'ont pas été dosés (peu de matériel disponible).

Un diffractogramme aux rayons X confirme la pureté de ce minéral à l'issue de la séparation.

Dans la classification proposée par H.H. HESS (1949) ce pyroxène est une AUGITE, proche d'une salite, avec les pourcentages suivants :

$$\text{Mg} = 43,42 ; \text{Ca} = 41,01 \text{ et } (\text{Fe}^{+++} + \text{Fe}^{++} + \text{Mn}) = 15,57$$

Nous pouvons le comparer au pyroxène analysé par MERIAN (1885) dans un filon de microgranite près du Ban-de-Laveline.

Poids d'oxydes		équivalents monocationiques		Forme structurale pour 6 oxygènes	
Si O ₂	50.63	Si	47.46	Si	1.918
Al 2O ₃	0.87	Al	0.96	Al ^{IV}	0.039
Fe 2O ₃	3.33	Fe ^{III}	2.34	Al ^{VI}	-
Fe O	8.39	Fe	6.55	Ti	0.023
Mg O	13.01	Mg	18.29	Fe ^{III}	0.095
Ca O	21.30	Ca	21.39	Mg	0.739
Na 2O	1.02	Na	1.85	Fe ^{II}	0.265
K 2O	0.50	K	0.60	Ca	0.864
Ti O ₂	0.79	Ti	0.56	Na	0.075
				K	0.024
(1) et (2)	<u>99.84</u>		<u>100,00</u>		<u>4,042</u>

(1) densité : 3,37₂

(2) valeurs des paramètres H. DE LA ROCHE

$$P_1 = 40,27, P_2 = -15,8, P_3 = +493,3$$

En pourcentages, on obtient les valeurs :

Mg = 37,66 ; Ca = 44,04 et (Fe^{III} + Fe^{II} + Mn) = 18,30

Dans la classification de H. H. HESS, c'est une augite, proche d'une salite. Comme pour le pyroxène de l'échantillon-type MIN. 16, les teneurs en Na₂O et surtout K₂O sont élevées.

2 - Autres données.

- données cristallographiques : elles sont rapportées dans l'annexe n° 3 ;
- densité : 3,27 + 0,02 ;
- susceptibilité magnétique : $\chi = 15,8 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s. avec moins de 0,01 % en inclusions à propriétés magnétiques;
- $2 V_Z = 52^\circ$;
- minéral incolore à très légèrement verdâtre en grain.

3 - Comparaison avec l'augite du Granite des Crêtes.

Le pyroxène de ce microgranite MIN. 16 est comparable à l'augite du Granite des Crêtes malgré une teneur un peu plus élevée en fer divalent et la présence de fer trivalent.

B - BIOTITE MAGNESIENNE TITANIFERE -

1 - Données chimiques.

Poids d'oxydes		Atome - grammes		Formule pour O ₂₂	
Si O ₂	38,00	Si	36,23	Si	5,614
Al ₂ O ₃	14,30	Al	16,04	Al ^{IV}	2,386
Fe ₂ O ₃	2,61	Fe ^{III}	1,86	Al ^{VI}	0,100
Fe O	12,60	Fe ^{II}	10,01	Ti	0,382
Mn O	0,13	Mn	0,10	Fe ^{III}	0,288
Mg O	15,20	Mg	21,74	Fe ^{II}	1,551
Ca O	0,30	Ca	0,31	Mn	0,002
Na ₂ O	0,15	Na	0,27	Mg	3,369
K ₂ O	9,00	K	10,96	Ca	0,048
Ti O ₂	3,45	Ti	2,47	Na	0,042
P ₂ O ₅	0,01	P	0,01	K	1,698
				P	0,002
				Total	15,482
p. f.	3,45	P1 =	+ 181,3	Mg	59,2
CO ₂	0,33	(1) P2 =	+ 11,2	(2) Fe ^{II} + Mn ^{II} =	27,3
H ₂ O tot.	1,48	P3 =	+ 630,7	Fe ^{III} + Ti + Al ^{VI} =	13,5
	99,20				

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

(2) Classification triangulaire de H. D. FOSTER.

C'est une biotite magnésienne titanifère, très proche d'une phlogopite. Comparable aux micas du Granite des Crêtes, elle est encore plus riche en magnésium que son équivalent étudié dans le faciès noir.

2 - Autres données -

- données cristallographiques :

2θ Cu Kα	d	I		2θ Cu Kα	d	I		2θ Cu Kα	d	I
7.90	11.2	m		28.30	3.15	f		44.96	2.014	FF
8.64	10.2	FF		30.44	2.934	f		54.62	1.679	Fm
17.58	5.04	mf		32.88		ff		59.92	1.542	mf
18.70	4.74	f		34.06		mf		64.72	1.439	
23.90	3.72			35.60		FF		68.58	1.367	
25.10	3.545	m		36.74		ff				
26.46	3.366	FF		41.36		f				

- densité : 3,000 ± 0,003

- susceptibilité magnétique : 26,9 10⁻⁶ u. e. m. c. g. s.

- N_Z = 1,625 ± 0,001

C - FELDSPATH ALCALIN -

1 - Données chimiques.

Poids d'oxydes (3)		Atome - grammes		Formule pour 032	
SiO ₂	64,35	Si	60,03	Si	11,874
Al ₂ O ₃	19,60	Al	21,51	Al	4,255
Fe ₂ O ₃	-	Fe ^{III}	-	Fe ^{III}	-
FeO	0,056	Fe ^{II}	0,05	Ti	-
MnO	< 0,005	Mn	-	Mg	0,026
MgO	0,09	Mg	0,13	Fe ^{II}	0,010
CaO	0,22	Ca	0,22	Mn	-
Na ₂ O	1,85	Na	3,34	Na	0,661
K ₂ O	12,35	K	14,71	Ca	0,044
TiO ₂	< 0,02	Ti	-	K	2,910
P ₂ O ₅	0,013	P	0,01	P	0,002
				Total	19,782
CO ₂	-	P ₁ = +	199,2	Or : 80,5	} Or : 81,5 Ab : 18,5
H ₂ O +	0,18	(1) P ₂ = +	32,4	(2) Ab : 18,3	
H ₂ O -	0,62	P ₃ = +	3,1	An : 1,2	
Total	99,329				

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

(2) formules simplifiées Or - Ab - An et Or - Ab.

(3) Analyse Laboratoire de Géologie - Brazzaville

Analyste : M. GARCIA

Une analyse partielle du même feldspath (Analyste : Mlle ISEL, Laboratoire de Géologie de Montpellier) a donné les résultats suivants :

$K_2O = 13,80$; $Na_2O = 2,15$.

La formule simplifiée est alors

Or $81,6$ Ab $18,2$ An $0,2$ ou Or 82 Ab 18 ,

2 - Données cristallographiques.

Nous tiendrons compte de la discussion des méthodes présentées à propos des feldspaths du Granite des Crêtes (p. 50 à 57)

a - Etude de la triclinité.

L'enregistrement aux rayons X entre les valeurs 29° et $31^\circ 5$ en 2θ $Cu K\alpha$ permet de mettre en évidence dans ce lot de feldspaths séparés, tous les intermédiaires entre l'orthose monoclinique et le microcline maximum (fig. n° 51). En effet, la réflexion due à la raie (131) du microcline débute à $20^\circ 50$, celle de la raie $(1\bar{3}1)$ se termine à $30^\circ 30$ (fig. n° 12). La raie (131) de l'orthose est présente. La raie $(02\bar{2})$ de la phase sodique doit être responsable du niveau élevé de l'enregistrement vers $30^\circ 5$.

b - Etude de la composition des différentes phases.

Les raies $(\bar{2}01)$ de la phase potassique et de la phase sodique apparaissent respectivement à $21^\circ 10$ et $22^\circ 15$. La méthode de P.M. ORVILLE (1960) permet de proposer une composition Or 95 Ab 5 pour la phase potassique et Or 0 Ab 100 pour la phase sodique pure. La raie $(\bar{2}01)$ du feldspath potassique a une forte intensité par rapport à celle de l'albite, en accord avec la formule simplifiée.

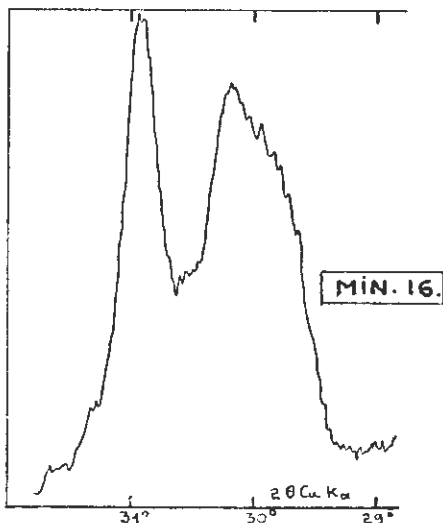


Fig. N° 51 : Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins de l'échantillon-type MIN. 16 - (légende dans le texte, p. 160)

3 - Thermomètre géologique.

Pour appliquer cette méthode, il est nécessaire de supposer l'existence d'un feldspath homogène de formule $Or_{82} Ab_{18}$. Le plagioclase étudié à la platine de Fedorof présente une basicité de 37 à 42 % d'anorthite, soit $Ab_{60} An_{40}$. Le rapport des molécules d'albite dans le feldspath alcalin et dans le plagioclase est de 0,30 ; ce résultat correspond, dans l'échelle de T. F. W. BARTH, à une température de cristallisation de l'ordre de 570°C. Cette estimation reste sujette à caution ; elle représente seulement une température "moyenne". (L'évolution continue de la triclinicité est sans doute en rapport avec une diminution de la température).

4 - Autres données.

- densité : $2,5347 \pm 0,001$;
- indices : $N_z = 1,525 \pm 0,002$
 $N_y = 1,523 \pm 0,001$
 $N_x = 1,518 \pm 0,001$;
- biréfringence : $N_z - N_x = 0,007 \pm 0,003$.

III. FACIES DE BORDURE DU FILON DE MICROGRANITE A PYROXENE -

L'échantillon-type MIN. 16 a été choisi au centre du filon ; il est représentatif de l'ensemble des microgranites à pyroxène rencontrés dans la région. D'autres échantillons ont été prélevés vers les épontes de cette même caisse filonienne :

MIN. 74 : faciès marginal du filon-type, à 1 mètre de l'éponte Nord.

MIN. 73 : faciès de bordure du même filon, à l'éponte Nord.

MIN. 75 : affleurement au Sud de ce filon. Un hiatus d'une dizaine de mètres ne permet pas d'affirmer que cette roche représente l'éponte Sud.

A - ETUDE de l'ECHANTILLON MIN. 74 -

C'est un microgranite à pyroxène comparable à notre échantillon-type MIN. 16. Les seules différences observées sont :

- aucune trace de cristallisation d'amphibole ;
- mésostase finement microgrenue à éléments isogranulaires (0,02 à 0,03 mm) .

B - ETUDE de l'ECHANTILLON MIN. 73 -

C'est une roche très foncée qui s'observe, en bordure de ce filon gris-clair, sur

quelques dizaines de centimètres en grands feldspaths blancs orientés parallèlement à l'éponte.

Cette roche est exceptionnelle par sa fraîcheur en lame mince. La structure est porphyrique à mésostase trachytique avec des caractères prononcés de lamprophyre.

Le pyroxène se répartit en deux générations : d'une part, des phénocristaux automorphes, très limpides, atteignant 1 à 1,5 mm ; d'autre part, de petits cristaux automorphes ne dépassant pas 0,1 mm environ. Les grands cristaux ont souvent des inclusions de biotite en taches diffuses. Parfois le centre du cristal est occupé par un mélange de fines aiguilles d'un minéral verdâtre serpentineux ; le cœur du pyroxène est alors entouré de minéraux opaques en granules. On retrouve dans la pâte ces mêmes touffes dans de petits amas à contours vaguement géométriques, cernés de granules de pyroxène ; ne pourrait-on pas penser à des cristaux d'olivine résorbés ?

La biotite appartient à trois générations bien distinctes :

- phénocristaux automorphes de 1 à 1,5 mm, souvent tordus, avec un polychroïsme brun rouge à jaune-brun très clair. Ces cristaux sont bordés d'une zone de teinte plus soutenue et parfois d'un liseré de granules opaques. De nombreuses inclusions d'apatite sont présentes ;
- cristaux moins bien formés, de teinte soutenue, à bords brun-foncé, souvent tordus et atteignant une taille voisine de 0,1 à 0,2 mm ;
- cristaux très fins (0,01 mm au plus) répartis dans la pâte avec des teintes plus claires.

Des phénocristaux de feldspath alcalin (orthose) ont un centre porcelané et un tour souvent très limpide. Ils contiennent de petites inclusions de biotite foncée et de pyroxène.

Des phénocristaux de plagioclase, limpides, maclés, sont cernés d'une couronne continue de feldspath alcalin.

La pâte est formée de microlites (taille voisine de 0,02 mm) serrés les uns contre les autres et donnant un aspect fluidal caractéristique. Parfois cette pâte présente une structure encore plus fine autour des phénocristaux de pyroxène et de feldspath. Il est essentiel de remarquer que cette mésostase a tendance à recristalliser par plages de 0,1 à 0,2 mm de diamètre ; tous les microlites présentent alors une extinction quasi simultanée et leurs contours donnent l'impression de s'estomper. L'apatite, rare, en gros cristaux est abondante dans la pâte. Signalons enfin du zircon, de la pistacite et des traces de zoisite.

L'examen en lame mince d'une telle roche nous montre qu'il s'agit d'un microgranite à augite d'une fraîcheur exceptionnelle, avec une nette tendance lamprophyrique. Pour avoir une minette à augite, il faudrait une teneur en quartz beaucoup plus faible.

C - ETUDE de l'ECHANTILLON MIN. 75 -

A quelques dizaines de mètres au Sud du filon de microgranite à pyroxène, un affleurement montre une roche d'un aspect analogue à celui de la bordure Nord du filon.

TABLEAU N° 17

ANALYSES CHIMIQUES DE MICROGRANITES A PYROXENE.

(Légende dans le texte p. 165)

-	MIN. 16	MIN. 74	MIN. 73	MIN. 75	N° 18	N° 19	N° 20
Si O ₂	61,80	62,00	60,30	60,20	63,67	61,93	60,66
Al 2O ₃	13,80	14,15	14,45	14,15	13,08	13,18	17,23
Fe ₂ O ₃) 4,80	1,00	0,85	1,10	0,66	3,63	4,76
Fe O		3,55	4,65	4,25	3,42	2,31	-
Mn O	0,09	0,09	0,10	0,10	0,06	-	-
Mg O	4,60	4,25	4,35	5,35	4,26	4,59	4,43
Ca O	3,02	2,60	2,55	2,90	2,80	3,48	1,71
Na 2O	2,57	2,55	2,15	2,45	2,87	2,67	2,70
K 2O	6,28	7,10	7,80	6,40	6,21	6,11	6,53
Ti O ₂	0,79	0,95	1,15	1,06	0,97	-	0,72
P 2O ₅	-	0,55	0,67	0,79	0,69	-	0,24
P. F.	0,98	1,00	0,90	1,15	-	1,14	0,85
H ₂ O +	-	-	-	-	1,12	-	} 0,13
H ₂ O -	-	-	-	-	0,04	-	
Total	98,73	99,79	99,92	99,90	99,85	99,04	99,96
P 1	- 3,2	+22,4	+ 51,1	+ 5,4	- 10,5	- 18,2	+ 21,3
(2)P 2	+ 90,9	+80,1	+ 69,3	+ 84,7	+ 95,7	+ 86,5	+ 90,7
P 3	+189,8	+180,0	+198,4	+ 219,9	+174,4	+192,3	+179,3
Si	58,45	58,07	56,51	56,36	59,71	58,61	56,54
Al	15,36	15,59	15,93	15,59	14,43	14,67	18,89
Fe ^{III}	} 3,68	0,70	0,60	0,77	0,47	2,58	3,33
Fe ^{II}		2,77	3,63	3,31	2,67	1,82	-
Mn	0,07	0,07	0,08	0,08	0,05	-	-
Mg	6,53	5,97	6,12	7,52	5,99	6,52	6,20
Ca	3,06	2,61	2,56	2,91	2,81	3,53	1,71
Na	4,71	4,63	3,90	4,44	5,21	4,89	4,87
K	7,58	8,49	9,33	7,65	7,43	7,38	7,77
Ti	0,56	0,67	0,81	0,75	0,68	-	0,50
P	-	0,43	0,53	0,62	0,55	-	0,19
K+Na	12,29	13,12	13,23	12,09	12,64	12,27	12,64
Ca+Na	7,77	7,24	6,46	7,35	8,02	8,42	6,58
K+Ca+2Na	20,06	20,36	19,69	19,44	20,66	20,69	19,22
$\frac{100 \times K}{K+Na}$	61,68	64,71	70,52	63,28	58,78	60,15	61,47

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

Aucune solution de continuité n'existant entre les deux affleurements, nous ne pouvons pas assurer qu'elle en représente l'autre éponte.

Cette roche possède les mêmes phénocristaux que le microgranite à pyroxène, mais des feldspaths en petites lattes atteignant 0,1 à 0,2 mm confèrent à sa mésostase une structure fluidale.

IV. ETUDE PETROCHIMIQUE -

A - ANALYSES CHIMIQUES. (Tableau N° 17.)

Les différents faciès du même filon de référence ont été analysés :

MIN. 16 : échantillon-type de microgranite à pyroxène pris au cœur du filon (pâte micropegmatitique) densité : 2,71
analyse C. R. P. G. Nancy.

MIN. 74 : faciès marginal à 1 mètre de l'éponte Nord. (pâte microgrenue)

MIN. 73 : faciès de bordure, à l'éponte Nord. (mésostase trachytique)

MIN. 75 : affleurement au Sud de ce filon (éponte Sud ?) - (mésostase fluidale).

MIN. 74, 73 et 75 : Analyses Laboratoire de Géologie de Brazzaville. Analyste : M. GARCIA, 1966).

Les analyses chimiques de microgranites à pyroxène étudiés par différents auteurs sont rapportées sur ce même tableau n° 17

N° 18 : - Granitophyr (à biotite et pyroxène);
- gang in granit, 2 Km de Gérardmer, Col de Grosse-Pierre,
- C. FRIEDLAENDER et P. NIGGLI, 1931, p. 377.
- Analyse n° 6 - analyste S. PARKER.
- densité : 2,71.

N° 19 : - Microgranite à pyroxène.
- in ROSENBUCH, 1876 ; cité par J. JUNG, 1927, p. 354.
- région de Frapelle, Newiller et Laveline, Vosges.

N° 20 : - Microgranite à pyroxène et amphibole -
- in F. SIMMLER, 1962, p. 118, échantillon n° 48
- à l'Ouest du massif de Granite des Crêtes de Sainte-Marie-aux-Mines
x = 954,00 ; y = 73,15 -

Le chimisme de ces divers filons de microgranite à pyroxène est comparable. Il est identique à celui du Granite des Crêtes, représenté notamment par le faciès intermédiaire (1).

(1) à titre de comparaison, donnons une analyse moyenne des trois échantillons-types de faciès intermédiaire (MIN. 9 - BN - MIN. 14).

SiO ₂ = 62,33	FeOTOTAL = 4,81	Na ₂ O = 2,28
Al ₂ O ₃ = 13,96	MgO = 4,52	K ₂ O = 6,58
	CaO = 2,95	TiO ₂ = 0,83

B - ANALYSES MODALES.

L'analyse modale pondérale calculée pour l'échantillon MIN. 16 conduit aux résultats suivants :

Pyroxène	8,1)	30,2
Biotite	22,1)	
Andésine	18,0)	52,4
Feldspath K - Na	34,4)	
Quartz	16,4)	16,4

La méthode H. DE LA ROCHE, avec corrections, donne des chiffres comparables :

minéraux ferro-magnésiens	: 32 %
Feldspaths	: 53 %
Quartz	: 15 %

Pour comparer avec le microgranite à augite MIN. 73 de l'éponte, dont les minéraux n'ont pas été séparés, une analyse modale volumique au compteur de points s'imposait. Nous avons également effectué cette mesure pour l'échantillon-type MIN. 16 avec des résultats comparables à ceux qui ont été calculés.

	Centre MIN. 16	Eponte MIN. 73
<u>Phénocristaux</u>		
Pyroxène	7,3	9,6
Biotite	22,3	16,8
Andésine	3,9	2,5
Feldspath K - Na.	12,9	9,6
Total partiel	<u>46,4</u>	<u>38,5</u>
<u>Pâte</u>		
Fond quartzo-feldspathique	52,7	54,2
Biotite II	-	3,0
Biotite III	-	4,0
Amphibole	0,6	-
Divers	0,3	0,3

Dans le cas de l'échantillon MIN. 16, une estimation de la composition du fond quartzo-feldspathique peut être proposée en fonction des résultats du calcul de l'analyse modale, compte tenu de l'étude au compteur de points. Ce fond quartzo-feldspathique aurait la composition suivante :

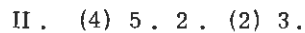
Quartz	: 16,5 %
Plagioclase	: 14,0 %
Feldspath K - Na	: 21,5 %

C - PROBLEME de CLASSIFICATION -

Dans la classification modale, l'échantillon-type MIN. 16, avec les paramètres (24-30-66-80), est un microgranite subalcalin leucocrate, moyennement quartzique, potassique. Son faciès de bordure MIN. 73, avec un indice colorimétrique de 33,4 et ses caractéristiques singulières répond à la même définition, mais avec une tendance lamprophyrique marquée (la teneur en quartz dépasse 10 %).

Ils représentent l'un et l'autre des variétés hétéromorphes du Granite des Crêtes. La comparaison des analyses chimiques et des compositions modales est particulièrement significative entre MIN. 16 et Granite des Crêtes (fig. N° 52 et N° 53).

Le calcul de la norme C.I.P.W. pour ce microgranite à pyroxène conduit à la formule :



c'est une microsyérite calco-alcaline à tendance micromonzonitique, équivalent microgrenu des latites. Au cours du calcul, on met en évidence un déficit en Al_2O_3 d'autant plus important que la norme ne tient pas compte de l'ordre normal de cristallisation.

V. PROBLEME DE DIFFERENCIATION -

A - LES DONNEES -

Le problème de la différenciation dans les filons sera traité dans un cadre plus général en conclusion de cette deuxième partie. Cependant, nous pouvons dès maintenant souligner ce que nous savons sur l'évolution de ce filon du centre aux épontes. Les figures n° 52 et 53 illustrent ces variations.

- Composition modale : Du centre du filon (MIN. 16) aux épontes (MIN. 73 (fig. n° 53)
 - le total des phénocristaux passe de 46 à 38 %
 - le pyroxène devient plus abondant
 - la somme totale de la biotite augmente de 22 à 24 % compte tenu des différentes générations présentes aux épontes.
 - le total des minéraux ferro-magnésiens passe de 30 à 33,4 %.

- Evolution chimique (fig. n° 52) : Du centre aux épontes :
 - K_2O augmente dans de fortes proportions.
(6,28 au centre, 7,10 à 1 mètre du bord, 7,80 à l'éponte);
 - Les pourcentages de FeO TOTAL, TiO_2 et Al_2O_3 augmentent;
 - par contre CaO , SiO_2 et Na_2O diminuent,

La composition chimique du centre est identique à celle des granites intermédiaires.

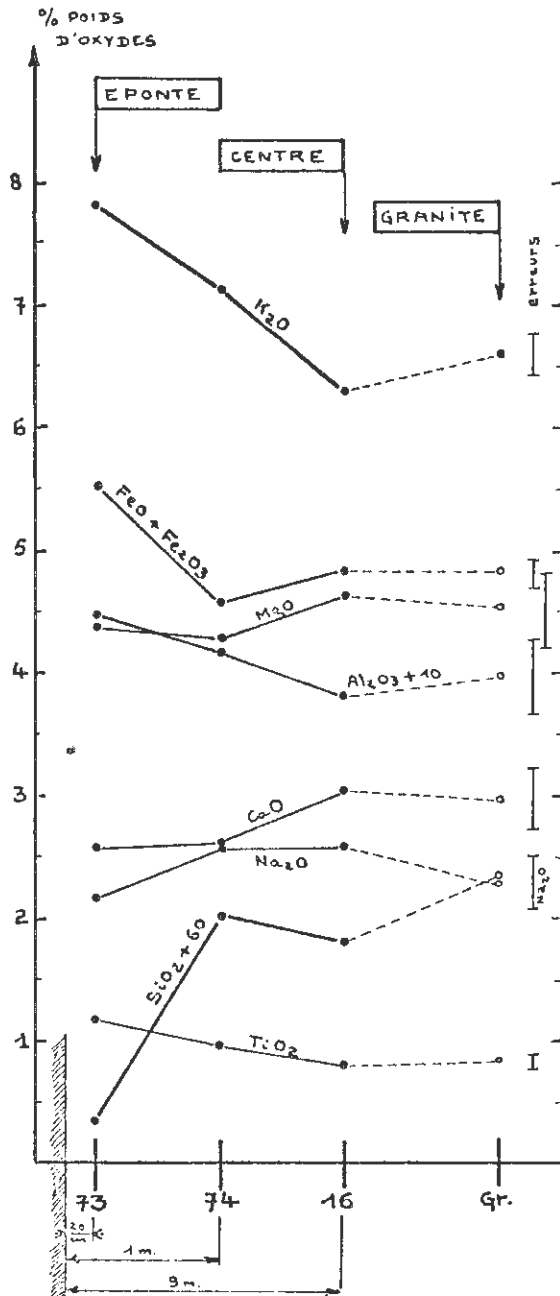


Fig. N° 52 : Filon de référence MIN. 16 - (Col de Grosse-Pierre)
Evolution de la composition chimique du centre aux épontes - (les données concernant les granites intermédiaires sont présentées à titre de comparaison : points Gr.).

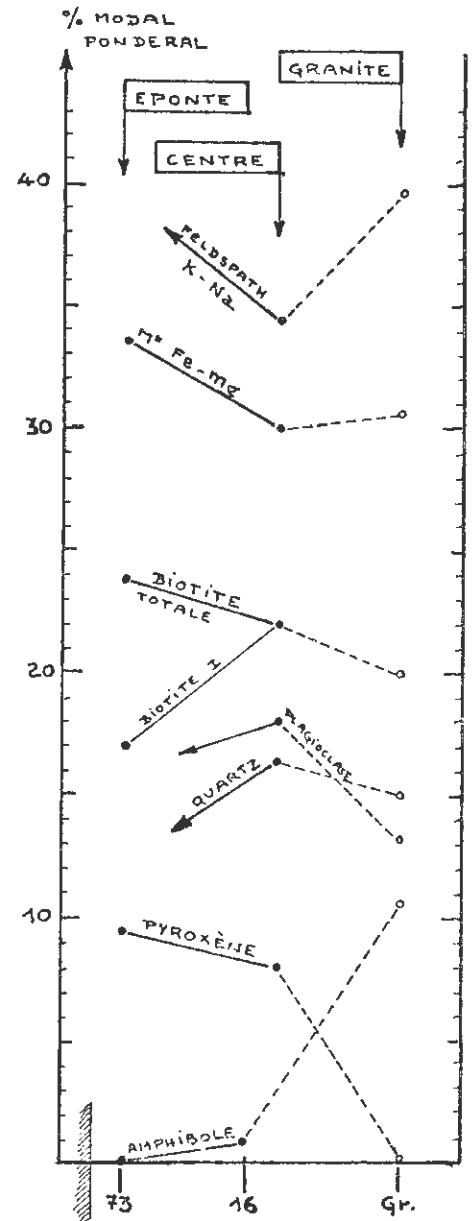


Fig. N° 53 : Filon de référence MIN. 16 - Variations de la composition modale du centre aux épontes.

- interprétation : L'élévation du taux en K_2O vers l'éponte ne peut pas être due à la biotite (2 % de biotite correspond à moins de 0,20 % de K_2O). C'est la composition du fond quartzo-feldspathique qui doit répercuter directement ces variations. Vers les épontes, cette pâte doit contenir beaucoup plus de feldspath potassique et un peu moins de quartz.

B - TABLEAU RECAPITULATIF -

Le tableau ci-dessous consigne l'essentiel des résultats concernant le problème de différenciation du filon de microgranite.

coeur du filon (MIN. 16)	éponte du filon (MIN. 73)
<ul style="list-style-type: none"> - 46 % de phénocristaux - - Augite I - début de cristallisation d'actinote - présence de quelques nids - Biotite I - plagioclase 40 % An - feldspath K - Na orientés parallèlement aux épontes - pâte micropegmatitique 	<ul style="list-style-type: none"> - 38 % de phénocristaux - fantôme d'olivine ? - Augite I + Augite II - - - Biotite I + Biotite II + Biotite III. - feldspath K - Na orientés parallèlement aux épontes - pâte microlitique à structure fluidale, riche en feldspath potassique - faciès lamprophyrique.

C - SIGNIFICATION de la PARAGENESE -

Les expressions de la paragenèse au centre du filon et à l'éponte correspondent à deux étapes figées de l'histoire pétrogénétique du Granite des Crêtes.

1 - à l'éponte, la cristallisation a été gênée dès le stade de formation du pyroxène (augite I et augite II) (1). La biotite s'est exprimée en trois générations ; les biotites I et II, en lattes tordues, sont antérieures à la mise en place définitive ; la biotite III a été formée in situ.

Il existait déjà quelques phénocristaux de feldspaths qui présentent en inclusions des minéraux ferro-magnésiens de la seconde génération.

L'histoire se résume en trois étapes :

- a - formation d'augite I puis de biotite I
- b - cristallisation de l'augite II et de la biotite II, puis de l'andésine (2, 5 %) et de l'orthose (10 %), (à température élevée, vue la basicité du plagioclase et la

(1)

à moins que le faible taux de CaO n'ait limité sa formation (13 % de pyroxène théorique possible, compte tenu du stock de CaO).

richesse en potassium de l'orthose) ,
c - "cristallisation" de la pâte.

La mise en place définitive a lieu après ou pendant l'étape c (microlites orientés). Mais bien avant, l'évolution normale a été perturbée par deux fois (entre a et b, et b et c).

- 2 - au centre ; la cristallisation s'est déroulée normalement jusqu'au stade de la formation de l'actinote qui a été très vite arrêtée. Les quantités de phénocristaux de feldspaths formés restent très faibles (4 % d'andésine et 13 % d'orthose). Il y a eu deux étapes correspondant à (a + b) et c. La cristallisation s'est effectuée ici avec plus de continuité et sans doute sous une pression de vapeur d'eau plus forte.

o o

o

*

PREMIERE PARTIE

B

LES ROCHES FILONIENNES
ASSOCIEES AU GRANITE
DES CRETES

CHAPITRE IX.

MICROGRANITE A AMPHIBOLE
(MIN.106 à MIN.110)

INTRODUCTION - LOCALISATION

INTRODUCTION

Les filons de microgranite à pyroxène (type du "Grand Couronné", MIN. 16) et leurs faciès associés à pyroxène et nids d'amphibole, constituent une entité à part. Nous utiliserons le terme de MICROGRANITE à AMPHIBOLE pour désigner ceux qui présentent des cristaux d'amphibole autonomes, répartis dans toute la roche.

Ces microgranites à amphibole forment des filons plus ou moins importants ; certains peuvent atteindre 10 à 20 mètres de puissance. Il convient de situer avec soin les échantillons prélevés dans la caisse filonienne car, en règle générale :

- aux épontes, sur quelques centimètres, la roche est riche en minéraux ferromagnésiens et présente des caractères lamprophyriques prononcés (type minette).
- puis sur quelques dizaines de centimètres, on observe un microgranite à pyroxène plus ou moins transformé en nids d'amphibole.
- enfin la majeure partie du filon est constituée par un microgranite à amphibole.

LOCALISATION du FILON de REFERENCE MIN. 106 - MIN. 110 -

Les microgranites à biotite et amphibole sont particulièrement fréquents dans les formations sédimentaires encaissantes du Granite des Crêtes, notamment dans la haute vallée de Munster et dans la vallée de la Thur,

Le type de ces filons est pris au Sud du village de Mittlach, le long d'un chemin Est-Ouest qui surplombe le cimetière de ce pays. Les coordonnées de ce gisement pris pour référence sont : Munster au 25.000 ème n° 3-4, x = 950, 600 y = 344, 100. Ce filon subvertical a une direction ESE - WNW et une puissance d'environ 20 mètres. Intrusif dans les grauwackes fines du Viséen supérieur, il y développe un métamorphisme de contact à biotite qui se superpose à celui moins intense provoqué par la mise en place du Granite des Crêtes.

Une étude microscopique systématique a été faite d'une éponte à l'autre. Elle a guidé des prélèvements effectués en cinq points précis en vue d'une étude minéralogique détaillée de la moitié Ouest de l'affleurement.

MIN. 106 : prélevé à 10 centimètres de l'éponte (entre 6 et 15 cm)

MIN. 107 : prélevé à 30 centimètres.

MIN. 108 : prélevé à 1,20 mètre.

MIN. 109 : prélevé à 4,00 mètres.

MIN. 110 : prélevé à 10,00 mètres (au centre du filon).

1. ETUDE PETROGRAPHIQUE -

A - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE -

- 1 - MIN. 106 (à 10 cm de l'éponte). Roche compacte, d'aspect corné, piquetée de minuscules points scintillants de phyllites. La pâte brun rougeâtre est parsemée de taches millimétriques vert sombre à cœur vert pâle. Ces taches ont souvent des formes géométriques trapues (pyroxène ?). Aucun minéral "blanc" n'est visible à l'oeil nu.
- 2 - MIN. 107 (à 30 cm de l'éponte). Cet échantillon présente les mêmes caractères macroscopiques que le précédent.
- 3 - MIN. 108 (à 120 cm de l'éponte). La roche, plus claire, possède une texture microgrenue très fine. De grandes biotites, de fines aiguilles d'amphibole, quelques phénocristaux de feldspath alcalin blanc dépassant rarement 1 à 3 mm, sont visibles. Des cristaux de plagioclase de teinte saumon parsèment la roche. La pâte est gris-rosâtre.
- 4 - MIN. 109 (à 4 m de l'éponte). La roche est claire, gris bleutée. Elle ressemble à un Granite des Crêtes de faciès "bleu" à grain fin. Phénocristaux de feldspath alcalin et de biotite sont visibles ; la biotite a plusieurs millimètres et le feldspath atteint 1 centimètre. Le plagioclase de teinte saumon très clair est fréquent ; sa taille dépasse rarement 3 à 4 mm. Les aiguilles d'amphibole ont plusieurs millimètres.

- 5 - MIN. 110 (à 10 m de l'éponte, au centre du filon). La roche présente les mêmes caractères que la précédente. On notera seulement un plus large développement des aiguilles d'amphibole et une teinte verdâtre des plagioclases.

En résumé, il y a une évolution continue de la roche filonienne des épontes vers le centre du filon. Sur moins d'un mètre, en bordure, l'aspect du filon est celui d'une roche compacte, brune, sans phénocristaux visibles. Dans la masse principale, l'aspect est celui d'un Granite des Crêtes à grain fin. L'échantillon MIN. 108 est prélevé dans le passage progressif entre les deux types précédents qui s'effectue sur une distance d'un mètre environ.

B - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE -

- 1 - MIN. 106 (à 10 cm de l'éponte)

La structure est celle d'un microgranite à biotite à pâte felsitique.

Les phyllites se présentent sous trois formes sans orientation privilégiée bien marquée.

- en larges phénocristaux de biotite brun rougeâtre clair à jaune très pâle souvent recristallisés soit totalement, soit partiellement sur leurs bords, en chlorite jaune-verdâtre. Ces cristaux (0,7 mm) sont souvent tordus, effilochés ou brisés.
- en petits cristaux effilochés (0,2 mm) ou en taches (biotite de teinte brun rougeâtre très clair ou chlorite vert pâle).
- en très petits cristaux automorphes de chlorite pâle ou de biotite très légèrement colorée (0,02 mm) .

L'apatite est très abondante en longues aiguilles ou en petits prismes courts. (0,2 mm et 0,05 mm).

Le reste de la roche est une pâte à structure felsitique formée de petits grains de quartz, de feldspaths alcalins parfois disposés en rosette (phénomène de la croix noire). De petits cristaux à relief positif seraient à attribuer à un plagioclase sans qu'une détermination soit possible.

Il existe de nombreuses taches de formes géométriques assez nettes, d'une taille millimétrique. Elles sont constituées de grains de quartz à tendance automorphe, d'épidote, de baguettes de chlorite et d'apatite ; elles sont cernées par une auréole de chlorite verdâtre. Tout autour, les petites phyllites de la pâte ont une allure fluidale. Il s'agit vraisemblablement d'anciens pyroxènes totalement recristallisés en quartz, chlorite et épidote.

- 2 - MIN. 107 (à 30 cm de l'éponte)

La roche est semblable à la précédente. Les phyllites appartiennent aussi à plusieurs générations bien distinctes. Les grands cristaux sont recristallisés en chlorite et en épidote. Les petits cristaux de la pâte, très biréfringents, sont formés de biotite intacte. L'apatite est toujours abondante. Une orientation fluidale des grands cristaux s'observe.

La pâte felsitique est parcourue, comme dans l'échantillon MIN. 106, mais en plus grande abondance, par des filonnets de feldspaths alcalins qui ne sont jamais visibles à l'oeil nu. Ces filonnets recoupent les grandes biotites et sont postérieurs aux nids et à l'ensemble des autres minéraux. Ils ne semblent pas provenir d'une pénétration étrangère, mais dénoncent probablement une "migration" des éléments alcalins.

Les nids, de composition identique à ceux de l'échantillon précédent, sont nombreux et ont des formes géométriques analogues à celles des phénocristaux de pyroxène.

La pâte, dans certaines parties de la roche, a tendance à recristalliser en pustules formées de larges plages de feldspath alcalin à extinction simultanée et englobant en inclusions tous les autres éléments de la pâte felsitique.

3 - MIN. 108 (à 1, 20 m de l'éponte)

La structure devient porphyrique à pâte finement grenue.

La biotite perd son caractère lamprophyrique (plusieurs générations, bords légèrement plus foncés). Elle se présente en cristaux peu recristallisés en chlorite (taille millimétrique).

L'amphibole est présente, mais reste peu abondante et assez petite (0, 5 à 1 mm).

Des nids rares cernés de biotite correspondent à un ancien pyroxène totalement recristallisé en amphibole et épidote (taille de l'ordre de 1, 5 mm). Ils évoquent ceux du Granite des Crêtes.

Le feldspath alcalin existe en phénocristaux déjà bien développés à inclusions nombreuses de plagioclase altéré, biotite, amphibole et apatite.

Le plagioclase, An₃₀₋₃₂, saussuritisé en son centre, présente une bordure limpide et grossièrement zonée.

La pâte est finement grenue. Elle contient des feldspaths alcalins en lattes enchevêtrées, du quartz, des plagioclases non identifiables, de la chlorite. Zircon et épidote y sont présents.

4 - MIN. 109 - 110 (à 4 m de l'éponte et, au centre, à 10 m)

La structure acquise dans l'échantillon MIN. 108 s'accroît. Les phénocristaux sont plus grands et plus abondants.

Quelques rares nids existent encore. L'amphibole se présente en phénocristaux et peut atteindre 5 à 6 mm au centre du filon. Son cœur est parfois occupé par une augite ($2V_z = 56^\circ$). Biotite, plagioclase (An₃₀) et feldspath alcalin forment des cristaux subautomorphes.

La pâte microgrenue est constituée de quartz et de feldspath alcalin. Dans l'échantillon MIN. 109, elle contient encore de la biotite. Des cristaux de zircon zoné atteignent 0, 6 à 0, 8 mm ; de l'apatite et du sphène sont à signaler. Une tendance micropegmatitique de la structure s'observe autour de certains phénocristaux ; mais elle n'atteint pas le développement signalé dans le cas du microgranite à pyroxène MIN. 16.

C - ORDRE de CRISTALLISATION -

1 - vers les épontes.

L'ordre de cristallisation est simple. Lors de la mise en place, les "nids" et la première génération de biotite existaient. La disposition fluidale de la biotite et son aspect souvent tordu prouvent son antériorité par rapport à la pâte.

2 - dans le corps du filon.

L'ordre de cristallisation des phénocristaux est identique à celui du Granite des Crêtes : pyroxène - biotite - amphibole - plagioclase et orthose. Le cœur saussuritisé de certains plagioclases pourrait correspondre à un plagioclase plus basique formé à plus haute température. L'existence d'une pâte fine traduit une prise rapide du résidu quartzo-feldspathique. Aucune phase de recristallisation ne modifie cette structure sauf dans l'échantillon MIN. 108 où s'observe un début de réorganisation.

Le zircon, en gros cristaux zonés, est noyé dans la structure microgrenue de la pâte et semble correspondre à une seconde génération.

II. ETUDE MINERALOGIQUE -

A - MICAS du FILON MIN. 106 - MIN. 110 -

1 - Données chimiques (tableau n° 18)

Les micas des différents échantillons-types ont été séparés. Examinés en grains, ils se présentent sous l'aspect de biotite en voie de chloritisation. Seul le mica de l'échantillon MIN. 110, au centre du filon, ne révèle pas de traces notables de chlorite.

Les analyses de ces biotites magnésiennes chloritisées ne permettent pas de connaître directement le chimisme des deux espèces en présence. Une méthode de calcul, s'appuyant sur quelques hypothèses fondées, nous conduira pourtant à des résultats sur le phénomène de la chloritisation.

a - Méthode de calcul des chlorites

Le mica de l'échantillon-type MIN. 110 est "exempt" de chlorite. L'enregistrement d'un diffractogramme la révèle seulement à l'état de trace.

- Dans les autres échantillons, nous supposons que la chloritisation a affecté partiellement une biotite identique à celle de la roche MIN. 110.
- Cette chloritisation affecte le mica, soit totalement, soit sur son pourtour. Les deux espèces sont bien séparées en lames minces. Nous supposons que la biotite épargnée n'a pas subi de transformation chimique notable.
- La biotite contient un pourcentage élevé de K_2O , alors que la chlorite en est généralement dépourvue.

TABLEAU N° 18

ANALYSES CHIMIQUES DES BIOTITES MAGNÉSIENNES CHLORITISÉES DU FILON

MIN.106 - MIN.110 - (Eponte MIN.106 - Centre du filon MIN.110)

	MICA MIN. 106	MICA MIN.107	MICA MIN.108	MICA MIN.109	MICA(2) MIN.110
SiO ₂	36,73	36,60	35,02	37,31	38,80
Al ₂ O ₃	14,42	14,06	13,97	14,07	13,40
Fe ₂ O ₃	3,66	3,87	3,87	3,70	1,93
FeO	11,78	11,46	13,53	13,27	14,35
MnO	0,25	0,24	0,26	0,24	0,21
MgO	14,44	15,41	15,20	14,02	13,40
CaO	1,62	1,84	1,83	0,48	0,72
Na ₂ O	0,20	0,16	0,24	0,16	0,18
K ₂ O	5,32	4,78	4,62	8,00	8,62
TiO ₂	3,32	3,17	3,14	3,47	3,61
P ₂ O ₅	0,34	0,38	0,40	0,05	0,05
P.F.	7,03	7,67	7,29	4,29	3,75
CO ₂	0,47	0,47	0,23	0,23	0,10
H ₂ O tot.	5,33	n.d.	5,56	2,64	1,65
Total	99,11	99,64	99,37	99,06	99,02
P1	+ 77,8	+ 63,6	+ 57,9	+ 156,4	+ 164,7
(1)P2	+ 65,1	+ 74,5	+ 66,8	+ 26,2	+ 17,8
P3	+ 611,9	+ 632,5	+ 655,6	+ 624,5	+ 603,5
Si	36,80	36,60	35,14	36,36	37,63
Al	16,99	16,54	16,48	16,13	15,29
Fe ^{III}	2,75	2,90	2,91	2,71	1,40
Fe ^{II}	9,83	9,55	11,31	10,78	11,60
Mn	0,21	0,21	0,22	0,20	0,17
Mg	21,70	23,12	22,87	20,49	19,49
Ca	1,74	1,97	1,97	0,50	0,75
Na	0,39	0,31	0,46	0,30	0,34
K	6,80	6,10	5,92	9,95	10,67
Ti	2,50	2,38	2,37	2,54	2,62
P	0,28	0,32	0,34	0,04	0,04

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

(2) Le mica de l'échantillon MIN.110 est quasi exempt de chloritisation. Il servira de "biotite magnésienne-type" pour la discussion de l'ensemble de ces micas.

TABLEAU N° 19

DONNEES CHIMIQUES CALCULEES ET FORMULES DES CHLORITES

DU FILON MIN.106 - MIN.109

(La formule de la biotite MIN.110 a servi de base)

	CHLORITE:	CHLORITE:	CHLORITE:	CHLORITE:	BIOTITE :
-	MIN.106 :	MIN.107 :	MIN.108 :	MIN.109 :	MIN.110 :
Si O2	33,64	33,72	30,72	17,56	38,80
Al 2O3	16,19	14,82	14,66	22,06	13,40
Fe 2O3	6,50	8,26	6,13	25,78	1,93
FeO	7,69	7,83	12,61	-	14,35
MnO	0,32	0,28	0,32	0,61	0,21
MgO	16,24	17,84	17,32	21,38	13,40
CaO	3,10	3,22	3,12	-	0,72
Na 2O	0,25	0,13	0,31	-	0,18
K2O	-	-	-	-	8,62
Ti O2	2,87	2,61	2,60	1,62	3,61
P2O5	0,81	0,79	0,81	0,05	0,05
P. F.	12,41	12,50	11,40	10,94	3,75
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	99,02
P 1	- 62,8	- 61,7	- 65,7	-	+ 164,7
P 2	+ 142,6	+ 144,8	+ 123,5	+ 97,5	+ 17,8
P 3	+ 630,0	+ 665,7	+ 717,2	+ 877,1	+ 603,5
Si	6.553	6.589	6.137	3.558	5.783
Al ^{IV}	1.447	1.411	1.863	4.442	2.217
Al ^{VI}	2.262	1.996	1.581	0.817	0.133
Ti	0.419	0.351	0.389	0.247	0.403
Fe ^{III}	0.949	0.918	0.917	3.919	0.215
Fe ^{II}	1.248	1.275	2.099	-	1.783
Mn	0.052	0.045	0.054	0.104	0.026
Mg	4.745	5.228	5.189	6.499	2.995
Ca	0.647	0.675	0.668	-	0.115
Na	0.087	0.049	0.121	-	0.052
K	-	-	-	-	1.640
P	0.133	0.131	0.136	0.008	0.006
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Reste	10.542	10,698	11.154	11.594	7.368

- Les densités sont très voisines : nous sommes alors autorisés à comparer directement des poids d'oxydes pour connaître les rapports de masse des deux espèces ,

Compte tenu de ces données et de ces hypothèses :

Le pourcentage de biotite dans chaque échantillon de biotite chloritisée sera proportionnel au taux de K_2O dans l'analyse en admettant :

0 % de K_2O dans la chlorite
8,62 % de K_2O dans la biotite (voir mica MIN.110) ,

On obtient ainsi les pourcentages en poids suivants :

	MIN. 106	MIN. 107	MIN. 108	MIN. 109	MIN. 110
Biotite	61,7 %	55,5 %	53,6 %	92,8 %	100 %
Chlorite	38,3 %	44,5 %	46,4 %	7,2 %	0 %

Ces pourcentages relatifs ne sont valables que pour le calcul de l'analyse des chlorites. Ils ne représentent pas les teneurs respectives de la roche en ces deux minéraux.

b - Résultats

Prenant pour type de biotite, l'analyse chimique du mica MIN.110, on calcule les analyses des chlorites (tableau n° 19) -

MIN. 106 et MIN. 107 : DELESSITE (équivalent d'une pennine à la limite de la diabantite) ,

MIN. 108 : CHAMOSITE (équivalent d'une pycnochlorite)

MIN. 109 : CLEMENTINE (mais cette dernière détermination reste sujette à caution en raison des erreurs relatives considérables introduites par le pourcentage faible de chlorite retenu) ;

MIN. 110 : Biotite MAGNESIENNE TITANIFERE, à la limite de la phlogopite - (mica semblable à celui du Granite des Crêtes).

2 - Données cristallographiques (tableaux n° 20 et 21)

Les diffractogrammes établis pour les biotites chloritisées ont été dépouillés en séparant les raies de la biotite et de la chlorite.

Du rutile pourrait être responsable de la réflexion $d = 3,25$, rapportée sur le tableau n° 21.

La comparaison des intensités respectives de la raie (001) de la chlorite vers $14,3 \text{ \AA}$ et de la raie à $7,90$ en 2θ CuK_{α} de la biotite permet de contrôler approximativement les taux respectifs de ces deux phases dans les lots de mica étudiés :

	MIN. 106	MIN. 107	MIN. 108	MIN. 109	MIN. 110
$\frac{I \text{ obs chlorite}}{I \text{ obs biotite}}$	1,40	3,00	1,80	0,24	0,03

- BIOTITE -

TABLEAU N° 20

DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES SUR LES BIOTITES MAGNESIENNES

DU FILON MIN.106 - MIN.110

(à comparer avec le tableau n° 21 sur les chlorites)

MIN. 106			MIN.107			MIN.108		
2θCuK	d	i	2θCuK	d	i	2θCuK	d	i
7,90	11,18	mf	7,90	11,18	mf	7,90	11,18	mf
8,68	10,18	FF	8,68	10,18	FF	8,68	10,18	FF
23,92	3,72	f	23,96	3,71	f	23,92	3,72	f
26,52	3,36	FF	26,46	3,37	FF	26,48	3,36	FF
28,22	3,16	f	28,32	3,15	f	28,30	3,15	ff
30,38	2,940	f	30,42	2,936	ff	30,44	2,934	ff
32,90	2,720	f	32,96	2,715	ff	33,08	2,706	ff
35,60	2,520	m	35,60	2,520	Fm	35,62	2,518	m
41,38	2,180	f	41,38	2,180	ff	-	-	-
44,96	2,014	Fm	44,92	2,016	F	44,96	2,014	Fm
54,62	1,679	mf	54,66	1,678	mf	54,60	1,679	mf
60,02	1,540	mf	59,92	1,542	mf	59,90	1,543	mf
64,78	1,438	f	64,70	1,439	mf	64,72	1,439	ff
68 64	1 366	f	68 56	1 368	f	68 42	1 370	ff

MIN. 109			MIN. 110		
2θCuK	d	i	2θCuK	d	i
7,90	11,18	m	7,90	11,18	Fm
8,64	10,22	FF	8,70	10,16	FF
23,88	3,72	m	23,90	3,72	m
26,42	3,37	FF	26,46	3,36	FF
28,20	3,16	ff	28,26	3,16	mf
30,34	2,943	ff	30,40	2,938	f
-	-	-	32,94	2,717	ff
35,62	2,518	FF	35,64	2,517	FF
41,32	2,183	mf	41,34	2,182	f
44,94	2,015	FF	44,98	2,014	FF
54,58	1,680	m	54,62	1,679	Fm
59,88	1,543	mf	59,94	1,542	mf
64,70	1,439	m	64,72	1,439	m
68,56	1,368	mf	68,58	1,367	mf

TABLEAU N° 21

DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES SUR LES CHLORITES DU FILON

MIN.106 - MIN.110

(à comparer avec le tableau n° 20 sur les biotites)

MIN.106			MIN.107			MIN.108		
2θCuK	d	ī	2θCuK	d	ī	2θCuK	d	ī
6,18	14,29	m	6,18	14,29	Fm	6,18	14,29	F
12,46	7,10	Fm	12,42	7,12	FF	12,42	7,12	FF
18,70	4,74	m	18,72	4,74	F	18,66	4,75	Fm
20,82	4,26	ff	20,80	4,27	ff	-	-	-
25,06	3,55	F	25,08	3,55	FF	25,08	3,55	FF
27,46	3,25	mf	27,48	3,24	mf	27,50	3,24	mf
30,52	2,930	f	30,54	2,925	ff	30,54	2,925	ff
31,46	2,841	mf	31,50	2,838	m	31,46	2,841	mf
34,10	2,627	mf	34,10	2,627	mf	34,04	2,632	f
34,54	2,595	f	34,44	2,602	f	34,46	2,600	ff
36,72	2,445	mf	36,70	2,447	mf	36,68	2,448	f
39,68	2,269	ff	39,74	2,266	f	39,72	2,267	ff
-	-	-	-	-	-	-	-	-

MIN.109			MIN.110			-		
2θCuK	d	ī	2θCuK	d	ī	k	k	l
6,18	14,29	f	6,18	14,29	ff	{	001	}
12,40	7,13	m	12,44	7,11	mf	{	002	}
18,64	4,76	f	-	-	-	{	003	}
-	-	-	-	-	-	-	-	-
25,06	3,55	m	25,10	3,55	ff	(004)
30,56	2,923	ff	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	(005)
34,0	2,635	f	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
36,68	2,448	f	36,70	2,447	ff	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-

(1) Pour MIN.107, l'enregistrement a permis de voir

$$2\theta \ 48,18, \ d = 1,887 \ - \ \bar{1} \ ff$$

La relation n'est évidemment pas linéaire. En général, les intensités des raies de la chlorite augmentent lorsque celles de la biotite diminuent et vice-versa. Ainsi pour l'échantillon MIN. 110 seules les réflexions les plus fortes de la chlorite apparaissent avec une intensité très faible. Ce sont d'ailleurs les raies d'ordre pair qui sont prédominantes (002 à 7,1 Å et 004 à 3,55 Å) en raison de la richesse en fer du minéral.

D'après les données de différents auteurs rapportées par DEER - HOWIE et ZUSSMAN (1965 III, p. 134), la réflexion (001) à 14,3 Å correspond bien à une chlorite possédant environ 1,5 Al^{IV} pour 8 site Z (tétraèdres)(1). Ainsi les données cristallographiques ne vont pas à l'encontre des résultats de nos calculs chimiques.

3 - Autres données -

Les données suivantes ont été mesurées sur les lots bruts de biotites magnésiennes plus ou moins chloritisées.

	Susceptibilité magnétique 10 ⁻⁶ u. e. m. c. g. s.	densité	±
MIN. 110	29,4	3,019	0,005
MIN. 109	30,1	3,002	0,005
MIN. 108	30,6	2,968	0,004
MIN. 107	26,3	2,958	0,005
MIN. 106	27,1	2,980	0,006

Les indices N_Z des biotites MIN. 110 et MIN. 109 sont respectivement 1,632 et 1,631 à ± 0,001 près.

B - ACTINOTE MAGNÉSIENNE -

L'actinote, absente vers les épontes, apparaît dans l'échantillon MIN. 108, puis devient un minéral essentiel dans la partie centrale du filon.

(1) Les résultats aberrants concernant l'échantillon MIN. 109 justifient notre prudence.

1 - Données chimiques -

	Poids d'oxydes		Formule pour O23		
	MIN. 109	MIN. 110	MIN. 109	MIN. 110	
SiO ₂	52,30	52,20	Si _{IV}	7,551	7,510
Al ₂ O ₃	3,27	3,52	Al _{VI}	0,449	0,490
Fe ₂ O ₃	Néant	Néant	Al	0,106	0,106
FeO	12,42	12,28	Ti	0,076	0,079
MnO	0,37	0,37	Fe ^{III}	-	-
MgO	15,73	15,79	Fe ^{II}	1,494	1,473
CaO	11,66	11,81	Mn	0,045	0,045
Na ₂ O	0,71	0,73	Mg	3,407	3,408
K ₂ O	0,38	0,44	Ca	1,804	1,820
TiO ₂	0,70	0,73	Na	0,198	0,203
P ₂ O ₅	0,09	0,14	K	0,070	0,081
			P	0,011	0,017
P. F.	2,62	2,59	Z	8,000	8,000
CO ₂	0,17	0,24	Y	5,128	5,111
H ₂ O tot.	0,51	0,48	X	2,083	2,121
	100,25	100,60	P 1	- 223,0	- 225,0
			(1) P 2	+ 120,7	+ 96,5
			P 3	+ 574,6	+ 574,5
ATOME		GRAMMES			
Si	49,64	49,31	100 Mg	68,9	69,2
Al	3,65	3,91	Mg+Fe+Mn		
Fe ^{III}	-	-			
Fe ^{II}	9,82	9,67			
Mn	0,30	0,30			
Mg	22,40	22,37			
Ca	11,86	11,95			
Na	1,30	1,33			
K	0,46	0,53			
Ti	0,50	0,52			
P	0,07	0,11			

(1) paramètres H. DE LA ROCHE

Ces amphiboles sont des actinotes magnésiennes, proches des trémolites et semblables à celles du Granite des Crêtes.

Elles sont pourtant légèrement moins magnésiennes avec des rapports 100 Mg / Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn respectivement de 68,9 et 69,2 contre 71,9 en moyenne pour les granites. Remarquons qu'elles ont moins d'aluminium tétracoordonné et se rapprochent du groupe des amphiboles exemptes de Fe₂O₃ (Granite à faciès bleu notamment). Ces constatations plaident en faveur d'une température de cristallisation légèrement plus basse. De plus la cristallisation de l'amphibole ne doit pas être contemporaine de la chloritisation.

2 - Données cristallographiques -

Elles sont identiques à celles qui ont été rapportées pour les actinotes magnésiennes du Granite des Crêtes.

3 - Autres Données -

	MIN. 109	MIN. 110
Densité	3.127	3.129
	$\pm 0,003$	$\pm 0,004$
Susceptibilité magnétique x u. e. s. c. g. s.	22,0	21,7
N _Z à 0,001	1.657	1.657
N _X à 0,001	1.634	1.634
N _Z à N _X à 0,002	0.023	0.023
2V _X	86°	78 - 82°

A propos de l'angle des axes optiques, les précisions suivantes peuvent être données :

Dans l'échantillon MIN. 110, on observe parfois un léger zonage de l'amphibole. Le coeur a alors un angle des axes plus grand (2V_X = 82) que le bord (2V_X = 78°). Une amphibole à coeur de pyroxène présente un angle 2V_X = 82° vers l'intérieur.

Dans l'échantillon MIN. 108, les phénocristaux ont un angle 2V_X = 78°, alors que les petites amphiboles situées dans les nids ont un angle 2V_X atteignant 84 et 86°.

Ces faits sont en accord avec nos observations sur les amphiboles du Granite des Crêtes.

C - FELDSPATHS ALCALINS -

1 - Données chimiques -

Les feldspaths alcalins ont été séparés dans les échantillons MIN. 108 - 109 - 110. La structure du filon vers les épontes est trop ténue pour permettre d'isoler les feldspaths. Les résultats de l'analyse partielle permettent de calculer les formules simplifiées Or - Ab.

	ANALYSES PARTIELLES		
	MIN. 108	MIN. 109	MIN. 110
K ₂ O	11,20	12,00	11,55
Na ₂ O	2,70	2,40	2,50
FORMULE SIMPLIFIEE			
Or	73,2	76,7	75,3
Ab	26,8	23,3	24,7

2 - Données cristallographiques

a) - Etude de la triclinicité

Les diffractogrammes étudiés entre 29° et $31^\circ 5'$ (figures 54, 3, 4 et 5) présentent un pic assez simple vers $29^\circ 80$.

La raie 131 de l'orthose est présente. Les raies (131) et $(\bar{1}\bar{3}1)$ d'un microcline permettent de définir une triclinicité faible d'environ 0,2 pour ce minéral.

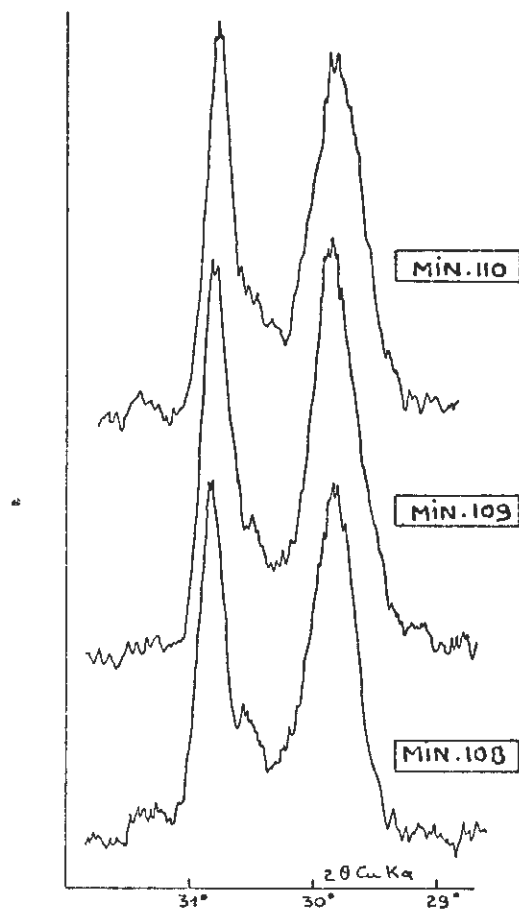


Fig. N° 54 : Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins des échantillons-types MIN.108 - MIN.109 et MIN.110. (partie centrale du filon de Mittlach).

b) Etude de la composition des différentes phases

La méthode de P.M. ORVILLE (1960) permet de distinguer deux phases pures, l'une potassique et l'autre sodique dans ce feldspath.

TABLEAU N° 22.

ANALYSES CHIMIQUES D'UN FILON DE MICROGRANITE A AMPHIBOLE

(au centre, voir la légende dans le texte)

	EPONTE				CENTRE
	MIN.106	MIN.107	MIN.108	MIN.109	MIN.110
SiO ₂	65,70	66,70	66,60	65,40	66,30
Al ₂ O ₃	13,70	13,70	13,90	13,70	13,80
Fe ₂ O ₃ } FeO }	4,65	4,31	4,03	4,24	4,20
MnO	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07
MgO	3,72	3,72	3,05	3,45	3,11
CaO	3,08	2,50	2,46	2,56	2,47
Na ₂ O	3,08	2,79	2,85	2,81	3,06
K ₂ O	2,25	4,16	5,17	5,53	5,54
TiO ₂	0,78	0,62	0,62	0,74	0,61
P.F.	1,92	1,91	1,47	1,25	1,02
Total	98,96	100,48	100,22	99,76	100,18
P1	-106,5	-46,1	-25,8	-18,6	-24,9
(1) P2	+181,0	+162,4	+138,8	+124,5	+122,3
P3	+165,6	+159,0	+138,6	+152,9	+142,2
Si	63,20	63,04	62,79	61,70	62,10
Al	15,50	15,23	15,41	15,20	15,21
Fe ⁺⁺⁺ } Fe ⁺⁺ }	3,62	3,30	3,08	3,24	3,19
Mn	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05
Mg	5,37	5,28	4,32	4,89	4,37
Ca	3,17	2,53	2,48	2,59	2,48
Na	5,74	5,10	5,20	5,13	5,55
K	2,77	5,02	6,22	6,66	6,62
Ti	0,57	0,44	0,44	0,53	0,43
K+Na	8,51	10,12	11,42	11,79	12,17
Ca+Na	8,91	7,63	7,68	7,72	8,03
K+Ca+2Na	17,42	17,75	19,10	19,51	20,20
$\frac{100 K}{K+Na}$	32,55	49,60	54,47	56,49	54,40
Densité	2,74 ₈		2,73 ₇	2,74 ₁	2,74 ₀

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

3 - Thermomètre géologique

Les données suivantes permettent de proposer des températures de cristallisation pour ces feldspaths.

	MIN. 108	MIN. 109	MIN. 110
Molécule d'albite dans le feldspath alcalin	26,8 %	23,3 %	24,7 %
Molécule d'albite dans le plagioclase	68-70 %	70-72 %	70-72 %
Rapport	0,39	0,33	0,35
Température proposée	650 °C	600 °C	

Nous remarquerons que les températures proposées sont plus élevées que celle qui a été retenue pour le filon de microgranite à pyroxène MIN. 16 (570°C). Le microcline n'a d'ailleurs pas atteint une forte triclinicité. Enfin, la température de cristallisation des feldspaths est plus élevée au bord du filon qu'en son centre.

III. ETUDE PETROCHIMIQUE -

A - ANALYSES CHIMIQUES -

Les analyses chimiques sont présentées dans le tableau n° 22.

B - ANALYSES MODALES -

L'analyse modale pondérale de ces divers échantillons conduit aux résultats suivants :

	MIN. 106	MIN. 107	MIN. 108	MIN. 109	MIN. 110
quartz	33	29	25	23	22
feldspaths	37	42	49	51	52 (1)
minéraux ferro-magnésiens	30	29	26	26	26
DONT :					
pyroxènes transformés en nids	13	10	5	1	< 0,5
micas	17	19	19	22	19
amphibole	-	-	2	3	7

(1) dont phénocristaux 5,4 % feldspath alcalin
7,2 % plagioclase An₃₀.

C - PROBLEME de CLASSIFICATION -

Tous les faciès étudiés dans le cadre de ce filon correspondent à des microgranites quartziques subalcalins.

Au centre du filon, ce sont des microgranites à biotite magnésienne et actinote.

Vers les épontes, ces microgranites sont à biotite et "pyroxène". Ils présentent une nette tendance à l'acquisition des caractères lamprophyriques d'une minette à augite.

Le calcul de la norme C. I. P. W. conduit aux formules suivantes :

MIN. 106	'II	-	4	-	'3	-	'4
MIN. 107	'II	-		-	'2	-	3
MIN. 110	'II	-		-	2	-	3

Elles correspondent à des microgranites monzonitiques pour l'ensemble du filon et akéritique pour l'éponte.

IV. PROBLEME DE DIFFERENCIATION -

A - LES DONNEES -

Les figures n° 55 et n° 56 groupent les données propres à ce filon de référence touchant au problème de la différenciation.

1 - Evolution chimique

Les données chimiques traduisent bien une variation continue avec une brusque modification vers les épontes. Elles permettent de montrer que l'ensemble de la partie centrale du filon tend à rester homogène.

La figure n° 55 rend compte des variations en poids d'oxydes. Nous retiendrons les faits suivants :

- Silice et alumine restent stables et ne jouent aucun rôle évident.
- Les éléments - MgO - CaO - FeO + Fe₂O₃ et TiO₂ varient dans le même sens. Ils sont nettement plus abondants aux épontes (MIN. 106 et MIN. 107).
- La variation la plus spectaculaire reste la chute considérable du potassium vers les épontes. L'échantillon MIN. 108 montre déjà une baisse du taux en K₂O. A 30 cm du bord, ce déficit s'accroît pour devenir très important aux épontes (la teneur est alors moitié de celle du centre du filon).

Les variations chimiques du centre du filon aux épontes sont opposées pour le microgranite à pyroxène et pour ce microgranite à amphibole. Par exemple, dans l'un le taux de K₂O est plus élevé aux épontes, dans l'autre c'est l'inverse. Nous reviendrons sur ce problème (chapitre X).

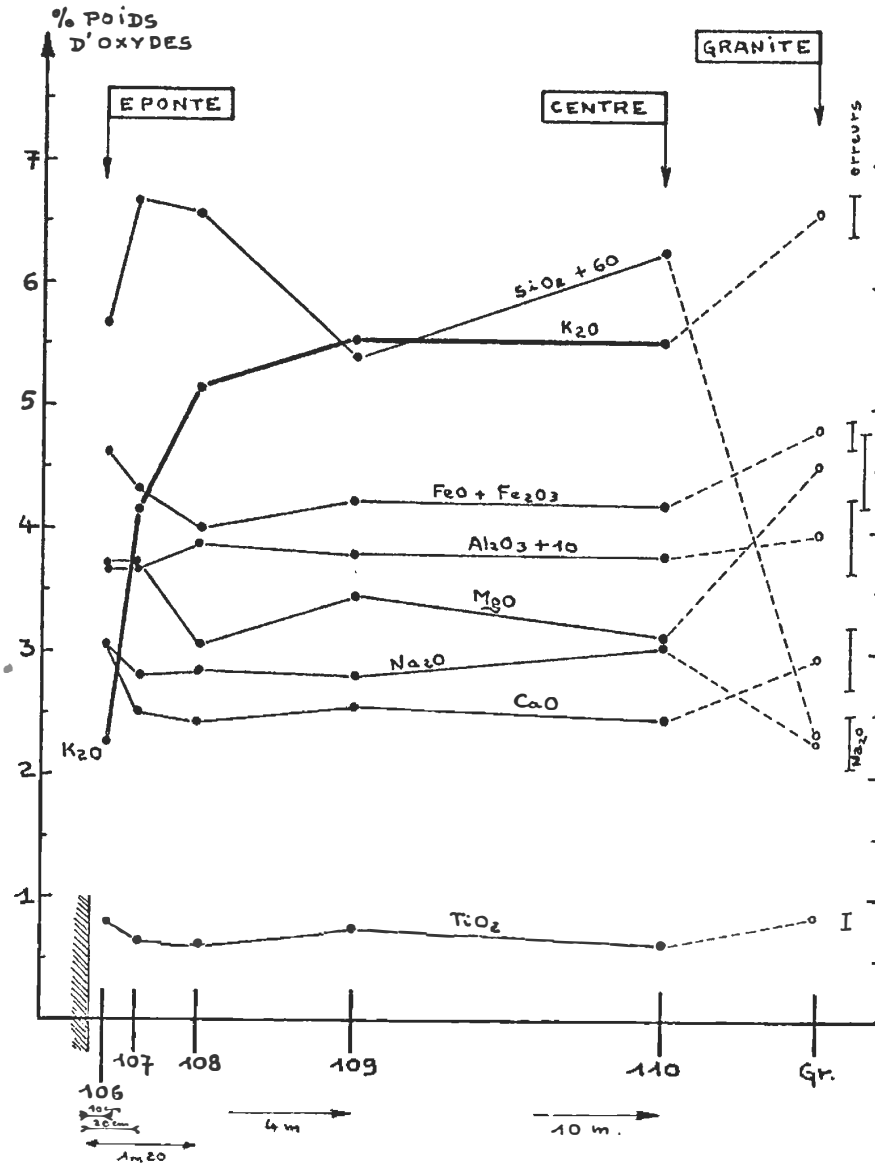


Fig. N° 55 : Filon de référence MIN.110 (environs de Mittlach).

Evolution de la composition chimique du centre aux épontes.

(les données concernant les granites intermédiaires sont présentées à titre de comparaison : points Gr).

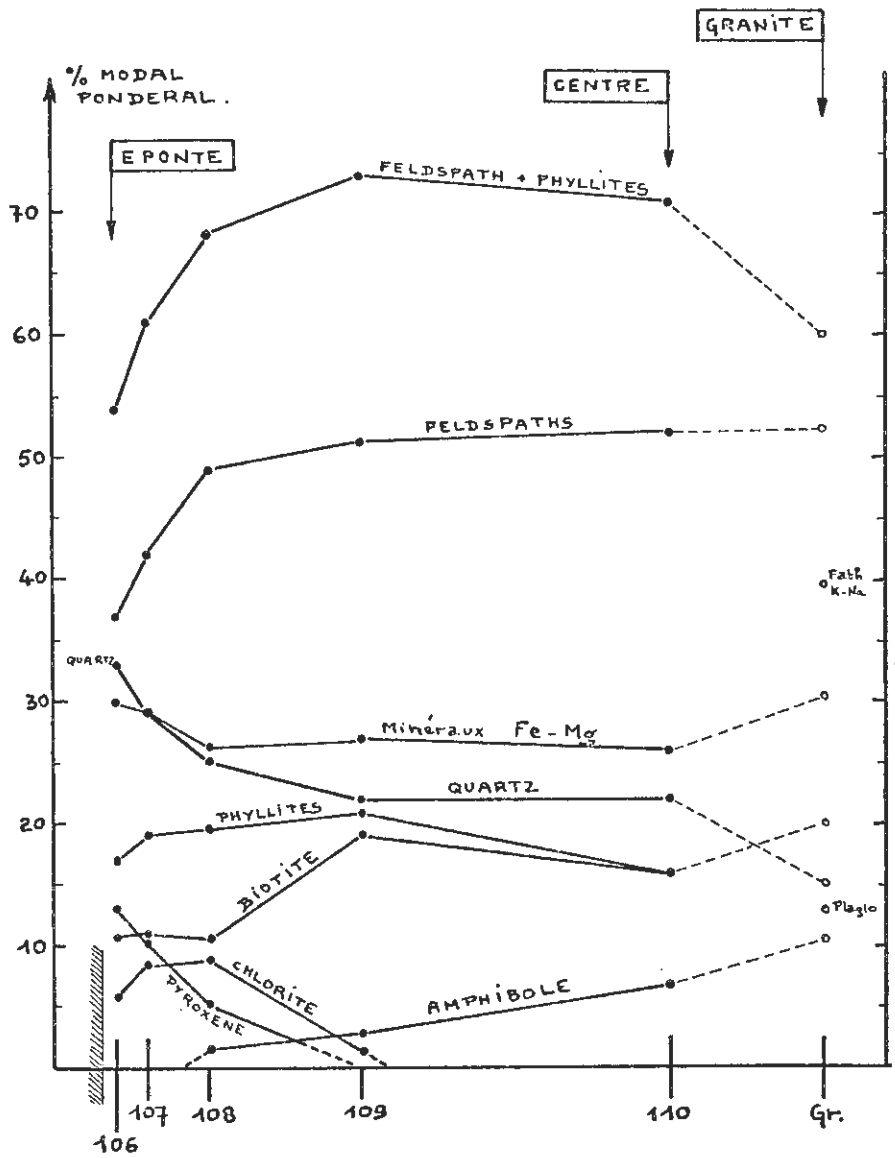


Fig. N° 56 : Filon de référence MIN.110 -
Variations de la composition modale du centre aux épontes.

2 - Variations de la composition modale -

Les résultats sont portés sur la figure n° 56.

- Lors de la cristallisation, le pyroxène abondant aux épontes diminue rapidement et ne subsiste qu'à l'état de trace dans le corps du filon. Il est alors relayé par l'actinote magnésienne.
- Le quartz est légèrement plus abondant aux épontes.
- La somme des micas reste quasi stationnaire. Mais si la biotite est intacte au centre du filon, elle est partiellement chloritisée vers les épontes.
- Les feldspaths occupent 50 % de la roche dans le corps du filon et diminuent brusquement aux épontes.

3 - Interprétation ; rôle de la chloritisation -

Pyroxène et amphibole ainsi que biotite et chlorite constituent deux couples de minéraux qui se relaient : Dans le corps du filon l'amphibole remplace le pyroxène alors qu'aux épontes la chlorite se substitue partiellement à la biotite.

La diminution du taux de K_2O vers les épontes ne peut pas être mise en rapport direct avec le phénomène de chloritisation (1) dont les effets ne sont pas du même ordre de grandeur ; en effet, il faudrait 33 % de chlorite (MIN. 106) ou 14 % (MIN. 107) pour rendre compte de la diminution réelle de K_2O . Les pourcentages réels sont nettement inférieurs (fig. n° 56) et cette hypothèse est en contradiction avec le fait que la chloritisation est plus poussée dans la zone intermédiaire.

On est donc obligé d'admettre que le processus de chloritisation n'est pas responsable de la baisse de K_2O ; il contribue seulement à la variation du chimisme et peut être appelé phénomène accompagnateur (peut-être symptomatique ?). Sur le plan de la paragenèse, c'est encore le fond quartzo-feldspathique qui est responsable de ce chimisme particulier des épontes.

La chloritisation n'a pas lieu dans le Granite car l'amphibole fixe les ions Ca et Mg nécessaires à la chlorite et libérés par le pyroxène à une température plus élevée que celle correspondant à la stabilité biotite \rightleftharpoons chlorite. Aux épontes de ce filon, le pyroxène est détruit à température plus basse et à pression en H_2O forte, la chlorite joue alors le rôle de l'actinote magnésienne. La chloritisation serait contemporaine de la cristallisation de la pâte.

B - TABLEAU RECAPITULATIF (voir page 191)

(1)

En admettant que le K_2O libéré puisse être chassé de la roche par diffusion vers l'extérieur du filon, ce qui est vraisemblable puisque la composition du corps du filon reste voisine de celle du Granite des Crêtes.

corps du filon (MIN. 109 - MIN. 110)	éponge du filon (MIN. 106 - MIN. 107)
<ul style="list-style-type: none"> - 40 % de phénocristaux sans orientation privilégiée ("nids" très rares). - biotite - apatite - actinote - andésine An_{30} phénocristaux - orthose $Or_{75} Ab_{25}$ phénocristaux - Pâte microgrenue à micropegmatitique 	<ul style="list-style-type: none"> - 20 % de phénocristaux environ dont 13 % fantôme pyroxène, reste en biotite I - Phyllite I (0,7 mm) - Phyllite II (0,2 mm) - Phyllite III (0,02 mm) (orientation visible seulement sur la première génération) - Apatite I (0,2) - Apatite II (0,05 mm) - Pâte à structure felsitique (Quartz, feldspath, plagioclase) - faciès lamprophyrique

C - SIGNIFICATION de la PARAGENESE -

L'expression de la paragenèse au centre du filon et à l'éponge correspond à deux étapes figées dans l'histoire pétrogénétique du Granite des Crêtes avec superposition du phénomène de chloritisation vers la partie externe.

- Aux éponges, on observe un faciès de cristallisation rapide de l'ensemble du magma. Seuls pyroxène et biotite préexistaient à la mise en place.
- Dans le corps du filon, on a un faciès de cristallisation plus lente avec une prise en masse rapide du résidu quartzo-feldspathique. Elle correspond à la cristallisation du fond microgrenu. Tous les phénocristaux ont été formés avant cela : biotite et amphibole sont tordues, cassées, et déformées. Les petits minéraux du fond microgrenu prennent une allure fluidale. Les feldspaths ont mieux résisté aux déformations mais il est possible de prouver leur antériorité ; ainsi une grande latte de biotite, incluse en partie dans une orthose perpendiculairement à l'une de ses faces, a été ployée, cassée et rabattue à 120° contre le feldspath ; la pâte autour a conservé l'allure fluidale imposée par l'écoulement.

Ces constatations impliquent :

- soit une mise en place échelonnée dans le temps ; le cœur du filon serait occupé par un matériel plus évolué que les éponges
- soit une arrivée simultanée d'un magma homogène avec conservation d'une relative mobilité (courants de convection ?) du magma dans le corps du filon (20 m d'épaisseur) pendant la cristallisation des phénocristaux.

L'évolution continue des caractères pétrographiques du centre au bord et surtout la non-orientation des phénocristaux dans le corps du filon nous engagent à retenir la seconde solution.

PREMIERE PARTIE

B

LES ROCHES FILONIENNES
ASSOCIEES AU GRANITE
DES CRETES

CHAPITRE X.

MICROGRANITE A AMPHIBOLE
ET MICROGRANITE A PYROXENE
A FACIES LAMPROPHYRIQUE
(MIN. 10 et MIN 11L)

INTRODUCTION - LOCALISATION .

Dans son étude pétrographique des roches filoniennes associées aux granites de l'Association des Crêtes, HUYNH HUU - NGHI EP (1962) a signalé plusieurs filons de minette à amphibole. Il a particulièrement étudié un filon dans une carrière, au lieu dit "Bois des Bioquets", aux environs du Col de Grosse-Pierre (Munster 1/25.000 ème n° 1 x = 940,10 y = 347,05).

Nous avons repris cette étude afin de préciser les variations pétrographiques du centre du filon vers les épontes, signalées par cet auteur.

Le filon est bien visible dans une carrière qui l'entaille profondément. Il a une puissance de 1,70 à 1,80 mètre et une direction NW - SE. Les épontes du filon sont nettes et correspondent à des diaclases verticales du Granite des Crêtes encaissant. Deux systèmes de diaclases le découpent : l'un de direction NW - SE, l'autre N 20° E.

Rappelons que le granite de la carrière des Bioquets a été l'objet d'une étude minéralogique complète sous le numéro d'échantillon MIN. 9 (Première Partie A).

- Echantillonnage

Le contact de la roche filonienne avec son encaissant est franc. Le filon présente

par endroits de petites indentations de quelques centimètres dans le Granite. La roche est très fraîche et d'une grande dureté.

L'échantillonnage a été réalisé de façon à étudier les variations pétrographiques dans le filon et les possibilités de modification du Granite encaissant.

- MIN. 9 - Granite des Crêtes de la Carrière du "Bois des Bioquets" à faciès intermédiaire (étudié dans la première partie de ce mémoire)
- MIN. 11 G - Granite encaissant prélevé à moins de 5 centimètres du contact avec le filon (par découpage à la scie d'échantillon présentant le contact).
- MIN. 11 L - Roche filonienne prélevée à moins de 2 centimètres des épontes.
- MIN. 10 - Roche filonienne échantillonnée de 40 à 50 centimètres de l'éponte Sud-Ouest.
- N° 21 - Roche prélevée au centre du filon par H. HUU NGHIEP (1962, p. 47).

(note : H. HUU NGHIEP m'a confié tous les documents relatifs à son travail sur les roches filoniennes associées au Granite des Crêtes. Ce gage d'amitié me permet ici d'utiliser les résultats de son étude).

I. ETUDE PETROGRAPHIQUE -

A - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE -

MIN. 11 G - L'échantillon de Granite des Crêtes au contact du filon présente peu de minéraux ferro-magnésiens.

Filon : L'ensemble du filon présente le même aspect macroscopique. C'est une roche compacte, à cassure conchoïdale, voire esquilleuse, de teinte brun-vert très foncé. De nombreuses paillettes de micas sont visibles et peuvent atteindre 3 à 5 mm en donnant à la roche un éclat brillant. Des pyroxènes verdâtres avec des formes subautomorphes sont visibles et atteignent exceptionnellement 3 à 5 mm. Ils ont généralement 1 à 2 mm. Dans la masse de la roche, mais très rarement, (quelques exemplaires par m² d'affleurement) existent de larges cristaux de feldspaths alcalins, maclés Carlsbad, avec des formes arrondies. Ils peuvent atteindre et dépasser 2 cm et sont répartis dans l'ensemble du filon.

B - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE -

1 - MIN. 11 L (à moins de 2 cm de l'éponte)

La structure est microgrenue porphyrique.

Le pyroxène se présente en gros cristaux automorphes (1 à 2 mm), parfois

maclés, très légèrement recristallisés en amphibole. Ils possèdent une zone périphérique très mince d'actinote due à une cristallisation indépendante. Le zonage brusque du pyroxène sur ses bords annonce cette enveloppe d'amphibole. Certains pyroxènes possèdent des inclusions de biotite, d'autres montrent des taches mal définies de ce minéral évoquant une syncristallisation. Les pyroxènes sont riches en inclusions d'apatite.

Des nids nombreux ont une taille comparable à celle des pyroxènes. Ils sont constitués d'amphibole incolore à légèrement brunâtre/en longs fuseaux enchevêtrés. On observe aussi clinozoisite et apatite. Ces nids, produits de la recristallisation du pyroxène, sont cernés d'une petite couronne de biotite.

Tous les passages du pyroxène intact aux nids sans relique de pyroxène sont visibles.

La biotite, à polychroïsme brun-rouge à jaune très pâle, appartient à trois générations bien distinctes.

- Phénocristaux subautomorphes, riches en inclusions d'apatite, de zircon et de rutile. Légèrement plus foncés sur les bords, ils atteignent 2 à 3 mm. Ils sont orientés parallèlement au contact dans la zone proche des épontes. Ces phénocristaux sont souvent déformés et se moulent sur les pyroxènes.
- La seconde génération de biotite est représentée par de fins cristaux, souvent flexueux, à bords dentelés, d'une taille de l'ordre de 0,2 mm. Ces petits cristaux sont très orientés dans la masse du filon et donnent une structure fluidale caractéristique, particulièrement bien visible autour des phénocristaux de biotite et de pyroxène, et autour des "nids".
- La troisième génération correspond à de très fins cristaux (de l'ordre de 0,01 à 0,02 mm)/à tendance automorphe, très limpides et sans inclusion. Ils sont disséminés dans la pâte sans orientation privilégiée. Il est difficile d'en estimer l'importance : peut-être 3 à 5 % de la pâte.

L'apatite automorphe se présente sous deux aspects :

- petits cristaux de l'ordre de 0,2 mm.
- minuscules cristaux de seconde génération disséminés dans la pâte avec une taille comparable à celle des plus petites biotites (0,02 mm).

La pâte est très finement "microgrenue" avec de petits cristaux à contours souvent sinueux. Plagioclase rare, feldspath alcalin abondant (mis en évidence par coloration), quartz, biotite de troisième génération et apatite de seconde génération sont visibles. On peut encore signaler sphène, allanite, minéraux opaques, zircon parfois zoné (0,06 mm).

"Xénocristaux" d'orthose. En lame mince, un xénocristal d'orthose est peu perthitique, maclé Carlsbad, et présente des formes automorphes et arrondies. Dans la pâte de la roche filonienne où il baigne, à son contact, les biotites des deux premières générations dessinent une fluidalité accentuée. Ce xénocristal contient en inclusions du plagioclase altéré, de l'actinote et de la biotite orientée parallèlement aux faces cristallines qui sont soulignées par un fin zonage. Ce minéral inclut une association de minéraux étrangère à celle du filon et confirme son état de xénocristal.

2 - MIN.10. (faciès intermédiaire entre centre et éponte).

Cette roche présente des caractéristiques microscopiques semblables à celles de l'éponte. La pâte est moins finement microgrenue. Les feldspaths alcalins ont tendance à former de petites lattes et le quartz des petits cristaux xénomorphes. Les phénocristaux de pyroxène sont plus remobilisés et, de ce fait, les nids sont plus nombreux.

3 - N° 21 (roche prélevée au centre du filon)
(échantillons N° 131 et 139 de H. HUU NGHIEP)

Dans un fond quartzo-feldspathique s'observent des phénocristaux de biotite et d'amphibole.

- La biotite la plus fine, de troisième génération, a tendance à disparaître.
- L'amphibole s'observe en grands cristaux, en petits cristaux xénomorphes dans la pâte et en lattes enchevêtrées dans les "nids" devenus très rares.
- Le feldspath alcalin, qui était xénomorphe dans les autres faciès, se présente maintenant en lattes allongées enchevêtrées ou en cristaux subautomorphes plus trapus. Parfois, un certain nombre de cristaux s'associent en rosettes
- Le pyroxène n'est plus représenté que par de petits cristaux à l'état de reliques.

4 - En résumé, la roche évolue des épontes, vers l'intérieur du filon :

- par un remplacement de plus en plus prononcé du pyroxène, puis par sa disparition ;
- par la disparition de la troisième génération de biotite (0,02 mm) ;
- par le développement du feldspath alcalin qui, de cryptocristallin, puis xénomorphe microgrenu, prend un faciès en lattes enchevêtrées à l'intérieur du filon ;
- par le développement de phénocristaux d'amphibole dans la partie centrale du filon.

Dans l'ensemble de ce filon, la roche présente un faciès lamprophyrique marqué. Le microgranite à augite des épontes se transforme, à l'intérieur, en un microgranite à actinote. Le terme de minette ne peut être utilisé en raison de la teneur assez forte en quartz.

C - ORDRE DE CRISTALLISATION

L'ordre de cristallisation est conforme à celui que nous avons déjà établi.

II. ETUDE MINERALOGIQUE -

A - PYROXENE : AUGITE (MIN.10)

Le pyroxène, automorphe en cristaux trapus, présente les faces (110) (010) et (001) bien développées et (110) - (110) réduites. Il possède les clivages (110) et (110) et un clivage supplémentaire (010) confondu avec le plan des axes optiques.

1 - Données chimiques

Un diffractogramme aux rayons X confirme la pureté de ce minéral qui n'est affecté que par une légère recristallisation en amphibole.

Poids d'oxydes (1)		Atome-grammes		Formule pour O ₆	
SiO ₂	51,97	Si	49,31	Si	1,947
Al ₂ O ₃	2,11	Al	2,35	Al ^{IV}	0,053
Fe ₂ O ₃	2,87	Fe ^{III}	2,04	Al ^{VI}	0,040
FeO	7,21	Fe ^{II}	5,70	Ti	0,012
MnO	0,31	Mn	0,25	Fe ^{III}	0,081
MgO	14,72	Mg	20,95	Mg	0,827
CaO	17,60	Ca	17,89	Fe ^{II}	0,225
Na ₂ O	0,33	Na	0,61	Mn	0,010
K ₂ O	0,18	K	0,22	Ca	0,707
TiO ₂	0,44	Ti	0,31	Na	0,024
P ₂ O ₅	0,46	P	0,36	K	0,009
P. F.	2,34				
Total	100,54		100,00		3,935
P ₁ = -	321,10	Mg	= 44,74		
(2) P ₂ = +	64,72	Ca	= 38,20		
P ₃ = +	509,52	Fe ^{III} +Fe ^{II} +Mn	= 17,06		

(1) CO₂ et H₂O totale n'ont pas été dosés (matériel disponible en trop petite quantité)

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

Dans la classification proposée par H. H. HESS (1949), ce pyroxène est une AUGITE avec les pourcentages suivants :

Mg = 44,08; Ca = 40,53; Fe^{III} + Fe^{II} + Mn = 15,39

Elle ne diffère guère que par une teneur plus faible en calcium des augites étudiées jusqu'ici dans le Granite des Crêtes (MIN. 18) et dans le microgranite à pyroxène (MIN. 16).

2 - Données cristallographiques

Les données cristallographiques de l'échantillon MIN. 10 seront présentées ultérieurement.

Un diffractogramme du pyroxène de l'échantillon MIN. 11 L a été réalisé. Il est conforme au précédent. Mais la valeur de la différence en Angstrom des réflexions (131) - (22 $\bar{1}$) est de 0,050, au lieu de 0,052 pour MIN. 10. Ce fait indiquerait une teneur un peu plus faible en Al₂O₃ pour le pyroxène proche des épontes (voir annexe n° 3).

3 - Autres données

- densité : 3,262 ± 0,007,
- susceptibilité magnétique : χ u.e.m.c.g.s. = 15,5 . 10⁻⁶ avec moins de 0,02 % d'inclusions à propriétés magnétiques,
- 2V_z = 52° plan des axes optiques (010).

B - BIOTITE MAGNESIENNE (MIN. 10)

1 - Données chimiques

Poids d'oxydes		Atomes-grammes		Formule pour O ₂₂	
SiO ₂	39,25	Si	37,37	Si	5,765
Al ₂ O ₃	13,60	Al	15,24	Al ^{IV}	2,235
Fe ₂ O ₃	1,95	Fe ^{III}	1,39		8,00
FeO	12,80	Fe ^{II}	10,16	Al ^{VI}	0,116
MnO	0,12	Mn	0,10	Ti	4,401
MgO	14,71	Mg	21,01	Fe ^{III}	0,214
CaO	0,59	Ca	0,60	Fe ^{II}	1,567
Na ₂ O	0,22	Na	0,41	Mn	0,015
K ₂ O	9,12	K	11,08	Mg	3,241
TiO ₂	3,64	Ti	2,60		
P ₂ O ₅	0,05	P	0,04	Ca	0,093
				Na	0,063
P. F.	3,00			K	1,709
CO ₂	0,16			P	0,006
H ₂ O tot.	1,33				
Total	99,05			Total	15,425
		P1 = +	176,4	Mg	= 58,3
		(1) P2 = +	10,0	(2) Fe ^{II} + Mn	= 28,5
		P3 = +	615,5	Fe ^{III} + Ti + Al ^{VI}	= 13,2

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

(2) Classification triangulaire de H. D. FOSTER

C'est une biotite magnésienne titanifère, très proche d'une phlogopite (100 Mg / Mf + Fe^{II} = 67,4). Elle est identique au mica du microgranite à pyroxène et à ceux du Granite des Crêtes.

2 - Autres données :

- Les données cristallographiques sont classiques ;
- densité : 3,000 ± 0,004
- susceptibilité magnétique : χ u.e.m.c.g.s. = 26,2 . 10⁻⁶
- N_Z = 1,627 ± 0,001

C - FELDSPATH ALCALIN -

Le problème des feldspaths alcalins reste complexe ; une tentative d'étude séparée de ceux de la pâte et des xénocristaux a été entreprise. Les résultats sont décevants.

1 - Données chimiques

L'analyse chimique des feldspaths alcalins suivants a été réalisée :

		K ₂ O	Na ₂ O	CaO	formules simplifiées	taux (3) d'impureté	notes
PÂTE	MIN. 11 L	10,00	3,30	n. d.	Or ₆₈ Ab ₃₂	13 %	(1)
	MIN. 10	8,80	3,00	n. d.	Or ₆₇ Ab ₃₃	22 %	(1)
xénocristal MIN. 10.		10,00	2,80	0,51	Or ₇₁ Ab ₂₉	17 %	(2)

(1) Analyste : Melle ISEL, Laboratoire de Géologie - Montpellier.

(2) Analyste : S. KANDARE, Laboratoire de Géologie de Brazzaville.

(3) en poids d'oxydes - (dont 2,5 % d'anorthite pour le xénocristal MIN. 10).

Il convient de remarquer que le taux des "impuretés" (éléments inconnus) reste considérable.

Dans le cas des feldspaths de la pâte, cela s'explique par la finesse du grain de la roche qui cause de sérieuses difficultés dans la séparation des minéraux. (en effet, la structure de la pâte de ces échantillons est à la limite des possibilités d'extraction d'un minéral). Mais dans le cas des xénocristaux, extraits à la fraise de dentiste, il serait nécessaire de rechercher les éléments responsables du complément (1).

Retenons ces formules simplifiées à titre indicatif et notons simplement que le xénocristal se rapprocherait de l'orthose du Granite des Crêtes alors que les autres sont relativement moins potassiques.

2 - Données cristallographiques -

Cette étude est particulièrement intéressante dans le cadre de ce filon.

(1)

Cette opération n'a malheureusement pas pu être réalisée.

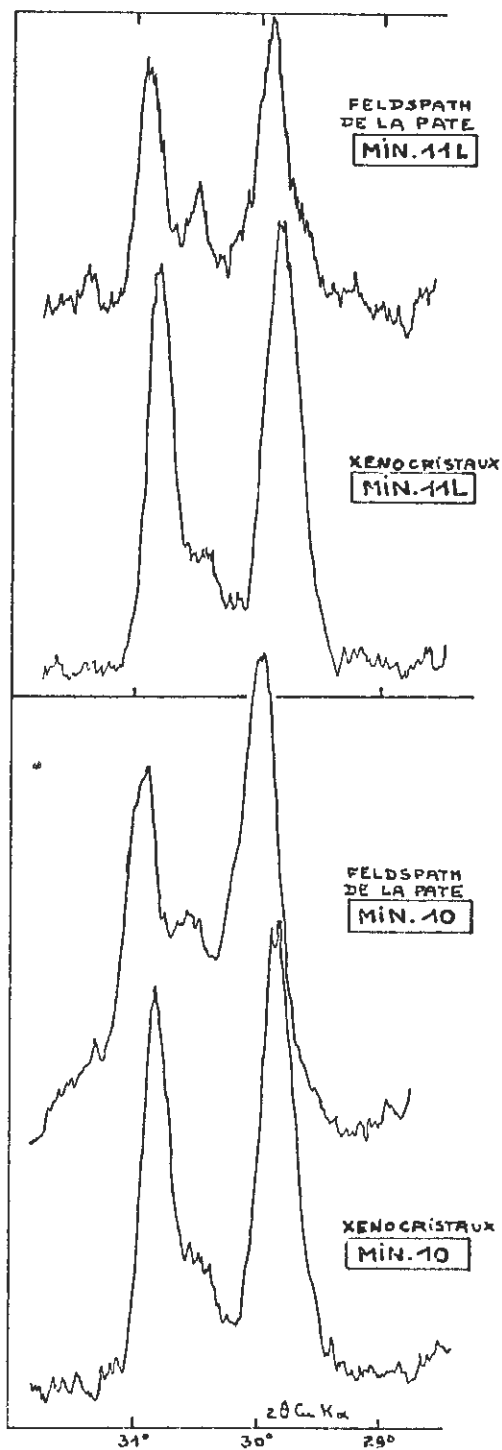


Fig. N° 57 : Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins dans le filon de la carrière des Bioquets.

- feldspaths de la pâte (MIN. 10 et MIN. 11 L).
- xénocristaux séparés à la fraise de dentiste (MIN. 10 et MIN. 11L).

(légende dans le texte)

a - étude de la triclinicité(fig. n° 57)

- xénocristaux (MIN. 10 et MIN. 11 L). Ils présentent une triclinicité nulle avec une réflexion (131) voisine de $29^{\circ}86$ en 2θ Cu $K\alpha$. Il s'agit d'orthose.
- feldspaths de la pâte :
 - o MIN. 10 (fig. n° 57). Une réflexion importante a lieu vers $29^{\circ}96$; une autre plus discrète vers $29^{\circ}78$. Elles correspondraient respectivement aux raies (131) et (131) d'un microcline de triclinicité 0,2 environ. La raie (131) de l'orthose n'apparaît pas. Le feldspath serait donc uniquement représenté par un microcline de faible triclinicité.
 - o MIN. 11 L (fig. n° 57.) Le diffractogramme révèle de l'orthose et du microcline dont la triclinicité varie de 0,3 à 0,6.

Nous avons là un argument de plus pour dire que les phénocristaux arrondis, dispersés sans orientation privilégiée dans le filon, représentent bien des minéraux étrangers à la roche.

b - thermomètre géologique

Aucune donnée ne peut être avancée pour diverses causes :

- la composition chimique du feldspath alcalin de la pâte reste incertaine.
- le plagioclase visible dans la pâte est trop petit pour permettre une détermination sérieuse. Son relief positif fait seulement supposer une andésine.
- les xénocristaux ne peuvent évidemment pas être utilisés.

III. ETUDE PETROCHIMIQUE -

A - ANALYSES CHIMIQUES -

Les analyses chimiques correspondant à ces échantillons sont présentées dans le tableau n° 23 ; rappelons la position exacte de ces diverses roches :

- MIN. 9 : Granite des Crêtes encaissant
- MIN. 11 G : granite encaissant à moins de 5 cm du contact avec le filon
- MIN. 11 L : filon à moins de 2 cm de l'éponte
- MIN. 10 : filon à 50 cm de l'éponte
- N° 21 : filon au centre.

TABLEAU N° 23

**ANALYSES CHIMIQUES DU FILON DU BOIS DES BICQUETS ET DU GRANITE
DES CRETES ENCAISSANT (Voir légende dans le Texte).**

	GRANITE DES CRETES ENCAISSANT		FILON DU BOIS DES BICQUETS		
	MIN.9	MIN.11 G	MIN.11 L (EPONTE)	MIN.10	N° 21 (CENTRE)
Si O2	61,50	72,60	64,00	64,10	62,00
Al2 O3	14,05	14,40	13,90	13,10	12,50
Fe2 O3	} 5,25	} 1,43	} 4,54	} 4,91	} 1,03
Fe O					
Mn O	0,09	0,07	0,09	0,08	0,04
Mg O	4,66	0,34	4,64	4,96	5,70
Ca O	3,12	0,94	3,01	2,87	3,33
Na2 O	2,33	3,42	2,12	2,72	2,65
K2 O	6,39	4,85	5,03	6,44	7,05
Ti O2	0,89	0,26	0,84	0,91	1,02
P2 O5					0,75
P. F.					
CO2					
H2O +	} 0,78	} 0,84	} 1,21	} 0,77	} 1,05
H2O -					
Total	99,06	99,15	99,38	100,86	100,47
P1	+ 51,0	- 23,9	- 15,1	- 1,9	+ 5,0
(1) P2	+ 93,4	+178,6	+ 144,4	+ 97,3	+ 69,3
P3	+198,0	+ 31,1	+ 187,9	+ 201,8	+211,7
Si	58,00	68,95	60,69	59,22	57,53
Al	15,59	16,09	15,51	14,24	13,65
Fe'''	} 4,01	} 1,10	} 3,49	} 3,68	} 0,72
Fe''					
Mn	0,07	0,06	0,07	0,06	0,03
Mg	6,59	0,48	6,60	6,87	7,93
Ca	3,15	0,96	3,06	2,84	3,31
Na	4,26	6,29	3,89	4,86	4,76
K	7,70	5,88	6,09	7,60	8,35
Ti	0,63	0,19	0,60	0,63	0,71
P					0,59
Na+K	11,96	12,17	9,98	12,46	13,11
Ca+Na	7,41	7,25	6,95	7,70	8,07
K+Ca+2Na	19,37	19,42	16,93	20,16	21,18
$\frac{K}{K+Na}$ 100	64,38	48,32	61,02	61,00	63,69
Densité	2,70	2,72 ₆	2,71	2,72 ₅	-

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE.

B - ANALYSES MODALES -

La méthode H. DE LA ROCHE donne les compositions modales suivantes, après corrections :

	EPONTE MIN. 11 L	MIN. 10	CENTRE N° 21
Quartz	25	17	9
Feldspaths	43	49	54
Minéraux ferro-magnésiens	32	34	37

Le calcul du pourcentage pondéral des minéraux ferro-magnésiens par la méthode A. NICOLAS (1966) conduit à des résultats comparables.

	EPONTE MIN. 11L	MIN. 10	CENTRE N° 21
Biotite	21,9	23,8	25,8
Pyroxène	9,6	9,9	-
Amphibole	-	-	11,4
Total	31,5	33,7	37,2

Une estimation de la composition modale volumique permet de préciser quelques répartitions intéressantes.

Echantillon MIN. 11 L	
<u>Biotite</u>	
1ère génération	15
2ème génération	6
3ème génération	3 (1)
<u>Pyroxène</u>	
intact	6
en nids	5,5
<u>Amphibole</u>	0,2

Echantillon MIN. 10	
<u>Biotite</u>	
1 ère génération	16
2 ème génération	4
3 ème génération	3 (1)
<u>Pyroxène</u>	
intact	4
en nids	5
<u>Amphibole</u>	1

(1) estimé à partir de la pâte trop fine pour être étudiée.
pâte : 67 % pour MIN. 11 L et 65 % pour MIN. 10.

Rappelons les analyses modales volumiques présentées par H. HUU NGHIEP (1962 p. 48)

A : minette à amphibole

B : minette à amphibole et pyroxène

	A	B
Quartz	8,3	6,4
Felds. alc.	52,8	51,3
Biotite	22,4	28,1
Actinote	12,3	10,5
Pyroxène	-	1,8
Apatite	2,6	1,6
Min. acc.	1,6	0,3

L'échantillon A correspond à l'analyse n° 21 de la roche au centre du filon. L'échantillon B correspondrait à une roche proche du centre. L'auteur compte l'ensemble de la fraction feldspathique sous l'appellation de feldspath alcalin. La présence de plagioclase est indéniable, mais la pâte, trop fine, ne permet pas un comptage correct.

C - PROBLEME de CLASSIFICATION -

Il est important et difficile à résoudre.

Dans le cadre de la classification modale, seuls les deux premiers indices peuvent être calculés.

	MIN. 11 L	MIN. 10	N° 21
SAT	37	26	14
COLOR	32	34	37

L'indice feldspathique indispensable doit être très élevé, de l'ordre de 70 à 80. Il a été estimé par observation de lames minces colorées au Cobaltinitrite de Sodium après attaque ménagée aux vapeurs d'acide fluorhydrique.

Ces données nous conduisent à parler de microgranite à amphibole (au centre) et de microgranite à pyroxène (aux épointes), l'ensemble à faciès lamprophyrique.

L'indice de saturation de 14 pourrait presque justifier le terme de minette à amphibole pour l'échantillon du centre du filon bien que le caractère lamprophyrique de la roche s'estompe alors par rapport aux épointes. En effet, le faciès lamprophyrique est d'autant plus prononcé que l'on se rapproche des épointes. Cette tendance s'accompagne paradoxalement d'une augmentation considérable de la teneur en quartz. Le terme de minette ne peut plus être invoqué. Ce phénomène existait déjà vers les épointes dans le filon de Mittlach. (MIN. 106 et MIN. 107).

Le calcul de la norme C.I.P.W. sur l'échantillon MIN. 10, choisi en dehors de la bordure, nous conduit à la formule $11 - (4)5 - 1(2) - 2(3)$. C'est-à-dire à la composition d'une microsyénite alcaline. Avec un faciès lamprophyrique, la roche est alors une minette sensu stricto.

Ainsi, on ne devrait pas avoir de quartz. Mais la cristallisation d'une grande quantité de biotite et de pyroxène avant la mise en place de la roche a laissé un magma encore fondu riche en silice qui, par cristallisation tardive, s'est exprimé sous forme de quartz. C'est un problème comparable à celui des vaugnérites. Le quartz serait un minéral complémentaire et on aurait une roche doliomorphe.

Nous retiendrons l'appellation de microgranite à faciès lamprophyrique.

IV. PROBLEME DE DIFFERENCIATION -

A - LES DONNEES -

Les figures n° 58 et 59 illustrent ce problème de différenciation dans le cas particulier du filon de la carrière du "bois des Bioquets".

1 - évolution chimique .

- a) Dans le filon, une variation continue du chimisme est mise en évidence du centre vers les épontes pour certains éléments (en poids d'oxydes)
- Silice et alumine augmentent ;
 - TiO_2 , MgO et surtout K_2O diminuent .

A cette variation continue s'oppose la répartition irrégulière d'autres éléments tels que Fer total, CaO , Na_2O avec des variations antagonistes pour ($FeO + Fe_2O_3$) et CaO ;

L'examen de ces variations et de celles qui ont été mises en évidence dans le filon de Mittlach (MIN. 106 - MIN. 110), montre une seule analogie indéniable : le taux de K_2O diminue du centre du filon vers les épontes.

- b) Dans l'encaissant : La comparaison entre le Granite des Crêtes encaissant, échantillonné dans la carrière du "bois des Bioquets" et ce même granite à moins de 5 cm du filon, met en évidence des variations chimiques importantes. Notons tout d'abord que le granite au contact du filon présente souvent une structure cataclasée /cimentée par les indentations du filon.

Dans le granite, vers le contact, il y a :

- enrichissement considérable en SiO_2 , Na_2O et plus discret en Al_2O_3 ;
- diminution importante de tous les autres éléments notamment de tous les cations qui participent à la formation des minéraux ferro-magnésiens. Ainsi, la diminution en K_2O doit correspondre à une faible teneur en biotite et ne doit pas affecter le taux en feldspath alcalin.

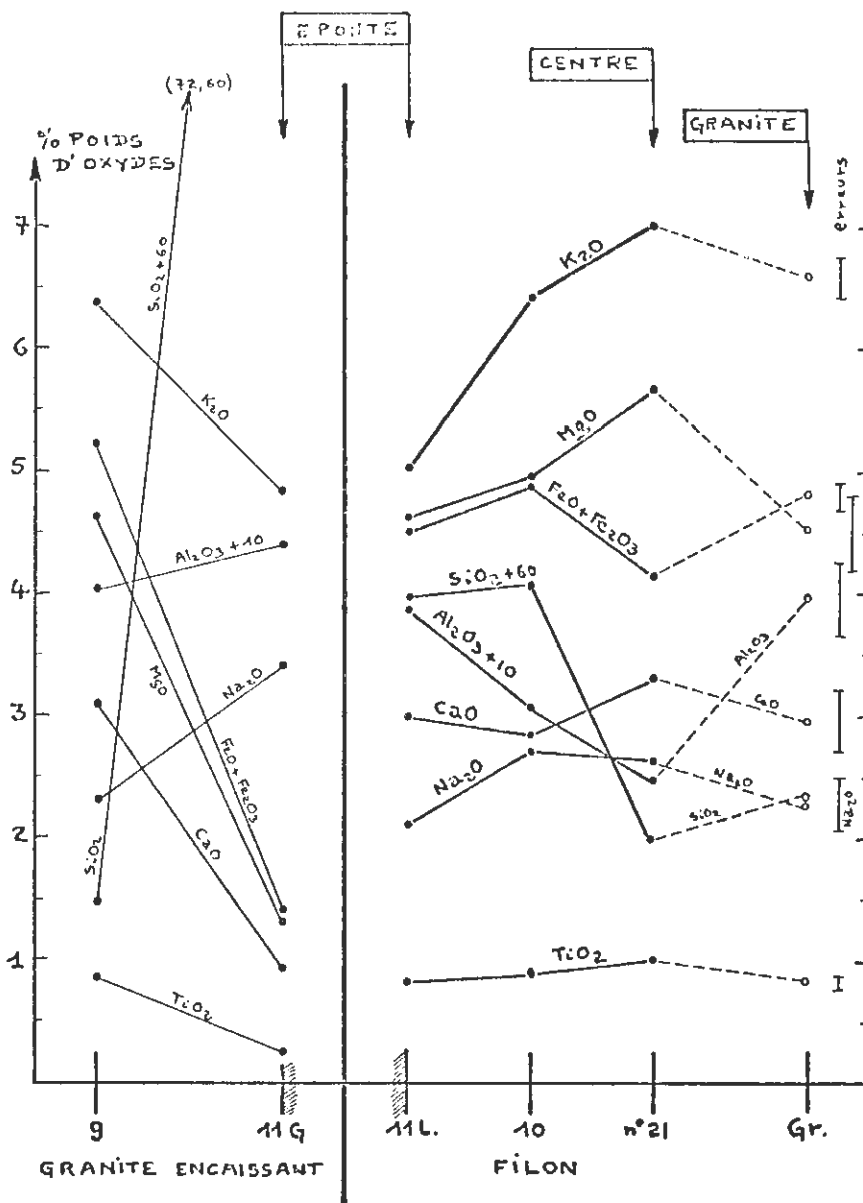


Fig. N° 58 : Filon de référence MIN.10 (Carrière des Bioquets)
Evolution de la composition chimique du centre aux épontes.

- Le granite encaissant (MIN.9) et son faciès (MIN.11G) en bordure du filon sont présentés sur la partie gauche du diagramme.
- à titre de comparaison, sont notées les données concernant les granites intermédiaires.

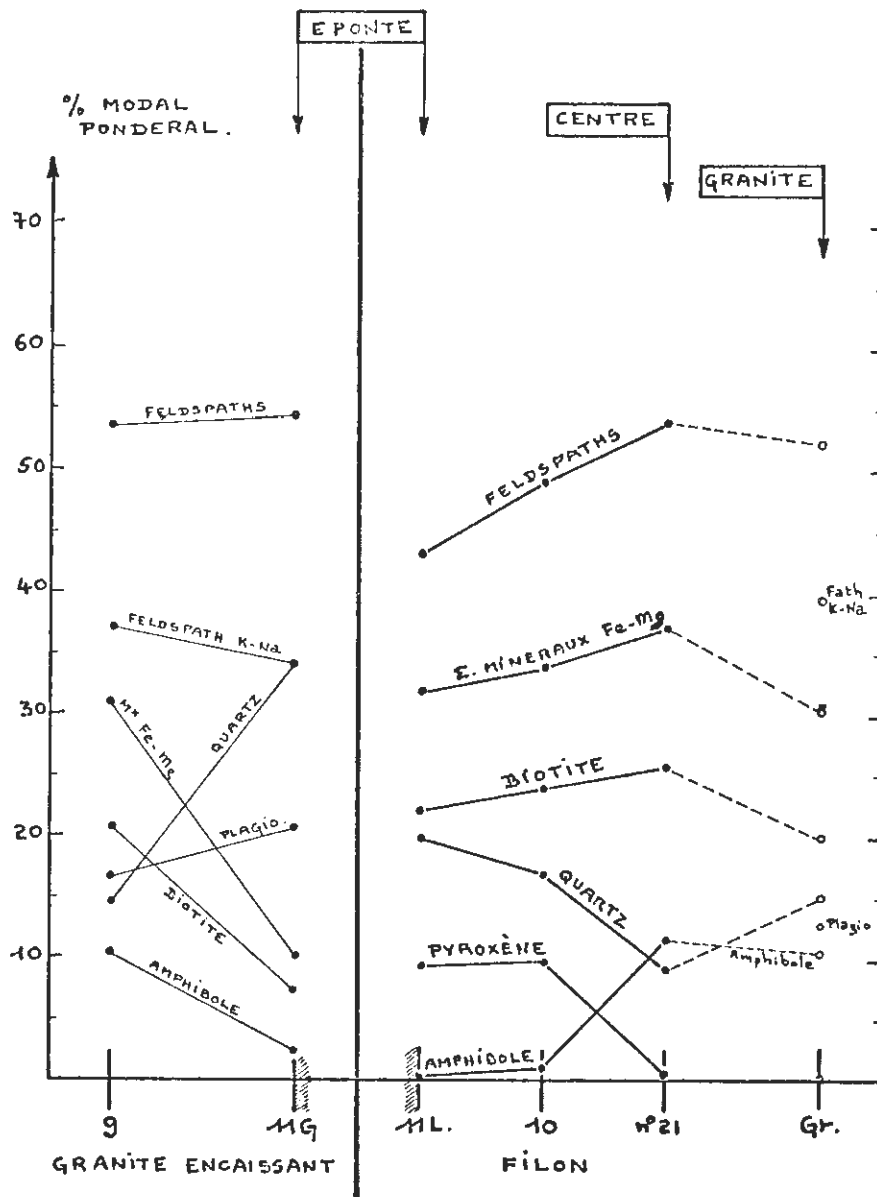


Fig. N° 59 : Filon de référence MIN. 10 -
 Variations de la composition modale du centre aux épointes
 (voir la légende de la figure n° 58)

c) Enfin, nous pouvons remarquer que les deux ensembles - filon et granite encaissant - restent totalement étrangers l'un à l'autre sur le plan des variations chimiques.

2 - Variations de la composition modale

De l'éponte vers le centre du filon :

- augmentation des feldspaths et, d'une manière plus discrète de la biotite
- diminution considérable du quartz
- recristallisation de plus en plus importante du pyroxène en amphibole. A l'éponte, il n'y a pas d'amphibole ; au centre, le pyroxène n'existe plus qu'à l'état de reliques.

Ces modifications sont comparables à celles que nous avons observées dans la zone marginale du filon de microgranite à amphibole de Mittlach (MIN.106 à MIN.108). Cependant nous n'observons pas ici de phénomène de chloritisation.

3 - Interprétation

Dans ce filon, deux problèmes se posent :

- celui du remplacement de l'augite par l'actinote. L'ensemble du filon permet de noter tous les stades de ce processus qui correspondait à une "étape théorique" de la cristallisation du magma des Crêtes.
- celui de la chute de la teneur en K_2O . Elle ne peut être en relation ni avec la biotite dont le taux varie peu, ni avec une chloritisation qui n'existe pas (1). Comme pour les autres filons étudiés jusqu'ici, cette variation de K_2O ne peut être imputée qu'au fond quartzo-feldspathique, pauvre en feldspath potassique et riche en quartz. Ce fait est particulièrement évident ici puisque la cristallisation n'a pas atteint le stade de formation des phénocristaux de feldspath.

B - TABLEAU RECAPITULATIF -

coeur du filon	éponte du filon
- phénocristaux	- phénocristaux
actinote ~ 11 %	augite ~ 10 %
biotite I ~ 15 %	biotite I ~ 16 %
- quartz dans la pâte ~ 9 %	- quartz dans la pâte ~ 25 %
- Pyroxène à l'état de reliques	- <u>Pyroxène</u>
- biotite I	- biotite I 2 - 3 mm
biotite II	biotite II 0,2 mm
	biotite III 0,02 mm
- apatite I	- apatite I 0,2 mm
- <u>amphibole</u>	apatite II 0,02 mm
- pâte microgrenue à lattes	- amphibole très peu abondante
de feldspath	- pâte microgrenue à minéraux
- K_2O : taux normal	identés
- faciès lamprophyrique	- K_2O : taux plus faible
	- faciès lamprophyrique

(1) Cette constatation confirme nos conclusions à propos du rôle joué par le phénomène de chloritisation dans le cas du filon de Mittlach. (p. 190)

C - SIGNIFICATION de la PARAGENESE -

Ce filon du "bois des Bioquets" s'est mis en place après la cristallisation du pyroxène, à la fin de celle de la biotite et avant la formation des phénocristaux de feldspaths. Il représente donc une étape figée de l'évolution du magma des Crêtes ; étape particulièrement courte puisqu'elle ne recouvre en fait que le remplacement du pyroxène par l'actinote. Le faciès "trempé" des éponges fixe dans sa paragenèse le début de l'apparition de l'amphibole tandis qu'au centre, le refroidissement plus lent arrête la cristallisation au terme de la transformation pyroxène → amphibole. On peut ainsi affirmer que le matériel de ce filon s'est mis en place dans les conditions requises pour la cristallisation de l'amphibole à partir du pyroxène.

Ces observations confirment :

- la validité de notre modèle de cristallisation pour le magma des Crêtes
- le fait que la différenciation ne joue pas sur le stock des phénocristaux déjà formés mais uniquement sur le magma résiduel au moment de la mise en place.

o o
o

PREMIERE PARTIE

B

LES ROCHES FILONIENNES
ASSOCIEES AU GRANITE
DES CRETES

CHAPITRE XI.

DONNEES GENERALES
SUR LES MICROGRANITES
A PYROXENE et /ou AMPHIBOLE

INTRODUCTION

Au cours des trois chapitres précédents, nous avons étudié en détail des filons choisis comme représentatifs d'un ensemble d'intrusions affiliées au Granite des Crêtes. Le choix de ces filons n'a été décidé qu'après un examen microscopique systématique d'échantillons en provenance des différents gisements repérés sur la feuille de Munster au 50.000^{ème}.

Pour chaque type, une étude minéralogique complète a permis de mettre en évidence, depuis les épointes jusqu'au centre du filon, des transformations du chimisme et de "l'expression minéralogique" de la roche. Nous reviendrons sur ces aspects; il suffit, pour l'instant, de retenir les points suivants :

- Le pyroxène n'est présent qu'aux épointes.
L'amphibole le remplace systématiquement vers le centre du filon.
- La biotite magnésienne est présente partout. Elle peut être chloritisée vers les épointes. Si elle appartient à plusieurs générations, ces dernières ne sont visibles que dans la zone périphérique.
- La quantité de phénocristaux augmente du bord vers le centre. Cette augmentation est imputable à la formation de phénocristaux se situant "en aval" dans le courant de la cristallisation par rapport à ceux des épointes (feldspaths dans le

cas du filon de Mittlach. MIN. 110) ; par contre, en l'absence de ces nouveaux venus, le stock de phénocristaux ne varie pas (cas du filon des Bioquets. MIN. 10)

- Le trait dominant de l'évolution chimique est la variation du taux en K_2O qui se répercute uniquement sur le magma résiduel (c'est-à-dire sur la pâte qui contient plus ou moins de feldspath alcalin).
- Vers les épontes, le faciès est nettement lamprophyrique / bien que le quartz soit plus abondant.

Le matériel reste sensiblement égal à lui-même (magma des Crêtes)

- Un petit filon de l'ordre du mètre aura un faciès lamprophyrique et sera à pyroxène dominant.
- Un filon de l'ordre de deux mètres aura un centre à amphibole, mais conservera ce même faciès.
- Un filon de 20 mètres est l'équivalent d'une intrusion de microgranite à amphibole emboîtée dans un filon de 2 à 3 mètres au faciès lamprophyrique précédent. Son centre présente déjà les caractéristiques d'un Granite des Crêtes à pâte finement grenue. Dans tous les cas, du centre aux épontes, les variations sont continues.

Ainsi, LA PUISSANCE DU FILON CONSTITUE LA DIFFERENCE ESSENTIELLE d'une intrusion à une autre. Ces variations fondamentales "d'ordre géométrique" mises en évidence, il est difficile d'exploiter raisonnablement les données rapportées dans la littérature. En l'absence d'indications précises, elles ne peuvent que représenter des prélèvements "faits au hasard".

Dans le cadre de ce chapitre, nous nous proposons :

- I) d'étudier quelques échantillons choisis afin de préciser des points particuliers, par exemple celui du faciès de bordure du Granite des Crêtes. Afin de rompre la monotonie des descriptions analytiques, la rédaction de cette partie est brève. Elle reprendra le plan des chapitres précédents.
- II) d'exploiter les données rapportées dans la littérature, compte tenu des réserves présentées.

I. ETUDE DE QUELQUES POINTS PARTICULIERS -

A - FACIES de BORDURE du GRANITE des CRETES (MIN. 1 et MIN. 3.)

1 - Localisation.

Dans la région de Rotenbachkopf, sur la route des Crêtes, on observe des faciès de bordure typiques du Granite des Crêtes. Deux échantillons-types ont été prélevés dans une petite carrière située sur la feuille de Munster au 25.000 n° 1-2 au point de coordonnées $x = 946,220$ $y = 343,380$.

- L'un (MIN. 3), à moins de 20 cm du contact avec les schistes et grauwackes du Viséen de la série du Markstein, représente un microgranite à faciès lamprophyrique.
- L'autre (MIN. 1) est pris à environ deux mètres de ce contact.

2 - Etude pétrographique

a) description macroscopique

- MIN. 3 - C'est une roche compacte brun-rose avec de petits amas de teinte rouille à bord vert très sombre, (anciens pyroxènes recristallisés). De petites paillettes de mica noir violacé brillent.
- MIN. 1 - C'est une roche microgrenue porphyrique.
On observe des phénocristaux :
 - de feldspath alcalin, blanc nacré à bords dentelés (taille de 1 à 2 cm)
 - de plagioclase, de teinte rose saumon
 - de biotiteLa pâte est rougeâtre parsemée de taches saumon.

b) description microscopique

- MIN. 3 - Le faciès est nettement lamprophyrique. La phlogopite se présente en deux générations bien distinctes ; de grandes lattes à bords fumés sont flexueuses et tordues par suite des déformations accompagnant la mise en place. Dans la pâte la phlogopite se voit à nouveau en petites lattes et en flaques. L'apatite est en grands prismes. De nombreux nids remplacent d'anciens pyroxènes. Ils sont formés d'un agrégat de chlorite et de carbonate, de chlorite et de quartz, ou d'amphibole incolore. Un liseré de chlorite les cerne.

La pâte microgrenue contient quartz, phlogopite, feldspath, zircon, apatite et épidote.
- MIN. 1 - La structure est micropegmatitique porphyrique. Le quartz se présente en phénocristaux subautomorphes, éclatés et corrodés. Il contient des inclusions d'amphibole et de feldspath. D'autres phénocristaux sont visibles : feldspaths alcalins à inclusions de plagioclase parfois éclatés, plagioclases subautomorphes (andésine), biotite, nids rares. L'amphibole automorphe a un polychroïsme brun très clair à jaune pâle. (actinote magnésienne).

La pâte est formée de quartz et de feldspath alcalin en structure micropegmatitique.

c) ordre de cristallisation

Il est conforme à celui que nous avons établi et confirmé à maintes reprises.

3 - Etude minéralogique

a - Biotite magnésienne chloritisée

L'étude aux rayons X (tableau n° 25) révèle la présence des raies d'un mica biotite et d'une chlorite. La comparaison des intensités des réflexions per-

TABLEAU N° 24

ANALYSES CHIMIQUES DES NICAS DES ECHANTILLONS-TYPES

MIN.3 - 1 - 12 et 13.

POIDS D'OXYDES ET FORMULE, EN O ₂₂ :: ATOME - GRAMMES :					
	MIN. 3	MIN. 1	MIN. 12	MIN. 13	MIN. 3
Si					38,60
Al					15,51
Si O ₂	40,22	38,50	38,10	37,70	Fe ^{III} : 2,61
Al 2O ₃	13,74	13,50	13,40	13,40	Fe ^{II} : 8,58
Fe 2O ₃	3,62	1,87	3,40	2,44	Mn : 0,16
Fe O	10,73	14,55	12,99	13,30	Mg : 20,89
Mn O	0,20	0,22	0,21	0,17	Ca : 0,31
Mg O	14,51	13,65	13,61	15,10	Na : 0,67
Ca O	0,30	0,36	0,83	0,62	K : 10,23
Na 2O	0,36	0,22	0,16	0,20	Ti : 2,39
K 2O	8,35	8,70	8,50	8,38	P : 0,05
Ti O ₂	3,32	3,67	3,93	3,76	
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,05	0,06	MIN. 1
P. F.	3,95	3,98	3,95	3,90	Si : 37,27
CO ₂	0,23	0,19	0,10	0,10	Al : 15,38
H ₂ O tot.	2,32	3,68	1,96	2,02	Fe ^{III} : 1,36
Total	99,36	99,28	99,13	99,03	Fe ^{II} : 11,74
* P1	+ 160,7	+ 171,6	+ 160,9	+ 160,7	Mn : 0,18
P2	+ 30,5	+ 17,4	+ 15,7	+ 17,2	Mg : 19,82
P3	+ 598,6	+ 612,7	+ 612,3	+ 639,7	Ca : 0,37
Si	5,870	5,741	5,681	5,617	Na : 0,41
Al ^{IV}	2,130	2,259	2,319	2,349	K : 10,75
Al ^{VI}	0,229	0,110	0,031		Ti : 2,67
Ti	0,363	0,411	0,439	0,421	P : 0,05
Fe ^{III}	0,397	0,209	0,380	0,272	MIN. 12
Fe ^{II}	1,305	1,808	1,614	1,652	Si : 37,04
Mn	0,024	0,028	0,028	0,022	Al : 15,32
Mg	3,177	3,053	3,045	3,375	Fe ^{III} : 2,48
Ca	0,047	0,057	0,132	0,099	Fe ^{II} : 10,52
Na	0,102	0,063	0,046	0,057	Mn : 0,18
K	1,556	1,656	1,618	1,595	Mg : 19,85
P	0,008	0,008	0,006	0,008	Ca : 0,86
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	Na : 0,30
Y	5,495	5,619	5,537	5,708	K : 10,55
X	1,713	1,784	1,802	1,759	Ti : 2,86
Total	15,208	15,403	15,339	15,464	P : 0,04
Mg	57,8	54,3	55,0	58,8	MIN. 13
Fe ^{III} +Mn	24,2	32,7	29,7	29,1	Si : 36,32
Fe ^{III} +Ti+Al ^{VI}	18,0	13,0	15,3	12,1	Al : 15,19
Densité	2,966	3,003	3,025	2,995	Fe ^{III} : 1,76
±	0,005	0,003	0,005	0,003	Fe ^{II} : 10,68
100 Mg	70,9	62,8	65,4	67,1	Mn : 0,14
Fe+Mg					Mg : 21,82
					Ca : 0,64
					Na : 0,37
					K : 10,31
					Ti : 2,72
					P : 0,05

TABLEAU N° 25

DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES sur les BIOTITES MAGNESIENNES
CHLORITISEES des ECHANTILLONS-TYPES MIN.12 - 13 - 1 et 3.

BIOTITE MIN. 12			BIOTITE MIN. 13			BIOTITE MIN. 1		
2θ Cu Kα	d	I	2θ Cu Kα	d	I	2θ Cu Kα	d	I
7,90	11,18	Fm	7,90	11,18	mf	7,90	11,18	mf
8,66	10,20	FF	8,66	10,20	FF	8,68	10,18	FF
17,56	5,05	mf	17,60	5,04	f	17,58	5,04	f
23,90	3,72	Fm	23,90	3,72	m	23,90	3,72	mf
26,52	3,36	FF	26,46	3,37	FF	26,40	3,37	FF
28,30	3,15	f	28,30	3,15	f	28,26	3,16	f
30,38	2,940	f	30,42	2,936	f	30,40	2,938	f
32,92	2,718	ff	32,90	2,720	f	32,84	2,725	ff
34,00	2,635	ff	34,00	2,635	ff	34,02	2,633	mf
35,66	2,516	FF	35,60	2,520	FF	35,60	2,520	FF
36,74	2,444	ff	36,70	2,447	ff	36,70	2,447	mf
41,30	2,184	ff	41,30	2,184	f	41,34	2,182	f
45,00	2,013	FF	44,96	2,014	FF	44,96	2,014	FF
54,62	1,679	F	54,60	1,679	Fm	54,62	1,679	Fm
59,94	1,542	mf	59,90	1,543	mf	59,90	1,543	mf
64,76	1,438	Fm	64,74	1,439	m	64,74	1,439	mf
68,64	1,366	mf	68,66	1,366	mf	68,60	1,367	mf

CHLORITE MIN. 12			CHLORITE MIN. 13			CHLORITE MIN. 1		
2θ Cu Kα	d	I	2θ Cu Kα	d	I	2θ Cu Kα	d	I
6,18	14,29	mf	6,16	14,34	mf	6,18	14,3	ff
12,42	7,12	F	12,44	7,11	F	12,40	7,13	mf
18,72	4,74	m	18,70	4,74	m	18,68	4,75	f
25,08	3,55	F	25,08	3,55	F	25,06	3,55	mf
27,46	3,25	f	27,48	3,24	ff	27,50	3,24	ff
30,56	2,923	ff	-	-	-	-	-	-
31,54	2,834	f	31,48	2,839	f	31,44	2,843	ff

BIOTITE MIN. 3			S u i t e			CHLORITE MIN. 3		
2θ Cu Kα	d	I	2θ Cu Kα	d	I	2θ Cu Kα	d	I
7,90	11,78	m	36,72	2,445	ff	6,18	14,30	f
8,68	10,18	FF	41,38	2,180	f	12,40	7,13	Fm
17,52	5,06	ff	44,98	2,014	FF	18,68	4,75	mf
23,88	3,72	mf	54,60	1,679	m	25,04	3,55	m
26,48	3,36	FF	59,92	1,542	mf	27,48	3,24	ff
28,26	3,16	f	64,72	1,439	m	30,54	2,925	f
30,44	2,934	f	68,66	1,366	mf	31,54	2,834	ff
32,94	2,717	ff						
34,08	2,629	f						
35,62	2,518	FF						

met d'affirmer que la chlorite reste en faible quantité par rapport à la biotite surtout dans l'échantillon-type MIN.1. Il est prouvé ainsi, une fois de plus, que le phénomène de chloritisation atteint surtout les régions voisines d'une éponte ou de tout contact avec un encaissant.

Les analyses chimiques sont présentées sur le tableau n° 24. Le calcul de la formule structurale de la biotite a été réalisé sur O22, sans pouvoir tenir compte de la légère chloritisation. Nous ne possédons, en effet, aucune donnée qui permette d'évaluer quantitativement ce phénomène. Aussi, le rapport $Mg/Fe^{2+} + Mg$ de la biotite devra être utilisé avec précaution dans la détermination du pourcentage en phlogopite ; on peut néanmoins considérer les micas des échantillons-types MIN.3 et MIN.1, avec leurs valeurs respectives 70,9 et 62,8 /comme des biotites magnésiennes. Dans la roche proche du contact (MIN.3), l'indice N_z plus faible et la valeur 70,9 du rapport, laissent même supposer qu'il s'agit de phlogopite.

Autres données :

	MIN. 3	MIN. 1
Densité ±	2,966 0,005	3,003 0,003
Susceptibilité magnétique (u e m c g s) 10^{-6}	25,1	(30,0 31,2)
Indice N_z	1,621	1,631

b - Feldspath alcalin

MIN. 3 : la finesse de la structure n'a pas permis d'extraire un lot de feldspath pur. Seul un enregistrement aux rayons X était possible (fig. 60) ; il met en évidence :

- de l'orthose : raie 131 à 29° 90 en 2θ Cu Kα
- tous les microclines intermédiaires entre une triclinicité nulle et un maximum de triclinicité de 0,7 (131 à 29°54 en 2θ Cu Kα et 131 à 30°16).

MIN. 1 : le lot de feldspath alcalin obtenu s'est révélé pur. L'analyse chimique partielle a donné les résultats suivants :



La formule simplifiée est alors $Or_{79,2} Ab_{20,8}$.

L'enregistrement aux rayons X (fig. n° 60) révèle de l'orthose et tous les microclines intermédiaires jusqu'au microcline maximum à triclinicité 1,0.

La densité du feldspath est de 2,573 à 0,001 près.

4 - Etude pétrochimique -

a - Analyses chimiques (tableau n° 26)

Ces roches sont équivalentes sur le plan du chimisme au Granite des Crêtes et à d'autres filons déjà étudiés.

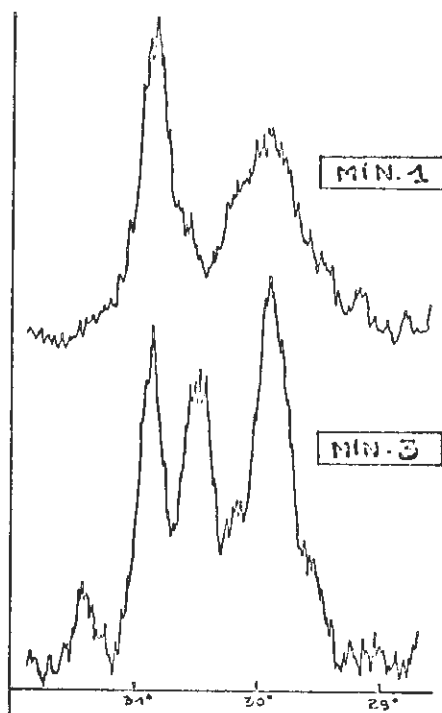


Fig. N° 60 : Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins des échantillons-types MIN. 1 et MIN. 3. - (faciès de bordure du Granite des Crêtes)

b) Analyses modales

Les résultats bruts obtenus par la méthode H. DE LA ROCHE donnent :

	MIN. 3	MIN. 1
Quartz	22	23
Feldspaths	47	55
COLOR	31	22

c) Problème de classification

Le faciès de bordure du Granite des Crêtes est un microgranite à amphibole et nids de recristallisation à partir d'un ancien pyroxène. Au contact, c'est un microgranite à pyroxène remplacé et phlogopite/au faciès lamprophyrique prononcé.

5 - Problème de différenciation

- Evolution chimique : le sens des variations chimiques est comparable à celui que nous avons mis en évidence pour le filon de référence MIN. 16 (fig. N° 61)

Le problème de différenciation se pose dans les mêmes termes et l'interprétation est la même (voir p. 167).

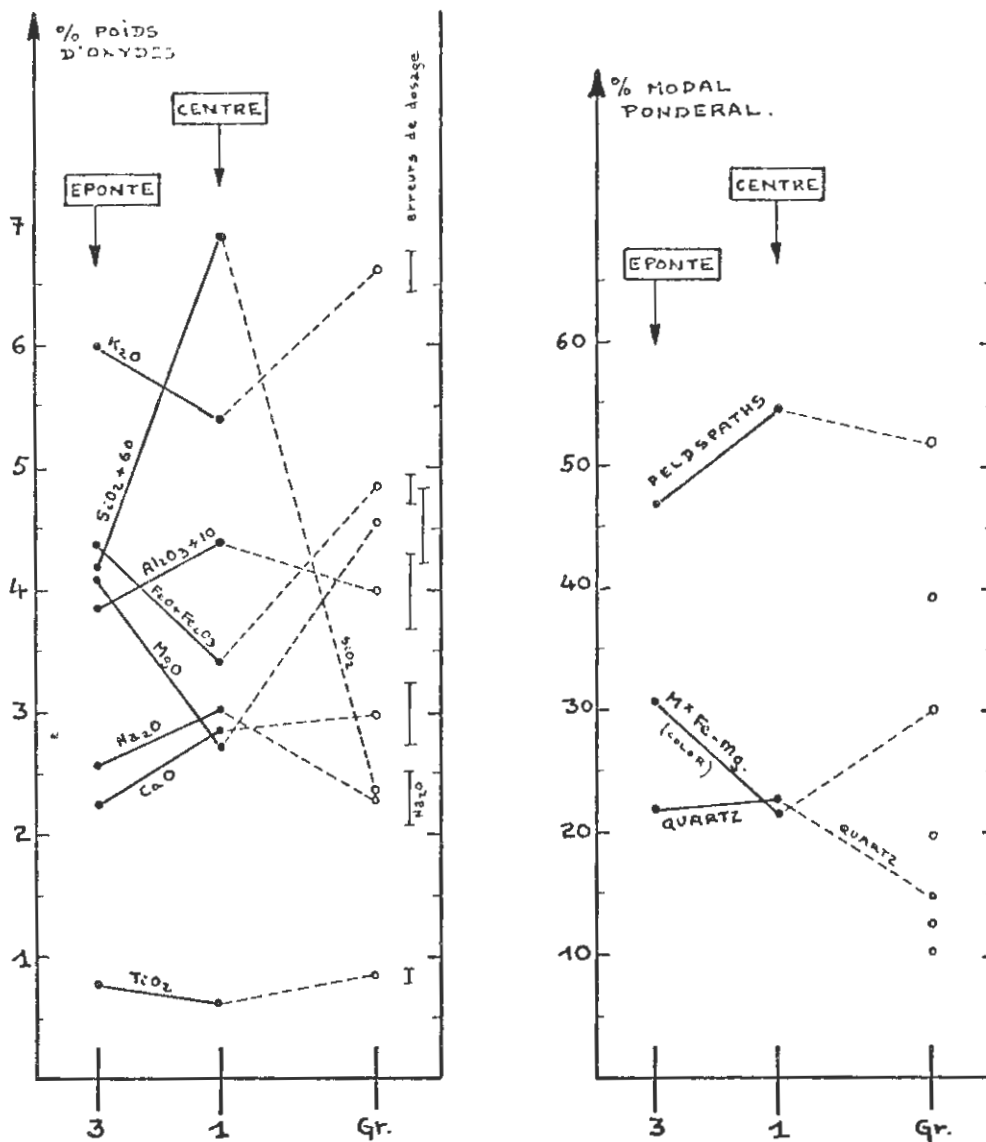


Fig. N° 61 : Faciès de bordure du Granite des Crêtes (MIN.1 - MIN. 3).

Evolution de la composition chimique et variation de la composition modale du "centre" vers la bordure.

(les différences sensibles avec le Granite des Crêtes sont dues à la différenciation par gravité. (p. 142).).

TABLÉAU N° 26

ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES ETUDIÉES DANS CE CHAPITRE .

(légende dans le texte) .

	FACIES DE BORDURE DU GRANITE		FILON DU PRE DE FROIDE FONTAINE		FILON DANS LA SERPENTINE DU THALHORN	
	MIN.3	MIN.1	MIN.12	MIN.13	EPONTE : à 4 m MIN.149	MIN.150
Si O2	64,20	66,90	61,10	63,30	54,50	65,10
Al 2O3	13,85	14,40	14,10	14,15	13,30	14,05
Fe 2O3 } Fe O }	4,36	3,42	4,74	4,45	6,37	4,34
MnO	0,08	0,06	0,08	0,08	0,13	0,06
Mg O	4,12	2,72	5,28	4,94	8,60	3,55
Ca O	2,25	2,82	3,01	2,96	4,81	2,49
Na 2O	2,55	3,02	2,27	2,27	3,16	3,08
K 2O	5,98	5,40	6,22	6,18	5,59	5,77
Ti O2	0,77	0,64	0,89	0,86	1,08	0,68
P. F.	1,82	0,75	1,13	1,09	2,72	1,34
Total	99,98	100,13	98,82	100,28	100,26	100,46
P1	+ 4,7	- 32,9	+ 5,4	+ 5,4	- 68,9	- 21,1
(1) P2	+120,7	+ 125,8	+ 98,1	+ 111,7	+ 24,7	+ 109,8
P3	+171,5	+ 122,2	+ 207,2	+ 194,4	+ 314,6	+ 155,9
Si	60,66	62,53	57,78	59,09	50,68	60,82
Al	15,40	15,84	15,69	15,54	14,55	15,44
Fe ⁺⁺⁺ } Fe ⁺⁺ }	3,34	2,59	3,64	3,37	4,80	3,29
Mn	0,06	0,05	0,06	0,06	0,10	0,05
Mg	5,84	3,81	7,49	6,92	12,00	4,98
Ca	2,28	2,83	3,05	2,96	4,79	2,49
Na	4,67	5,46	4,15	4,10	5,69	5,57
K	7,21	6,44	7,51	7,36	6,64	6,88
Ti	0,54	0,45	0,63	0,60	0,75	0,48
K+Na	11,88	11,90	11,66	11,46	12,33	12,45
Ca+Na	6,95	8,29	7,20	7,06	10,48	8,06
K+Ca+2Na	18,83	20,19	18,86	18,52	22,81	20,51
$\frac{100K}{K+Na}$	60,7	54,1	64,4	64,2	53,9	55,3
Densité	2,69 ₆	2,67 ₆	2,71 ₄	2,70	2,68 ₆	2,68 ₇

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE .

- Tableau récapitulatif :

MIN. 1 à deux mètres du contact	MIN. 3 : à 20 cm du contact
<ul style="list-style-type: none">- nids très rares- biotite magnésienne- amphibole- feldspath alcalin- plagioclase- quartz subautomorphe éclaté- pâte à structure micropegmatitique	<ul style="list-style-type: none">- Pyroxène à l'état de nids de recristallisation- Phlogopite I- Phlogopite II- Apatite - pâte microgrenue - faciès lamprophyrique

- Signification de la paragenèse :

au contact de l'encaissant, la cristallisation a été gênée à la fin de la formation du mica.

à 2 mètres du contact, elle s'est poursuivie jusqu'au début de la formation des feldspaths. Du quartz automorphe s'est même formé.

B - FILON de MICROGRANITE à PYROXENE et AMPHIBOLE (MIN. 12 et MIN. 13).

1°) Localisation

A 900 mètres à vol d'oiseau au SW du Col de Grosse-Pierre, au lieu dit Pré de Froide Fontaine, deux échantillons ont été prélevés, MIN. 12 et MIN. 13. Le filon se situe sur une croupe (x = 938,560 et y = 345,520, feuille de Munster au 25.000ème n° 1 et 2).

L'échantillon MIN. 12 représente un faciès fin proche de la bordure. L'échantillon MIN. 13 un faciès plus central. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de bien définir la position des prélèvements par rapport aux épontes. Ce filon correspond vraisemblablement au type de microgranite à pyroxène décrit par H. HUU NGHIEP (1962, p. 22 à 27). Il est intrusif dans le Granite des Crêtes.

2°) Etude pétrographique

a - Description macroscopique

MIN. 12 : C'est une roche microgrenue porphyrique. On observe des phénocristaux de feldspath alcalin, blanc nacré (1 à 2 cm) et de plagioclase de teinte rosée (taille inférieure au centimètre), de larges cristaux de biotite et des taches verdâtres cernées de noir (pyroxènes remplacés ?). La pâte est rosâtre parsemée de taches brunâtres.

MIN. 13 : C'est une roche claire, à texture microgrenue porphyrique. Les phénocristaux de feldspath alcalin blancs sont nombreux. Les plagioclases en cristaux xénomorphes, plus rarement subautomorphes, ont une teinte saumon très soutenue. Biotite, amphibole et pyroxène s'observent aussi dans une pâte de teinte gris-rose.

b - Description microscopique sommaire

MIN. 12 : C'est un MICROGRANITE à PYROXENE, biotite et amphibole. Le pyroxène, automorphe, largement recristallisé en amphibole, voisine avec des "nids". L'amphibole autonome est rare et en petits cristaux. La pâte est microgrenue. Une tendance lamprophyrique discrète se manifeste par deux générations de biotite magnésienne.

MIN. 13 : C'est un MICROGRANITE à AMPHIBOLE, biotite et pyroxène. Le pyroxène, recristallisé en nids, reste rare alors que l'amphibole en larges cristaux subautomorphes joue un rôle prépondérant.

c - L'ordre de cristallisation est conforme à celui que nous avons déjà défini.

3°) Etude minéralogique

a - BIOTITE MAGNESIENNE CHLORITISEE

Dans le lot de micas obtenu, l'étude aux rayons X (tableau n° 25), met en évidence les raies d'une biotite abondante et celles d'intensité plus faible d'une chlorite.

Les analyses chimiques (tableau n° 24) confirment ces proportions relatives avec une perte au feu assez faible. Le calcul de la formule a été réalisé sur O₂₂ devant l'impossibilité d'établir les parts qui reviennent à la biotite et à la chlorite. En tenant compte du rapport 100 Mg/Fe + Mg (65,4 pour MIN. 12 et 67,1 pour MIN. 13), on peut affirmer que la biotite est très magnésienne.

Autres données

	MIN. 12	MIN. 13
Densité ±	3,025 ± 0,005	2,995 ± 0,003
Susceptibilité magnétique χ u. e. m. c. g. s. 10 ⁻⁶	29,5 (1)	27,3
Indice N _z ±	- -	1,625 0,001

(1) avec moins de 0,01 % d'inclusions magnétiques.

b - ACTINOTE MAGNESIENNE de l'ECHANTILLON-TYPE MIN. 13

Données chimiques

Poids d'oxydes		Atome-grammes		Formule pour O ₂₃		
SiO ₂	51,70	Si	49,61	Si	7,535)	8,000
Al ₂ O ₃	3,16	Al	3,57	Al ^{IV}	0,465)	
Fe ₂ O ₃	0,66	Fe ^{III}	0,48			
FeO	11,64	Fe ^{II}	9,31	Al ^{VI}	0,077)	
MnO	0,30	Mn	0,24	Ti	0,078)	
MgO	15,59	Mg	22,44	Fe ^{III}	0,073)	5,088
CaO	11,84	Ca	12,17	Fe ^{II}	1,414)	
Na ₂ O	0,65	Na	1,21	Mn	0,037)	
K ₂ O	0,33	K	0,40	Mg	3,409)	
TiO ₂	0,71	Ti	0,51			
P ₂ O ₅	0,07	P	0,06	Ca	1,849)	
P. F.	2,98	P1 = -	225,4	Na	0,184)	2,103
CO ₂	0,34	(1) P2 = +	118,3	K	0,061)	
H ₂ O tot.	0,91	P3 = +	568,7	P	0,009)	
Total	99,68	-	-	100 Mg Mg + Fe ^{II} + Fe ^{III} + Mn = 69,1		

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

Cette amphibole est une ACTINOTE MAGNESIENNE, proche d'une trémolite et semblable à toutes celles que nous avons étudiées dans le granite bien que légèrement moins riche en magnésium

- Données cristallographiques classiques

- Autres données

◦ densité = 3,111 ± 0,006

◦ susceptibilité magnétique $\chi = 21,9 \cdot 10^{-6}$ u. e. m. c. g. s.

◦ N_z = 1,653

N_y = 1,638 ± 0,001

N_x = 1,634

N_z - N_x = 0,019 ± 0,002

C - FELDSPATHS ALCALINS -

Les résultats de l'étude des feldspaths alcalins restent décevants comme dans le cas précédent. Les quelques phénocristaux visibles dans le faciès de bordure (MIN. 12) ont été l'objet d'une étude séparée après extraction à la fraise de dentiste.

1 - Données chimiques

(4)	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	formules simplifiées	taux (3) d'impureté	notes
l'ensemble MIN. 13	12,80	2,45	-	Or 78,5 Ab 21,5	4 %	(1)
l'ensemble MIN. 12	11,65	2,70	-	Or 75 Ab 25	8 %	(1)
cristaux isolés MIN. 12	10,30	2,73	0,45	Or 72,5 Ab 27,5	16 %	(2)

(1) analyste : Mlle ISEL, Laboratoire de Géologie, Montpellier

(2) analyste : S. KANDARE, Laboratoire de Géologie, Brazzaville

(3) en poids d'oxydes (dont 2,2 % d'anorthite pour le cristal isolé de MIN. 12)

(4) l'analyse a été faite sur l'ensemble des feldspaths séparés ou sur un phénocrystal isolé.

Le taux des impuretés reste élevé. Nous ne retiendrons les formules simplifiées qu'à titre indicatif.

2 - Données cristallographiques (fig. n° 62)

MIN. 12 (faciès de bordure)

- feldspath alcalin extrait de l'ensemble de l'échantillon : les rayons X mettent en évidence de l'orthose et tous les microclines intermédiaires d'une triclinicité nulle à une triclinicité de 0,8 à 0,9.

- Phénocristaux isolés : un diffractogramme permet d'affirmer qu'ils sont formés d'orthose pure avec une raie (131) à 29° 86 en 2θ CuK_α.

MIN. 13 (faciès central)

Le feldspath alcalin est représenté par de l'orthose et des microclines intermédiaires de triclinicités allant jusqu'à 0,7 avec un maximum vers 0,3.

3 - Etude pétrochimique

a - Analyse chimique (tableau n° 26)

Ce filon du Pré de Froide Fontaine a un chimisme très voisin de celui des échantillons MIN. 10 ou MIN. 16 qui représentaient des microgranites à pyroxène.

b - Analyse modale

Les résultats bruts obtenus par la méthode de H. DE LA ROCHE sont :

	MIN. 12	MIN. 13
QUARTZ	18	20
FELDSPATH	44	44
COLOR	38	36

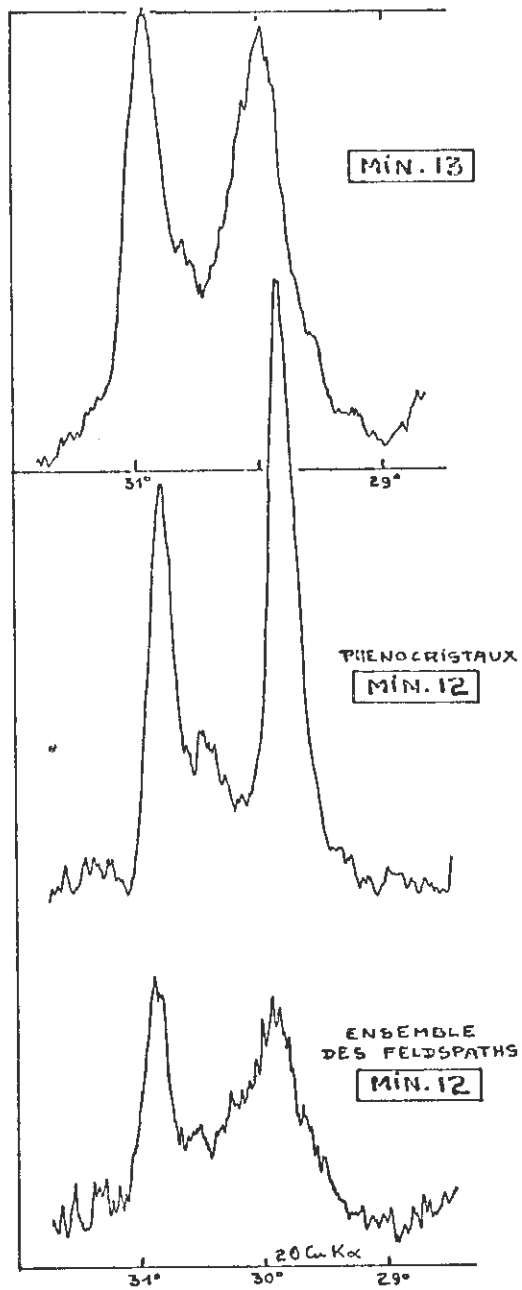


Fig. N° 62 : Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins des échantillons-types MIN.12 et MIN.13.

(légende dans le texte)

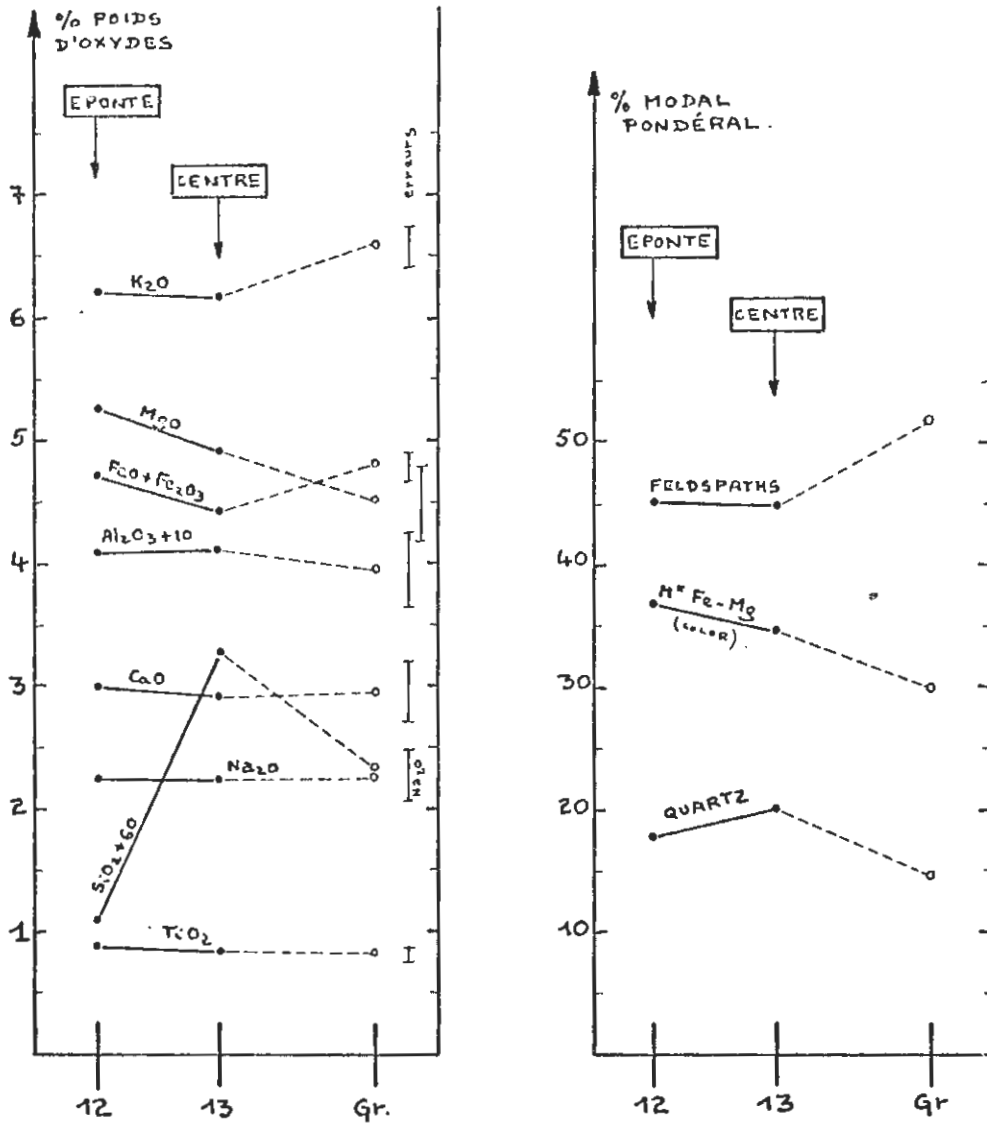


Fig. N° 63 : Filon de référence (MIN. 12 - MIN. 13) - Pré de Froide-Fontaine - Evolution de la composition chimique et variation de la composition modale du centre vers les épontes.

c - Problème de classification

Ce sont des microgranites alcalins.

- vers la bordure, le pyroxène domine et la roche acquiert un faciès lamprophyrique ;
- vers le centre, l'amphibole domine.

Dans un même filon, ils représentent deux variétés hétéromorphes d'une même roche.

4 - Problème de différenciation (fig. n° 63)

- Evolution chimique : Le sens des variations chimiques est comparable à celui que nous avons mis en évidence pour l'éponte du filon de référence MIN.16. Le caractère plus discret de cette évolution tient sans doute au fait que l'échantillon-type MIN.12 n'est pas situé rigoureusement à l'éponte.
- Tableau récapitulatif

MIN. 13. Au centre du filon	MIN. 12. près du contact
- quelques nids rares	- pyroxène souvent remplacé par nids ou actinote
- biotite magnésienne	- 2 générations de biotite magnésienne
- actinote	- début de formation de l'amphibole
- orthose et andésine	- quelques phénocristaux d'orthose et d'andésine
- pâte microgrenue à tendance micropegmatitique	- pâte microgrenue
	- faciès lamprophyrique discret

- Signification de la paragenèse

Vers l'éponte, la cristallisation normale a été perturbée au moment de la formation des feldspaths tandis qu'au centre ces derniers ont pu s'exprimer.

C - FILON de MICROGRANITE INTRUSIF dans la SERPENTINITE (MIN. 149 et MIN. 150).

1 - Localisation

Au Thalhorn, à l'Est d'Oderen, dans la Vallée de la Thur, on observe des intrusions nombreuses de microgranite affilié au Granite des Crêtes.

Deux prélèvements ont été effectués sur un filon intrusif dans des serpentinites. L'affleurement se situe à 20 mètres à l'ouest d'un virage (cote 728 mètres) au point de coordonnées $x = 945,560$ $y = 333,340$ (Munster au 25.000ème n° 5 et 6). L'échantillon-type MIN.149 a été pris à moins de 5 cm du contact avec la serpentinite ; l'échantillon-type MIN.150 à l'intérieur du filon, à 4 mètres environ de ce contact situé à l'est.

TABLEAU N° 27

DONNEES CHIMIQUES sur les BIOTITES MAGNESIENNES TITANIFERES des ECHAN-TILLONS-TYPES MIN. 149 et MIN. 150.

	Poids d'oxydes (1)	
	MIN. 149	MIN. 150
SiO ₂	37,60	37,30
Al ₂ O ₃	13,00	14,50
Fe ₂ O ₃	} 16,11	18,84
FeO		
MnO	0,21	0,17
MgO	15,61	14,37
CaO	0,58	0,34
Na ₂ O	0,10	0,05
K ₂ O	8,25	8,53
TiO ₂	2,91	3,28
P F	2,93	1,86
	97,30	99,24
Atome - grammes.		
Si	36,48	35,47
Al	14,84	16,22
Fe ^{III}	} 12,67	14,53
Fe ^{II}		
Mn	0,17	0,14
Mg	22,72	20,50
Ca	0,60	0,35
Na	0,19	0,09
K	10,21	10,36
Ti	2,12	2,34

	formule pour O ₂₂	
	MIN. 149	MIN. 150
Si ^{IV}	5,699	5,546
Al ^{IV}	2,301	2,454
Al ^{VI}	0,017	0,082
Ti	0,331	0,366
(2) { Fe ^{III}	1,979	2,272
Fe ^{II}		
Mn	0,027	0,022
Mg	3,549	3,205
Ca	0,094	0,055
Na	0,030	0,014
K	1,595	1,620
Z	8,00	8,00
Y	5,90	5,95
X	1,72	1,69
P1	+161,9	+173,8
(3) P2	+ 23,3	+ 20,0
P3	+644,4	+654,9

100 Mg		
Mg + Fe	64,2	52,5
(4)		
Mg	60,1	53,9
(5) Fe + Mn	34,0	38,6
Al ^{VI} + Ti	5,9	7,5

- (1) Analyse C. R. P. G. Nancy, par méthode spectrochimique au quantomètre (Novembre 1967). Seul le fer total est dosé.
- (2) Par analogie avec les micas étudiés jusqu'ici, le fer total a été calculé comme fer bivalent.
- (3) paramètres H. DE LA ROCHE.
- (4) classification E. W. HEINRICH et al. (1953).
- (5) classification M. D. FOSTER, (1960).

2 - Etude pétrographique

MIN. 149 (à moins de 5 cm du contact avec la serpentinite)

La roche a l'aspect d'un lamprophyre à grands cristaux orientés de mica, de l'ordre de 2 à 3 mm, noyés dans une pâte brunâtre.

Au microscope, la structure est de type lamprophyrique. On observe deux générations de biotite, de l'apatite abondante, des cristaux nombreux d'amphibole (trémolite). Quelques nids à amphibole font penser à un pyroxène recristallisé. Le fond de la roche est feldspathique. Il n'y a pas de quartz visible.

MIN. 150 (à 4 m. du contact)

C'est un microgranite à biotite et amphibole de teinte claire gris verdâtre. Le feldspath alcalin est en petits phénocristaux blancs (de l'ordre de 1 cm) et le plagioclase xénomorphe est verdâtre.

3 - Etude minéralogique des BIOTITES MAGNESIENNES TITANIFERES

Seuls les micas de ces deux échantillons ont été séparés.

a - données chimiques

Ces données sont rapportées sur le tableau n° 27. Ce sont des biotites magnésiennes titanifères. Le rapport $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{II}$ est sous-estimé par suite d'une prise en compte, dans le calcul, du fer sous forme bivalente. Le mica de l'échantillon-type MIN. 149 est vraisemblablement une phlogopite ($100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{II} > 66,6$) de rapport $\text{Al}^{IV} / \text{Al}^{\text{TOTAL}}$ respectivement de 99,3 (MIN. 149) et 96,8 (MIN. 150) indique une température de cristallisation élevée.

*

b - données cristallographiques

Elles ne diffèrent pas de celles que nous avons pour l'ensemble des micas du Granite des Crêtes avec, dans l'ordre des intensités décroissantes, les réflexions suivantes :

MIN. 149		MIN. 150	
2θ Cu Kα	d	2θ Cu Kα	d
8,64	10,2	8,64	10,2
26,46	3,36	26,44	3,37
44,90	2,02	35,58	2,52
35,60	2,52	44,92	2,02

c - autres données

	MIN. 149	MIN. 150
densité	2,964 ± 0,008	3,010 ± 0,005
Susceptibilité magnétique 10 ⁻⁶ u. e. m. c. g. s.	25,6	28,2 ⁽¹⁾

(1) avec 0,01 % d'inclusions magnétiques.

4 - Etude pétrochimique

a - Analyses chimiques (Tableau n° 26)

Le corps du filon MIN. 150 a un chimisme comparable à celui des microgranites à amphibole tel l'échantillon-type MIN. 110.

Le contact avec la serpentinite est marqué par un enrichissement considérable en magnésium et en calcium et par un appauvrissement en silice.

b - Analyses modales

Les résultats bruts obtenus par la méthode H. DE LA ROCHE sont :

	MIN. 149	MIN. 150
Quartz	4	20
feldspaths	39	51
COLOR	57	29

c - Problème de classification

Le corps du filon est constitué par un microgranite à biotite et amphibole.

Aux épontes, nous avons un lamprophyre du type minette à amphibole (et pyroxène remplacé).

5 - Problème de différenciation (fig. N° 64)

Ce filon de microgranite intrusif dans la serpentinite est identique à ceux que nous avons déjà décrits.

A l'éponte, la pauvreté en Si et la richesse en Mg et Ca ne semblent pas provenir d'un processus d'échange entre la roche intrusive et l'encaissant pauvre en calcium. L'abondance, d'une part, de biotite plus riche en magnésium qu'au centre du filon, et d'autre part, de nids (anciens pyroxènes), serait responsable de ces variations chimiques. La différenciation est identique à celle que nous avons évoquée, à plus grande échelle, pour la durbachite (p. 142).

(1)

A moins d'admettre que la serpentinitisation soit contemporaine des événements magmatiques responsables de la mise en place du filon, Le processus peut en effet libérer dans l'encaissant du magnésium et du calcium (formation de brucite - métasomatose calcique des rodingites).

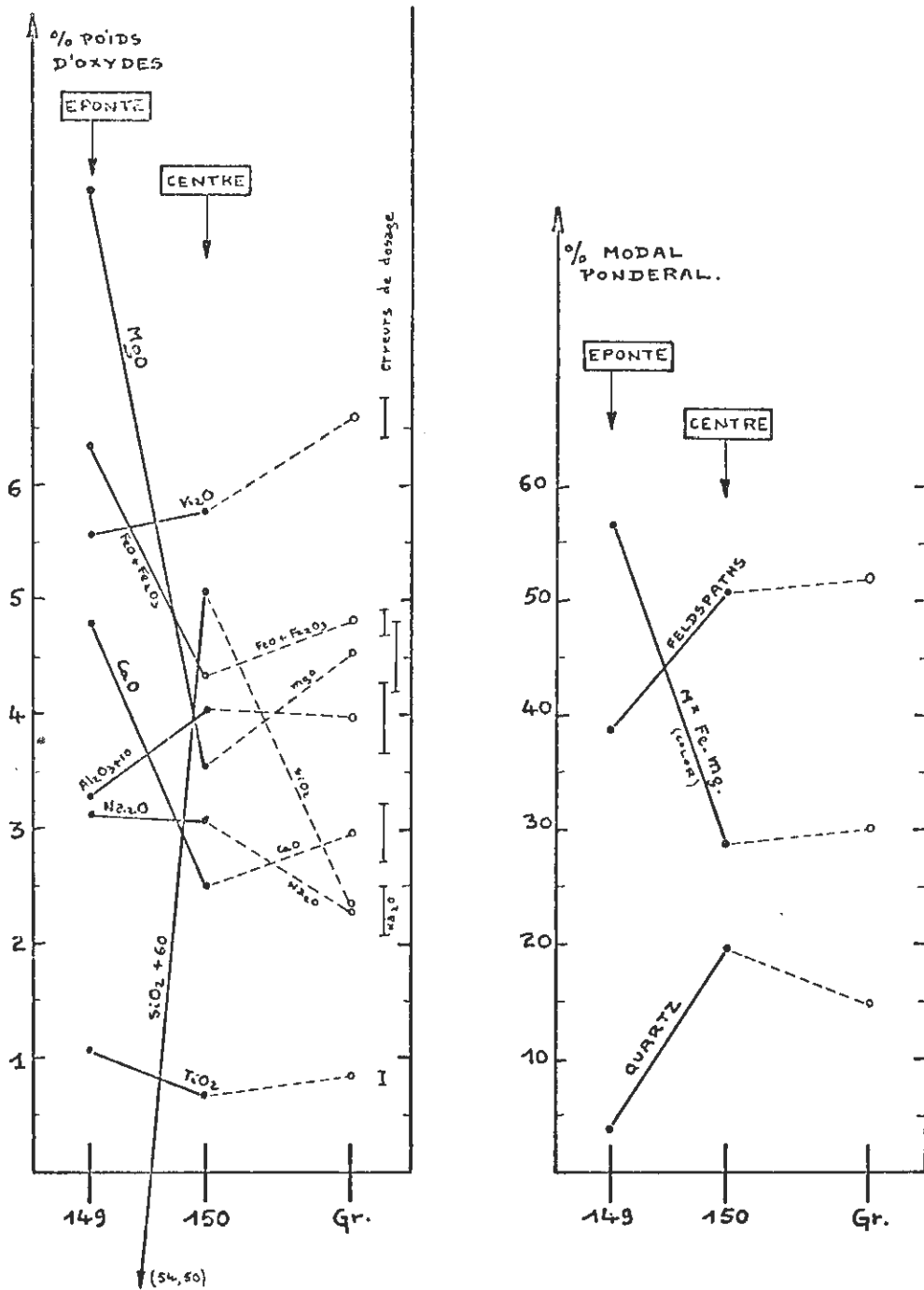


Fig. N° 64 : Filon de microgranite intrusif dans la serpentinite (Thalhorn). Evolution de la composition chimique et variation de la composition modale du centre à l'éponte.

II. EXAMEN CRITIQUE DES DONNEES RAPPORTEES DANS LA LITTERATURE .

A - QUELQUES RAPPELS HISTORIQUES -

Dès 1837, E. PUTON a signalé des roches filoniennes à Gérardmer. En 1856, A. DELESSE décrit un lamprophyre dans la Vallée du Bouchot près de l'Achenau. C'est Ch. VELAIN, en 1892, qui présente le premier travail systématique sur les roches filoniennes de la région. J. JUNG (1928), dans sa synthèse sur la Géologie des Vosges, met l'accent sur l'identité de la composition chimique entre microgranite à pyroxène et Granite des Crêtes. En 1931, C. FRIEDLANDER et P. NIGGLI, présentent une étude pétrographique de quelques roches des Vosges. G. CHOUBERT (1935) porte son attention sur les lamprophyres de la région.

Plus récemment, J.M. PETITHOMME (1958) a réalisé une étude très intéressante sur la radioactivité des roches filoniennes de la région de la Bresse. H. H. NGHIEP, en 1962, publie un mémoire sur les roches filoniennes affiliées aux granites de l'Association des Crêtes. Ce mémoire, riche en données nouvelles, faisait suite à un travail sur les granites de cette même association (Cl. GAGNY, 1958). Nous ne devons pas oublier les études de roches filoniennes abordées dans beaucoup de publications dont l'objectif n'était pas particulièrement centré sur ce problème. (ROSENBUSCH, 1876 ; M.S. ZARAYAN, 1959 ; J.P. VON ELLER, 1961 ; F. SIMMLER, 1962).

- 1 - J. JUNG (1928) montre l'identité chimique des microgranites à pyroxène et du Granite des Crêtes. Il insiste sur la "gamme de types assez étendue" qu'offrent toutes ces roches filoniennes et, à juste titre, leur trouve "un même air de famille" (p. 354-355). Cet auteur présente tous nos échantillons-types et condamne l'hypothèse d'un "phénomène d'endomorphisme au contact des grauweekes primaires parfois calciques". Il évoque alors la possibilité d'une différenciation propre au magma.
- 2 - C. FRIEDLANDER et P. NIGGLI (1931) présentent des fiches pétrographiques détaillées sur quelques roches filoniennes et admettent aussi la parenté de ces dernières avec le Granite des Crêtes (KAMMGRANIT).
- 3 - G. CHOUBERT (1935) a étudié quelques filons à faciès lamprophyrique dans la région qui retient notre attention. Il pense, à l'examen de 3 analyses chimiques, que dans la région de Gérardmer (où un granite à deux micas représente l'encaissant) ces roches sont plus riches en alcalis que les intrusions dans le massif du Granite des Crêtes. De même, les affinités lamprophyriques seraient plus prononcées dans le premier cas. La description pétrographique générale qu'il donne correspond à des observations que nous avons faites sur l'ensemble de nos échantillons-types, sans considération de position géométrique dans le filon.

Dans une étude détaillée, il présente des descriptions particulières à chaque filon. La position de ses prélèvements par rapport aux épontes et l'indication de la puissance du filon ne sont jamais rapportées. D'après les descriptions pétrographiques données et notre étude de quelques-uns des filons présentés par cet auteur, nous pouvons assurer que toutes ces roches sont identiques à celles que nous avons choisies comme références.

La variété des désignations employées exprime l'existence de faciès "hétéromorphes" d'un même magma ou résulte d'une légère différenciation à l'intérieur d'une même caisse filonienne.

G. CHOUBERT a étudié les enclaves de ces intrusions à faciès lamprophyrique et a émis une hypothèse fort intéressante sur l'existence d'un soubassement cristallophyllien au-dessous des massifs granitiques.

- 4 - J. M. PETITHOMME (1958) a tiré des conclusions importantes de l'étude de la radioactivité dans la région de Gérardmer - Longemer - La Bresse. L'utilisation de cette technique, alliée à une profonde connaissance du terrain, permet à cet auteur de démontrer l'affiliation génétique des "filons basiques" au Granite des Crêtes et celle des "filons acides" à des Granites à 2 micas que nous étudierons ultérieurement.

Le Granite des Crêtes a une activité très forte de l'ordre de 21 ions (1) (moyenne calculée sur 125 stations). La répartition de cette radioactivité n'est pas homogène : on observe des zones à activité maximale en bordure de la lame de Granite des Crêtes qui passe par la localité de la Bresse (2). J. M. PETITHOMME pense que la zone médiane de cette lame, avec une activité réduite, correspond à une zone plus érodée.

Dans la région du Col de Grosse-Pierre, l'examen des différentes activités permet d'opposer deux types de filons :

- filons acides à faible activité
- filons, étudiés ici, avec une radioactivité comparable à celle du Granite des Crêtes. Les plus fortes activités se mesureraient sur les filons à faciès lamprophyrique.

Il n'est pas fait mention d'une variation possible de la radioactivité dans un profil transversal de filon ; comme nous avons mis en évidence des faciès lamprophyriques aux épontes, un doute subsiste. En étudiant ces variations, un géophysicien pourrait peut-être discuter l'hypothèse de J. M. PETITHOMME (p. 45), établissant une relation entre l'activité et la teneur en K_2O .

En effet, nous avons mis en évidence une chute des teneurs en K_2O aux épontes de certains filons s'accompagnant paradoxalement d'une tendance lamprophyrique.

- 5 - HUYNH HUU-NGHIEP (1962) a présenté un important mémoire sur les roches filoniennes affiliées aux granites des Crêtes dans la région de la Bresse - Gérardmer.

Dans la partie analytique de son travail, cet auteur insiste sur le fait suivant (p. 22) "Les microgranites à pyroxène et les microgranites à amphibole, si différents parfois au point de vue minéralogique, constituent en réalité un seul groupe

(1) Ionisation de 21 ions/cm³/sec.

(2) Cette activité maximale correspond souvent à des faciès plus foncés du Granite des Crêtes et notamment à notre faciès "noir".

de roches, qu'il ne convient pas de dissocier".

Malheureusement, il ne met pas assez l'accent sur le passage continu du microgranite à pyroxène, au microgranite à pyroxène et amphibole, puis à amphibole seule, à l'intérieur d'un même filon. Le type du premier est pris au Pré de Froide-Fontaine (nos échantillons-types MIN. 12 et MIN. 13) ; le second est choisi au lieu dit Le Pont des Fées, bois de la Beheuille, près de Gérardmer ; le dernier provient du flanc Sud du Bois de la Beheuille. Chaque fois, l'on retrouve dans ces descriptions les caractères de l'un ou de l'autre de nos échantillons-types repérés par rapport aux épontes.

H. HUU-NGHIEP (1962) démontre ensuite le lien génétique des "filons basiques" au Granite des Crêtes. L'argumentation chimique et la discussion pétrogénétique restent entièrement valables et retiennent notre accord complet.

- 6 - J. P. VON ELLER (1961) évoque dans son mémoire différents gisements du Granite des Crêtes. Il étudie des microsyénites quartzifères à pyroxène et actinote en bordure du granite à actinote (p. 97). Ces roches affleurent sur un quart de la surface des terrains à l'Est de la Croix-aux-Mines (p. 85) et se disposent en un véritable lacis à l'intérieur des gneiss granitiques. L'auteur admet l'interprétation de W. BRUHNS (1903) selon laquelle ces filons s'apparentent à la fois au Granite des Crêtes et aux gneiss œillés de Sainte-Marie-aux-Mines.

J. P. VON ELLER admet une continuité de la "microsyénite" au gneiss encaissant en l'absence d'arguments solides d'ordre chimique et en dépit des oppositions importantes concernant la composition minéralogique ; le gneiss contient du grenat, de la cordiérite et de l'andalousite ; la microsyénite, de l'amphibole et des phénocristaux de microlite et de plagioclase.

Pourtant chimiquement, la microsyénite quartzifère à pyroxène et amphibole de WISEMBACH (J. P. VON ELLER, n° 61, p. 99) possède tous les caractères du Granite des Crêtes et des filons associés.

Quelques réserves s'imposent donc à propos de l'hypothèse de cet auteur sur la genèse de la microsyénite "in situ" à partir du gneiss. Nos conclusions sur le problème de la durbachite (1) (p. 142) nous conduisent à penser à une injection magmatique de ce lacis de microsyénite dans les gneiss du socle, sans liaison génétique entre les deux formations.

- 7 - F. SIMMLER (1962) s'intéresse à quelques filons en marge de son étude consacrée au Granite des Crêtes. Sans aller au fond du problème, il conclut à une origine magmatique commune pour le granite et les filons et infirme ainsi (p. 118-119) l'hypothèse de J. P. VON ELLER. Pour lui, l'injection du magma est purement mécanique dans les gneiss encaissants plus froids.
- 8 - EN CONCLUSION, notons le nombre d'études consacrées aux roches filoniennes associées au Granite des Crêtes. Malheureusement, aucune précision n'apparaît sur la situation dans la caisse filonienne des échantillons prélevés. Or, nos études mettent en relief le rôle fondamental de cette position du point de vue du chimisme et du faciès. En conséquence, nous ne pourrions tirer qu'un parti limité de

(1)

Dans le même esprit, l'auteur apparente durbachite et gneiss à grenat et sillimanite.

l'exploitation des analyses chimiques rapportées dans la littérature.

B - EXPLOITATION des ANALYSES CHIMIQUES PUBLIEES -

Une étude des analyses chimiques citées dans la littérature (tableau n° 28) tenant compte des descriptions microscopiques données par les auteurs, nous permet de les rapprocher de nos échantillons-types.

1 - GROUPE des MICROGRANITES à PYROXENE du TYPE MIN. 16 (chapitre VIII)

Nous avons déjà montré l'identité de ces divers filons (chapitre VIII). Nous disposons de neuf analyses dont six nouvelles.

a) Filon de référence MIN. 16

centre du filon : MIN. 16
intermédiaire : MIN. 74
aux épontes : MIN. 73

l'échantillon MIN. 75 étudié n'a pas pu être parfaitement repéré.

b) Analyse N° 18 : GRANITOPHYR (Gang in Granit).

réf : C. FRIEDLANDER et P. NIGGLI, 1931, p. 377, n° 6 - Analyste :
S. PARKER.

Localisation : à 2 Km de Gérardmer vers le Col de Grosse-Pierre.

Description : microgranite porphyrique à pyroxène, à mésostase holocristalline. La description donnée par les auteurs se rapproche de celle de l'échantillon MIN. 74. (densité = 2,71).

c) Analyse N° 19 : Microgranite à Pyroxène

réf : H. ROSENBUSCH.

Localisation : région de Frapelle, Neuwiller, et Laveline.

d) Analyse N° 20 : MICROGRANITE (à pyroxène et amphibole)

Réf : F. SIMMLER, 1962, p. 117-119 - échantillon n° 48.

Localisation : à l'Ouest du massif de Granite des Crêtes de Sainte-Marie-aux-Mines.

x = 954 y = 73,15

description : roche filonienne porphyrique - feldspath alcalin, plagioclase, biotite, amphibole, pyroxène (jusqu'à 4 mm), quartz dans la mésostase avec parfois une structure graphique - présence de nids.

autres filons trois autres filons similaires sont décrits aux points de coordonnées :

- n° 8 x = 953,70 y = 67,65
- n° 49 x = 951,20 y = 70,75
- n° 50 x = 950,15 y = 68,40

Ces filons sont intrusifs à l'Ouest du massif et surtout à l'extérieur, dans les gneiss.

TABLEAU N° 26

ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES FILONIENNES CITEES DANS
LA BIBLIOGRAPHIE. (légende dans le texte).

	N° 22	N° 23	N° 24	N° 25	N° 26	N° 27	N° 28
Si O2	60,30	61,54	61,60	64,34	64,64	62,90	61,28
Al 2O3	14,09	13,57	14,63	13,80	14,65	13,85	15,00
Fe 2O3	0,24	2,23	1,75	1,31	0,35	1,15	3,22
Fe O	5,05	2,94	2,55	3,30	3,06	2,75	3,98
Mn O	0,10	-	0,07	-	-	0,07	0,07
Mg O	4,88	5,92	4,90	3,61	3,49	3,65	3,18
Ca O	3,62	3,02	2,16	2,98	2,67	3,50	0,92
Na 2O	2,84	3,04	2,35	3,50	2,94	3,10	3,30
K2 O	5,59	5,84	5,65	5,57	5,29	5,85	5,73
Ti O2	1,22	0,76	0,83	0,43	0,93	0,75	1,28
P2 O5	0,60	0,29	0,73	-	0,21	0,88	0,37
P. F.			3,44	1,64	1,53		
CO2				-	Traces		
H2O +	1,44	1,78		-	-	1,64	2,12
H2O -	0,05				-	0,27	0,39
Total	100,02	100,23	100,66	100,48	99,76	100,36	100,84
P1	- 37,3	- 27,7	+ 5,8	- 47,6	- 30,0	- 38,0	- 1,0
P2	+ 81,5	+ 83,6	+ 120,5	+ 90,6	+ 120,0	+ 83,3	+ 101,1
P3	+ 210,4	+ 226,2	+ 190,2	+ 157,9	+ 145,8	+ 153,3	+ 192,8
Si	56,56	57,03	58,68	60,06	60,92	59,11	58,05
Al	15,55	14,80	16,40	15,16	16,25	15,31	16,72
Fe'''	0,17	1,55	1,25	0,92	0,25	0,81	5,53
Fe''	3,94	2,27	2,02	2,56	2,40	2,15	
Mn	0,08	-	0,06	-	-	0,06	0,06
Mg	6,87	8,23	7,00	5,06	4,94	5,15	4,52
Ca	3,64	3,00	2,21	2,98	2,70	3,52	0,93
Na	5,16	5,45	4,33	6,32	5,36	5,64	6,05
K	6,69	6,91	6,87	6,64	6,36	7,02	6,93
Ti	0,86	0,53	0,59	0,30	0,65	0,53	0,91
P	0,48	0,23	0,59		0,17	0,70	0,30
K+Na	11,85	12,36	11,20	12,96	11,72	12,66	12,98
Ca+Na	8,80	8,45	6,54	9,30	8,06	9,16	6,98
K+Ca+2Na	20,65	20,81	17,74	22,26	19,78	21,82	19,96
$\frac{100 K}{K+Na}$	56,46	55,90	61,34	51,23	54,27	55,45	53,39
Densité	-	-	-	-	2,680	-	-

e) Echantillons-types MIN.12 et MIN.13.

Ces microgranites à pyroxène et amphibole ne peuvent pas être séparés des précédents bien qu'ils soient chimiquement légèrement différents. Ils formeraient un groupe de transition entre le type à pyroxène (MIN.16) et le type à pyroxène et amphibole (MIN.10).

2 - GROUPE des MICROGRANITES A PYROXENE et/ou AMPHIBOLE
du TYPE MIN.10 -

a) - Filon de référence MIN.10 (Chapitre X p. 194)

C'est le filon du "Bois des Bioquets. Il a été étudié systématiquement.
à 90 cm de l'éponte N° 21 (H. HUU NGHIEP)
intermédiaire MIN.10
à moins de 2 cm de l'éponte MIN.11 L

L'échantillon moyen MIN.10 a un chimisme très voisin de celui de l'échantillon MIN.16, type du microgranite à pyroxène. Mais les variations mises en évidence du centre aux épontes sont inverses et ce fait justifie la distinction.

b) - Analyse N° 22 MICROMONZONITE MESOCRATE QUARTZIFERE

Réf : G. CHOUBERT 1935, p. 632 - analyse N° B, Analyste M. RAOULT

Localisation : filon intrusif dans les gneiss sur le flanc Sud du Bois de la Beheuille aux environs de Gérardmer.

Description : Phénocristaux de pyroxène, biotite, amphibole, andésine et feldspaths alcalins arrondis - nids - amas de quartz et chlorite.

c) - Analyse N° 23 KERSANTITE (à amphibole)

Réf : G. CHOUBERT 1935, p. 632 analyse N° A, analyste M. RAOULT.

Localisation : Environs de Rochesson (Vallée du Bouchot).

Description : phénocristaux d'orthose ; biotite, amphibole, nids ; pâte avec association micropegmatitique de quartz et orthose autour des phénocristaux d'orthose.

Note - Cette roche semble très riche en magnésium par comparaison avec les autres.

d) - Analyse N° 24 MICROSyenite QUARTZIFERE à PYROXENE et AMPHIBOLE -

Réf : J. P. VON ELLER, 1961, p. 99 n° 61.

Analystes M. L. BLANCHET et S. DIETSCH, NANCY, 1960.

Localisation : Wisembach, à l'Ouest de Sainte-Marie-aux-Mines.

Description : phénocristaux d'orthose ; pyroxène et amphibole ; mésostase microcristalline avec association graphique de quartz et plagioclase.

3 - GROUPE des MICROGRANITES à AMPHIBOLE et/ou PYROXENE du TYPE
MIN. 110 -

Nous disposons de treize analyses dont quatre anciennes. Remarquons que toutes ces analyses correspondent à des filons situés à la bordure Sud ou à l'extérieur du massif du Granite des Crêtes.

La plupart des filons présentés dans ce groupe ont un chimisme voisin de celui des échantillons MIN. 109 et MIN. 110. Nous serions enclin à penser que les prélèvements ont généralement été effectués au centre des filons étudiés de puissance minimum 2 mètres.

a) Filon de référence MIN. 110 (chapitre IX, p. 185)

C'est le filon, situé à Mittlach, étudié systématiquement :

à 10 m de l'éponte : MIN. 110 (au centre du filon)
à 4 m " : MIN. 109
à 1,20 m " : MIN. 108
à 0,30 m " : MIN. 107
à 0,10 m " : MIN. 106

b) Filon MIN. 150 (étudié p. 226)

Il convient de rappeler l'échantillon MIN. 149 pris à l'éponte de ce filon intrusif dans les serpentinites du Tharhorn.

c) Analyse N° 25 SYENIT PORPHYR.

Réf : H. ROSENBUCH 1923 p. 279 N° 12

Localisation : Thalhorn - Haut-Rhin

d) Analyse N° 26 GLIMMERSYENIT PORPHYR.

Réf. : H. BUCKING, 1920 p. 325 n° 59.

Analyste : VON Dr. STÖBER.

Localisation : environs de Kruth, Vallée de la Thur;

Description : feldspath alcalin (2 - 5 mm) - biotite (1/2 à 3 mm) - plagioclase - pâte microgrenue à feldspath et quartz parfois micropegmatitique ("nids" ?) -

e) Analyse N° 27 MICROGRANITE à PYROXENE

Réf : M. S. ZARAYAN 1959, p. 52 n° 9

Analyste BLOT 1959

Localisation : Bois de Hangy, région du Thillot -

Description : Structure porphyrique à pâte microgrenue, ou micropegmatitique, parfois sphérolitique. Phénocristaux : orthose, plagioclase, biotite, pyroxène.

Note : Cette roche fait partie de l'ensemble du microgranite de Couard (Cl. GAGNY 1959), interprété comme faciès de bordure du Granite des Crêtes depuis W. CARLE (1949).

f) Analyse N° 28 Echantillon-type MIN. 63

Réf : Analyse nouvelle. Lab. Pétrographie Sorbonne -
Analyste A. NETILLARD, 1962, N° 318

Localisation : Environs du Col de Grosse-Pierre - petite carrière ouverte au
point de coordonnées

x = 940,200 y = 347,200

g) Echantillons-types MIN. 1 et MIN. 3

Faciès de bordure du Granite des Crêtes au Rotenbachkopf, sur la route des
Crêtes.

MIN. 1 : Microgranite à amphibole et pyroxène

MIN. 3 : Microgranite à pyroxène remplacé et faciès lamprophyrique (proche
du contact)

III. DIFFERENCIATION PAR GRAVITE DU MAGMA DES CRETES ET MICROGRANITES A PYROXENE ET/OU AMPHIBOLE

A - INTRODUCTION -

Nous avons distribué les analyses chimiques citées dans la littérature en trois groupes
ayant respectivement pour filon de référence :

- Groupe I - type MIN.16 (chapitre VIII) - (9 analyses)
- Groupe II - type MIN.10 (chapitre X) - (6 analyses)
- Groupe III - type MIN.110 (chapitre IX) - (13 analyses)

Nous nous proposons de rechercher la signification pétrogénétique de ces différents
groupes les uns par rapport aux autres, en tenant compte des résultats acquis sur la
différenciation du magma des Crêtes (p. 142).

Le problème de la différenciation à l'intérieur d'un même filon du centre aux épontes
sera abordé ultérieurement dans son ensemble (p. X). Il se superpose à celui que
nous cherchons à mettre en évidence. Afin de palier les inconvénients de cette interfé-
rence qui disperse les points représentatifs sur tout diagramme, nous admettrons
l'hypothèse suivante (1) : c'est l'échantillon du centre d'un filon qui est représentatif
du magma lui ayant donné naissance. Les échantillons prélevés vers les épontes sont
examinés à titre indicatif afin d'estimer la dispersion due au processus de différen-
tiation local ; sont reportées également les analyses de la littérature, correspondant à
des échantillons non repérés dans la caisse filonienne.

(1)

Le diagramme K₂O - MgO donne aussi de bons résultats pour les échantillons du centre
des filons. Mais les épontes ont des points représentatifs très dispersés en raison de la
différenciation locale qui joue surtout sur K₂O.

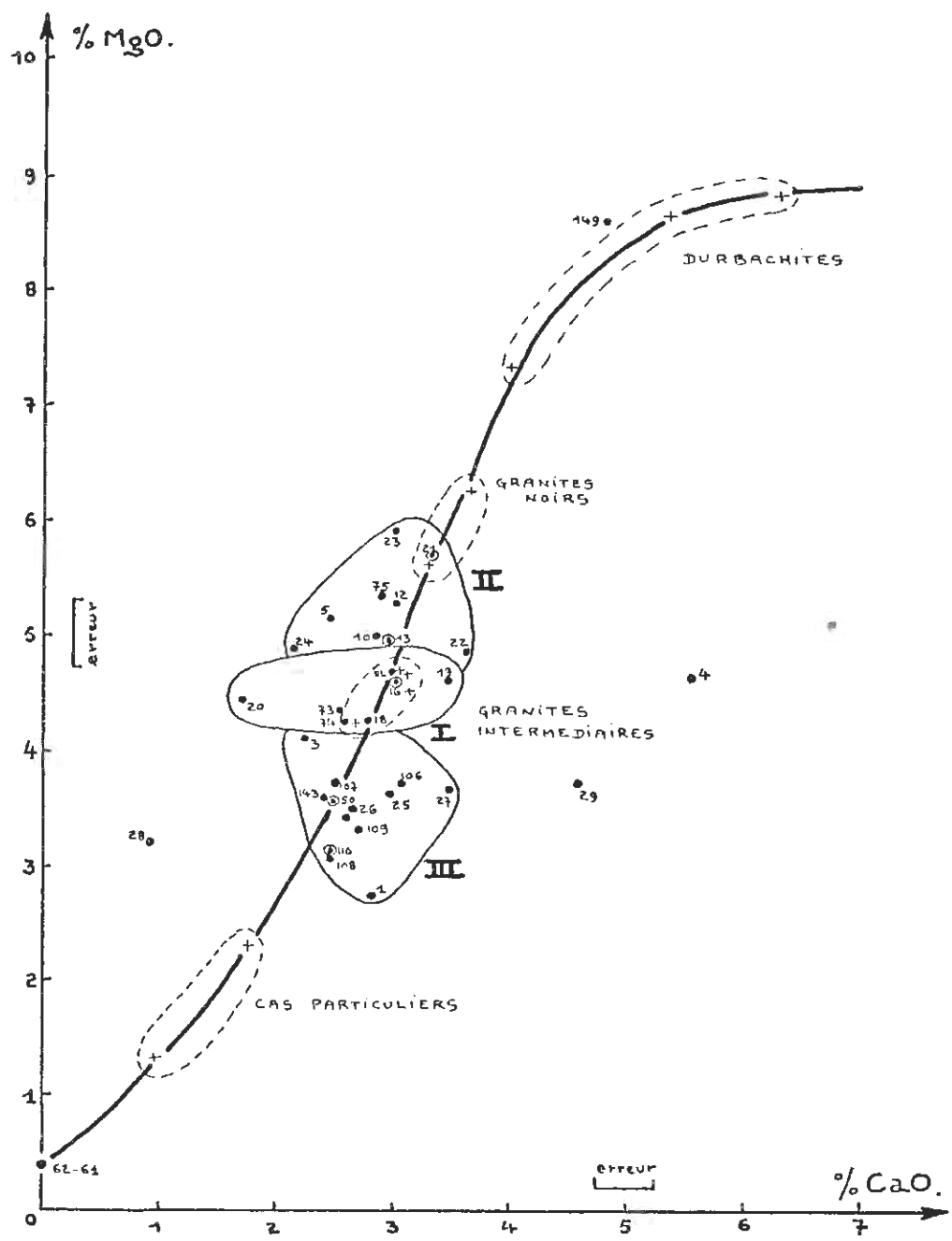


Fig. N° 65 - Différenciation par gravité du magma des Crêtes et répercussion sur le chimisme des roches filoniennes -

1) La différenciation par gravité du magma des Crêtes est rappelée par la courbe en trait fort (se reporter à la figure N° 48) -

Les échantillons-types des différents granites sont notés par une croix et les aires de dispersion sont limitées par un trait fin discontinu.

2) Les roches filoniennes se distribuent dans trois aires de dispersion distinctes cernées par des traits continus fins. Elles correspondent aux trois groupes définis dans le texte.

- Points cerclés : échantillons-types pris au centre des filons ; ils se situent près de la courbe de différenciation;

- points : autres roches filoniennes. (pour la légende se reporter au texte).

Notes - Les échantillons N° 28, N° 29 et MIN. 4 s'écartent de l'ensemble des autres filons. Leur genèse à partir du magma des Crêtes reste discutable.

o Pour la légende de certains échantillons, il convient de se reporter au texte ultérieur

- échantillon MIN. 5 - chapitre XII

- échantillon MIN. 4 - chapitre XIII

- échantillon 62-61 - chapitre XIV

B - MISE en EVIDENCE de la DIFFERENCIATION par GRAVITE -
(Diagramme MgO - CaO)

Nous utiliserons le diagramme MgO-CaO (1) (fig. n° 48) qui nous a permis de bien mettre en évidence une différenciation par gravité du magma des Crêtes, depuis les granites intermédiaires vers le granite noir, puis les durbachites.

Sur la figure n° 65, tous les filons étudiés jusqu'ici sont consignés. Les données de la figure n° 48 sont rappelées par la courbe de différenciation par gravité du magma des Crêtes et par les aires de dispersion des différents granites.

Trois aires de dispersion existent pour les filons.

- aire I : Groupe I du filon de référence MIN. 16. Il correspond au Granite des Crêtes-type (granites intermédiaires) .

- aire II: Groupe II du filon de référence MIN. 10. Il se dispose entre granites intermédiaires et granites noirs.

- aire III: Groupe III du filon de référence MIN. 110. Il est situé à cheval sur la courbe de différenciation, vers le pôle le moins basique par rapport aux granites intermédiaires.

(1) Le diagramme K₂O - MgO donne aussi de bons résultats pour les échantillons du centre des filons. Mais les épontes ont des points représentatifs très dispersés en raison de la différenciation locale qui joue surtout sur K₂O.

Remarquons de plus que les centres de filon (MIN.110, MIN.150, MIN.16, MIN.13 et n° 21) sont situés sur la courbe de différenciation.

Ainsi, pour les filons, les trois groupes envisagés correspondent à des "ponctions" différentes dans le magma des Crêtes en cours de différenciation par gravité. (du plus lourd au plus léger, on a les échantillons des aires de dispersion II, I puis III; fig. n° 65).

Il est intéressant de noter que ces groupes, répartis approximativement du Nord au Sud, sont disposés à des niveaux structuraux différents. Les groupes I et II appartiennent à une zone structurale profonde au niveau des granites et des roches cristallophylliennes tandis que le groupe III correspond à une zone plus superficielle au niveau du toit du gisement de granite ou dans les terrains de la couverture. Cette observation est en accord avec celle que nous avons faite à propos de la différenciation du Granite des Crêtes dans l'espace (p. 147).

o o
o

o

PREMIERE PARTIE

B

LES ROCHES FILONIENNES
ASSOCIEES AU GRANITE
DES CRETES

CHAPITRE XII

LAMPROPHYRE MONZONITIQUE A
CHAMOSITE ET AMPHIBOLE .- MIN. 5.

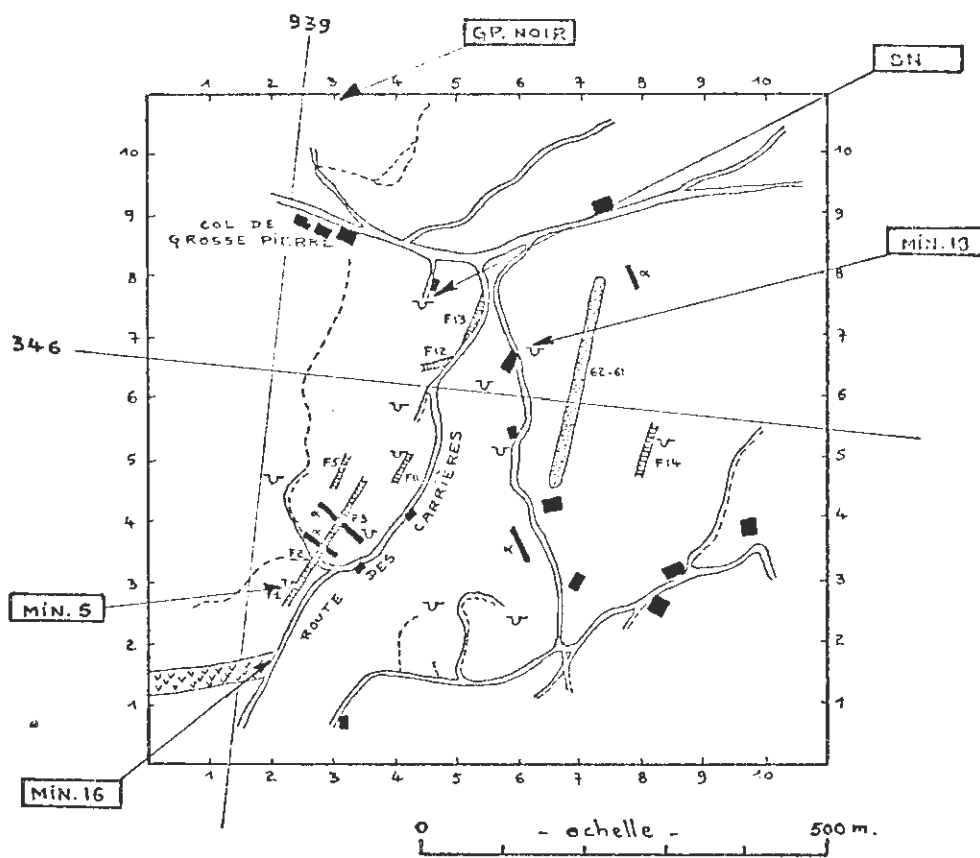
1. INTRODUCTION - LOCALISATION -

Dans la région du Col de Grosse-Pierre, de nombreux petits filons à texture compacte, cassure conchoïdale et de teinte très sombre, recourent l'ensemble des formations. Les graniteurs les connaissent sous le terme de "Pierre de route".

Ces petits filons sont notés sur les cartes et croquis des figures n° 66 et n° 67. Tous ont été observés en lames minces. L'un a fait l'objet d'une étude minéralogique complète et nous servira de référence sous l'appellation de "filon MIN. 5" ou "filon P. NIGGLI".

A - Le "FILON P. NIGGLI" (MIN. 5) -

Dans une petite carrière très étroite s'enfonçant vers l'Ouest-Nord-Ouest à partir de la route des carrières, au point de coordonnées $x = 2,3$, $y = 2,9$ de la figure n° 66, nous observons un filon particulièrement bien exposé. D'après les indications de E. NIGGLI (communication orale, 1959) sur le terrain, il est vraisemblable que ce même filon a été décrit comme un lamprophyre et analysé dans la publication de Von C. FRIEDLAENDER et P. NIGGLI (1931, p. 377 - 378). Une roche analogue a été observée en blocs épars dans les carrières du Col de Grosse Pierre par G. CHOUBERT (1935, p. 640-641).



. LOCALISATION DE QUELQUES FILONS
DANS LA REGION DU COL DE GROSSE - PIERRE .

(d'après une photographie aérienne - Repérage sur
feuille de Munster au 50.000 par $x = 939$; $y = 346$).

LEGENDE

GRANITES des CRETES ENCAISSANTS
(échantillon - Types)

- GP. NOIR : faciès noir
- B.N..... : faciès intermédiaire
- MIN. 18 : faciès bleu

FILONS

- Microgranite à Pyroxène
(échantillon - Type MIN. 16)
- filons et amas de
Amphiphre -
(échantillon - Type MIN. 5)
- (F.) : légende dans le texte
- Granophyre hyperalcalin
- aplites à deux micas

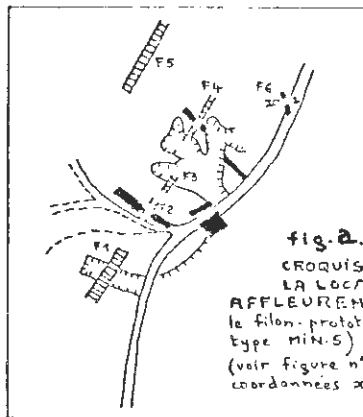


fig. a.
CROQUIS DÉTAILLÉ DE
LA LOCALISATION DES
AFFLEUREMENTS F.1 à F.6
le filon-prototype (échantillon
type MIN.5) est situé en F.1.
(voir figure n° - point de
coordonnées $x=3,0, y=2,3$).

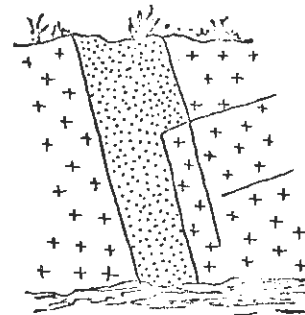


fig. b. AFFLEUREMENT F.1
VUE VERS LE NORD DU
FILON "P. NIGGLI"
échantillon - type MIN.5.

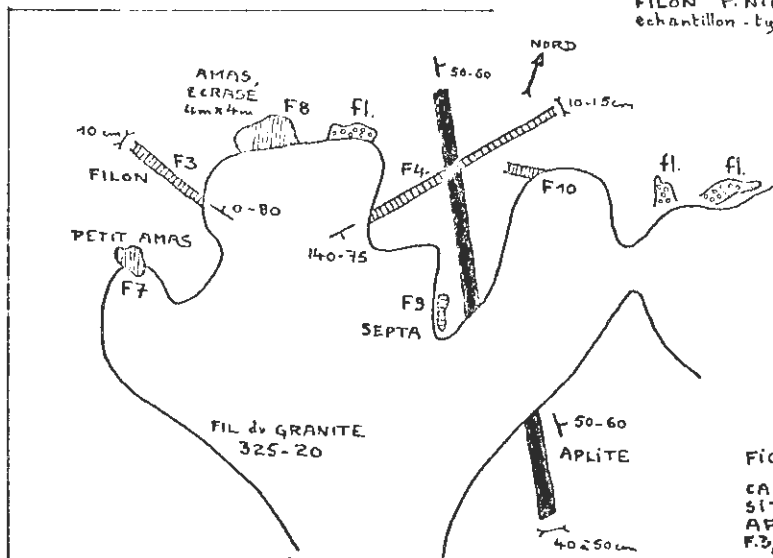


FIG. C.
CARRIÈRE OÙ SE
SITUENT LES
AFFLEUREMENTS
F.3, F.4, F.7 à F.10

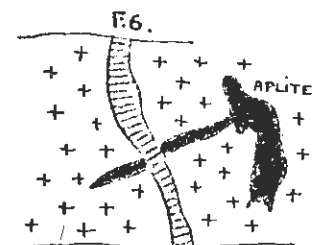


Fig. d. AFFLEUREMENT F.6
FILON DE LAMPROPHYRE
RECOURANT UN FILON
D'APLITE A DEUX MÏCAS

(point $x=3,5$ et $y=3,8$ sur
la carte de la figure n°)
fl: flamme chargée en feldspaths
 γ_{50-60} , signe de pendage du Plan
du filon
- le premier chiffre indique
l'angle entre le Nord et le
vecteur pendage (sens
des aiguilles d'une montre)
- le second chiffre indique
l'intensité du pendage

Fig. N° 67 : Localisation et description de quelques filons dans la région du Col de Grosse-Pierre (détails de la figure n° 66)

croquis a : Détails de la localisation des affleurements F.1. à F.6 (légende dans le texte).

croquis b : Filon "P. NIGGLI" - échantillon-type MIN. 5

croquis c : Détails de la localisation des affleurements F.3, F.4 et F.7 à F.10.

croquis d : Détails du filon de lamprophyre F.6

Ce filon est visible, dans le fond de cette carrière en saignée verticale. Il est mieux exposé sur la paroi Nord que sur la paroi Sud. Le Granite des Crêtes encaissant présente un jeu de diaclases orientées suivant les directions :

- N - 115 - E, pendage 80° Sud
- N - 45 - E, pendage 60° Est
- N - 30 - E, pendage 40° Est

Le fil de la roche, matérialisé par l'orientation du plan (010) des feldspaths alcalins, a une direction N-55-E et un pendage de 20° NW. Le filon s'est mis en place dans la diaclase de direction N-45-E et de pendage 60° Est. Il a parfois utilisé la diaclase de direction N-30-E à pendage 40° Est pour augmenter sa puissance de 80 cm jusqu'à 105 cm à l'affleurement.

Ce filon n'affleure plus au Sud-Ouest de la carrière mais se retrouve en plusieurs affleurements situés au Nord dans des carrières ou sur des talus de route. Les directions initiales ne sont pas toujours respectées ; il semble que le filon se divise en petits filonnets ou en amas à la faveur de diaclases ou de zones broyées dans le Granite des Crêtes à "faciès noir". Ces affleurements sont visibles jusqu'à la route nationale du Col de Grosse-Pierre, mais malheureusement les talus se dégradent rapidement et l'altération ne permet plus de les observer aussi frais que lors de la construction de la route des carrières.

B - AUTRES AFFLEUREMENTS de LAMPROPHYRE -

Les autres affleurements de ce même lamprophyre se disposent comme suit (fig. n° 66 et n° 67).

- 1 - (F. 1) - (pour mémoire - "Filon P. NIGGLI" d'un mètre de puissance décrit ci-dessus sous le numéro MIN. 5.)
- 2 - (F. 2) - Dans un chemin à peine tracé, une roche identique existe sous le tapis d'herbe dans l'axe du filon précédent dont elle semble représenter la continuation. De part et d'autre de cet affleurement, on observe un microgranite fin à 2 micras ; la veine lamprophyrique aurait recoupé ce filon acide antérieur.
- 3 - (F. 3.) à (F. 10) - Dans une vaste carrière, située au point $x = 3,5$ $y = 3,6$ (fig. n° 66), on retrouve plusieurs filons et amas de ce même lamprophyre :
 - un petit filon (F 3) d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, orienté N. 90. E avec un pendage 80° Nord.
 - un filon plus important (F 4) d'une puissance de 10 à 15 cm, avec des digitations. Il se présente sous forme d'une lame étroite orientée dans un plan N. 50. E avec un pendage de 75° Sud. Il est important de suivre ce filon en grimpant sur la paroi ; en effet, il recoupe à l'emporte-pièce un filon de microgranite saccharoïde à 2 micras de 40 à 50 cm de large qui traverse toute la carrière en direction du N. 130. E sous un pendage visible et permet d'affirmer que le lamprophyre est postérieur au filon acide.
 - un petit amas (F. 7)
 - un amas plus important (F. 8) qui se présente sous forme d'un panneau de quelques 4 m sur 4 m très fortement broyé.

- deux septas (F. 9) en lentilles dans le Granite et dont les relations avec les autres filons ne peuvent pas être bien définies.
- un petit filon (F. 10) au pied de la paroi de la carrière.

Dans cette carrière, le granite présente de nombreuses directions de diaclase. Le fil de la roche est orienté N/55, E avec un pendage de 20° Ouest. Cette orientation du plan (010) des feldspaths alcalins est très générale, à quelques variations près, dans la région du Col de Grosse-Pierre. Signalons encore, dans cette carrière, des flammes de granite plus clair, chargées en feldspaths alcalins et des amas d'aplite rose. Il convient de remarquer que très souvent, des petits filons riches en feldspaths sont orientés dans le plan du fil de la roche. Leur texture très fine permet de mettre en évidence l'aspect fluidal de cette roche filonienne autour de phénocristaux de feldspath ayant le comportement de xénocristaux entraînés au cours de la mise en place.

- 4 - Sur le talus de la route des carrières, au Nord de l'entrée de la carrière précédente, un filonnet de lamprophyre (F. 6) foncé recoupe à l'emporte-pièce une digitation d'aplite rose clair issue d'un amas plus important (fig. n° 67).
- 5 - Un filon de lamprophyre assez important (F. 5) est visible au Nord-Ouest de cette grande carrière, dans des travaux annexes. Un autre filon (F. 11), d'une puissance métrique, existe dans une carrière dissimulée en x = 4, y = 5. Il présente un pendage de 80° Est avec une direction de Nord 30° Est.
- 6 - Dans le talus et le caniveau de la route des carrières, non loin de sa jonction avec la route nationale du Col de Grosse-Pierre, on observe de petits amas assez altérés de lamprophyre (F. 12) et (F. 13)
- 7 - Signalons encore un beau filon (F. 14), orienté suivant une direction N 30° E, pendage 80° Ouest, puissant d'un à deux mètres dans une petite carrière ouverte en x = 8, 1, y = 5, 5. Il recoupe le Granite des Crêtes à "faciès bleu".

Nous retiendrons, au terme de cette étude détaillée, qui illustre la complexité du réseau filonien dans notre granite, les points suivants :

- les filons de lamprophyre les plus importants sont tous situés dans des diaclases orientées vers le Nord-Est et fortement pentées vers le Sud-Est. Ceci correspond à la grande direction structurale NE - SW soulignée par la lame de Granite des Crêtes.
- Ces filons représentent l'ultime activité de mise en place du magma dans la région. Ils recoupent les filons plus acides et sectionnent souvent à leur bordure des phénocristaux de feldspaths alcalins appartenant au Granite des Crêtes.

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE DE L'ECHANTILLON - TYPE MIN. 5

A - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE -

L'échantillon-type MIN. 5 a été prélevé au centre du "filon P. NIGGLI". Comme tous les autres filons et amas, il se présente sous l'aspect d'une roche homogène, sombre, de teinte gris foncé à reflets brunâtres ou verdâtres. A l'œil nu, seuls quelques rares pyroxènes (de l'ordre de 2 à 3 mm) et de petits grains de minéraux à éclat pyriteux sont visibles.

B - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE -

La structure est complexe à tendance finement microlitique mais avec des caractères lamprophyriques prononcés ; elle peut être localement à tendance ophitique. Le feldspath est en lattes irrégulières, entrecroisées ou divergentes, rappelant la structure bostonitique(1) Les minéraux ferro-magnésiens ont tendance à remplir les interstices. Sur certaines plages cependant, ces mêmes minéraux (chlorite - amphibole) sont en grandes aiguilles d'orientation variée ; le feldspath est alors xénomorphe interstitiel. Cette structure moins fréquente est plus naturelle pour un lamprophyre.

- Le pyroxène reste un minéral accessoire, le plus souvent recristallisé en amphibole. Il s'observe en phénocristaux et en petits cristaux mal formés, dispersés dans la pâte.
- La chlorite vert-clair est en lattes déformées et en flaques xénomorphes dispersées dans la roche. Elle peut aussi se rencontrer en rosettes. Elle possède une teinte de biréfringence anormale brun-sépia. Les lattes présentent parfois une "armature" centrale d'épidote.
- L'amphibole peut prendre deux aspects :
 - o En larges cristaux plus ou moins déformés ayant l'allure de touffes de fibres avec des teintes de polychroïsme vert brun à jeune brun très clair. Ces cristaux sont remplis de petits grains d'épidote brunâtres, mal répartis.
 - o En fines aiguilles transparentes, très abondantes dans la pâte. Elles présentent des teintes de polychroïsme vert-jaunâtre clair à jaune verdâtre très pâle.

L'amphibole est en général moins abondante que la chlorite.

- L'épidote est abondante, en granules dans la pâte et en grains dispersés dans les cristaux d'amphibole et de chlorite.
- Les minéraux opaques sont en grains dentelés très nombreux.
- L'apatite est abondante. Elle parsème la roche soit en fines aiguilles très allongées, soit en prismes minuscules.
- Les feldspaths n'ont pas pu être déterminés par VON C. FRIEDLANDER et P. NIGGLI (1931). G. CHOUBERT (1935) pense que seul le plagioclase est représenté,

(1) Texture caractérisée par une orientation désordonnée de grosses poutrelles de feldspath. La bostonite est une pulaskite aplitique.

mais il n'en précise pas la basicité. L'échantillon MIN. 5, décrit ici, présente des feldspaths qui atteignent et dépassent même 0,3 mm. Malgré de sérieuses difficultés, il est possible d'en préciser la nature en utilisant la frange de Becke et en observant des lames découvertes colorées au cobaltinitrite de sodium après attaque ménagée aux vapeurs d'acide fluorhydrique. Il reste néanmoins difficile d'estimer les proportions de plagioclase et de feldspath potassique.

- Le plagioclase (sans doute acide), abondant, se présente d'une part en grands cristaux rares, rectangulaires, très altérés et d'autre part en petites lattes trapues, à plans de macle diffus associant 3 ou 4 individus altérés noyés dans une gangue de feldspath potassique.
 - Le feldspath potassique existe en lattes allongées, irrégulières, à bords dentelés et à extinction non franche. Ces cristaux présentent la macle de Carlsbad. Ils sont noyés dans une mésostase de feldspath potassique xénomorphe interstitiel.
- Le quartz en très petits cristaux xénomorphes dispersés est très rare.
- On observe aussi de petites amandes de 0,5 à 1 mm formées de grains de quartz xénomorphe. Ces amas sont entourés d'une couronne de chlorite cernée de minéraux opaques. Ces agrégats de quartz semblent étrangers à la roche.

L'observation microscopique de ce filon conduit à un problème de nomenclature ; en effet, suivant les échantillons, amphibole ou chlorite domine ; par ailleurs les proportions de plagioclase et de feldspath alcalin ne sont pas connues. Comme VON C. FRIEDLANDER et P. NIGGLI (1931) nous nous contenterons pour l'instant de parler de lamprophyre.

C - VARIATIONS MINÉRALOGIQUES -

1 - Dans le "filon P. NIGGLI"

Une étude systématique de ce filon en lames minces, permet de préciser les points suivants :

- au centre, la taille des feldspaths atteint 0,35 mm. L'amphibole a tendance à être verte,
- vers la périphérie, la taille des feldspaths est en moyenne de 0,20 mm.
- aux épontes, la roche est plus fine. Les feldspaths ne dépassent pas 0,10 mm et l'amphibole a une teinte brune plus soutenue. Elle semble plus abondante que la chlorite. Il n'est pourtant pas possible d'ériger cette observation en règle car l'abondance relative en chlorite et amphibole varie d'un point à un autre du filon et parfois même dans une même lame mince.

2 - Dans les autres gisements signalés

Tous les pointements de lamprophyre que nous avons recensés au début de ce chapitre sont constitués d'une roche semblable à quelques petites différences près, portant surtout sur la structure.

Nous signalerons :

- une très belle structure fluidale dans certaines parties du petit filon F. 4.

- la présence d'un plagioclase assez basique dans ce même filon F. 4 et dans les septas F. 9 qui en sont proches.
- la présence d'amphibole brun rouge à brun jaune clair dans la plupart de ces petits filons ; cette amphibole paraît identique à celle des épontes du filon plus large que nous avons pris pour référence.

D - ORDRE de CRISTALLISATION -

Il est difficile de déduire l'ordre de cristallisation de l'observation de la roche en lame mince. Le pyroxène est de première génération. Le plagioclase semble précéder le feldspath sodi-potassique tout comme la chlorite. Les rapports entre chamosite et amphibole restent incertains : une cristallisation simultanée est possible.

III. ETUDE MINERALOGIQUE -

Malgré la finesse de la structure, nous avons réussi à extraire le mica et une fraction feldspathique. Par ailleurs des lots plus ou moins riches en amphibole, pyroxène et minéraux lourds ont été isolés.

A - CHLORITE : CHAMOSITE -

1 - Données chimiques

Poids d'oxydes (3)		Atome-grammes		Formule pour O ₂₈	
SiO ₂	29,14	Si	31,19	Si	6,022)
Al ₂ O ₃	16,70	Al	21,03	Al ^{IV}	1,978) 8,000
Fe ₂ O ₃	4,70	Fe ^{III}	3,77		
FeO	16,20	Fe ^{II}	14,45	Al ^{VI}	2,082)
MnO	0,34	Mn	0,31	Ti	0,309)
MgO	15,24	Mg	24,46	Fe ^{III}	0,728)
CaO	1,85	Ca	2,12	Fe ^{II}	2,790) 11,308
Na ₂ O	0,21	Na	0,44	Mn	0,060)
K ₂ O	0,32	K	0,44	Mg	4,723)
TiO ₂	2,00	Ti	1,60	Ca	0,409)
P ₂ O ₅	0,21	P	0,19	Na	0,085)
				K	0,085)
P. F.	12,26			P	0,037)

H ₂ O total	10,63			Total	19,308
Total	99,37				
		P1 = -	33,0		
		(1) P2 = +	126,3	(2)	Si = 6,022
					$\frac{\text{Fe}^{\text{II}} + \text{Fe}^{\text{III}}}{\text{Fe}^{\text{II}} + \text{Fe}^{\text{III}} + \text{Mg}} = 0,427$
		P3 = +	689,8		$\text{Fe}^{\text{II}} + \text{Fe}^{\text{III}} = 3,518$

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

(2) Paramètres pour la classification des chlorites de N. H. HEY (1954)

(3) La quantité limitée de poudre n'a pas permis le dosage de CO₂

Dans le cadre de la classification de M. H. HEY (1954), compte tenu du pourcentage en Fe_2O_3 (4,70), cette chlorite est oxydée et appartient à la famille des CHAMOSITES (Elle correspondrait à une pycnochlorite dans le groupe des orthochlorites).

2 - Données cristallographiques

L'enregistrement d'un diffractogramme révèle les raies principales d'une chlorite avec notamment une réflexion à $2\theta K\alpha = 6,18$ obtenue avec l'interposition d'un couteau.

2 θ Cu K α	d	I
6,18	14,29	F
12,38	7,14	FF
18,74	4,73	FF
20,76	4,28	ff
25,08	3,55	FF
(27,50)	(3,24)	(mf)
31,52	2,836	F
34,34	2,609	mf
34,50	2,597	mf
36,56	2,456	mf
39,68	2,269	f

Les raies les plus intenses d'une biotite sont visibles avec une faible intensité. Ce fait est en accord avec la présence de résidus de biotite. Le calcul de la formule de la chamosite peut ne pas en tenir compte. D'ailleurs, son analyse chimique ne révèle qu'une faible quantité de K_2O imputable à une biotite.

3 - Autres données

- densité mesurée : $2,947 \pm 0,006$

La densité calculée à l'aide des formules proposées par M. H. HEY (1954) serait de 2,878.

- susceptibilité magnétique : $\chi = 36,3 \text{ u. e. m. c. g. s. } 10^{-6}$;

- l'indice n calculé serait de 1,608 ;

- le signe de l'allongement par rapport à la trace de clivage (001) est négatif.

B - FRACTION FELDSPATHIQUE -

Les difficultés de séparation n'ont pas permis d'isoler le feldspath potassique et le plagioclase, mais seulement une fraction feldspathique sans doute enrichie en orthose, en raison de la faible densité de ce dernier.

1 - Données chimiques

Une analyse partielle de cette fraction donne les teneurs suivantes :

$K_2O = 7,45 \%$

$Na_2O = 4,20 \%$

Le calcul d'une formule en Or - Ab - "impuretés" révèle 20 % d'impureté. La formule simplifiée $Or_{55} Ab_{45}$ n'est donc donnée qu'à titre indicatif.

2 - Données cristallographiques

- Etude de la triclinicité (fig. n° 68)

La phase microclinique est prépondérante bien que l'orthose soit représentée dans l'enregistrement effectué entre 29° et 31°5 (2 θ Cu K α). La triclinicité du microcline varie de 0 à 0,6 mais l'essentiel du feldspath possède une triclinicité d'environ 0,1.

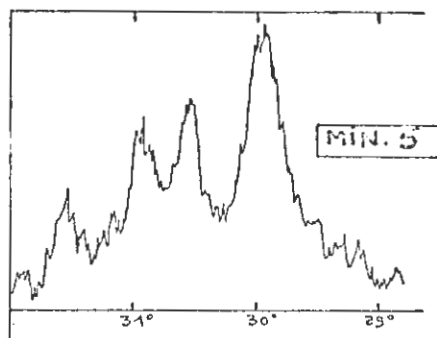


Fig. N° 68 : Etude de la triclinicité du feldspath alcalin du lamprophyre monzonitique à chamosite et amphibole MIN. 5.

- Etude de la composition des différentes phases

La position des réflexions des raies (201) comparée à celle de la raie (101) du bromate de potassium permet de préciser qu'il existe dans cette fraction un feldspath potassique pur et un plagioclase. Les intensités respectives des réflexions (201) sont dans le rapport 10 pour le plagioclase et 8 pour l'orthose. Ceci est en accord avec les résultats de l'analyse chimique en tenant compte d'une relation mise en évidence en annexe.

Ces données prouvent l'existence d'un feldspath alcalin "potassique" dans cette roche.

C - MINÉRAUX OPAQUES : MARCASSITE et PYRITE -

Les minéraux opaques ont été analysés aux rayons X. Ceci nous a permis de caractériser un mélange de PYRITE et de MARCASSITE avec des raies très intenses pour cette dernière. Nous nous sommes servis des données rapportées dans le fichier A. S. T. M. et dans les tables de L. G. BERRY et R. M. THOMPSON (1962, fiche 114, page 87 et fiche 135, page 102). La figure n° 69 montre quelques réflexions voisines (1) de la pyrite et de la marcassite. L'indexation des raies a été proposée d'après les données de L. G. BERRY et R. M. THOMPSON. (1962).

(1)

En raison de l'écartement de ces réflexions, il ne peut s'agir des raies K α_1 et K α_2 du cuivre.

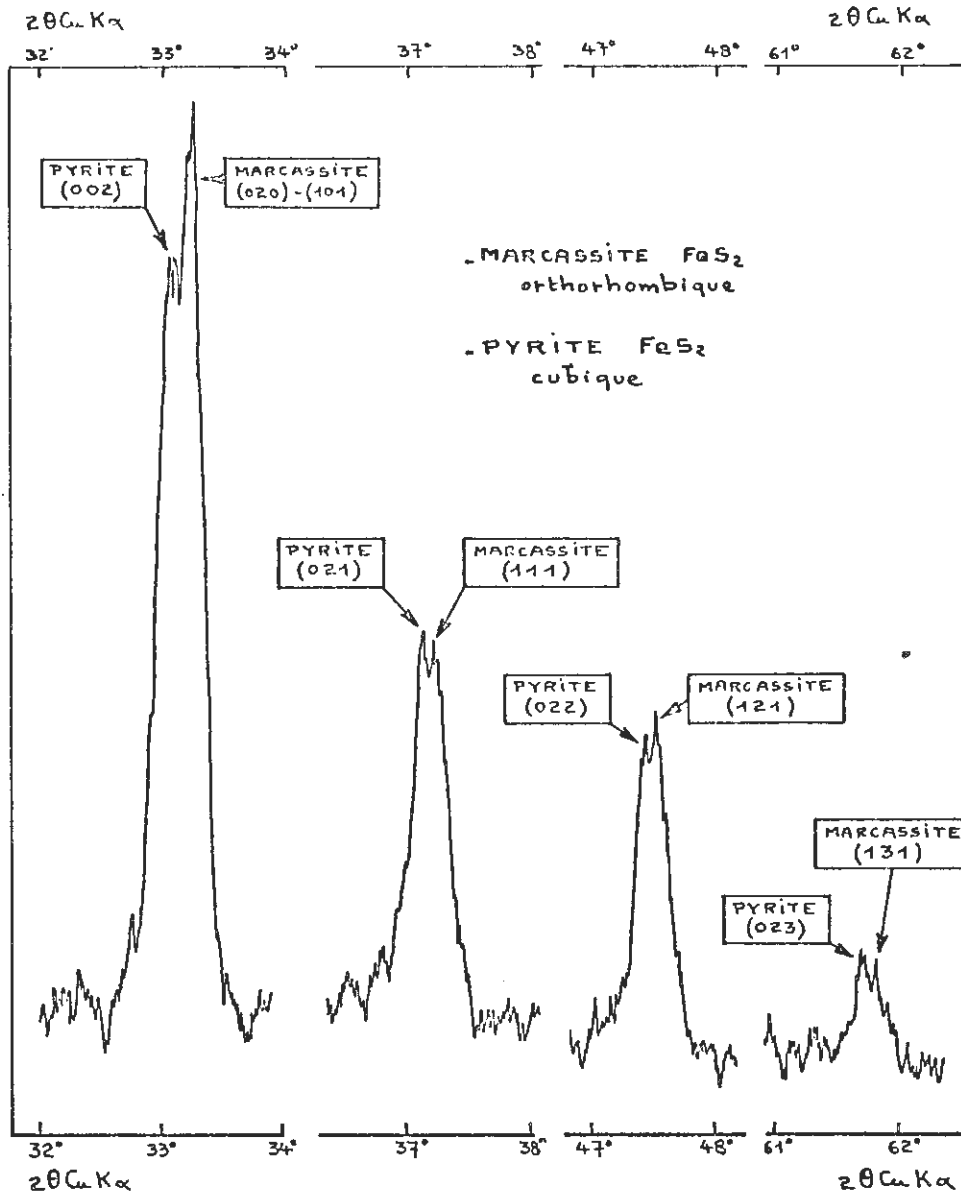


Fig. N° 69 : Mise en évidence de MARCASSITE et de PYRITE dans le lamprophyre monzonitique à chamosite, MIN. 5.

MARCASSITE		
2θ Cu Kα	d	I
25,90	3,437	m
33,24	2,693	FF
37,20	2,415	m
38,88	2,314	mf
43,92	2,060	ff
47,50	1,913	m
52,02	1,756	Fm
53,12	1,722	ff
54,14	1,693	ff
54,78	1,674	f
57,74	1,595	mf
61,76	1,501	f
65,16	1,431	ff
68,58	1,367	ff

PYRITE		
2θ Cu Kα	d	I
28,50	3,129	m
33,08	2,706	F
37,12	2,420	m
40,74	2,213	mf
47,44	1,915	m
56,26	1,634	m
61,70	1,502	f
64,26	1,448	ff

La présence de marcassite, inconnue en tant que minéral magmatique (d'après DEER - HOWIE - ZUSSMAN, 1963, p.140) peut s'expliquer par une recristallisation à basse température de la pyrite.

G. KULLERUD (1966) a étudié les conditions de stabilité du système Fe - S - O - H et a défini la température maximale autorisant la présence de marcassite (fig.n° 70). Celle-ci est quasi indépendante de la pression puisqu'elle varie de 432° à 423° C environ lorsque la pression s'élève de 150 à 2.000 bars. Ceci nous permet de proposer une température égale ou inférieure à 432° C pour la formation du couple pyrite-marcassite dans ce lamprophyre.

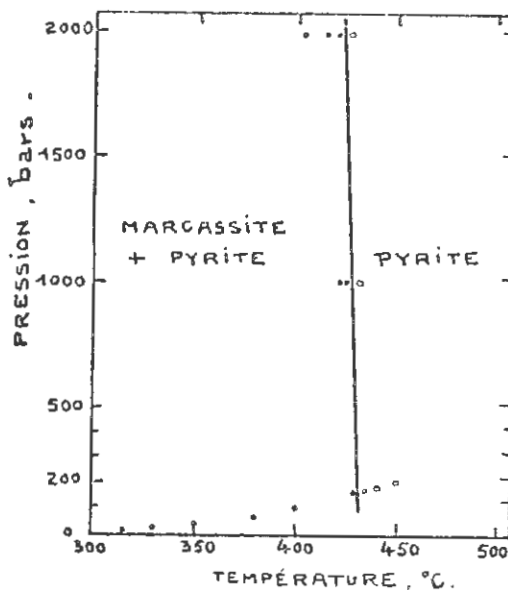


Fig. N° 70 : Courbe de stabilité maximale de la marcassite dans le système Fe - S - O - H d'après G. KULLERUD - 1966 - (fig. n° 90 p. 353)

La courbe passe :

- à 150 bars à 432°C + 3°C
- à 1000 bars à 428°C + 2°C
- à 2000 bars à 423°C + 2°C

D - PYROXENE et AMPHIBOLE -

Ces deux minéraux ont été bien mis en évidence par les rayons X. La méthode de ZWANN (voir annexe n° 3), appliquée au pyroxène n'a donné aucun résultat pour les valeurs suivantes en Angström :

$$\begin{aligned} \text{différence } d(220) - d(221) &= 0,242 \text{ \AA} \\ \text{différence } d(221) - d(310) &= 0,062 \text{ \AA} \\ \text{différence } d(131) - d(22\bar{1}) &= 0,046 \text{ \AA} \end{aligned}$$

IV. ETUDE PETROCHIMIQUE -

L'étude pétrochimique d'une telle roche restera très succincte en raison de notre connaissance limitée des minéraux constituants :

A - ANALYSES CHIMIQUES -

Nous possédons deux analyses de ce lamprophyre. L'une, (MIN. 5), correspond à notre échantillon provenant du centre du filon (une prise de 3.700 gr.). L'autre (N° 29), est celle d'un prélèvement non repéré par rapport aux épontes, effectuée par VON C. FRIEDLANDER et P. NIGGLI (1931 p. 378).

POIDS d'OXYDES			ATOME - GRAMMES		
-	MIN. 5	N° 29	-	MIN. 5	N° 29
SiO ₂	58,10	56,84	Si	54,61	53,66
Al ₂ O ₃	16,60	17,01	Al	18,36	18,89
Fe ₂ O ₃	} 6,36	1,10	Fe ^{III}	} 4,85	0,78
FeO		5,00	Fe ^{II}		3,93
MnO	0,09	0,11	Mn	0,07	0,09
MgO	5,15	3,70	Mg	7,26	5,24
CaO	2,46	4,59	Ca	2,48	4,65
Na ₂ O	3,72	3,37	Na	6,77	6,16
K ₂ O	4,06	4,55	K	4,87	5,48
TiO ₂	1,04	1,40	Ti	0,73	0,99
P ₂ O ₅	-	0,18	P	-	0,14
P. F.	3,15	-	K + Na	11,64	11,64
H ₂ O +	-	2,44	Ca + Na	9,25	10,81
H ₂ O -	-	0,18	K + Ca + 2 Na	20,89	22,45
Total	100,73	100,47	<u>100 K</u>	41,84	47,08
P ₁	- 77,5	- 93,9	K + Na		
(1) P ₂	+ 87,1	+ 55,6	Densité	2,689	2,75
P ₃	- 227,7	+ 193,0		± 0,01	

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

Pour l'analyse n° 29, remarquons que les auteurs ont insisté sur la présence de diopside qui, dans notre prélèvement, ne représente qu'un minéral accessoire. L'analyse chimique qu'ils présentent est plus riche en calcium. Une différence sensible existe aussi pour les densités.

On notera, par rapport aux roches filoniennes examinées jusqu'ici, la richesse en aluminium et en sodium ainsi que le taux très bas de potassium, comparable à celui de l'échantillon MIN. 107.

B - PROBLEME de CLASSIFICATION -

L'analyse modale est impossible et le diagnostic doit être établi sur les données chimiques et l'observation microscopique.

VON C. FRIEDLANDER et P. NIGGLI (1931) ont parlé de lamprophyre en s'abstenant volontairement de préciser davantage. G. CHOUBERT (1935) a parlé de spessartite car il lui semblait que seul le plagioclase était présent. Devant le taux en K_2O non négligeable de la roche, il considérait que le potassium était incorporé dans le mica et envisageait d'en faire une kersantite hétéromorphe. La présence d'orthose et l'absence de biotite pouvant mobiliser le potassium, nous conduit à réfuter cette conclusion.

L'étude de la fraction feldspathique nous a révélé une proportion en poids d'oxydes de 7,45 % K_2O et 4,20 Na_2O . Ce qui conduirait à la formule simplifiée suivante : $Or_{55} Ab_{45}$. (Le calcium n'a malheureusement pas été dosé).

L'analyse chimique de la roche donne 4,06 K_2O et 3,72 Na_2O . Une partie du sodium est mobilisée par l'amphibole. La chamosite prend très peu de K_2O et Na_2O (respectivement 0,32 et 0,21). On est conduit à admettre que la roche contient des proportions comparables de feldspath potassique et de plagioclase. Le calcul nous permet, en tenant compte de la rareté du quartz, d'estimer à environ 55 - 60 % la proportion modale de cette fraction feldspathique. De nombreuses incertitudes demeurent : nature des feldspaths, du plagioclase en particulier (albite ?), proportion de chamosite par rapport à l'amphibole brune. Nous considérerons cette roche filonienne comme un lamprophyre monzonitique à chamosite et amphibole.

Le calcul C. I. P. W. donne les paramètres suivants :

MIN. 5 : II - 5 - 2 - 3'

N° 29 : II - 5 - (2) 3 - 3

ce qui correspond à l'équivalent d'une micromonzonite (quartzifère) de la famille des syénites calco-alcalines. Ce résultat pourrait confirmer nos déductions sur la nature de la fraction feldspathique.

V. CONCLUSIONS PARTICULIERES -

L'ensemble de ces filons et amas de lamprophyre dans la région du col de Grosse-Pierre représente des intrusions magmatiques postérieures à toutes les autres roches. L'appartenance génétique de cet ensemble à la famille des filons examinés jusqu'ici ne peut pas être établie pour l'instant. Nous en discuterons ultérieurement.

o o
o

PREMIERE PARTIE

B

LES ROCHES FILONIENNES
ASSOCIEES AU GRANITE
DES CRETES

CHAPITRE XIII

MINETTE VARIOLAIRE A PHLOGOPITE

MIN. 4.

I. LOCALISATION -

Au cours du lever géologique de la feuille de Munster au 50.000 ème, quelques gisements d'une roche filonienne à texture variolaire ont été repérés. Une telle roche avait déjà été signalée par A. MICHEL - LEVY sur la feuille géologique de Lure au 80.000 ème (2ème édition) sous l'appellation d'orthophyre micacé variolitique.

A - GISEMENT de REFERENCE - (Munster au 25.000 ème n° 5-6; x = 942,680
y = 330,140

Le gisement, pris comme référence dans notre étude, se situe non loin du Col de Bussang sur la route nationale qui, d'Urbès, monte en nombreux lacets vers le Col. Dans un des derniers virages, un chemin part vers le sud et un parking, situé à l'embranchement, permet aux touristes d'aller se recueillir devant le "Monument aux fusillés". La minette variolaire affleure dans une zone broyée du tuf albitophyrique constituant la paroi abrupte à l'extérieur du virage. Il faut descendre dans le fossé car la roche affleure en contre-bas.

B - QUELQUES AUTRES AFFLEUREMENTS -

- 1°) Dans le petit massif du Berberg situé dans la vallée de la Thur, au Nord-Ouest d'Oderen. L'affleurement de roche variolaire est situé à gauche, une cinquantaine de mètres après le début du sentier qui monte vers le Nord-Ouest sur le flanc Est du Berberg. (Munster 25.000 ème n° 5 - 6 x = 946,3 et y = 334,0). On remarque, au premier virage, une microsyénite située dans les tufs albitophyriques ; puis un pointement de cette roche variolaire. Cette roche semble représenter un faciès de bordure de microsyénite.
- 2°) Sur les pentes à l'Est d'Oderen, à 300 mètres au sud de la ferme de HENSBAACH, (Munster 25.000 ème n° 5 - 6 x = 947,4, y = 333,4).
- 3°) Une roche variolaire, identique à celle du Col de Bussang, affleure en pleine forêt, sur le talus d'un chemin, situé sous la route des Crêtes, au point de coordonnées x = 947,650 et y = 338,850 (Munster 25.000 ème n° 5 - 6). Elle se présente en filon intrusif dans des schistes et grauwackes de la série du Markstein, d'âge viséen supérieur.
- 4°) Dans la carrière sise en face de la Gare SNCF de Kruth, à peu près à moitié du front de taille, un filon Nord-Sud recoupe les schistes et tufs albitophyriques de la série d'Oderen du Viséen Supérieur. Sur quelques centimètres près des épontes, on observe une microsyénite variolaire à faciès lamprophyrique.

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE -

A - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE -

C'est une roche foncée à patine de teinte rouille. Sur une surface fraîchement cassée, on voit des pustules d'un diamètre de 5 à 8 mm de teinte marron foncé, souvent cernées d'un liseré sombre devenant plus clair vers l'extérieur. Ces varioles sont noyées dans une pâte ocre. De petites paillettes de mica visibles à l'œil nu scintillent sur la cassure.

B - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE -

Suivant les échantillons, la roche peut révéler de légères différences de composition minéralogique. Mais elle présente toujours une structure en fibres radiées à l'intérieur des varioles et une tendance lamprophyrique nette.

La phlogopite, en lattes flexueuses, présente un bord fumé caractéristique : l'intérieur de chaque minéral est très faiblement coloré ; l'extérieur, par contre, possède un polychroïsme brun-rouge à jaune clair. Ces lattes de phlogopite ont une

orientation générale dans la roche et semblent être indifférentes à la structure varioleuse ; parfois, elles subissent des déviations de l'ordre de 10 à 20° d'une variole à l'autre. Une seconde génération de phlogopite sans orientation privilégiée s'individualise à l'extérieur des varioles.

Le feldspath potassique, bien mis en évidence par coloration au cobaltinitrite de sodium, est responsable de la structure varioleuse. Il se présente en longues touffes divergentes depuis le centre de chaque pustule, avec une disposition radiale caractéristique.

Les autres minéraux semblent chassés vers la périphérie. Ainsi, les varioles sont cernées d'une zone étroite plus riche en petits micas, puis enveloppées dans une auréole parfois riche en feldspaths xénomorphes et en calcite. Les aiguilles d'apatite sont nombreuses dans l'ensemble de la roche.

Les pustules peuvent se mouler les unes sur les autres. La pâte, de structure plus confuse, s'insère entre elles. Elle contient phlogopite, calcite, feldspath, minéraux opaques, grains d'épidote. De rares cristaux trapus de plagioclase totalement altéré, du quartz en plages xénomorphes parfois entourées d'une couronne de micas, apparaissent également. Des fantômes peu fréquents d'un minéral épigénisé en chlorite, quartz et calcite, de forme automorphe, évoquent d'anciens phénocristaux d'amphibole.

Dans certaines parties du gisement, la structure est légèrement différente :

- le feldspath alcalin des varioles peut constituer des plages xénomorphes jointives emballant des cristaux de phlogopite ;
- localement dans la structure, la chlorite peut jouer le rôle de la phlogopite (chlorite à allongement négatif, à biréfringence blanc à jaune 1er ordre et biaxe négatif avec une forte dispersion).

C - ORDRE de CRISTALLISATION -

La discussion d'un ordre de cristallisation est difficile dans ce type de roche. Nous retiendrons les points suivants :

- La phlogopite en grandes lattes a une orientation générale indépendante du découpage en pustules.
- Le feldspath alcalin, responsable de la construction des varioles, englobe ces phlogopites.
- Les autres minéraux semblent rejetés vers la périphérie des varioles.

Ainsi, sans tenir compte des rares fantômes automorphes de minéraux vraisemblablement antérieurs, nous pouvons proposer l'ordre de cristallisation suivant :

- phlogopite II, calcite et autres minéraux
- phlogopite I
- orthose des varioles

III. ETUDE MINERALOGIQUE -

La finesse de la structure est telle que la séparation des minéraux constitutifs est à la limite des possibilités pratiques.

A - MICAS : PHLOGOPITE -

Le mica a pu être isolé et obtenu quasi pur.

1 - Données chimiques

Poids d'oxydes (1)		Atome-grammes		Calcul sur O ₂₂	
SiO ₂	37,50	Si	36,89	Si	5,639)
Al ₂ O ₃	13,40	Al	15,51	Al ^{IV}	2,361) 8,000
Fe ₂ O ₃	2,81	Fe ^{III}	2,07		
FeO	9,84	Fe ^{II}	8,07	Al ^{VI}	0,010)
MnO	0,19	Mn	0,16	Ti	0,449)
MgO	14,62	Mg	21,57	Fe ^{III}	0,316)
CaO	2,04	Ca	2,15	Fe ^{II}	1,234) 5,330
Na ₂ O	0,28	Na	0,53	Mn	0,024)
K ₂ O	7,80	K	9,80	Mg	3,297)
TiO ₂	3,98	Ti	2,94		
P ₂ O ₅	0,37	P	0,31	Ca	0,329)
				Na	0,081)
P. F.	6,35			K	1,498) 1,955
				P	0,047)
Total	99,18				
P1 = + 120,6		Fe ^{II} +Mn = 23,6		100 Mg = 72,8	
(2) P2 = + 9,0		(3) Al ^{VI} +Fe ^{III} +Ti = 14,5		Mg+Fe	
P3 = + 587,1		Mg = 61,9			

(1) H₂O totale et CO₂ n'ont pas été dosés en raison de l'insuffisance de matériel à analyser.

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE

(3) Pourcentage des paramètres utilisés dans la classification M. H. FOSTER.

Le rapport 100 Mg/Mg + Fe est égal à 72,8 et permet d'affirmer que ce mica est une PHLOGOPITE. La limite avec la biotite magnésienne s'établit en effet à 66,6.

En lame mince, nous observons dans certaines zones une légère chloritisation. Mais, compte tenu du diffractogramme aux rayons X, nous pouvons assurer que celle-ci est négligeable. L'insuffisance de poudre pour l'analyse chimique n'a pas permis le dosage de CO₂ peut-être responsable de la perte au feu assez forte.

2 - Données cristallographiques

L'enregistrement entre 3 et 10° (2θ Cu Kα) avec un couteau, nous a révélé une très faible bosse au niveau de 6°12 (soit d = 14,4) imputable à des traces de chlorite. Cette valeur permet de penser que la chlorite contient très peu d'aluminium tétracoordonné (DEER - HOWIE - ZUSSMAN, 1965, III, p. 134) se classant peut-être dans les délessites ou les talc-chlorite.

3 - Autres données

Densité = 2,982 ± 0,008 /
N_Z = 1,639 ± 0,001 /
biaxe négatif /

B - FRACTION FELDSPATHIQUE -

1 - Données chimiques

La fraction feldspathique qui a pu être extraite de cette roche n'est pas pure. L'analyse chimique partielle donne les poids d'oxydes suivants :

K₂O = 10,10
Na₂O = 1,40

Ces résultats, comparés aux formules théoriques de l'orthose et de l'albite en poids d'oxydes, révèlent 28 % de minéraux autres que ces deux feldspaths. Nous ne retiendrons que la richesse en K₂O, bien que la présence d'impuretés de phlogopite nous engage à beaucoup de prudence.

2 - Données cristallographiques

L'enregistrement aux rayons X entre 29° et 31°5 en 2θ Cu Kα (fig. n° 71) montre une réflexion importante à 29°88. Elle correspond à la raie 131 d'un feldspath à triclinicité nulle. Il semble de plus qu'il y ait un microcline responsable des crans très discrets à 29°68 (131) et 30°68 (131). Ce microcline aurait une triclinicité de l'ordre de 0,4.

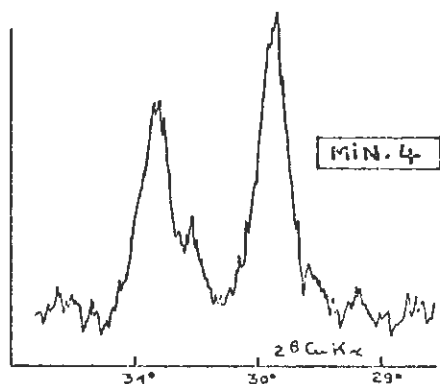


Fig. N° 71 : Etude de la triclinicité du feldspath alcalin de la minette variolaire à phlogopite MIN. 4.

La raie $(\bar{2}01)$ d'un feldspath potassique est bien visible et révèle une phase potassique pure par comparaison avec la raie du $BrO_3 K$ - La raie (201) du plagioclase reste très faible.

Ces résultats conduisent à penser que l'orthose occupe les varioles et que le microline se situe dans la pâte.

IV. ETUDE PETROCHIMIQUE -

A - ANALYSES CHIMIQUES -

Deux analyses chimiques ont été réalisées sur la minette à phlogopite du Monument aux fusillés au Col de Bussang.

POIDS D'OXYDES			ATOME - GRAMMES		
-	MIN. 4 (1)	MIN. 4 bis ⁽²⁾	-	MIN. 4	MIN. 4 bis
SiO ₂	57,60	60,38	Si	56,61	59,01
Al ₂ O ₃	12,90	13,98	Al	14,91	16,07
Fe ₂ O ₃	4,98	1,41	Fe ^{III}	3,97	1,03
FeO			Fe ^{II}		
MnO	0,14	0,14	Mn	0,12	0,12
MgO	4,65	5,08	Mg	6,86	7,45
CaO	5,55	3,14	Ca	5,84	3,29
Na ₂ O	1,14	0,86	Na	2,17	1,63
K ₂ O	7,03	6,02	K	8,82	7,51
TiO ₂	0,95	0,96	Ti	0,70	0,70
P ₂ O ₅	-	0,92	P	-	0,76
P. F.	4,98				
CO ₂		1,20	K + Na	10,99	9,14
H ₂ O +		2,98	Ca + Na	8,01	4,92
H ₂ O -		0,50	K + Ca + 2Na	19,00	14,06
Total	99,92	100,55	$\frac{100 K}{K + Na}$	80,25	82,17
P1	+ 13,7	+ 44,3	Densité	2,68 ₆	-
(3) P2	+ 67,6	+ 142,2			
P3	+ 195,5	+ 198,0			

(1) MIN. 4 analyse C. R. P. G. NANCY

(2) MIN. 4 bis analyse Labo Pétrographie - Sorbonne - Analyste E. NETILLARD -
17 Septembre 1962

(3) Paramètres H. DE LA ROCHE

L'analyse MIN. 4 correspond à la roche étudiée en détail dans ce chapitre (prélèvement de 2 kg 450).

L'analyse MIN. 4 bis correspond à un prélèvement préliminaire plus modeste, dans une zone riche en chlorite.

Nous noterons la richesse en K₂O et en SiO₂ ainsi que la faible teneur en Na₂O. Magnésium et chaux sont également abondants.

B - ANALYSES MODALES -

Les résultats de l'analyse modale volumique au compteur de points sont donnés sous toute réserve en raison de la finesse de la structure. L'utilisation des méthodes de calcul de l'analyse modale pondérale est impossible dans le cas d'une telle roche (présence de calcite, d'apatite).

	A MIN. 4	B MIN. 4 bis	C
PHLOGOPITE	32	—	—
CHLORITE	8	34	23
dont { en baguettes(8)(15)(9)			
{ en plaques(19)(14)			
FELDSPATH ALCALIN	37	40	59
CARBONATE	15	10	11
APATITE	6	9	1
QUARTZ		2	4
DIVERS et OPAQUES		5	2

- A : Echantillon-type de la minette (MIN. 4).
- B : Echantillon-type du même gisement (MIN. 4 bis)
- C : Minette au Sud de la ferme de HENSBACH.

La teneur en quartz est très faible. Le problème du quartz en xénocristaux reste d'ailleurs posé. Le carbonate semble être de la calcite dans les échantillons A et C et de la sidérite dans l'échantillon B car elle présente alors un relief toujours supérieur au baume et une pigmentation ferrugineuse caractéristique. Ce fait expliquerait la faible teneur relative en CaO de cet échantillon ; par contre, il faudrait admettre un taux en fer très faible dans la chlorite. Notons encore les pourcentages élevés d'apatite avec un maximum dans l'échantillon B.

C - PROBLEME de CLASSIFICATION -

Ces roches se rangent aisément dans les tiroirs de la classification. Ce sont des lamprophyres à orthose et phlogopite (ou chlorite) : des MINETTES. Leurs structure particulière permet de préciser :

MINETTE VARIOLAIRE à PHLOGOPITE

L'originalité de la structure nous autorise à proposer un nom local : La BUSSANGITE (du Col de Bussang).

Les indices modaux sont pour l'échantillon-type MIN. 4 : $\epsilon - 60 - \sim 100$). C'est une roche syénitique, mésocrate (à la limite de mélanocrate) et alcaline (ou à la rigueur subalcaline).

V. COMPARAISON AVEC LA MINETTE DU BOIS DU BEUTEY -

A - ETUDE d'une MINETTE SPHEROLITIQUE (M. DENISE et J. THIEBAUT, 1963)-

A. MICHEL-LEVY avait signalé un autre filon d'orthophyre micacé variolitique dans le Sud des Vosges. En 1963, M. DENISE et J. THIEBAUT ont repris l'étude de cette roche. Rappelons l'essentiel des données présentées par ces auteurs. La roche affleure, le long d'un sentier qui borde un torrent, à 2 km environ au N. E. de Belonchamp, dans la partie septentrionale du Bois du Beutey. De teinte brune, elle présente des sphérolites grisâtres de 5 à 6 mm de diamètre ; les paillettes de mica noir atteignent 3 à 4 mm.

Les minéraux essentiels sont :

- biotite magnésienne ou phlogopite, souvent poecilitique, à bords fumés, avec parfois des inclusions de calcite.
- feldspath (orthose et albite) dans les sphérolites et la mésostase.
- chlorite et calcite inégalement réparties (sans doute pseudomorphose de pyroxène)
- apatite et quartz visibles.

L'analyse modale a donné les résultats suivants :

Feldspath	40	calcite	11
Biotite	25	quartz	8
Chlorite	10	apatite	6

Dans la classification de B. M. KOUPLETZKI (1944), introduite en France, par H. HUU NGHIEP (1962), on obtient une MINETTE ; l'analyse chimique effectuée par Mademoiselle MOREAU a donné les résultats suivants : (Analyse n° 30)

Poids d'oxyde		Atome - grammes	
SiO ₂	55,65	Si	54,58
Al ₂ O ₃	13,27	Al	15,31
Fe ₂ O ₃	3,00	Fe ^{III}	2,21
FeO	3,42	Fe ^{II}	2,80
MnO	0,08	Mn	0,06
MgO	5,97	Mg	8,79
CaO	3,90	Ca	4,10
Na ₂ O	2,09	Na	3,97
K ₂ O	5,25	K	6,57
TiO ₂	1,14	Ti	0,84
P ₂ O ₅	0,93	P	0,77
CO ₂	1,90		
H ₂ O +	3,41		
H ₂ O -	0,30		
Total	100,31		
		K + Na	= 10,54
		Ca + Na	= 8,07
		K + Ca + 2Na	= 18,61
		$\frac{100 K}{K + Na}$	= 62,33
P1 =	- 25,3		
P2 =	+ 83,6		
P3 =	+ 248,6		
C. I. P. W. : - II'		- 4' - 1' - (2) 3 - *	

B - COMPARAISON -

La minette "variolaire" à phlogopite du Col de Bussang et la minette "sphérolitique" du Bois de Beutey sont similaires. Tous les caractères macroscopiques et microscopiques semblent être communs, compte tenu des variations possibles mises en évidence sur notre filon et sur celui du Bois de Beutey. Enfin, les analyses chimiques restent voisines.

Il reste à étudier en détail d'autres roches variolaires. Rappelons à cette occasion, que M. S. ZARAYAN (1959) a signalé des lamprophyres à structure sphérolitique ou partiellement vitreux dans la région de Château Lambert.

VI. CONCLUSIONS PARTICULIERES -

La minette du Col de Bussang et celle du Bois du Beutey sont distantes de 25 km à vol d'oiseau. Leurs caractéristiques chimiques communes sont proches de celles du Granite des Crêtes et des roches filoniennes associées. Les autres roches de ce type à texture sphérolitique se disposent souvent, dans la vallée de la Thur, en bordure de filons de microgranite affiliés au Granite des Crêtes. Cependant l'éloignement géogra-

phique et la présence du Granite des Ballons ne permet pas de conclure à une filiation génétique certaine entre ces roches.

Remarquons que les minettes variolaires du Col de Bussang et du Bois de Beutey sont situées sur le tracé de la grande dislocation Nord-Est-Sud-Ouest, qui se poursuit dans la vallée de l'Ognon, après avoir été occupée sur plus de 60 km, plus au Nord, par une lame de Granite des Crêtes. Cette relation structurale pourrait témoigner en faveur d'une origine commune avec mise en place dans cette fracture d'importance régionale.

o o
o

PREMIERE PARTIE

B

LES ROCHES FILONIENNES
ASSOCIEES AU GRANITE
DES CRETES

CHAPITRE XIV

AUTRES ROCHES FILONIENNES
ETUDIEES

INTRODUCTION.

↳ Nous décrirons deux roches filoniennes qui se présentent sous un aspect particulier et ne peuvent pas être considérées au premier abord comme une série de filons génétiquement liés au Granite des Crêtes.

1. MICROGRANITE ALCALIN A CHLORITE (*chamosite*) ET A FACIES LAMPROPHYRIQUE.
MIN. 143.

A - GISEMENT -

Le filon est situé près d'un carrefour de routes forestières dans la région du Wustmatrunz, (Munster 1 / 25. 000 n° 5 - 6 x = 949,700 y = 333,540). Il est intrusif dans les schistes et grauwackes fines de la série d'Oderen.

Un autre gisement de roche similaire est situé sur la feuille de Thann n° 3 et 4 (au 25.000 ème) au point de coordonnées x = 956,240 ; y = 326,550.

B - ETUDE PETROGRAPHIQUE -

1 - Description macroscopique

C'est une roche compacte ; de larges phyllites (de l'ordre de 5 mm) de teinte brun verdâtre, orientées, donnent à la roche un aspect chatoyant. La mésostase est marron.

2 - Description microscopique

De longues tablettes flexueuses de chlorite ont une disposition fluidale dans la roche. La pâte présente une structure microgrenue : quartz abondant, feldspath alcalin, minéraux opaques, flaques de chlorite, très rares petits plagioclases et grains d'apatite.

3 - Ordre de cristallisation

Chlorite et apatite, de première génération, ont cristallisé avant la mise en place et la formation de la pâte. Quartz et feldspath alcalin isogranulaires semblent contemporains.

C - ÉTUDE MINÉRALOGIQUE : LA CHLORITE -

Seule la phyllite a été séparée.

1 - Données chimiques

Deux analyses ont été effectuées sur cette phyllite.

POIDS D'OXYDES			ATOME - GRAMMES			FORMULE POUR O ₂₈		
-	MIN. 143A	MIN. 143B	-	MIN. 143A	MIN. 143B	MIN. 143A	MIN. 143B	
SiO ₂	32,88	32,30	Si	33,67	32,41	Si	6,442	6,228
Al ₂ O ₃	14,04	15,30	Al	16,92	18,06	Al ^{IV}	1,558	1,772
Fe ₂ O ₃	9,49	9,90	Fe ^{III}	7,29	7,45			
FeO	8,98	9,10	Fe ^{II}	7,66	7,66	Al ^{VI}	1,680	1,699
MnO	0,30	0,33	Mn	0,26	0,28	Ti	0,276	0,282
MgO	18,85	19,50	Mg	28,96	29,35	Fe ^{III}	1,395	1,432
CaO	0,69	0,55	Ca	0,76	0,59	Fe ^{II}	1,466	1,462
Na ₂ O	0,16	0,12	Na	0,32	0,24	Mn	0,050	0,054
K ₂ O	1,84	1,80	K	2,40	2,31	Mg	5,541	5,640
TiO ₂	1,88	1,95	Ti	1,44	1,47			
P ₂ O ₅	0,37	0,27	P	0,32	0,23	Ca	0,145	0,113
						Na	0,061	0,046
P. F.	10,24	9,00				K	0,459	0,444
CO ₂	0,27	-	P 1	+ 21,6	+ 24,6	P	0,061	0,044
H ₂ O ⁺	8,48	-	P 2	+ 130,2	+ 130,7			
H ₂ O ⁻		1,20	P 3	+ 738,1	+ 762,1	Fe ^{II} +Fe ^{III}	2,86	2,89
Total	99,72	100,12				Fe ^{II} +Fe ^{III}	0,34	0,34
			Densité			Fe ^{II} +Fe ^{III} +Mg		

MIN. 143 A : Analyse C. R. P. G. NANCY ; voie chimique.

MIN. 143 B : Analyse Laboratoire de Géologie de Brazzaville - Analyste M. GARCIA-1966

L'étude aux rayons X révèle une réflexion très faible pour 2θ Cu $K\alpha$ = 8,68. Elle correspond à la raie $d=10,18$ d'une biotite. Celle-ci peut être responsable de la teneur non négligeable en K_2O . Par ailleurs, une raie à $d=3,35$ indique la présence de quartz ; l'étude microscopique montre des grains de ce minéral au cœur de certaines phyllites.

Les résultats bruts de l'analyse chimique font de ce minéral une chlorite oxydée ($Fe_2O_3 > 4\%$) : c'est une delessite. Si l'on tient compte de la présence de quartz, on a une CHAMOSITE dans la classification de H. HEY (1954).

2 - Autres données

2θ Cu $K\alpha$	d	I
6,16	14,33	F
12,38	7,14	FF
18,64	4,76	FF
20,82	4,26	ff
25,06	3,55	FF
31,42	2,845	m
33,10	2,704	m
36,58	2,454	ff

Les données cristallographiques sont celles d'une chlorite à 14 Å (chamosite ?). Les raies (002) et (004) à 7,14 Å et 3,55 Å sont particulièrement intenses ; ce fait est en accord avec une richesse notable en fer dans la chlorite.

D - ETUDE PETROCHIMIQUE -

1 - Données chimiques

Poids d'oxydes		Atome - grammes	
SiO ₂	66,70	Si	63,83
Al ₂ O ₃	12,40	Al	13,96
Fe ₂ O ₃	4,41	Fe ^{III}	3,42
FeO		Fe ^{II}	
MnO	0,07	Mn	0,06
MgO	3,53	Mg	5,07
CaO	2,45	Ca	2,51
Na ₂ O	0,93	Na	1,72
K ₂ O	7,11	K	8,69
TiO ₂	1,04	Ti	0,74
P ₂ O ₅	-	P	-
P. F.	1,90		
Total	100,54		
(1)P ₁	+ 77,6	K + Na	: 10,41
P ₂	+ 106,1	Ca + Na	: 4,24
P ₃	+ 160,9	K + Ca + 2 Na	: 14,64
		$\frac{100K}{K+Na}$: 83,5
		Densité	: 2,69

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE.

C'est une roche riche en SiO_2 et K_2O et pauvre en Na_2O .

2 - Problème de classification

L'analyse modale pondérale révèle une teneur en quartz importante (30%). La chlorite semble le seul minéral disponible susceptible de fixer le magnésium de la roche ; cette constatation implique que son pourcentage ne dépasse pas 18%.

Cette roche est un microgranite alcalin à chlorite présentant un faciès lamprophyrique prononcé.

E - CONCLUSIONS PARTICULIERES -

L'affiliation génétique au magma des Crêtes ne peut pas être démontrée.

II. GRANOPHYRE HYPERALCALIN SODI-POTASSIQUE - (n° 62-61)

A - GISEMENT -

Un très large filon, disposé Nord-Sud, affleure dans la région du Col de Grosse-Pierre. Il est situé dans une zone boisée à l'Est de la carrière où a été prélevé l'échantillon-type MIN. 18 de granite bleu. Son gisement est porté sur la figure n° 66.

Ce filon est intrusif dans le Granite des Crêtes dans lequel il envoie des digitations.

B - ETUDE PETROGRAPHIQUE -

1 - Description macroscopique

C'est une roche blanc rosâtre à texture très finement grenue et à quartz subautomorphe visible.

2 - Description microscopique

- phénocristaux de quartz subautomorphe souvent éclatés et toujours corrodés, atteignant 1 à 2 mm.
- phénocristaux de feldspath sodi-potassique, bien développés, plus rares. Ils peuvent contenir en inclusions de nombreux petits quartz automorphes corrodés.
- cristaux sub-rectangulaires d'albite,
- quelques très rares biotites à polychroïsme marron très pâle à jeune verdâtre.
- le quartz et le feldspath en phénocristaux servent de pôle d'attraction pour la cristallisation de larges ensembles à formes subrectangulaires ou losangiques.

Il s'agit d'enchevêtrements de quartz et de feldspath alcalin en structure graphique. Ces ensembles se disposent en rosaces autour des grands cristaux ou autour de petits germes à peine visibles de feldspath sodi-potassique.

- Enfin ces édifices complexes sont disséminés dans une mésostase à structure microgrenue panxénomorphe formée de beaucoup de quartz et de peu de feldspath. Un feutrage de baguettes de séricite orientées dans tous les sens est seul visible dans cette mésostase.

3 - Ordre de cristallisation

Dans cette roche, trois étapes originales de cristallisation se succèdent :

- La formation des phénocristaux de quartz, feldspath sodi-potassique et albite. Ils correspondent à une phase de cristallisation porphyrique magmatique brusquement interrompue (phénocristaux et ébauches de phénocristaux).
- Une cristallisation de quartz et feldspath alcalin en structure graphique, correspondant à un "équilibre" momentané (cristallisation eutectoïde ?).
- Enfin la prise en masse, à température plus basse, d'une mésostase microgrenue, riche en quartz, avec feldspath alcalin et séricite.

Ces trois étapes s'observent dans les roches filoniennes étudiées précédemment, où elles se relaient dans le magma résiduel quartzo-feldspathique, après formation des minéraux ferro-magnésiens (cf. chapitres I à IV).

- Les phénocristaux, rapportés à la phase magmatique, peuvent être antérieurs à la mise en place.
- La structure micropegmatitique s'observe dans la pâte des échantillons suffisamment éloignés des épontes.
- La structure microgrenue dans celle des échantillons proches des épontes.

C - ETUDE PETROCHIMIQUE -

1 - Analyse chimique

Une analyse chimique de cette roche particulière a été réalisée (Tableau, voir p. suivante).

L'analyse chimique confirme le caractère exceptionnel de cette roche par l'absence de calcium et les teneurs infimes en magnésium et fer.

2 - Analyse modale

L'analyse modale pondérale conduit aux résultats suivants (méthode H. DE LA ROCHE) :

quartz	: 31
feldspath	: 65
minéraux Fe-Mg	: 5

La formule théorique de la fraction feldspathique, compte tenu des résultats de l'analyse chimique, est $Or_{48} Ab_{52}$.

Poids d'oxydes (2)		Atome - grammes	
SiO ₂	74,16	Si	69,36
Al ₂ O ₃	14,02	Al	15,42
Fe ₂ O ₃	0,70	Fe ^{III}	0,56
FeO	0,72	Fe ^{II}	0,52
MnO	0,00	Mn	-
MgO	0,40	Mg	0,56
CaO	0,00	Ca	-
Na ₂ O	3,98	Na	7,20
K ₂ O	5,24	K	6,26
TiO ₂	0,00	Ti	-
P ₂ O ₅	0,15	P	0,12
H ₂ O +	0,87	K + Na = 13,46	
H ₂ O -	0,28	Ca + Na = 7,20	
Total	100,52	K + Ca + 2Na = 20,66	
(1) P ₁ = -	16,9	$\frac{100 K}{K+Na} = 46,51$	
P ₂ = +	172,1		
P ₃ = +	29,2		

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

(2) Analyse Laboratoire de Pétrographie à la Sorbonne -
Analyste : A. NETILLARD, Octobre 1962.

3 - Problème de classification

Les caractéristiques microscopiques et chimiques de cette roche en font un GRANOPHYRE, hyperalcalin, sodi-potassique. Les indices modaux sont (32 - 5 - 100 - 48).

D - SIGNIFICATION PETROGENETIQUE de ce GRANOPHYRE -

1 - Composition eutectoïde -

Le chimisme exceptionnel de cette roche nous engage à calculer sa composition théorique dans le système ternaire Q - Or - Ab :

	%		SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O
A		Poids d'oxydes dans la roche	74,16	14,02	5,24	3,98
B	31,0	Orthose théorique	20,08	5,67	5,24	-
C	33,6	Albite théorique	23,11	6,56	-	3,98
D	31,0	Quartz	30,97	-	-	-
		reste A-(B+C+D)	-	1,79	-	-

Elle est la suivante :

Quartz	: 31,0	} 95,6 %.
Orthose	: 31,0	
Albite	: 33,6	

rapportée à 100, nous avons $Q_{32,4} Or_{32,4} Ab_{35,2}$.

L'excès d'aluminium peut être résorbé, pro parte, par la séricite (feldspath potassique \sim séricite + quartz) ; ce qui contribue à augmenter le taux effectif de quartz et à baisser celui de l'orthose calculée.

Cette roche a une composition chimique très voisine de celle du minimum ternaire dans le système $Si_3 Al O_8 Na - Si_3 Al O_8 K - SiO_2 - (H_2O)$. Elle présente un eutectoïde.

Compte tenu du chimisme de la phase feldspathique $Or_{48} Ab_{52}$ et de la présence d'albite pure, la température moyenne de cristallisation est égale ou inférieure à $750^\circ C$ (thermomètre géologique de T.F. BARTH). Ceci permet d'évaluer une pression en vapeur d'eau au moins de l'ordre de 1.000 bars (O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN, 1958).

2 - Comparaison avec le "magma résiduel quartzo-feldspathique" au cours de la cristallisation du Granite des Crêtes.

Ce granophyre n° 62-61 a une composition très voisine de celle du magma résiduel quartzo-feldspathique mis en évidence au cours de la cristallisation du Granite des Crêtes, après formation de l'ensemble des minéraux ferro-magnésiens et du plagioclase basique (se reporter notamment p. 123).

Nous avons vu de plus que, par sa composition minéralogique et sa structure acquise en trois étapes, il est l'image de la cristallisation de la pâte des échantillons situés en diverses positions par rapport aux épontes, dans un filon.

E - CONCLUSIONS PARTICULIERES -

Le granophyre n° 62-61 hyperalcalin sodi-potassique est lié génétiquement au magma des Crêtes. Il représente un produit ultime de la différenciation magmatique de ce dernier après expulsion des minéraux formés dans la phase de cristallisation porphyrique magmatique (fig. n° 3).

Situé sur le diagramme $CaO - MgO$ (fig. n° 48, p. 145), il trouve naturellement sa place comme point limite à l'opposé des roches différenciées par gravité, les durbachites.

o o
o

PREMIERE PARTIE

B

LES ROCHES FILONIENNES
ASSOCIEES AU GRANITE
DES CRETES

CHAPITRE XV

FILIATION GENETIQUE DES MICROGRANITES
A PYROXENE et/ou AMPHIBOLE AVEC LE
MAGMA DES CRETES - DISCUSSION -

I. INTRODUCTION .

Nombreux sont les auteurs qui ont reconnu la ressemblance entre le Granite des Crêtes et les filons décrits dans les précédents chapitres (chapitres VIII à XI). Avec les travaux de J. JUNG (1928), C. FRIEDLANDER et P. NIGGLI (1931), J. M. PETITHOMME (1958), H. HUU NGHIEP (1962), F. SIMMLER (1962), rapidement exposés au chapitre XI, nous suivons les progrès dans la découverte des liens entre les deux entités. F. SIMMLER (1962) émet une hypothèse de filiation génétique entre Granite des Crêtes et filons associés qui retient notre accord. Seul J. P. VON ELLER (1961) doute de ce lien de parenté direct.

Nos résultats apportent des arguments nouveaux dans différents domaines. Nous nous proposons, dans ce chapitre, de discuter l'ensemble des arguments à l'appui d'une filiation génétique.

II. ARGUMENTS CHIMIQUES .

La comparaison des analyses chimiques du Granite des Crêtes et des filons permet de reconnaître une analogie remarquable. Vingt-cinq analyses de granites (cf. p. 70 et suivantes) et trente-cinq analyses de filons conduisent aux données présentées

dans le tableau ci-dessous :

Ecart-type dosage		FILONS ASSOCIES		GRANITE des CRETES	
		Ecart - Type	Moyenne	Moyenne	Ecart - Type
0,70	SiO ₂	3,41	61,98	63,26	2,78
0,30	Al ₂ O ₃	1,15	14,23	14,07	0,95
0,10	FeO+Fe ₂ O ₃	0,95	4,94	4,53	1,02
0,30	MgO	0,94	4,53	4,28	1,05
0,25	CaO	0,58	2,91	2,82	0,80
0,20	Na ₂ O	0,41	2,79	2,42	0,33
0,15	K ₂ O	0,99	5,68	6,29	0,75
0,07	TiO ₂	0,21	0,90	0,77	0,20
0,12	P. F.	-	1,82	1,06	-

En moyenne, nous noterons pour les filons par rapport au Granite des Crêtes :

- des teneurs légèrement plus élevées en (FeO+Fe₂O₃), MgO, CaO, TiO₂, Al₂O₃ et Na₂O -
- des teneurs un peu plus faibles pour SiO₂ et K₂O.

La figure n° 72 donne une représentation graphique de ces données. Les écarts-types pour le Granite des Crêtes sont élevés en raison de la différenciation par gravité mise en évidence (p. 142). Pour les filons, les écarts-types tiennent compte de ce même phénomène (p. 240) et des différenciations locales dans les caisses filoniennes. Ainsi, le problème reste complexe. Par exemple, si l'on examine la répartition des teneurs en silice (fig. n° 73), on s'aperçoit qu'il y a deux maxima :

- l'un correspond aux filons mis en place dans des zones structurales élevées (à la périphérie ou dans la couverture du massif) (SiO₂ plus fort)
- l'autre représente les filons disposés dans des zones plus profondes (SiO₂ plus faible).

Ceci tient compte avant tout de la différenciation par gravité et contribue à augmenter les écarts-types.

Cependant l'identité chimique reste un argument important pour la filiation génétique des filons au magma des Crêtes.

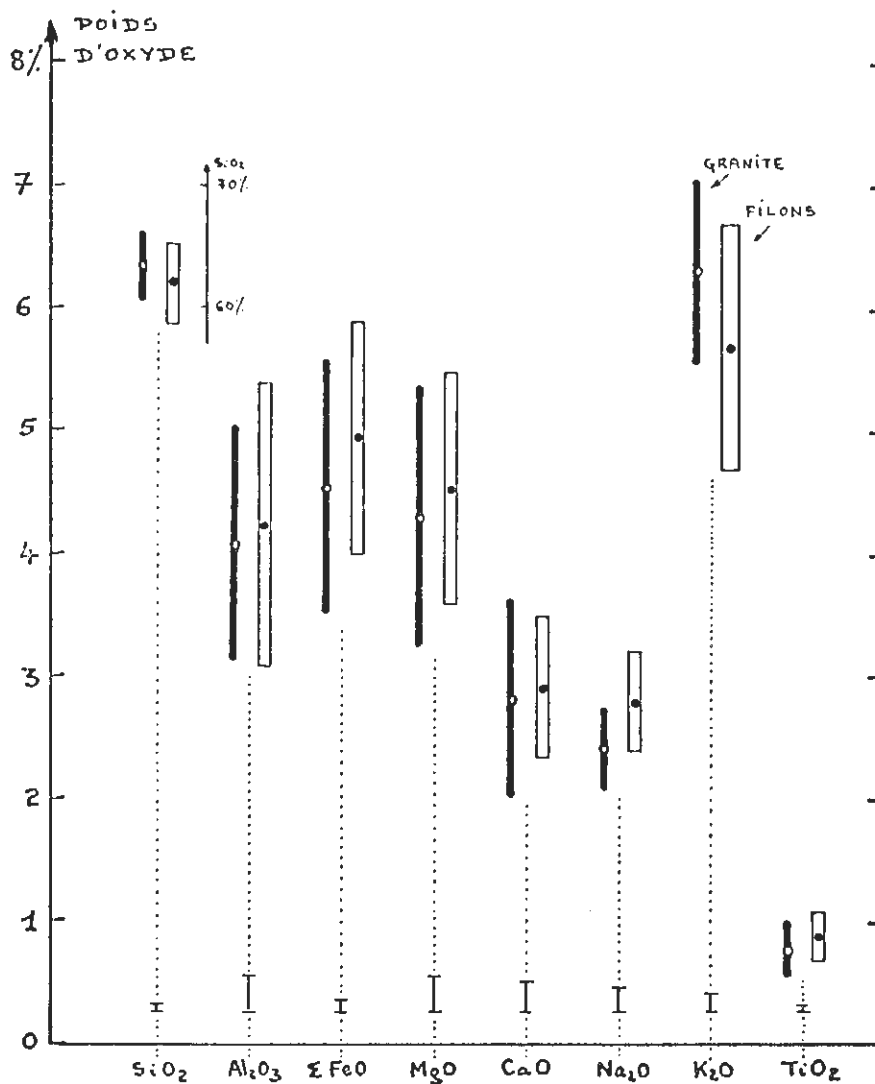


Fig. N° 72 - Mise en évidence graphique de l'analogie entre le chimisme du Granite des Crêtes et celui des roches filoniennes - Moyennes et écarts-types.

- Granite des Crêtes
 - cercle : moyenne
 - trait fort : écarts-types
 - Roches filoniennes :
 - point : moyenne
 - trait double : écarts-types
- . Pour SiO₂, l'échelle est modifiée, 1 unité=10%.
 . Pour Al₂O₃, l'échelle est identique, 1 unité=1%.
 Mais il faut compter (Al₂O₃ + 10%).

(l'écart-type analytique admis pour chaque élément est noté au bas du tableau à titre indicatif).

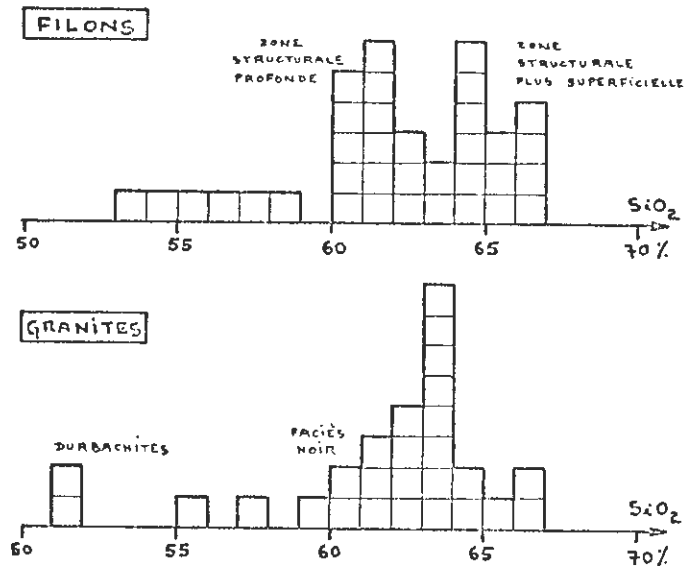


Fig. N° 73 : Répartition des teneurs en silice (% poids d'oxyde) dans les différentes roches analysées du magma des Crêtes.

(chaque carré représente un échantillon)
(se reporter au texte)

III. ARGUMENTS MINÉRALOGIQUES -

Outre leur originalité, les arguments minéralogiques sont fort importants pour établir cette filiation. Dans toute la gamme des roches étudiées, les minéraux sont identiques.

A - LE PYROXÈNE -

C'est une augite pauvre en fer et assez riche en calcium. Elle présente toujours les mêmes caractères chimiques.

	MIN. 18	MIN. 16	MIN. 10
Mg	44,08	43,42	44,74
Ca	40,53	41,01	38,20
Fe ^{III} +Fe ^{II} +Mn	15,39	15,57	17,06
%Al. cation	1,72	2,08	2,35
Al ^{IV}	0,043	0,051	0,053
Al ^{VI}	0,026	0,032	0,040

TABLEAU N° 29 : TABLEAU RECAPITULATIF des CARACTERISTIQUES CHIMIQUES des BIOTITES
MAGNESIENNES du MAGMA des CRETES

DESIGNATION	Numéro Echan- tillon	CLASSIFICATION D. M. FOSTER				DISTRIBUTION de L'ALUMINIUM	
		En cations *	Mg	Fe ^{II} +Mn ^{II}	Fe ^{III} +Ti+Al	Al ^{IV} / Al total	Al ₂ O ₃
		$\frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg}+\text{Fe}^{\text{II}}}$					
<u>GRANITES</u>							
Faciès "noir"	MIN. 27	66,9	57,4	28,7	13,9	96,9	13,88
	G.P NOIR	66,1	57,3	29,7	13,0	94,1	12,80
Faciès intermédiaire	MIN. 9	62,9	56,3	33,6	10,1	97,2	13,34
	MIN. BN	63,3	56,0	32,8	11,2	98,2	13,70
	MIN. 14	63,1	56,0	33,1	10,9	97,9	13,60
Faciès "bleu"	MIN. 18	63,6	55,6	32,2	12,2	97,3	14,05
Cas particulier (flamme)	MIN. 15	65,5	56,2	30,0	13,8	99,6	13,24
<u>FILONS</u>							
Microgranite à pyroxène	MIN. 16	68,5	59,2	27,3	13,5	95,9	14,30
Microgranite à amphibole	MIN. 110	62,7	53,9	32,6	13,5	94,3	13,40
Microgr. à Pyr. faciès lamprophyrique	MIN. 10	67,4	58,3	28,5	13,2	95,0	13,60
Faciès de (lamprophyrique bordure (microgrenu	MIN. 3	70,9	57,8	24,2	18,0	95,3	13,74
	MIN. 1	62,8	54,3	32,7	13,0	95,3	13,50
Microgranite à pyroxène et biotite	MIN. 12	65,4	55,0	29,7	15,3	98,7	13,40
	MIN. 13	67,1	58,8	29,1	12,1	100,0	13,40
Microgranite à amphibole	MIN. 149	64,2	60,1	34,0	5,9	99,3	13,00
	MIN. 150	58,5	53,9	38,6	7,5	96,8	14,50
Moyenne	-	65,1	56,6	31,1	12,3	96,7	13,59
écart - type	-	2,9	1,8	3,2	2,8	2,4	0,42

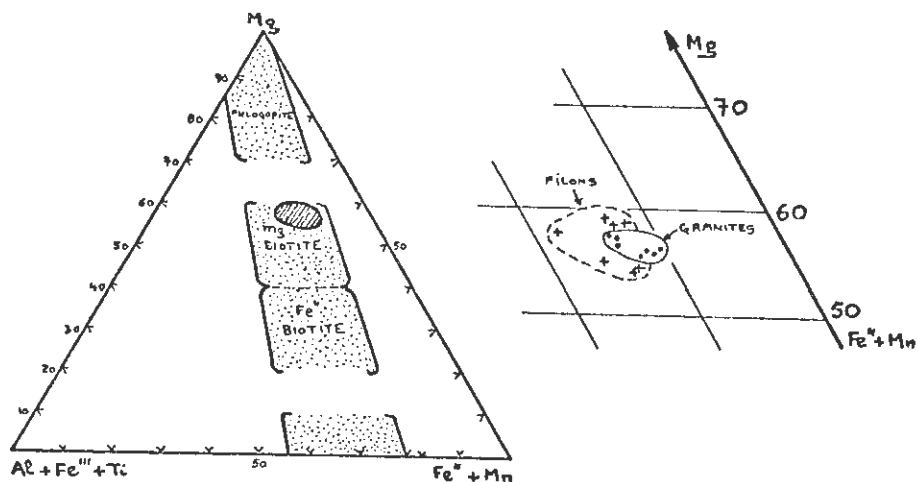


Fig. N° 74 : Aire de dispersion des biotites magnésiennes du magma des Crêtes dans le cadre de la classification de M. D. FOSTER (1960),

- à gauche, vue générale du triangle de classification. L'aire hachurée correspond à l'ensemble de nos biotites.
- à droite, détails
 - o points : biotite du Granite
 - o croix : biotite des roches filoniennes.

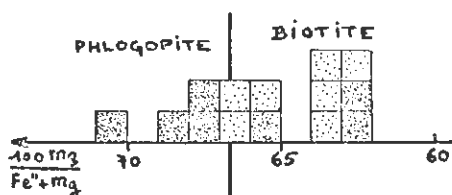


Fig. N° 75 - Distribution des valeurs $100 \text{ Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}^{II}$ des biotites du Granite des Crêtes (pointillé clair) et des roches filoniennes (pointillé foncé)

(La limite phlogopite - biotite se situe à la valeur 66,6 %).

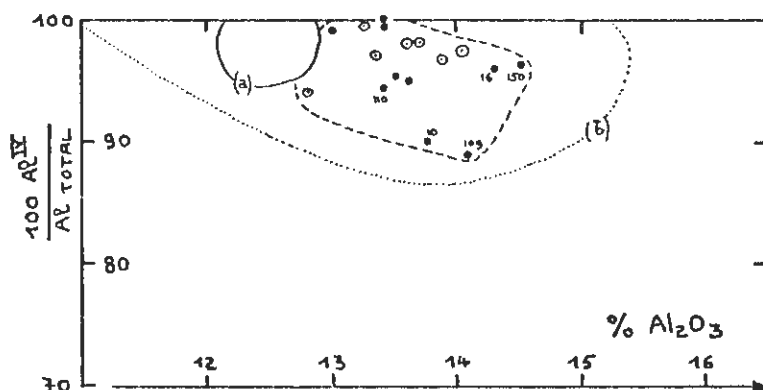


Fig. N° 76 - Rapport $100 Al^{IV} / Al^{TOTAL}$ dans la formule structurale des biotites en fonction de leur teneur en Al_2O_3 , en relation avec la paragenèse observée.

- L'aire de dispersion des biotites magnésiennes du magma des Crêtes est cernée par un trait discontinu

- point cerclé : dans les granites
- point : dans les filons

se reporter à la figure n° 7 ; dans les roches ignées :

- l'aire (a) en trait continu correspond à une paragenèse à biotite + olivine
- l'aire (b) en pointillé correspond à une paragenèse à biotite + pyroxène

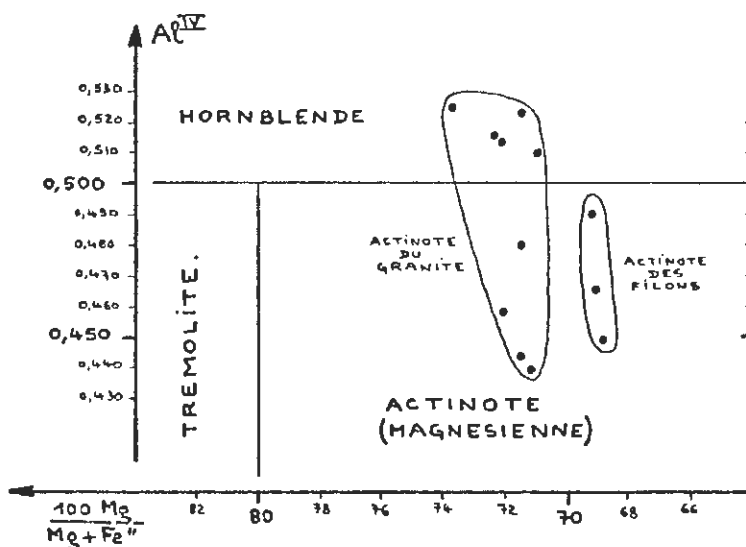


Fig. N° 77 - Aire de dispersion des actinotes magnésiennes du magma des Crêtes.

- En abscisse : le rapport $100 Mg / (Mg + Fe^{II})$ qui fixe la limite trémolite-actinote à la valeur 80
- En ordonnées : le taux d'aluminium tétracoordonné dans la formule structurale. La limite entre hornblende et trémolite-actinote se situe à la valeur 0,500.

B - LE MICA -

C'est une biotite magnésienne titanifère, à la limite des phlogopites. La présence de ce minéral avec celle de l'amphibole est l'un des traits originaux du magma des Crêtes. Il reste identique à lui-même dans toutes les roches étudiées.

Un tableau récapitulatif (Tableau n° 29) montre la parfaite homogénéité de ses caractères dans le cadre de notre discussion actuelle (1) (fig. N° 74)

Le rapport $100 \text{ Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}^{II}$ fixe la limite de la phlogopite à 66,6 %. Remarquons que les micas des filons sont légèrement plus riches en magnésium que les micas du granite (fig. N° 75).

Le rapport $\text{Al}^{IV} / \text{Al}_{\text{Total}}$ en fonction de Al_2O_3 entraîne une disposition très groupée des points représentatifs dans le domaine d'une paragenèse à pyroxène (fig. N° 76).

C - L'AMPHIBOLE -

L'amphibole est représentée par une actinote magnésienne, proche d'une trémolite, à la limite des hornblendes. (fig. N° 77).

Les caractéristiques sont résumées sur le tableau ci-après. Rappelons que le rapport $100 \text{ Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}^{II} + \text{Fe}^{III} + \text{Mn}$ fixe la limite de la trémolite à 80. La série trémolite-actinote suppose un taux d'aluminium, en position tétracoordonnée, inférieur à 0,5 % au-dessus, le minéral se range dans les hornblendes.

	Désignation	$\frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} / \text{Fe}^{II} + \text{Fe}^{III} + \text{Mn}}$	Al^{IV}
G	MIN. 27	71,5	0,523
R	GP NOIR	73,8	0,525
A	MIN. 9	71,3	0,440
N	B N	72,2	0,514
I	MIN. 14	72,1	0,458
T	MIN. 18	71,0	0,510
E	(1) MIN. 18. L	71,5	0,443
S	MIN. 15	71,5	0,480
	MIN. 11. G	72,4	0,516
F	MIN. 109	68,9	0,449
I	MIN. 110	69,2	0,490
L	MIN. 13	69,1	0,465
O			
N			
S			

(1) Lot d'amphibole à densité plus élevée dans l'échantillon MIN. 18 (p. 39)

(1)

Les variations minimales qui sont mises en évidence trouvent une explication aux pages 125 et 166.

Les amphiboles des filons sont légèrement moins magnésiennes que celles des granites ; cette tendance très discrète est donc opposée à celle que nous venons de remarquer pour les biotites. Nous proposons une explication p. 166.

Il convient de noter avant tout la grande homogénéité de ce minéral dans toutes ces roches.

D - FELDSPATHS ALCALINS -

La composition chimique des feldspaths alcalins reste constante avec une formule simplifiée voisine de $Or_{75} Ab_{25}$.

Cette stabilité est remarquable pour les différents faciès de Granite des Crêtes (p. 47) : sur 8 feldspaths, la moyenne de la phase potassique est $Or_{74,9}$ avec un écart-type de 1,1.

Pour les roches filoniennes, on note parfois de légers écarts :

	Or	Ab		Or	Ab
MIN. 16	82	18	MIN. 11L	68	32
			MIN. 10	67	33
MIN. 108	73	27	MIN. 10 (xénocristal)	71	29
MIN. 109	77	23			
MIN. 110	75	25	MIN. 13	79	21
			MIN. 12	75	25
MIN. 1	79	21	MIN. 12 (phénocristal)	73	27

L'étude de la triclinicité met en évidence l'existence d'orthose et de microcline (fig. N° 78)

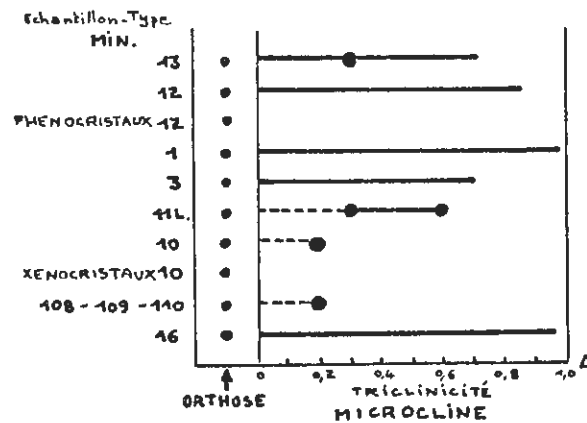


Fig. N° 78 - Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins et des roches filoniennes.

- L'orthose constitue les phénocristaux automorphes et zonés d'origine magmatique, dans les granites et les filons. Ainsi, elle est la seule phase présente dans les xéno-cristaux des échantillons MIN. 10 et MIN. 11L et dans les phénocristaux isolés à la fraise de dentiste de l'échantillon MIN. 12
- Le microcline est présent dans l'ensemble des lots des feldspaths alcalins lorsque dans ceux-ci la séparation en phénocristaux n'a pas été faite. C'est dire que le microcline est un minéral tardif. Sa triclinicité est variable. En moyenne, elle reste faible lorsque le refroidissement a été rapide (cas du filon MIN. 10) ; au contraire, elle se distribue dans un domaine plus large et peut atteindre de fortes valeurs quand le refroidissement a été lent (cas du filon MIN. 16) (p.).

En comparant la triclinicité des lots de feldspaths (fig. n° 78) et leur analyse chimique, on peut supposer que le microcline tardif de forte triclinicité est nettement plus potassique que l'ensemble des autres feldspaths (cas des échantillons MIN. 16 : Or₈₂ ; MIN. 1 : Or₇₉ ; MIN. 12 : Or₇₅ ; MIN. 13 : Or₇₉). Ce résultat est hypothéqué par l'imprécision des données dont il découle.

En fait, dans le cadre de cette discussion, nous retiendrons que les feldspaths alcalins représentent un ensemble parfaitement homogène dans les granites et les filons considérés.

E - EN RESUME -

Tous les minéraux, par leur identité d'un échantillon à un autre, sont autant de témoins* de la filiation génétique simple et directe entre le Granite des Crêtes et les filons. Si le feldspath est un témoin sans originalité notoire, la biotite magnésienne titanifère et l'actinote magnésienne, par leurs caractéristiques peu communes, sont des preuves peu réfutables de ce fait. Ainsi, la filiation s'inscrit mieux dans les minéraux ferro-magnésiens que dans la fraction quartzo-feldspathique. Cette constatation est naturelle car toutes ces roches commencent leur cristallisation dans les mêmes conditions et la finissent différemment.

IV. REPRESENTATION GRAPHIQUE - (Fig. n° 79)

Dans le cadre de notre discussion, nous jugeons utile de présenter toutes les données chimiques concernant les roches et leurs minéraux, sur un diagramme H. DE LA ROCHE. Ce dernier présente en effet une qualité essentielle : de nouvelles informations sur les roches ou les minéraux peuvent être introduites et contribuer à une meilleure exploitation.

- 1 - L'identité des minéraux d'une roche à l'autre nous autorise à les représenter par un point moyen.

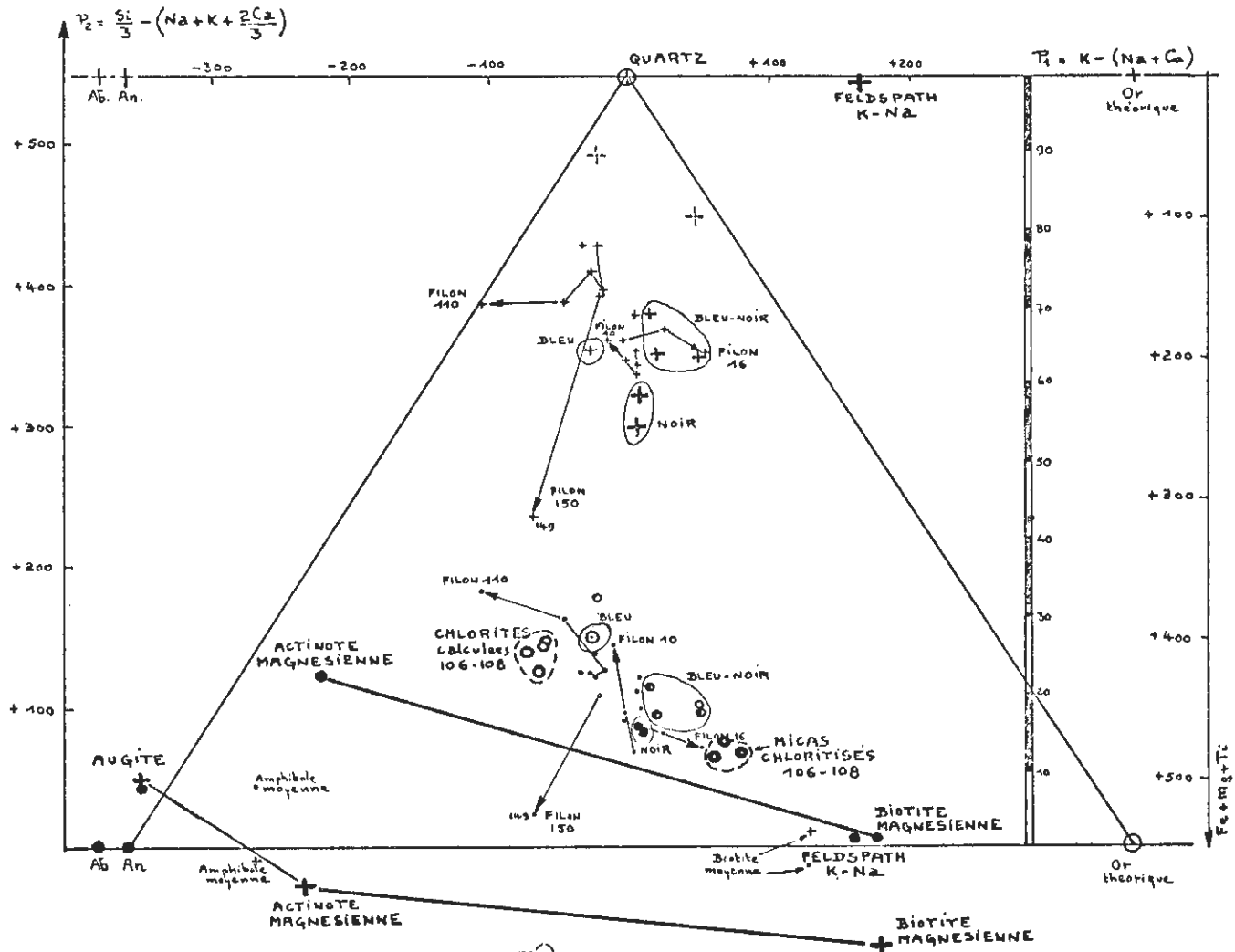


DIAGRAMME H. DE LA ROCHE MINÉRAUX & ÉCHANTILLONS - TYPES

Fig. N° 79

- L'augite est figurée par un point quasi double, très proche des points des plagioclases régis par le paramètre P₂.
- La biotite magnésienne titanifère a un point représentatif qui reflète sa richesse en potassium et en magnésium par rapport à la biotite moyenne.
- L'actinote magnésienne est très éloignée de l'amphibole moyenne calculée par K. RANKAMA et Th. G. SAHAMA (1960) et retenue par H. DE LA ROCHE (1964). Son point P₂ notamment indique une certaine richesse en SiO₂.
- Le feldspath alcalin des Crêtes se situe en fonction de sa composition moyenne Or₇₅ Ab₂₅. Il convient de remarquer que les points régis par le paramètre P₂ de la biotite magnésienne et du feldspath alcalin sont presque confondus. Ainsi le point représentatif P₂ pour la roche tiendra compte de la somme (feldspath + biotite) et ne fera aucune discrimination entre les deux minéraux. Seul le point représentatif P₃ est susceptible de distinguer les rôles respectifs de ces deux minéraux. Le fait que ce dernier paramètre ne tienne pas compte du potassium, nous a engagé à utiliser d'autres représentations pour mettre en évidence des phénomènes de différenciation.
- Les chlorites calculées pour les échantillons MIN. 106, 107 et 108 ont des points représentatifs qui se rapprochent beaucoup de ceux de l'actinote magnésienne en s'éloignant fortement de la biotite originelle.

2 - Pour les roches :

Granites et filons ont des points représentatifs répartis dans une même aire de dispersion. L'extension de ces aires provient du phénomène de différenciation par gravité auquel s'ajoute, pour les filons, un processus de différenciation local dans la caisse filonienne.

Ainsi, le diagramme H. DE LA ROCHE montre la cohésion d'une entité pétrographique, mais il ne permet pas de bien mettre en évidence des problèmes particuliers de différenciation. Il faut faire appel à des graphiques plus simples.

V. ARGUMENTS BASÉS SUR L'ORDRE DE CRISTALLISATION -

L'ordre de cristallisation est identique pour l'ensemble de ces roches. Nous le rappelons seulement :

- Augite
- Biotite magnésienne titanifère
- Actinote magnésienne
- Plagioclase andésine
- Orthose
- Microcline- plagioclase - quartz

Dans les filons, tous ces minéraux ne sont pas toujours représentés. Ceci n'infirmes en rien l'ordre de cristallisation général auquel se soumettent les minéraux présents.

VI. CONCLUSIONS PARTICULIERES -

Un faisceau d'arguments conduit à ce résultat peu discutable : Granite des Crêtes et microgranites "associés" provenant de la cristallisation d'un même magma s'expriment par les mêmes minéraux. Une filiation génétique simple et directe est ainsi mise en lumière.

o o
o

*

PREMIERE PARTIE

B

LES ROCHES FILONIENNES
ASSOCIEES AU GRANITE
DES CRETES

CHAPITRE XVI

CONTROLE DE LA CRISTALLISATION
DES ROCHES FILONIENNES
- Son Originalité -

1. INTRODUCTION -

Dans le chapitre précédent, nous avons mis en évidence la parenté pétrogénétique du Granite des Crêtes et des filons "associés". Ce fait reposait sur trois "critères d'identité" :

- le chimisme des roches.
- la nature des minéraux constitutifs.
- l'ordre de cristallisation de ces minéraux.

Nous nous proposons dans ce chapitre d'éclairer le processus de cristallisation et son contrôle pour les roches filoniennes ; c'est-à-dire de mettre en évidence une "logique" des minéraux et des structures de ces roches.

11. EXPLOITATION DU MODELE DE CRISTALLISATION -

A - INTRODUCTION

Dans le cas du Granite des Crêtes, nous avons établi et contrôlé la validité d'un modèle de cristallisation (p. 118) qui faisait intervenir successivement :

- la cristallisation du pyroxène jusqu'à épuisement du calcium disponible.
- la cristallisation de la biotite jusqu'à épuisement du magnésium résiduel après formation de l'augite.

Nous allons utiliser ce modèle comme si le magma évoluait vers un granite. Nous comparerons ensuite les résultats avec ceux que donne le déroulement réel de la cristallisation dans les divers filons.

B- CALCUL DES MAGMAS RESIDUELS

1- Prenons l'exemple de l'échantillon-type MIN. 16 situé au centre d'un filon de microgranite à pyroxène (chapitre VIII)

Le tableau n° 30 présente le détail des calculs (mêmes numéros de colonnes que ceux du tableau n° 14 et de sa légende p. 119 à 121).

- . Dans la partie gauche de ce tableau n° 30, le calcul a été conduit en tenant compte du modèle théorique. On met ainsi en évidence des différences importantes entre le pourcentage modal des minéraux formés et celui des minéraux observés :

POURCENTAGES MODAUX	PYROXENE	BIOTITE	BIOTITE + PYROXENE
THEORIQUES	15,49	15,26	30,75
OBSERVES	8,1	22,3	30,4

Notons que la somme (pyroxène + biotite) reste constante.

- . Dans la partie droite de ce même tableau, le calcul tient compte du pyroxène effectivement observé dans la roche.

TABLEAU N° 30 - Calcul de l'évolution du chimisme des différents magmas résiduels au cours de la cristallisation d'une roche filonienne (Le cas de l'échantillon-type MIN. 16 a été choisi à titre d'exemple).

Analyse échantillon-type MIN. 16		CALCUL SUIVANT le MODELE THEORIQUE						CALCUL avec le % EFFECTIF de PYROXENE					
		Retenu par 15,49% Pyroxène	Magma résiduel N° 3 (roche-pyroxène)		Retenu par 15,26% biotite	Magma résiduel N° 5 (roche-pyroxène + biotite)		Retenu par 8,1% Pyro- xène	Magma résiduel N°III (roche - Pyroxène)		Retenu par 22,43% biotite	Magma résiduel N° V Roche - (Pyroxène + biotite)	
			3A	3B		5A	5B		IIIA	IIIB		VA	VB
1	2	3A	3B	4	5A	5B	II	IIIA	IIIB	IV	VA	VB	
SiO ₂	61,80	8,02	53,78	64,65	5,80	47,98	70,46	4,20	57,60	63,58	8,52	49,08	71,79
Al ₂ O ₃	13,80	0,29	13,51	16,24	2,18	11,33	16,64	0,15	13,65	15,07	3,21	10,44	15,27
FeO+Fe ₂ O ₃	4,80	1,45	3,35	4,03	2,32	1,03	1,51	0,76	4,04	4,46	3,41	0,63	0,92
MnO	0,09	0,06	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,03	0,06	0,07	0,03	0,03	0,04
MgO	4,60	2,28	2,32	2,79	2,32	déficit	-	1,19	3,41	3,76	3,41	-	-
CaO	3,02	3,02	-	-	0,05	0,05	-	1,58	1,44	1,59	0,07	1,37	2,00
Na ₂ O	2,57	0,04	2,53	3,04	0,02	2,51	3,69	0,02	2,55	2,81	0,03	2,52	3,69
K ₂ O	6,28	0,03	6,25	7,51	1,37	4,88	7,17	0,01	6,27	6,92	2,02	4,25	6,22
TiO ₂	0,79	0,05	0,74	0,89	0,53	0,21	0,31	0,03	0,76	0,84	0,77	déficit 0,01	-
P. F.	0,98	0,31	0,67	0,81	0,53	0,14	0,21	0,16	0,82	0,90	0,77	0,05	0,07
TOTAL	(98,73)	15,55	83,18	<u>100,00</u>	15,14	68,09			90,60	<u>100,00</u>		68,37	<u>100,00</u>
% MODAL THEORIQUE		<u>15,49</u>			<u>15,26</u>						<u>22,43</u>		
% MODAL EFFECTIF		8,1			22,3			<u>8,1</u>			22,3		

Le magma résiduel n° III, après cristallisation de ce pyroxène, permet la formation d'une quantité de biotite théorique équivalente à celle qui est réellement observée

POURCENTAGES MODAUX	PYROXENE	BIOTITE
THEORIQUE	-	22,43
OBSERVES	8,1	22,3

ⓧ Ce fait est important/puisqu'il tend à prouver que le modèle théorique conduit à former trop de pyroxène par rapport à la réalité. Ce modèle théorique repose, rappelons-le, sur l'hypothèse que le pyroxène cristallise.

2- Tous les filons étudiés dans ce mémoire et traités par le même procédé de calcul conduisent au même résultat. C'est donc un fait général qui semble symptomatique de la cristallisation des filons.

La figure n° 80 illustre ce fait. Elle se compare à la figure n° 34 qui présentait le même problème dans le cas du Granite des Crêtes.

3- En conclusion, dans tous les filons, les teneurs obtenues par analyse modale montrent que

- le pyroxène cristallise toujours en quantité insuffisante par rapport au matériel disponible et notamment/par rapport au calcium qui en contrôlait l'abondance dans les granites.

- par contre, la biotite magnésienne est toujours en plus grande abondance que celle calculée par l'exploitation du modèle théorique, lequel, dans le cas du granite, donnait un pourcentage théorique proche du pourcentage observé.

- la somme (pyroxène + biotite) reste sensiblement égale, qu'elle soit observée ou calculée avec le modèle théorique. Dans les cas où l'amphibole est présente dans la roche, elle doit intervenir dans cette somme (exemples MIN. 110, n° 21... de la figure n° 80).

- ce phénomène/qui réduit l'abondance du pyroxène et augmente celle du mica/est particulièrement sensible au centre de certains filons (n° 21, MIN. 109 et MIN. 110 sur la figure n° 80).

L'hypothèse d'une résorption du pyroxène au profit de l'amphibole, adoptée dans le cas des granites, n'est pas pleinement satisfaisante ici, puisque ce n'est pas l'amphibole qui profite du déficit de pyroxène, mais la biotite. Cette observation incite à imaginer/dans le cas des microgranites, un modèle de cristallisation quelque peu différent. Dès le départ, nous supposons que le pyroxène ne s'exprime pas entièrement, c'est-à-dire qu'il n'épuise pas le stock de calcium, parce que sa cristallisation est gênée par des conditions thermodynamiques propres aux filons. Nous avons déjà remarqué cette tendance/alors très discrète, dans le cas du Granite des Crêtes (p. 123 et fig. n° 34). Il ne faut pourtant pas nier l'intervention du phénomène de résorption du pyroxène en amphibole pour expliquer une part du déficit de celui-ci, là où la cristallisation fut suffisamment lente pour conduire à une évolution magmatique proche de celle des granites (coeur de gros filons).

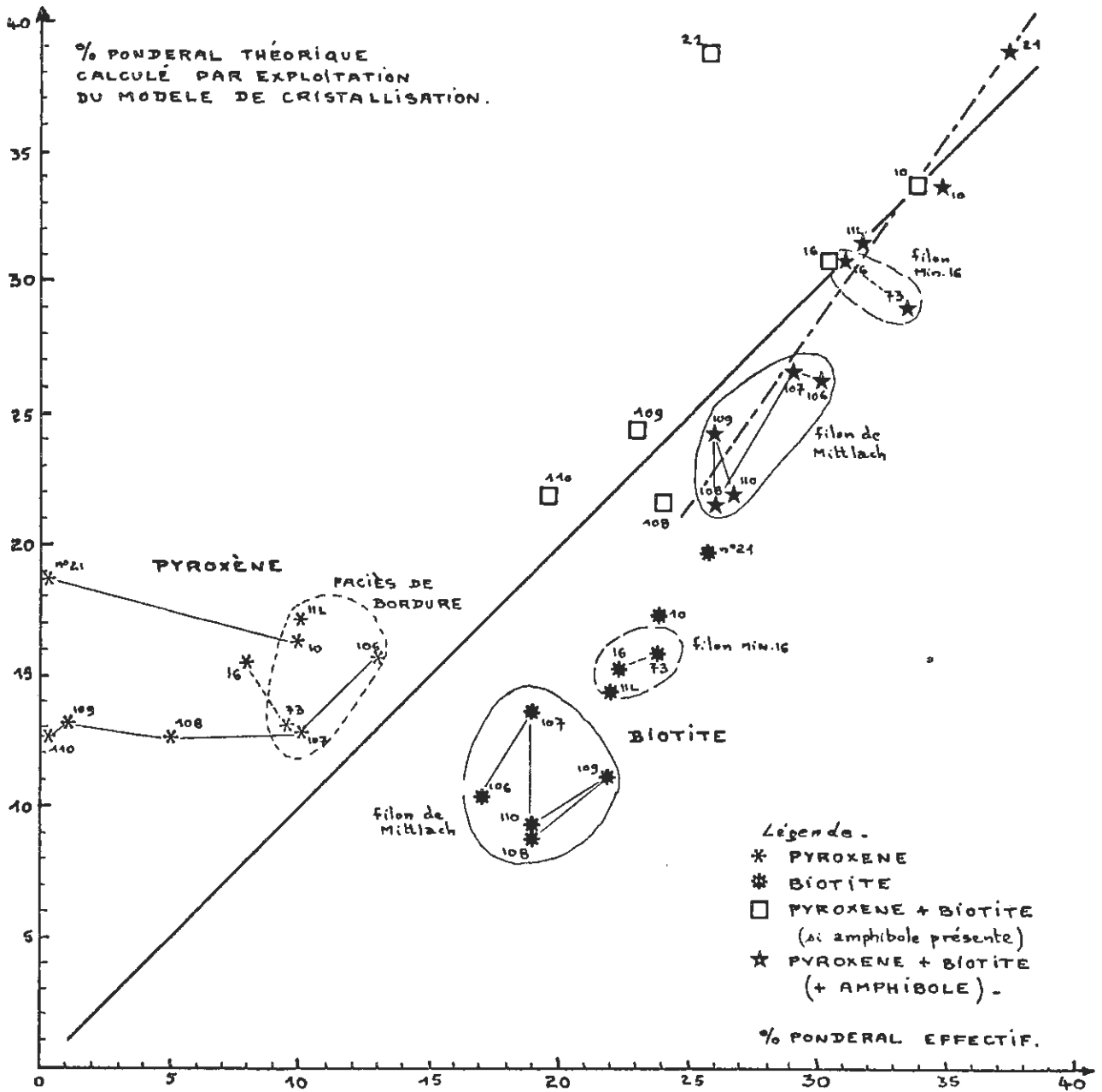


Figure N° 80 : Pourcentages modaux des différents minéraux ferro-magnésiens dans les roches filoniennes. Comparaison des données réelles avec les résultats théoriques calculés à l'aide du modèle de cristallisation (à comparer avec la figure n° 34) - (légende dans le texte).

En conclusion, le calcul, comme la complexité des paragenèses, montre que la cristallisation dans les microgranites ne s'est probablement pas déroulée d'une façon aussi harmonieuse que dans le cas des granites seulement réglés par une baisse régulière de température. Des facteurs thermodynamiques liés à la mise en place dans une caisse étroite, perturbent cet ordre. Indépendamment de la résorption pyroxène/amphibole, les particularités de la distribution pyroxène/biotite nous suggèrent une intervention très précoce de ces facteurs, puisqu'ils affectent le métabolisme du pyroxène.

Il est toutefois possible que ces facteurs n'interviennent que plus tardivement, au moment où l'amphibole pourrait cristalliser. Dans ce cas, la distribution pyroxène/biotite s'effectuerait normalement dans le magma granitique profond (le pyroxène épuisant le stock de calcium). L'évolution magmatique s'écarterait de celle des granites au moment de la mise en place qui coïnciderait à peu près avec le stade de résorption du pyroxène. Les conditions thermodynamiques s'opposeraient alors à la formation d'amphibole de remplacement et favoriseraient une résorption au profit de biotites jeunes de génération secondaire par rapport à la biotite "magmatique" de grande taille. Des analyses fines à la sonde électronique sur les biotites secondaires seront nécessaires pour tester cette hypothèse. Nous ne la discuterons pas davantage pour le moment.

C- EVOLUTION DU CHIMISME DES MAGMAS RESIDUELS

1- Présentation des diagrammes (fig. n° 81, pages suivantes).

Les diagrammes d'évolution du chimisme des différents magmas résiduels sont présentés pour trois échantillons-types :

MIN. 16	centre) filon de microgranite à pyroxène ,
MIN. 73	éponte	
MIN. 10	filon de la carrière des Bioquets	

Les courbes en tiretés représentent l'évolution d'après l'exploitation du modèle et correspondent au processus de cristallisation du Granite des Crêtes (voir figure n° 35).

Les courbes en traits continus tiennent compte du pourcentage effectif de pyroxène formé dans chaque cas au début de la cristallisation.

Nous allons comparer ces courbes ; les indications que nous en tirerons vont nous permettre d'expliquer certains points originaux concernant notamment le chimisme des minéraux.

2- Au stade III (magma résiduel avant la cristallisation de la biotite). Il y a en fait, par rapport au stade "3" théorique :

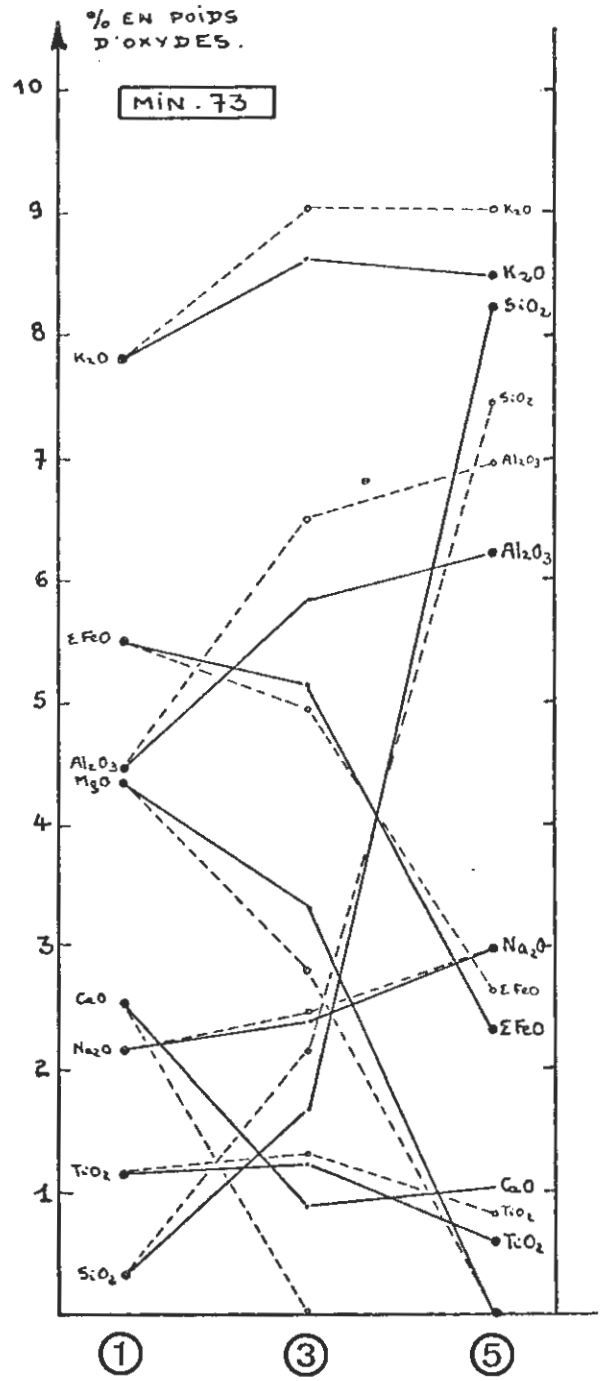
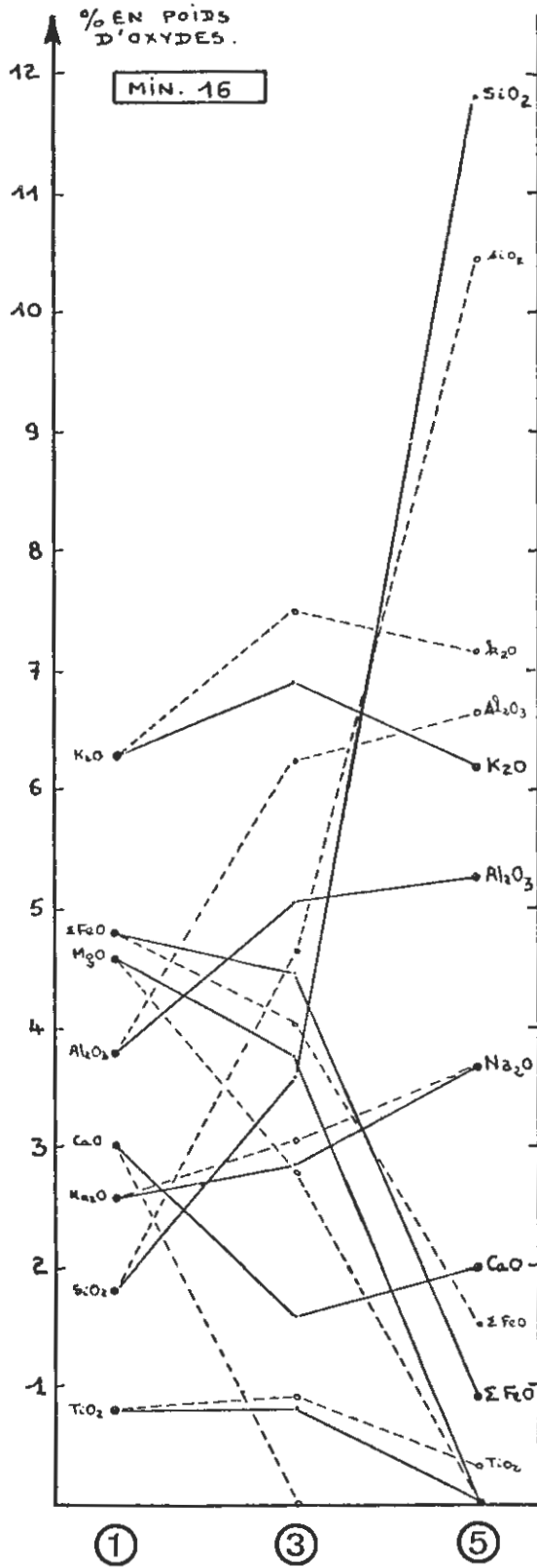
- relativement plus de MgO, (FeO + Fe₂O₃) et CaO disponibles.
- relativement moins de K₂O, Al₂O₃ et SiO₂.

Conséquences pour le chimisme de la biotite.

La biotite réclame deux types de cations pour sa cristallisation (p. 125 à 127) :

- des cations liés à sa structure.

Figure N° 81. (début)



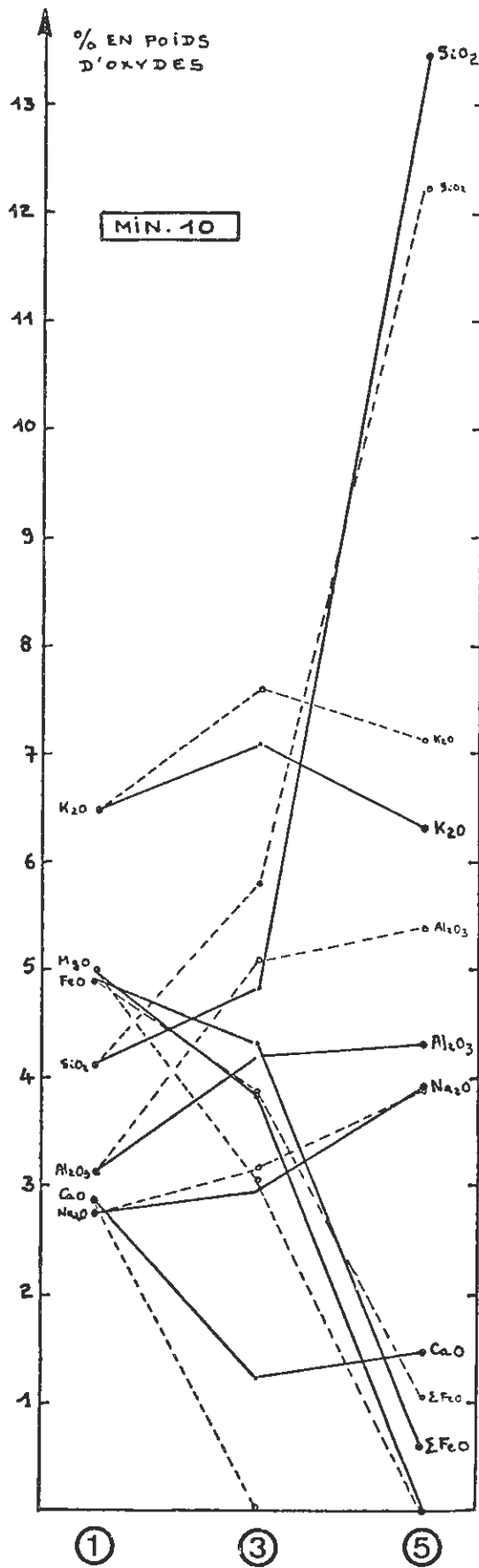


Figure N° 81

(suite et fin).

Ce sont $K_2O - SiO_2 - Al_2O_3$. Ils sont en abondance et ne peuvent pas limiter sa cristallisation. En fait, il n'y a aucune corrélation pour ces éléments entre roche ou magma résiduel et minéral (comparable à la figure n° 38).

- des cations liés à son chimisme particulier et à celui du milieu.

Ce sont MgO , $(FeO + Fe_2O_3)$ et TiO_2 . Les deux premiers sont particulièrement abondants au moment de sa cristallisation. On observe une forte corrélation positive pour le magnésium (fig. n° 82), compensée par une corrélation négative forte, mais plus floue pour le fer (fig. n° 83) - (comparer avec les figures n° 39 et 40).

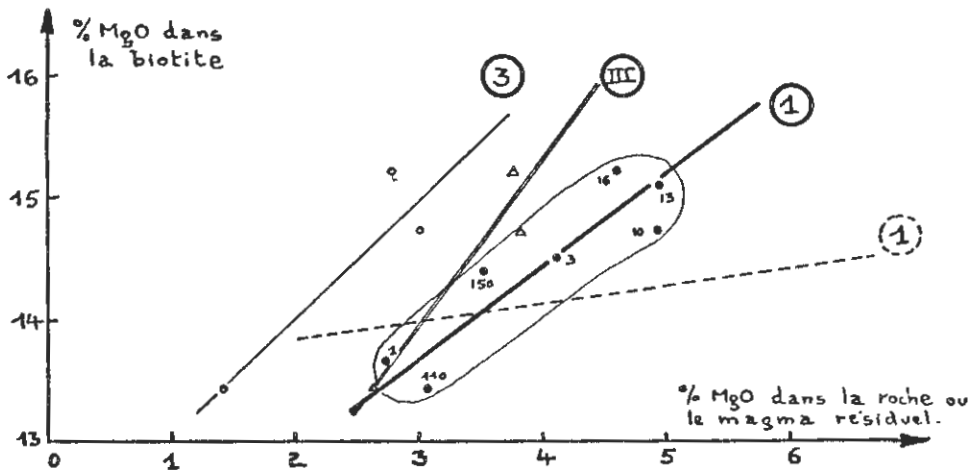


Figure N° 82 : Biotite magnésienne dans les roches filoniennes. Variation de la teneur en MgO en fonction de celle de la roche et de celles des magmas résiduels.

Courbe 1 - trait fort et points : en fonction du MgO de la roche.

Courbe 3 - trait fin et cercles : en fonction du MgO du magma résiduel après cristallisation du pyroxène calculé par le modèle théorique.

Courbe III - traits fins doubles et triangles : en fonction du MgO du magma résiduel après cristallisation du pyroxène effectivement observé.

Courbe 1 - trait discontinu : courbe des biotites du Granite des Crêtes (se reporter à la figure n° 39).

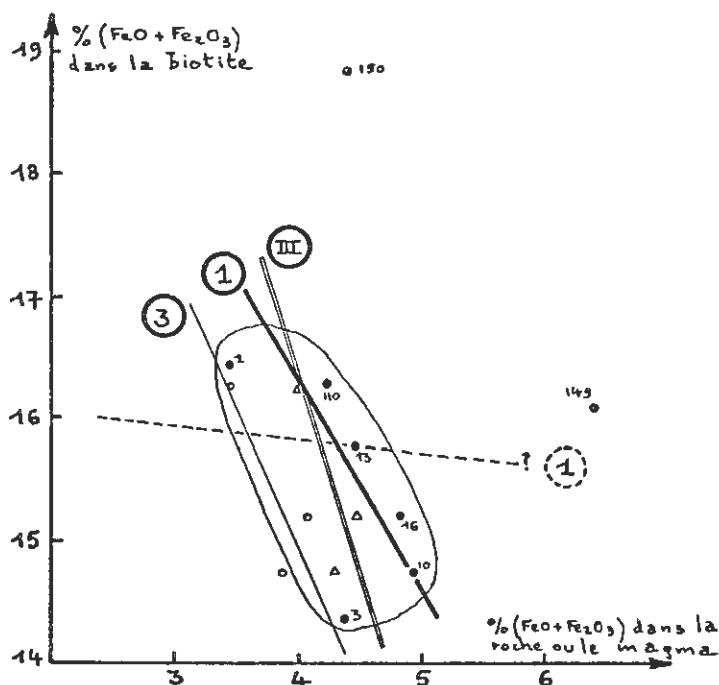


Figure N° 83 : Biotite magnésienne dans les roches filoniennes. Variation de la teneur en $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ en fonction de celle de la roche et de celles des magmas résiduels.

- se reporter à la légende de la figure n° 82.

- courbe 1, trait discontinu : courbe des biotites du Granite des Crêtes (se reporter à la figure n° 40).

Note : les points 149 et 150 sont en dehors de l'aire de dispersion. Il est utile de rappeler que les analyses ont été réalisées par voie spectrochimique.

Note : les courbes 3 et III des figures n° 82 et 83, établies sur trois points ne sont données qu'à titre indicatif (voir à ce sujet, la figure n° 39 pour les biotites du Granite des Crêtes).

C'est dire que la richesse en magnésium de la biotite est directement fonction de celle du milieu de cristallisation en ce même élément (1). La pente de la "droite" de corrélation positive est plus forte dans le cas des biotites filoniennes, plus magnésiennes que celles du Granite des Crêtes. Ces faits sont la conséquence directe de la richesse particulière en magnésium du magma résiduel n° III dans le cas des filons, liée à une limitation de la cristallisation du pyroxène. Nous avons ainsi une explication logique de la forte teneur en magnésium des biotites filoniennes déjà signalée (p.284).

(1)

Résultats déjà connus dans le cas du Granite des Crêtes (p. 125 à 128).

3- Au stade V (magma résiduel après la cristallisation du pyroxène et de la biotite), on observe, en raison de cette limitation de la cristallisation du pyroxène :

- plus de SiO_2 et beaucoup plus de CaO .
- moins de Al_2O_3 , K_2O et $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$.
- la quantité de Na_2O reste inchangée.

Conséquence

Deux cas peuvent alors se présenter :

- si les conditions thermodynamiques sont favorables à la cristallisation de l'amphibole à la suite du pyroxène, celle-ci absorbe une part importante du calcium disponible/et le déroulement de la cristallisation devient comparable à celui du Granite des Crêtes.

C'est le cas, par exemple, de l'échantillon-type MIN.110, situé au coeur d'un puissant filon ; il montre de l'amphibole et un plagioclase (An_{30}) comparable à ceux du granite.

- si l'amphibole ne peut pas s'exprimer en raison de conditions de température et de pression défavorables (baisse de température trop rapide par exemple) / il y aura un surplus de CaO qui sera résorbé par un plagioclase plus basique que celui du granite.

C'est le cas, par exemple, des échantillons-types MIN.106 et MIN.107 situés aux épontes du même filon ; l'amphibole est absente et le plagioclase (An_{40}) est plus basique. Notons que ce surplus de CaO sera aussi résorbé, dans une faible proportion, par la chloritisation qui interviendra sous l'impulsion d'autres facteurs.

Autre conséquence possible.

Par ailleurs, à ce stade V, après cristallisation du pyroxène et de la biotite, la composition chimique du magma résiduel est beaucoup plus proche de celle du point triple dans le système $\text{SiO}_2 - \text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na} - \text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K} - \text{H}_2\text{O}$: avec - SiO_2 plus abondant - Al_2O_3 et K_2O plus faibles.

Ce fait, ajouté aux conditions de refroidissement accélérées, doit contribuer à une cristallisation plus rapide de la phase quartzo-feldspathique résiduelle après formation d'un plagioclase basique qui résorbera le calcium en surplus.

III. CONTROLE GEOCHIMIQUE DE LA CRISTALLISATION -

A- INTRODUCTION

Dans le cas du Granite des Crêtes, le contrôle géochimique avait une importance capitale dans le déroulement de la cristallisation (première partie A, chapitre V). Les conditions thermodynamiques jouaient seulement un rôle de régulation et ne limitaient jamais l'abondance des minéraux ferro-magnésiens. Nous allons discuter le rôle du contrôle géochimique sur le processus de cristallisation dans le cas des roches filoniennes.

B- DISCUSSION DU CONTROLE GEOCHIMIQUE AU COURS DE LA CRISTALLISATION

1- Au stade pyroxène.

Dans le cas du granite, le calcium limitait l'abondance du pyroxène qui était ensuite transformé en amphibole.

Dans celui des filons, la limitation de l'abondance du pyroxène ne serait pas due à un contrôle géochimique mais à des variations de pression et de température interdisant la poursuite de sa formation. Ceci illustre le caractère de "minéral noble" dont nous parlions page .

2- Au stade biotite magnésienne.

Pour le Granite des Crêtes, le magnésium contrôlait le chimisme (corrélation positive) et l'abondance de ce minéral. La distribution du fer et du titane n'était qu'une conséquence de la corrélation positive de cet élément (p. 127).

Dans le cas des filons, le magnésium joue le même rôle.

Etant plus abondant à la suite de l'arrêt précoce de la cristallisation du pyroxène, il induit pour la biotite :

- une teneur plus élevée en magnésium
- une plus grande abondance, celle-ci étant limitée par l'épuisement du stock de magnésium disponible.

3- Au stade actinote magnésienne.

La cristallisation, même limitée, d'actinote magnésienne ne peut pas toujours avoir lieu. Elle n'existe que lorsque les conditions thermodynamiques évoluent suffisamment lentement.

- a - si cette cristallisation peut avoir lieu, l'amphibole résorbe la totalité du magnésium libéré par la destruction du pyroxène et une partie du calcium disponible

La cristallisation évolue vers celle du Granite des Crêtes (mimétisme certain entre le coeur du filon épais de 20 mètres - MIN.110 - et le Granite des Crêtes). Le magnésium joue alors son rôle habituel.

b- Au contraire, si l'actinote ne peut pas s'exprimer, on doit envisager deux cas :

- ou bien le pyroxène n'est pas détruit et le magnésium est entièrement mobilisé dans la biotite. Le surplus de CaO s'exprime dans la basicité du plagioclase (An₄₀ dans MIN.16 et MIN.73 par exemple). Le calcium reprend ainsi un certain rôle dans le contrôle géochimique.

- ou bien le pyroxène est effectivement détruit. Le magnésium s'exprimerait alors dans les biotites secondaires des minéraux serpentineux (?) et un peu dans la chlorite. Le calcium contribuerait à la formation d'épidote, de chlorite, d'apatite et surtout interviendrait dans la basicité du plagioclase.

Si l'amphibole ne cristallise pas, la nature de la phase quartzo-feldspathique pourra être profondément modifiée par l'intervention d'un plagioclase basique.

C- EN RESUME

Le contrôle géochimique de la cristallisation des roches filoniennes paraît sensiblement modifié par rapport à ce qu'il était pour le Granite des Crêtes :

- le calcium perdrait son rôle de régulateur primordial de l'abondance des minéraux (p. 134) ; en effet, il ne contrôlerait plus l'abondance du pyroxène et par voie de conséquence, perdrait toute action sur la suite des minéraux ferro-magnésiens.

- le magnésium qui venait en seconde position, deviendrait "l'élément clef". Il déterminerait directement l'abondance de la biotite (jusqu'à son épuisement) et son chimisme dans les limites autorisées par les conditions thermodynamiques.

IV. CONTROLE THERMODYNAMIQUE DE LA CRISTALLISATION -

Dans le cas du Granite des Crêtes, les conditions thermodynamiques avaient uniquement un rôle régulateur secondaire (p. 111). En raison de leur évolution lente et continue, sans "révolution", les minéraux pouvaient s'exprimer librement sous l'action du contrôle géochimique.

Au contraire, dans le cas des roches filoniennes, ces conditions thermodynamiques ont un rôle actif, en raison de leur évolution plus rapide s'accompagnant de "révolutions". La géochimie est relayée dans le contrôle de l'abondance des minéraux. Le pyroxène arrêterait sa cristallisation avant d'avoir épuisé le calcium et l'amphibole n'aurait pas toujours la possibilité de s'exprimer.

V. CONCLUSIONS PARTICULIERES -

Le tableau synoptique ci-dessous rassemble les facteurs qui interviennent en général dans le contrôle de la cristallisation des roches filoniennes :

		Contrôle Géochimique		Contrôle Thermodynamique	
		Chimisme	Abondance	Chimisme	Abondance
Ordre de cristallisation ↓	PYROXENE (qui sera souvent conservé.)	<u>néant</u>	<u>néant</u>	<u>Oui</u>	<u>Oui</u> <u>uniquement</u>
	BIOTITE magnésienne	<u>Mg</u> (Ti et Fe Passifs.)	<u>Mg</u> par épuise- ment sans contrôle préa- lable de Ca	régulation	NON
	ACTINOTE magnésienne (si exprimée)	—	<u>Mg</u>	de la présence de l'amphibole si l'évolution de ces conditions est lente	
	PLAGIOCLASE	Ca si pas d'amphibole	Ca sans doute.	régulation	?

Ainsi, nous pouvons concevoir, pour les roches filoniennes, un processus de cristallisation légèrement modifié par rapport à celui du Granite des Crêtes : il y aurait intervention d'une contrainte exercée par les conditions thermodynamiques qui évoluent rapidement.

Seule la biotite semble échapper à cette action et rester soumise au seul contrôle géochimique. Il faudrait cependant pouvoir connaître le chimisme des différentes générations parfois présentes, avant d'affirmer que ce minéral n'est pas soumis à la même contrainte.

Nous avons ainsi tenté de dégager une logique des minéraux des roches filoniennes du magma des Crêtes.

Dans ce chapitre, nous voulions présenter des règles communes à tous les filons pour le contrôle de la cristallisation. C'est pourquoi nous n'avons pas abordé le problème de la fraction quartzo-feldspathique qui peut difficilement être susceptible de généralisation.

PREMIERE PARTIE

B

LES ROCHES FILONIENNES
ASSOCIEES AU GRANITE
DES CRETES

CHAPITRE XVII

DIFFERENCIATION DANS LES
CAISSES FILONIENNES : THERMODIFFUSION ET
PROCESSUS PNEUMATOLYTIQUE

I. INTRODUCTION -

Nous nous proposons dans ce chapitre, de discuter la signification des différences importantes dans un filon, entre les épontes et le centre. C'est ce que nous avons appelé la "différenciation locale" dans la caisse filonienne.

Cette différenciation est un phénomène tardif qui se produit au moment de la cristallisation de la phase résiduelle quartzo-feldspathique dans le matériel déjà mis en place, sous l'effet de gradients locaux directement liés à la structure filonienne. Après avoir précisé la nature chimique de la différenciation locale dans le cas de chacun des filons étudiés, nous tenterons donc de l'expliquer à la lumière des conditions particulières de la mise en place de chacun d'eux.

Mais avant, une question peut se poser. La différenciation locale ne peut-elle résulter de processus pétrogénétiques très généraux, comme la différenciation par gravité du magma des Crêtes, ou plus spécifiques des roches filoniennes comme le contrôle particulier de la cristallisation s'exerçant à haute température sur le couple pyroxène-biotite et susceptible de modifier localement le chimisme du magma résiduel.

II. REPERCUSSIONS POSSIBLES DE PHENOMENES DEJA ETUDIES SUR LA DIFFERENCIATION LOCALE -

A- DIFFERENCIATION PAR GRAVITE

Cette différenciation par gravité s'inscrit dans le chimisme du magma des Crêtes à l'échelle du massif, c'est-à-dire à l'échelle de plusieurs dizaines de kilomètres, en provoquant notamment une élévation de la teneur en MgO et CaO (figures n° 48 et n° 65).

Dans les filons, du centre aux épontes, donc à une échelle métrique, on observe (fig. n° 84), soit une élévation, soit une diminution de la teneur en ces éléments, et ceci d'une façon indépendante pour MgO et CaO.

On peut ainsi affirmer que la différenciation par gravité du magma des Crêtes n'a aucune répercussion sur la différenciation au sein des filons. Ce résultat paraît normal en raison de la différence d'échelle entre ces deux phénomènes.

B- CONTROLE DE LA CRISTALLISATION

Quant au contrôle de la cristallisation à toute température, son influence ne peut intervenir qu'avant la fixation définitive du magma filonien dans sa caisse. En effet, la cristallisation du pyroxène et de la biotite s'effectue à des températures supérieures à celles où le magma se fixe définitivement (voir tableau n° 31). Les hétérogénéités chimiques pouvant résulter de ce phénomène conduiraient à des variations locales dans la caisse filonienne non ordonnées. Or, le tableau de la différenciation chimique locale montre, dans les cas les plus caractéristiques, une variation régulière du centre aux épontes, ce qui indique qu'elle s'est produite sur place après la fixation définitive, au détriment du magma résiduel de nature principalement quartzo-feldspathique.

Modalité de la mise en place.

Il serait encore possible d'évoquer les effets du contrôle de la cristallisation à toute température, en admettant l'hypothèse d'une mise en place progressive dans la caisse filonienne des épontes vers l'intérieur par ouverture ménagée de diaclases. Les venues successives à différents stades d'évolution seraient alors responsables des variations notées.

Cette hypothèse est difficilement défendable car les variations chimiques, minéralogiques et structurales semblent continues dans les filons, des épontes au centre ; il n'y a pas de discontinuité. De plus, le centre du filon qui devrait correspondre au produit de la plus grande différenciation, est l'imagé chimique du magma des Crêtes proche, compte-tenu de la différenciation générale par gravité.

Fig. N° 84 : Tableau synoptique des variations chimiques des divers éléments dans les caisses filoniennes des filons de référence.

c : centre du filon.

ep : éponte.

Gr : Granite intermédiaire moyen (pris comme référence).

L'évaluation des écarts analytiques pour chaque élément n'est donnée qu'à titre indicatif (exemple $\pm 0,30$ sur MgO).

(voir figure page suivante)

Nous admettrons que le magma s'est introduit en masse dans la caisse filonienne et qu'il était homogène. Il n'était pas dépourvu d'un certain dynamisme pouvant provoquer des variations perturbatrices (1). L'orientation des minéraux et notamment leur fluidalité nous éclairent sur ce dynamisme.

III. DISCUSSION SUR LES DONNEES DE LA DIFFERENCIATION LOCALE .

Nous allons chercher à préciser les conditions dans lesquelles se réalise cette différenciation locale après en avoir rappelé les données chimiques et minéralogiques.

A- DONNEES CHIMIQUES

La figure n° 84 présente les variations des divers éléments du centre aux épontes dans les différents filons de référence étudiés (page suivante).

A l'examen de ce tableau, il ne semble pas à priori, se dégager de règles générales. Les différences les plus spectaculaires intéressent le potassium. La variation des autres éléments ne semble avoir aucun rapport avec ce fait essentiel.

B- GENERALITES SUR "L'AMBIANCE THERMODYNAMIQUE" DE LA CRISTALLISATION.

X Le principal facteur de disparité entre les épontes et le centre du filon, résulte de l'ambiance thermodynamique qui préside à la cristallisation du filon. Tâchons d'en dégager les composantes :

f 1- Le magma, au moment de sa fixation dans la caisse filonienne, se trouve à une certaine étape de son processus de cristallisation/bien mis en évidence par l'étude des minéraux. Cette étape est marquée par des conditions précises de température et de pression.

(1)

Dans un filon, il est possible de repérer le sens de mise en place, en examinant les biotites flexueuses et déformées au moment de l'intrusion dans des échantillons orientés lors du prélèvement. Il serait alors nécessaire de chercher des variations dans l'espace à l'échelle du filon, en étudiant des profils longitudinaux, l'un à l'a-plomb des épontes, l'autre du centre. Cette étude n'est pas abordée dans ce mémoire, mais envisagée pour l'avenir.

A ce propos, il faut remarquer que l'étude des minéraux qui cristallisent au moment de cette fixation, indique une température toujours inférieure à celle de la formation du pyroxène et généralement de la biotite. Or, nous avons avancé l'hypothèse d'un contrôle thermodynamique de la cristallisation dans le cas des filons, responsable de la distribution particulière pyroxène/biotite. Nous admettrons donc que la mise en place d'un filon est un phénomène relativement long et complexe commençant avant et pendant la cristallisation du pyroxène et durant lequel s'exercent, dès un stade précoce, ces contraintes thermodynamiques responsables du métabolisme particulier du pyroxène et de la biotite.

2 - L'encaissant est dans un état physique précis déterminant pour les gradients de température et de pression s'établissant dans la caisse filonienne. Ainsi, peut-il être chaud ou froid, dans une zone de forte pression ou dans une zone plus superficielle. De plus, sa "porosité à la diffusion" risque d'être un facteur important.

3 - La puissance du filon est un facteur primordial.

Soit en effet T_M la température de mise en place du magma et (T_E) celle de l'encaissant. La différence ($T_M - T_E$) est indépendante de la puissance du filon et, par suite, le gradient de température plus élevé (toutes choses égales par ailleurs), pour un filon de faible puissance (2m), que pour un filon de forte puissance (20m), (fig. n° 85). Toutefois, il faut bien remarquer que la largeur de la zone de forte variation de température dépend relativement peu de la puissance du filon et se limite au voisinage immédiat des épontes.

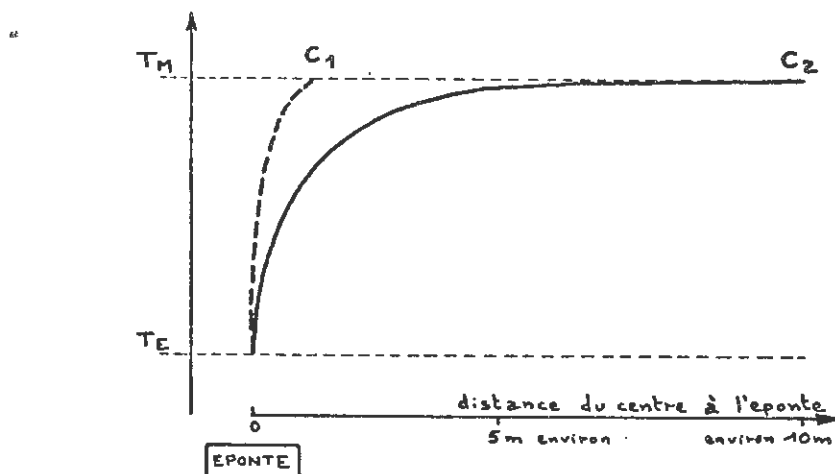


Figure N° 85 : Schéma montrant l'influence de la puissance du filon sur le gradient de température au moment de la mise en place.

En abscisses : puissance du filon,
En ordonnées : températures.

T_M : température du magma au moment de la mise en place.
 T_E : température de l'encaissant.

Courbe en pointillés (C_1) : filon de faible puissance.
Courbe en trait plein (C_2) : filon de grande puissance.

Pour des conditions de mise en place analogue on peut ainsi expliquer par exemple, que dans un filon de faible puissance, les amphiboles ne peuvent pratiquement pas cristalliser, alors que dans un filon plus puissant, il existe une zone centrale à faible gradient de température où la cristallisation est possible.

4- La cristallisation elle-même en se poursuivant peut modifier l'ambiance thermodynamique et créer des gradients nouveaux.

- Par exemple, si le magma se met en place après cristallisation d'une large part de feldspaths, la pression en vapeur d'eau risque de ne pas subir une importante augmentation à l'intérieur de la caisse filonienne (se reporter à la figure n° 32) ; c'est le cas du filon MIN.16.

- Au contraire, si tous les feldspaths cristallisent dans la caisse filonienne, un fort gradient de pression en vapeur d'eau s'établit du centre vers l'encaissant ; c'est le cas du filon MIN.110.

D- DONNÉES PARTICULIÈRES SUR "L'AMBIANCE THERMODYNAMIQUE" DE CHAQUE FILON DE RÉFÉRENCE

Nous nous proposons de préciser, dans chaque cas particulier, les éléments qui vont influencer sur le facteur de disparité.

1- Cas du filon de référence MIN.16 (chapitre VIII).

a- Le magma, au moment de son ultime mise en place, a déjà livré quelques phénocristaux de plagioclase et d'orthose qui sont orientés dans la caisse filonienne. Sa température (T_M) doit être de l'ordre de 650°C (p. 112 : 570°C pour l'ensemble des feldspaths). Il s'est mis en place peu avant la fin du stade magmatique défini pour le Granite des Crêtes.

b- L'encaissant est représenté par le Granite des Crêtes. Le mode de gisement des microgranites à pyroxène du type MIN.16, évoque une mise en place dans le Granite des Crêtes, alors que ce dernier était encore à température élevée, (T_E de l'ordre de 500 à 550°C ?) en fin de cristallisation et situé à une certaine profondeur : filons diffus, amas à contours mal définis répartis dans l'ensemble du massif sans lien évident avec les diaclases.

c- La puissance du filon (8 à 10 mètres) permet, au centre, une fin de cristallisation peu perturbée. L'amphibole commence à se former par résorption du pyroxène. Le microcline entoure les phénocristaux d'orthose. Le point triple est peut-être atteint (?) parce que la fraction quartzo-feldspathique résiduelle, cristallise en micropegmatite. Par contre, l'éponte est soumise à une trempe un peu plus accentuée (pas d'amphibole, structure microgrenue de la pâte).

d- La cristallisation, très avancée au moment de la mise en place, n'entraîne aucune perturbation évidente.

e- En résumé, la différence de température ($T_M - T_E$) est très faible mais positive, car la bordure du filon a subi une trempe. Le gradient de température est d'autant

plus faible que le filon est assez puissant. Nous pouvons dire que le facteur de disparité qui risque d'entraîner une différenciation locale est faible. Notons que le problème est le même pour le filon (MIN.12 et MIN.13) du Pré de Froide-Fontaine dont le mode de gisement est identique. Le faciès de bordure (MIN.1 et MIN.3) cristallise dans des conditions voisines en raison du gradient de température développé dans l'encaissant par l'intrusion granitique ($T_M - T_E$ localement très faible).

2- Cas du filon de référence MIN.110 (chapitre II).

a- Le magma, au moment de sa mise en place dans la caisse filonienne, est en début de cristallisation. Aux épontes, le pyroxène est déjà formé et la biotite est en fin de cristallisation avec présence de plusieurs générations témoignant d'un contrôle thermodynamique rigoureux ; seule la première génération présente une disposition fluidale due au dynamisme de l'intrusion. L'amphibole et les feldspaths en phénocristaux sont totalement absents. La température de ce magma (T_M) doit être de l'ordre de 900° C (fig. n° 31).

b- L'encaissant est constitué de schistes et grauwackes de la série du Markstein. Malgré l'existence d'un léger gradient de température attesté par le métamorphisme de contact, ce milieu extérieur est "froid" par rapport à la température de l'intrusion (T_E de l'ordre de 300° C ?).

c- La puissance du filon (20 mètres) est importante. En dépit d'une différence considérable de température ($T_M - T_E$) de l'ordre de 500 à 600° C, le gradient (fig. n° 85) très fort aux épontes, sera faible dans une large zone centrale où la cristallisation pourra continuer à évoluer quasi normalement.

Ainsi, aux épontes, il y a un phénomène brusque de trempe ; les minéraux formés au préalable (pyroxène et biotite) baignent dans une pâte à structure felsitique (MIN.106) qui tend à mieux s'organiser vers la partie centrale (MIN.107).

Au contraire, dans le corps du filon, la cristallisation se poursuit normalement avec résorption du pyroxène, formation d'actinote, de phénocristaux d'orthose et d'andésine non orientés (donc postérieurs à la mise en place). La présence de ces derniers minéraux montre que la température au centre du filon était alors supérieure à 600° C (fig. n° 31) ; ce fait semble confirmé par le thermomètre géologique de T. F. W. BARTH (p. 186) qui indique 600 à 650° C.

Ainsi, dans le cas de ce filon de référence, la largeur de la caisse filonienne est primordiale puisqu'elle autorise, en son centre, une évolution de la cristallisation comparable à celle que nous avons mis en évidence pour le Granite des Crêtes.

d- La cristallisation est à peine ébauchée au moment de la mise en place. Aux épontes, la trempe brusque due au très fort gradient de température impose une cristallisation accélérée, rapidement interrompue par la prise en masse du magma résiduel du stade n° V (tableau n° 30).

Dans le corps du filon, la cristallisation se déroule normalement et la formation d'une grande quantité de feldspath provoque une augmentation importante de la pression en vapeur d'eau (fig. n° 32 et p. 115). Cette suppression à l'intérieur du filon aux épontes "figées" ("bofte filonienne"), entraîne deux conséquences importantes :

- Le centre du filon acquiert une texture à tendance pegmatitique : amphibole de 5 à 6 mm...

- Les épontes subissent une dégradation (destruction du pyroxène, chloritisation de la biotite...) qui témoigne d'une diffusion de la vapeur d'eau vers l'encaissant.

Les filonnets de feldspath alcalin observés vers l'éponte (p. 115), sont peut-être les témoins d'une chasse tardive vers l'extérieur d'un résidu feldspathique à travers les parois de la "boîte filonienne".

e - En résumé, la différence de température ($T_M - T_E$) est très élevée et provoque en début de cristallisation, une trempe du magma mis en place contre les épontes. La puissance du filon reste un élément primordial de disparité entre les épontes et le centre puisqu'elle permet la continuation de la cristallisation en "vase clos". En fin de cristallisation, une surpression interne en H_2O développe un faciès à tendance pegmatitique au centre et provoque une "chasse" de vapeur d'eau au travers des épontes avec dégradation de minéraux et entraînement possible de matière.

3 - Cas du filon de référence MIN. 10 (chapitre X)

a - Le magma, au moment de sa mise en place, est au début de la cristallisation de l'amphibole ($T_M = 750^\circ C$). En effet, à l'éponte, cette dernière entoure d'un mince liseré les pyroxènes automorphes. Les phyllites sont normalement orientées par le dynamisme de l'intrusion.

b - L'encaissant est constitué par le Granite des Crêtes. Le filon s'est mis en place longtemps après la fin de la cristallisation de cette roche dans une diaclase qui montre du matériel granitique broyé ($T_E = 200^\circ C ?$).

c - La puissance du filon (1,70 à 1,80 m) est faible. La différence de température ($T_E - T_M$) est de l'ordre de $500^\circ C$ et impose à l'ensemble du filon un gradient qui reste fort jusqu'en son centre.

Ainsi, aux épontes, la trempe est soudaine et fige le résidu magmatique du matériel mis en place, sous forme d'une pâte finement microgrenue. Au centre, l'évolution a permis la cristallisation magmatique de l'amphibole mais a été interrompue aussitôt après ; les feldspaths sont en petites lattes et la structure micropegmatitique, indice d'une cristallisation lente, n'existe pas.

d - La cristallisation normale a donc été très vite arrêtée dans l'ensemble du filon pratiquement trempé dans toute sa masse en raison de sa faible épaisseur et du fort gradient de température. La possibilité d'une surpression de vapeur d'eau au moment de la cristallisation des feldspaths ne peut pas être prouvée, d'autant moins que la chloritisation n'a pas lieu.

e - En résumé, la différence de température ($T_M - T_E$) est très élevée pour une puissance réduite de la caisse filonienne. L'ensemble du filon est soumis brutalement à une forte contrainte thermodynamique entravant une évolution autonome du centre et des épontes.

4 - Conclusions particulières

Un tableau synoptique (tableau n° 31, page suivante), résume les principaux faits responsables de l'ambiance thermodynamique particulière à chaque filon de référence.

bleau N° 31 : Données particulières sur le climat thermodynamique dans lequel se déroule la cristallisation de différents filons de référence.

FILON de REFERENCE	MAGMA au MOMENT de la MISE en PLACE	Température proposée T_M (1)	ENCAISSANT	$T_M - T_E$	Puissance du filon	GRADIENT de TEMPERATURE et EVOLUTION POSSIBLE de la CRISTALLISATION
IN. 16 (chap. I)	STADE de la CRISTALLISATION pendant la cristallisation des feldspaths	650°C	NATURE dans le Granite des Crêtes en fin de cristallisation.	Température estimée T_E 500°C	de l'ordre de 100°C	8 à 10 mètres gradient faible évolution limitée mais différente de la cristallisation pas d'amphibole
IN. 110 (chap. II)	à la fin de la cristallisation de la biotite	900°C	dans le sédimentaire de couverture	300°C	600°C	20 gradient très fort: trempe brusque
IN. 10 (chap. III)	au début de la cristallisation de l'amphibole	750°C	dans une diacrase du Granite des Crêtes refroidi	200°C	500°C	> 2 gradient très fort: évolution très lente pas d'amphibole

Rappelons que cette température est celle du magma au moment de sa fixation définitive dans la caisse filonière.

Deux éléments essentiels interviennent :

- la différence de température entre magma intrusif et encaissant.
- la largeur de la caisse filonienne (puissance du filon).

Dans un cas spécial (MIN.110), ces deux éléments concourent pour créer des conditions propres à permettre l'intervention d'un troisième facteur dont le rôle est en général effacé. La suppression en fluides due au déroulement de la cristallisation en "vase clos" dans la "caisse filonienne".

E- DIFFERENCIATION DANS LES CAISSES FILONIENNES

1- Introduction

Nous sommes en possession des principales données propres à éclairer le problème de la différenciation locale dans les filons étudiés. Ce sont :

- les données chimiques.
- les données minéralogiques.
- les conditions thermodynamiques à l'éponte et au centre.

Nous savons de plus, que :

- le centre du filon est l'image du magma au moment de la mise en place (image chimique ; l'image minéralogique est à chercher à l'éponte),
- la différenciation locale ne joue que tardivement sur la phase quartzo-feldspathique, la dernière active et qui accuse de fortes variations en K_2O (la chloritisation ne répond pas quantitativement à ces variations).

Nous devons aussi préciser que la différenciation centre/éponte ne peut pas être due à un gradient chimique encaissant/éponte. Les échanges ne peuvent pas provoquer les différences chimiques qui existent (1). En effet, le centre du filon MIN.16 a un chimisme identique à son encaissant. De même le filon MIN.10 est appauvri en K_2O à son éponte, alors que son encaissant l'est aussi dans les mêmes proportions (fig. n° 58). Par contre, aucun élément d'appréciation n'a été recueilli dans l'encaissant du filon MIN.110. La possibilité de gradient chimique existe seulement pour le filon intrusif dans la serpentinite car l'éponte (MIN.149) est particulièrement riche en MgO . Il ne faut pas alors exclure la possibilité d'une assimilation ou d'un mélange mécanique du magma intrusif avec la serpentinite très broyée. L'aspect feuilleté de la roche, l'abondance de petites amphiboles incolores en amas et le toucher savonneux peuvent le laisser supposer.

Nous sommes ainsi conduit à envisager en général, un processus de différenciation uniquement réglé par des conditions physiques.

(1)

Constatation qui n'exclut pas la possibilité d'échange entre filon et encaissant sous l'influence des facteurs responsables de la différenciation.

2- Hypothèse de la thermodiffusion (effet Ludwig SORET).

Dans tous les cas étudiés, il existe un gradient de température entre l'éponte plus froide et le centre plus chaud. Le phénomène de différenciation a lieu dans la fraction résiduelle active, de nature quartzo-feldspathique et riche en K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 et Na_2O . Il existe d'autre part, un excès en K_2O et Al_2O_3 et un déficit en SiO_2 et Na_2O par rapport au point triple du système Or-Ab- H_2O . Nous allons nous intéresser aux variations de K_2O , particulièrement spectaculaires (fig. n° 84).

D'après P. M. ORVILLE (1962), le potassium a tendance à migrer vers le milieu froid et le sodium vers le milieu chaud. La zone de l'éponte doit donc s'enrichir en potassium. C'est ce que l'on observe dans le cas du filon de référence MIN.16. Par contre, dans les filons MIN.110 et MIN.10, on constate une teneur normale au centre et un fort déficit vers les épontes. Il nous faut expliquer ces anomalies par l'intervention d'un facteur supplémentaire.

3- Hypothèse d'un processus pneumatolytique.

Ce processus pneumatolytique ferait intervenir un gradient de pression en vapeur d'eau entre le filon et l'encaissant. Un mouvement de fluides en résulterait, entraînant le potassium.

a- Dans le cas du filon MIN.16, ce gradient serait nul ou très faible en raison de la nature de l'encaissant lui-même soumis à une forte pression en vapeur d'eau. Ainsi, le potassium serait légèrement plus abondant aux épontes sous l'effet de la thermodiffusion.

b- Dans le cas des filons MIN.110 et peut-être MIN.10, s'établirait un gradient important en raison de la nature de l'encaissant et de la cristallisation des feldspaths dans la caisse filonienne. Le potassium serait alors chassé vers l'extérieur du filon.

Le phénomène serait particulièrement spectaculaire dans le cas du filon MIN.110 en raison de sa puissance et de l'existence d'épontes figées. La surpression entraînerait alors la destruction du pyroxène et la chloritisation de la biotite. Ce dernier processus, en libérant du potassium, contribuerait à accroître le déficit de cet élément à l'éponte. Il est important de noter que K_2O et perte au feu sont liés par une corrélation négative ; c'est dire qu'il y a d'autant moins de potassium que les minéraux actuellement présents ont plus subi les effets pneumatolytiques (donc que le matériel a subi un flux de vapeur d'eau plus important).

IV. CONCLUSIONS PARTICULIERES SUR LA DIFFERENCIATION DANS LES CAISSES FILONIENNES -

La différenciation chimique dans les caisses filoniennes peut être due à un phénomène de thermodiffusion, s'accompagnant dans certains cas d'un processus pneumatolytique (capable de chasser à l'extérieur du filon des éléments encore disponibles en fin de cristallisation, comme le potassium).

Rappelons que la disparité minéralogique et structurale entre éponge et centre tient surtout à des gradients physiques s'établissant dès l'injection du magma dans la caisse.

o o
o

o

PREMIERE PARTIE

B

LES ROCHES FILONIENNES
ASSOCIEES AU GRANITE
DES CRETES

CHAPITRE XVIII

CONCLUSIONS A L'ETUDE DES ROCHES
FILONIENNES ASSOCIEES
AU GRANITE DES CRETES

I. RELATIONS PETROGENETIQUES ENTRE LES FILONS ET LE GRANITE DES CRETES
(donc avec le magma des Crêtes)

La différenciation par gravité, mise en évidence pour le magma des Crêtes, se répercute sur le matériel des filons (p. 238). Il faut donc, pour établir une identité entre roche filonienne et Granite des Crêtes, comparer des matériaux ayant subi le même degré de différenciation magmatique par gravité.

Compte tenu de cette réserve, plusieurs arguments développés au chapitre XV ont montré une profonde liaison pétrogénétique.

Par contre des conditions thermodynamiques spéciales liées bien entendu aux modes de mise en place des filons, entraînent une certaine disparité. Leur action a deux aspects.

1- Contrôle de la cristallisation (chapitre XVI).

Dans le cas du Granite des Crêtes, le contrôle géochimique (Ca, puis Mg) était prépondérant. Le contrôle thermodynamique n'avait qu'un rôle de régulation. C'est dire que la cristallisation se faisait sans que le facteur temps intervienne.

Au contraire, dans le cas des filons, la cristallisation est une "course contre la montre", car elle est soumise à des conditions thermodynamiques contraignantes. Le contrôle géochimique devient secondaire (Mg). Ainsi le contrôle de la cristallisation suivant sa nature suscite telle ou telle expression minéralogique de la roche.

2- Différenciation dans la caisse filonienne (chapitre XVII).

Le matériel mis en place dans la caisse filonienne est alors soumis à des gradients thermodynamiques.

Une différenciation chimique locale se produit. Comme mécanisme nous avons retenu l'hypothèse d'une thermodiffusion accompagnée parfois d'une pneumatolyse liée à une étape de la cristallisation.

II. LE PROBLEME DES LAMPROPHYRES

A- FILIATION GENETIQUE DES LAMPROPHYRES (MIN. 4 - MIN. 5).

La filiation génétique des lamprophyres avec le magma des Crêtes est difficile à mettre en évidence ; les minéraux exprimés et la paragenèse observée sont très différents. Les arguments de terrain ne sont plus valables puisque ces lamprophyres sont nettement postérieurs au Granite des Crêtes.

Pourtant quelques arguments permettent de supposer l'existence de cette filiation dans le cas des lamprophyres monzonitiques du Col de Grosse-Pierre (échantillon-type MIN. 5) :

- La différenciation à l'intérieur des filons de microgranite mis en place dans un encaissant froid, conduit aux épontes à une roche à tendance kersantite, mais riche en quartz (exemples des échantillons MIN.112, MIN.106 et MIN.107).
- Si le magma des Crêtes a pu localement subir une telle différenciation et éliminer la silice de sa phase magmatique résiduelle, il peut être considéré comme à l'origine de ces lamprophyres. Le faible volume de ces derniers rend cette hypothèse possible.
- Dans la roche MIN. 5, les petites amandes formées de grains de quartz xénomorphe, entourées d'une couronne de réaction de chlorite et de minéraux opaques (p. 249), font penser à des cumulats de quartz étrangers à la roche. Ces agrégats représenteraient des résidus non éliminés par la différenciation et entraînés au moment de la mise en place.

En ce qui concerne les minettes variolaires (échantillon-type MIN. 4 - chapitre XIII), il serait tentant de faire appel à une hypothèse identique. Aucun élément, cependant ne nous autorise à la proposer.

B - SIGNIFICATION du FACIES LAMPROPHYRIQUE dans les ROCHES
FILONIENNES du MAGMA des CRETES -

x La signification du faciès lamprophyrique en bordure de filons puissants ou dans la totalité de la masse d'un filon n'excédant pas deux mètres, est une conséquence directe des conditions originales de la cristallisation.

Ce faciès n'implique aucune différence chimique. Il est provoqué par le contrôle de la cristallisation qui ne permet pas au pyroxène de s'exprimer totalement et entraîne une augmentation de l'abondance et du caractère magnésien de la biotite. Cette dernière cristallise dans une ambiance thermodynamique de plus en plus contraignante (plusieurs générations de biotite). Ensuite, la mésostase se fige très rapidement.

? Un phénomène intervient alors pour empêcher, en tout état de cause, la formation d'un lamprophyre s. str. Vers le centre des filons, la richesse en K₂O pourrait entraîner une formation abondante de feldspaths, donc celle d'une minette ; mais la silice reste excédentaire et l'évolution de la cristallisation estompe le faciès lamprophyrique. Aux épontes, le déficit de K₂O, par différenciation locale, enrichit la roche en quartz résiduel (exemple fig. 55 et 56 pour MIN. 110) et interdit la formation d'un lamprophyre.

x On peut ainsi conclure que le faciès lamprophyrique est un "caractère épisodique" ; les filons l'acquièrent au moment de leur mise en place et ne peuvent pas le conserver en raison du chimisme du magma et des processus de cristallisation ou de différenciation dans la caisse filonienne.

fa. l'air / Il faudrait que le magma des Crêtes soit très appauvri en silice, ce qui ne peut se produire que dans certaines parties plus intensément soumises à la différenciation par gravité. Ainsi, les microgranites à faciès lamprophyriques se disposent dans une région méridionale et les lamprophyres s. str. se concentrent au Nord, dans la région de Sainte-Marie-aux-Mines. On peut alors penser que les filons seront à tendance Kersantite aux épontes et à tendance Minette ou Vogésite au centre, si du moins le même processus de différenciation se réalise.

III. FACIES HETEROTELEMORPHES - DEFINITION -

x L'étude des microgranites et surtout celle des lamprophyres précédemment développée nous suggère une notion nouvelle :

x A partir d'un même magma, on obtient/suivant les conditions de sa cristallisation, des roches très variées : granite à biotite et actinote, microgranite à pyroxène, microgranite à amphibole à faciès lamprophyrique ou non, etc... .

x Or, la parenté pétrogénétique initiale qui existe entre ces roches/apparemment hétéroclites, ne peut être traduite/dans l'état actuel de la nomenclature, par un terme approprié.

Le terme d'association hétérogénétique utilisé notamment par M. ROQUES, pour désigner une association de minéraux qui n'ont pas pris naissance simultanément par réaction chimique, concerne les roches métamorphiques.

Le terme de roches hétéromorphes désigne bien pour des roches éruptives des types de même composition chimique actuelle, mais génétiquement complètement étrangers à l'origine (d'où les différences de composition minéralogique et de mode de gisement.)

Nous proposons donc de grouper toutes les roches de chimisme analogue, génétiquement liées, mais ayant divergé dans leur constitution minéralogique à partir de telle ou telle étape de leur cristallisation, sous l'effet de circonstances imposées par leur milieu, sous le terme de faciès ou de types hétérotélémorphes.

Ce terme indique qu'à l'examen de ces roches, leur paragenèse (association de minéraux après cristallisation complète d'une roche), apparaît différente, mais que la succession dans l'ordre d'apparition des minéraux (lorsque ceux-ci ont pu se former) au sein du magma générateur commun, est identique.

IV. CONTRIBUTION DE L'ETUDE DES ROCHES FILONIENNES A LA COMPREHENSION DE LA PETROGENESE DU GRANITE DES CRETES.

*

L'étude des roches filoniennes a contribué à la vérification de nos hypothèses sur le processus de cristallisation du Granite des Crêtes.

En effet, elles représentent autant d'étapes figées de l'évolution du magma des Crêtes vers un granite à biotite et actinote magnésiennes. Elles démontrent la réalité des étapes de cristallisation dans le cas du granite ; ainsi, par exemple, se trouve confirmée la formation précoce d'un pyroxène presque totalement disparu dans le granite, mais dont le rôle a été prépondérant dans le contrôle de sa cristallisation.

o o

o

DEUXIEME PARTIE

L'ENVIRONNEMENT ERUPTIF
DU GRANITE DES CRÊTES:

ETUDE PETROGRAPHIQUE

AVERTISSEMENT.

o o
o

Dans les conclusions de notre première partie, nous situons le magma des Crêtes dans l'évolution du magmatisme des Vosges méridionales et précisons ses liens de parenté avec d'autres formations telles que le Granite des Ballons et les rhyolites du Molkenrain. Ces résultats conserveraient un caractère hypothétique par trop arbitraire sans les données que nous présentons dans cette seconde partie.

Nous nous proposons d'étudier ici quelques types de roches effusives et de roches granitiques des Vosges méridionales. Nous apporterons des éléments de discussion sur différents problèmes, susceptibles d'éclairer l'origine et la signification du magma des Crêtes :

- Evolution dans le temps du chimisme du volcanisme des Vosges méridionales.
- Signification de l'Association des Crêtes ; relations des différents granites entre eux et avec l'encaissant.
- Rapports du Granite des Ballons avec la rhyolite du Molkenrain et avec le Granite des Crêtes.

o o
o

DEUXIEME PARTIE

LE VOLCANISME

A

CHAPITRE XIX

TUFS ALBITOPHYRIQUES

I. INTRODUCTION

Les tufs albitophyriques sont interstratifiés en bancs plus ou moins épais, dans les formations marines de schistes et grauwackes de la série d'Oderen, datée du Viséen inférieur (voir chapitre XXIII). Ces assises tufacées font saillie dans la topographie et donnent au relief son modelé.

Les tufs ont l'apparence d'une roche très tenace, de teinte gris-bleutée à patine blanche caractéristique. Très souvent à grain microscopique (tufs cendreux), ils peuvent devenir microbréchiques avec présence de fragments centimétriques de feldspaths (tufs microbréchiques). Les tufs cendreux peuvent passer progressivement aux formations schisteuses noires encaissantes. De même, il arrive que par hybridation, les tufs microbréchiques passent aux grauwackes.

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE

L'étude microscopique confirme le caractère pyroclastique de ces tufs volcaniques essentiellement constitués d'albite. Les matériaux (tufs cendreux et microbréchiques) constituant les deux types de roches sont pétrographiquement identiques et ne diffèrent que par leur granulométrie.

MATERIAUX PYROCLASTIQUES

Les éléments pyroclastiques sont anguleux, brisés, à arêtes vives et formés de cristaux isolés. Le quartz est présent en quantité notable ; le feldspath potassique est rare ou non suivant les couches. L'albite est toujours le minéral le plus abondant.

MATERIAUX DETRITIQUES

On observe des fragments de roche et des minéraux isolés ; les premiers ne se rencontrent que dans les tufs microbréchiques. Ce sont des morceaux de verre volcanique et plus exceptionnellement de roche effusive microlitique, ainsi que des débris rares de micaschistes, en provenance du socle. L'andésine aurait, elle aussi, une origine détritique.

CIMENT

Tous ces éléments sont soudés entre eux par de l'albite de néoformation qui peut s'observer sous trois formes :

- en couronne autour des grains de feldspaths pyroclastiques.
L'albite adopte alors la loi de macle de ce minéral.
- en petites lattes, mal formées, dispersées dans le ciment.
- en petites pelotes constituées de petites lattes à contours sinueux s'entrecroisant en tous sens.

A part l'albite, le ciment contient de la chlorite en petites taches abondantes, de fins granules de produits ferrugineux opaques, des grains d'épidote et de calcite.

III. DONNEES CHIMIQUES

Nous avons relevé dans la littérature cinq analyses d'albitophyres.

- N° 1 : - Tufs albitophyriques microbréchiques.
 - Environs d'Oderen. $x = 947$; $y = 335$.
 - Cl. GAGNY, 1957 p. 390, N° A.
 - Analyste P. BLOT 1957.
- N° 2 : - Tufs albitophyriques cendreaux.
 - Environs d'Oderen. $x = 947,2$; $y = 335,6$.
 - Cl. GAGNY, 1957. p. 390, n° B.
 - Analyste P. BLOT 1957.
- N° 3 : - Albitophyre (ortho-albitophyre pour l'auteur).
 - Vallon des charbonniers.
 - Alb. MICHEL-LEVY, 1910, tableau A.
 - Analyste M. PISANI.
- N° 4 : - Albitophyre.
 - Grange des Evaudois, Vosges du Sud.
 - Alb. MICHEL-LEVY, 1910 - tableau A.
 - Analyste M. PISANI.
- N° 5 : - Albitophyre s. str.
 - Courbevoie.
 - J. M. STUSSI, 1967 - n° 404.
 - Analyse par quantométrie, C. R. P. G - Nancy.

	N° 1	N° 2	N° 3	N° 4	N° 5
SiO ₂	69,90	76,80	78,00	76,30	72,1
Al ₂ O ₃	15,46	10,25	11,30	11,25	13,5
Fe ₂ O ₃	0,95	0,37	0,94	0,24	3,4
FeO	2,83	2,44	0,74	2,54	
MnO	0,09	0,10			Traces
MgO	1,20	1,32	0,92	0,40	0,4
CaO	0,49	1,38	0,19	0,46	0,2
Na ₂ O	5,60	4,52	5,28	6,13	6,0
K ₂ O	1,14	0,63	2,01	1,24	2,1
TiO ₂	0,73	0,84	0,20	0,25	0,3
P ₂ O ₅	0,02	0,02			
P. F.	2,39	1,05	0,75	1,00	1,0
Total	100,80	99,72	100,33	99,81	99,1
(1) R	6,78	21,13	2,54	5,87	0,24
P ₁	-165,0	-157,0	-130,9	-179,5	-152,4
(2) P ₂	+177,6	+251,1	+217,9	+194,3	+160,0
P ₃	+90,2	+181,5	+47,6	+51,4	+59,7

(1) Rapport $R = 100 \text{ CaO} / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

IV. CONCLUSIONS PARTICULIERES

Les albitophyres représentent par leurs caractères minéralogiques et leur chimisme, une entité pétrographique parfaitement définie. Ils sont formés de 45 à 50% en pourcentage pondéral d'albite théorique à 11,8% de Na_2O .

Leurs conditions de gisement en bancs interstratifiés ne permettent pas toujours de se rendre compte de l'importance de ce volcanisme de type explosif qui est considérable. Après les latites que nous allons maintenant étudier, on peut dire que les albitophyres sont les roches volcaniques les mieux représentées dans notre région.

o o
o

*

DEUXIEME PARTIE

A

LE VOLCANISME

CHAPITRE XX

LE VOLCANISME LATITIQUE

I - Latite à Augite et Olivine (Faciès d'épanchement "marron")

I. LOCALISATION DE L'ECHANTILLON - TYPE MIN.2.

L'échantillon-type MIN.2 a été prélevé dans une coulée qui affleure sur le chemin de Rimbach Zell au Col du Bildstoeckle, au point de coordonnées $x = 962,1$ et $y = 33,4$ (Munster 1/25.000 N° 7-8).

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE

1°) DESCRIPTION MACROSCOPIQUE (Volcanisme "MARRON")

La lave est marron, finement marbrée de rose et parsemée de cristaux sombres de pyroxène et d'olivine. De larges phénocristaux de plagioclase de teinte verte donnent à la roche son aspect de "porphyre vert". Ces plagioclases ont tendance à être orientés dans la coulée.

2°) DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

C'est une roche à deux temps de cristallisation.

a. Phénocristaux :

- OLIVINE : représentée par des fantômes de cristaux automorphes transformés en matière serpentineuse verdâtre et isotrope, en minéraux opaques et en rosettes de chlorite. On remarque aussi de l'apatite et de la calcite. D'anciens golfes de corrosion sont encore visibles.
- AUGITE : fraîche, en larges cristaux subautomorphes ($2V_z = 60^\circ$).
- LABRADOR : le plagioclase se présente en phénocristaux subautomorphes, finement maclés. Il contient de nombreuses inclusions : anciens plagioclases, chlorite en plaques, minéraux opaques parfois disposés en couronne dans la zone externe.
- MINÉRAUX OPAQUES.

b. Mésostase

La mésostase est très fine et offre une structure felsitique. Peuvent être identifiés les minéraux suivants :

- plagioclase à relief positif
- feldspath alcalin à relief négatif. Ce minéral représente l'essentiel du matériel de la mésostase. En petits grains xénomorphes, il est nettement mis en évidence par une coloration au cobaltinitrite de sodium.
- pyroxène en petits cristaux.
- minéraux opaques, calcite et chlorite.
- le quartz n'a pas été observé. Mais la mésostase est très fine.
- dans certaines plages de calcite de la mésostase, on peut observer une amphibole automorphe en fins prismes limités par les faces (110), ($1\bar{1}0$), (001) et (010). Les caractéristiques essentielles sont :

- . plan des axes optiques (010)
- . biaxe positif : $2V_z = 86^\circ$
- . teintes d'absorption
Z = marron clair - X = incolore à verdâtre
- . angle d'extinction $Z \wedge C = 22^\circ$

Cette amphibole pourrait être une pargasite, due au métamorphisme de contact /
pourtant très faible dans la région de Rimbach-Zell.

III. ETUDE PETROCHIMIQUE

1°) ANALYSES CHIMIQUES (tableau n° 32 - p.332)

Deux analyses ont été réalisées sur cette coulée de lave (MIN. 2). Elles concernent deux échantillons différents

. MIN. 2_A : analyse laboratoire de Pétrographie - Sorbonne
 analyste : P. BLOT, 1962 - (méthode chimique).

MIN. 2_B : analyse C. R. P. G., Nancy, (méthode spectrochimique)
 densité : 2,73.

Pour la seconde, un dosage supplémentaire du fer a été fait au Laboratoire de Géologie de Brazzaville.

(Analyste S. KANDARE, 1967). Il révèle

Fe₂O₃ 4,38

FeO 1,99

Ces deux analyses mettent en évidence un assez fort pourcentage en potassium que seul le feldspath potassique de la pâte, visible après coloration sélective, peut fixer. Un diffractogramme effectué sur une poudre enrichie en feldspath permet de préciser qu'il correspond à un microcline de triclinicité variable.

2°) ANALYSE MODALE VOLUMIQUE

(4.200 points sur l'ensemble de la roche et 600 sur la mésostase).

Phénocristaux

LABRADOR	37,7	} 40,7
OLIVINE	1,9	
PYROXENE	0,7	
MINERAUX OPAQUES.....	0,4	

Mésostase

Feldspath alcalin (plagioclase) (apatite)) 37,1	} 59,3
Pyroxène		
Minéraux opaques.....	9,7	
Amphibole	0,5	
Calcite	0,5	

TABLEAU N°32 : ANALYSES CHIMIQUES DES LATITES A AUGITE et OLIVINE
étudiées dans ce chapitre (légende dans le texte)

	FACIES d'EPANCHEMENT ← → FACIES HYPOVOLCANIQUE				
	MIN. 2 A	MIN. 2 B	MIN. 21.	MIN. 20.	R. V. 64
SiO ₂	54,00	56,50	53,70	52,30	55,30
Al ₂ O ₃	19,50	19,20	18,96	20,47	17,05
Fe ₂ O ₃	3,90	5,86	2,81	2,13	6,47
FeO	1,85		4,46	4,85	
MnO	0,07	0,08	0,16	0,13	0,11
MgO	2,92	2,70	3,10	2,22	3,31
CaO	5,50	5,76	4,89	5,03	5,25
Na ₂ O	3,10	3,49	3,97	4,56	3,55
K ₂ O	5,10	4,03	4,70	4,15	4,48
TiO ₂	0,99	0,73	1,01	1,17	0,82
P ₂ O ₅	0,46	-	0,58	0,57	-
P. F.		1,50	1,72	1,83	2,60
CO ₂	0,20				
H ₂ O +	1,75				
H ₂ O -	0,45		0,15	0,28	
Total	99,85	99,85	100,06	99,41	98,94

Si	51,24	53,02	50,29	49,19	52,93
Al	21,77	21,20	20,89	22,65	19,20
Fe ^{III}	2,78	4,46	1,97	1,50	5,02
Fe ^{II}	1,46		3,48	3,80	
Mn	0,06	0,06	0,13	0,10	0,09
Mg	4,16	3,80	4,35	3,13	4,75
Ca	5,59	5,79	4,90	5,07	5,38
Na	5,69	6,34	7,20	8,30	6,57
K	6,18	4,82	5,62	4,98	5,47
Ti	0,70	0,51	0,71	0,83	0,59
P.	0,37	-	0,46	0,45	-

P ₁	- 89,7	- 129,8	- 115,4	- 148,6	- 112,9
(1) P ₂	+ 26,0	+ 47,0	+ 12,0	- 4,7	+ 34,9
P ₃	+ 159,9	+ 155,8	+ 187,1	+ 164,1	+ 180,5

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE.

- MIN. 2A et MIN. 2B - échantillon-type pris dans la coulée de Rimbach-Zell (p.329).

- MIN. 21. Latite à augite et olivine à structure moins porphyrique, échantillonnée sur les pentes Est du Thierenbachkopf, au point de coordonnées $x = 961,3$ et $y = 331,3$ (Munster 1/25.000 - n° 7 - 8).

- MIN. 20 : Latite à augite et olivine comparable à la précédente.
Elle a été échantillonnée au Pont Barnabé (1) au Sud du massif latitique du Demberg (point de coordonnées $x = 960,950$ et $y = 335,750$, Munster 1/25.000 - n° 7 - 8).

- R. V. 64 : échantillon-type du massif circonscrit du Col Amic (p. 335).

(1)

L'analyse présentée par H. ROSENBUCH (1923, n° 403, p. 16) d'un porphyre labradorique vert à diopside, en provenance du même point ne doit pas être retenue car elle est fautive. C'était la seule analyse connue du volcanisme latitique de cette région.

L'olivine est à l'état de fantôme. Notons l'importance des phénocristaux de plagioclase et du pyroxène en petits cristaux dans la mésostase. Si l'ensemble du potassium de l'analyse chimique était converti en un feldspath purement potassique (à 16,9% K_2O), on aurait 30% en poids de ce minéral dans la mésostase. C'est dire l'importance du feldspath alcalin dans la pâte.

PROBLEME DE CLASSIFICATION

Les indices modaux (J. JUNG et R. BROUSSE) donnent la formule (0-25-50). C'est celle d'une latite. Nous rappellerons la formule de la latite définie par RANSOME en 1898 au Mont Santa-Croce (Latium, Italie) (ε-26-46). Celle de la shoshonite serait (0-30-50).

Les paramètres C. I. P. W. donnent la formule (II - 5 - 3 - 3) et rangent cette lave dans les latites (II - 5 - 2 - 3) ou les shoshonites (II - 5 - 3 - 3). La basicité calculée du plagioclase est 47% An. On forme un peu de quartz (2,3%).

Nous retiendrons la désignation suivante :

LATITE A AUGITE ET OLIVINE.

II. Latite à Augite et Olivine
(Faciès hypovolcanique " vert ")

I. LOCALISATION DE L'ECHANTILLON-TYPE : R.V. 64.

L'échantillon-type R.V. 64 a été prélevé dans une petite carrière à la pointe d'un virage, juste au Sud du Col Amic, situé sur la route des Crêtes - (feuille de Thann 1/25.000 - n° 3 - 4, point de coordonnées x = 958,220 ; y = 330,220). Cette carrière entaille un petit massif circonscrit responsable du relief au Sud du Col Amic. Nous étudierons ultérieurement l'extension de ce faciès dans la région étudiée.

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE

1°) - Description macroscopique (hypovolcanisme VERT)

C'est une roche massive d'une belle teinte gris-vert assez soutenue. Sur un fond vert sombre microcristallin, se détachent de nombreux plagioclases rectangulaires, vert-pâles, de quelques millimètres et des cristaux trapus, noirs, de pyroxène atteignant 2 à 3 mm. Cette roche ressemble à la latite de Rimbach Zell dont elle se différencie surtout à l'oeil nu par sa teinte verte et ses plagioclases plus petits.

2°) - Description microscopique

Il s'agit d'une roche de structure microcristalline porphyrique à minéraux enchevêtrés dans la mésostase.

Les phénocristaux sont représentés par :

- des pyroxènes, en larges cristaux de taille millimétrique, mais pouvant atteindre 2,5 mm. Ces pyroxènes, maclés, ne sont pas altérés, mais présentent des golfes de corrosion. Ils contiennent des inclusions de biotite très chloritisée, de chlorite, et plus rarement d'apatite.
- des plagioclases totalement altérés (damourite ?) et souvent entourés d'un liseré de feldspath alcalin plus clair. Ces cristaux sont marbrés de taches de feldspath alcalin. Ils contiennent de nombreuses petites inclusions de pyroxène, de biotite et d'apatite.
- des taches aux formes vaguement géométriques formées de chlorite verte et entourées de grains de zoisite, font penser à des "fantômes" d'olivine.

Mésostase microcristalline

- feldspath sodi-potassique, maclé carlsbad, abondant et se présentant sous deux aspects :

- . en petites lattes, plus ou moins bien formées, enchevêtrées.
- . en petits cristaux xénomorphes intriqués avec le quartz.

- chlorite, en petites flaques ou en lattes dans lesquelles on remarque parfois des résidus de biotite rouge-bruns.

- minéraux opaques à tendance hexagonale.

- quartz xénomorphe spongieux assez rare.

- enfin, épidote zircon, calcite rare, apatite et quelques petites amphiboles verdâtres.

C'est un trachy-andésite à augite, dont la mésostase microcristalline fait penser à une cristallisation hypovolcanique.

III. ETUDE MINÉRALOGIQUE

1° - PYROXENE : AUGITE

a. Données chimiques

La pureté de ce minéral, déjà visible en lame mince a été contrôlée par les rayons X.

POIDS D'OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE POUR O ₆	
SiO ₂	50,42	Si	47,00	Si	1.892)
Al ₂ O ₃	2,92	Al	3,20	Al ^{IV}	0.108) 2
Fe ₂ O ₃	0,89	Fe ^{III}	0,62		
FeO	8,86	Fe ^{II}	6,89	Al ^{VI}	0.021
MnO	0,29	Mn	0,23	Ti	0.025
MgO	14,66	Mg	20,50	Fe ^{III}	0.025
CaO	19,96	Ca	19,94	Mg	0.825
Na ₂ O	0,50	Na	0,90	Fe ^{II}	0.277
K ₂ O	0,06	K	0,07	Mn	0.009
TiO ₂	0,88	Ti	0,62	Ca	0.803
P ₂ O ₅	0,04	P	0,03	Na	0.036
				K	0.003
P. F.	0,99				
CO ₂	0,34			Total :	4.024
H ₂ O TOT.	0,46				
TOTAL	100,47	P ₁ = -	371,2	Mg	= 42,5
		(1) P ₂ = +	25,3	Ca	= 41,4
		P ₃ = +	511,7	Fe ^{III} +Fe ^{II} +Mn	= 16,1

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

Dans la classification de H. H. HESS (1949), ce pyroxène est une AUGITE. Il est un peu plus alumineux que l'augite du magma des Crêtes. Cette augmentation est surtout sensible pour l'aluminium des sites tétraédriques.

b. Données cristallographiques

Ces données sont conformes à celle d'une augite. Le léger excédent d'aluminium par rapport aux augites du magma des Crêtes entraîne une augmentation des écarts entre certaines raies notamment (131) - (221), et (221) - (310). Ce problème sera étudié dans un chapitre particulier (annexe n° 3).

c. Autres données

Densité : $3,353 \pm 0,01$

Susceptibilité magnétique

$$\chi \text{ u e m c g s} = 17,0 \cdot 10^{-6}$$

avec moins de 0,01% inclusions.

2° - FRACTION FELDSPATHIQUE

La séparation n'a pas permis d'isoler l'une ou l'autre phase feldspathique. Les résultats ne sont donnés qu'à titre indicatif.

Données chimiques

POIDS D'OXYDES		MONOCATIONIQUES	
SiO ₂	61,47	Si	57,48
Al ₂ O ₃	18,37	Al	20,21
Fe ₂ O ₃	0,15	Fe ^{III}	0,11
FeO	1,42	Fe ^{II}	1,11
MnO	0,02	Mn	0,02
MgO	0,62	Mg	0,87
CaO	2,26	Ca	2,27
Na ₂ O	4,00	Na	7,24
K ₂ O	8,33	K	9,94
TiO ₂	0,18	Ti	0,13
P ₂ O ₅	0,80	P	0,63
P. F.	1,58		
CO ₂	0,20		
H ₂ O TOT.	1,18		
Total	99,20		

Un diffractogramme a montré la coexistence d'une phase potassique (microclines de différentes triclinicités) et d'une phase sodi-calcique (plagioclase).

En supposant que l'ensemble du potassium de la roche entre dans une phase purement potassique, on obtient 26% d'orthose pure (pourcentage modal pondéral).

Cette supposition permet de calculer la basicité minimale du plagioclase avec les données de l'analyse chimique précédente : An₃₆. Mais il est certain que le feldspath alcalin contient du sodium et que cette basicité doit être beaucoup plus élevée.

IV. ETUDE PETROCHIMIQUE

1°) - Analyse chimique (tableau n°32) (densité = 2,76)

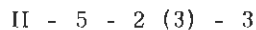
L'échantillon-type RV. 64 présente une grande analogie chimique avec la latite MIN. 2 de Rimbach-Zell.

L'analyse faite au C. R. P. G. par la méthode spectrochimique a été complétée par un dosage du fer (Analyste S. KANDARE, Laboratoire de Géologie de Brazzaville). Les résultats sont :

Fe ₂ O ₃	1,17
FeO.....	5,67

2°) - Problème de classification

Le calcul C. I. P. W. montre un net déficit de silice et l'on forme de l'olivine et de l'hypersthène. La formule est :



Roche feldspathique micromonzonitique, c'est encore une LATITE.

V. CONCLUSIONS PARTICULIERES SUR LE VOLCANISME LATITIQUE.

Le volcanisme latitique représente à l'affleurement plus de 80% des formations volcaniques des Vosges méridionales dans la région de Guebwiller-Thann.

Les latites de teinte marron s'observent à l'état de coulées ou de brèches volcaniques. Elles sont soit porphyriques, soit microlitiques.

Les latites de teinte verte s'observent en petits massifs circonscrits (Col Amic, Ebeneck, Demberg...), à l'état de brèches volcaniques ou plus rarement de formations effusives.

Toutes ces roches présentent :

- une grande analogie chimique
- les mêmes minéraux

- . Phénocristaux : augite, plagioclase basique et fantôme d'olivine.
- . Mésostase très riche en feldspath sodi-potassique.

X La différence essentielle porte sur la structure de la mésostase qui est nettement microgrenue à lattes de feldspaths enchevêtrées dans l'échantillon-type RV. 64 (hypovolcanique) et felsitique dans l'échantillon-type MIN. 2 (épanchement).

La teinte marron ou verte reste un critère de reconnaissance utile sur le terrain puisqu'elle est normalement liée au degré d'oxydation du fer.

	FACIES D'EPANCHEMENT			FACIES HYPOVOLCANIQUES	
	MIN. 2 A	MIN. 2 B	MIN. 21	MIN. 20	RV. 64
Fe ₂ O ₃	3,90	4,38	2,81	2,13	1,17
FeO	1,85	1,99	4,46	4,85	5,67

7 Ces deux types de roche discernables sur le terrain, sont donc deux expressions d'un même matériel latitique : l'un représente un faciès d'épanchement et l'autre un faciès de cristallisation en gisement hypovolcanique. Tous les intermédiaires existent. Ces conclusions prennent toute leur signification dans l'étude de ces formations sur le terrain puisqu'elles sont parfois intimement mêlées dans des brèches volcaniques.

o o
o

DEUXIEME PARTIE

A

LE VOLCANISME

CHAPITRE XXI

TRACHYTE ALCALIN SODI-POTASSIQUE (QUARTZIFERE)

(connu sous le nom de porphyre de Rothutel)

I. LOCALISATION DE L'ECHANTILLON-TYPE MIN.126

Cette roche affleure notamment au Nord de Bourbach-le-Haut en un petit massif intrusif dans des schistes de direction Nord-Ouest et de faible pendage vers le Nord-Est. Le gisement fossilifère de la ferme de la Boutique est situé à l'Ouest de ce petit massif. La même roche affleure encore au Nord-Ouest de la ferme.

L'échantillon-type MIN.126 a été prélevé dans une large carrière, le long de la route Joffre, près d'un virage situé sur un ruisseau au point de coordonnées $x = 951,720$ $y = 322,040$ (Thann 1/25.000 - n° 3 - 4).

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE

A- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

C'est une roche massive d'une belle teinte générale rouge brique, veinée de calcite. Elle contient, dans une fine pâte rouge, des cristaux de feldspaths alcalins

de teinte plus soutenue saumon. Des nids verdâtres clairs parsèment la roche. Il existe de petits cristaux blancs et d'autres verdâtres foncés.

B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

La structure observée n'est pas uniforme. Des plages sont formées de larges lattes enchevêtrées de feldspath automorphe. Le reste de la roche est constitué de feldspaths en petites lattes subautomorphes enchevêtrées ou même en grains xénomorphes.

- Le plagioclase - ALBITE - est surtout représenté par de larges phénocristaux automorphes. Il est plus rare en petits cristaux.

- Un ancien minéral ferro-magnésien existe à l'état de fantôme occupé par de la calcite, peut-être un pyroxène en raison des formes trapues observées. La chlorite existe en petites flaques et en cristaux vert pomme à vert-jaunâtre.

On remarque encore des minéraux opaques, de la calcite et des oxydes de fer rouges très dispersés responsables de la teinte rouge de la roche.

Le caractère microgrenu de la structure, les conditions de gisement font penser à une roche hypovolcanique. C'est un trachyte hyperalcalin quartzifère.

III. ETUDE PETROCHIMIQUE

6

A- ANALYSES CHIMIQUES

Une analyse nouvelle a été réalisée sur l'échantillon-type MIN.126. Nous citerons aussi l'analyse présentée par J. P. ROTHE (1962, p. 8)-(n° 6) pour ce "porphyre rouge de Rothüttel", décrit par J. JUNG (1928 p. 303) comme un trachyte albique. (voir tableau page suivante).

B- DISCUSSION ET PROBLEME DE CLASSIFICATION

La composition minéralogique de la roche permet de penser, en première approximation, que l'essentiel du potassium est dans le feldspath alcalin potassique et l'essentiel du sodium dans l'albite. De plus, il convient de se méfier du taux en CaO qui est perturbé par la présence de filonnets de calcite.

Partant des résultats de l'analyse chimique, nous pouvons former de l'orthose et de l'albite théoriques dans les proportions minimales (en poids) suivantes :

K₂O = 5,69 : soit 34% d'orthose théorique
Na₂O = 4,23 : soit 36% d'albite théorique.

L'analyse modale ne peut pas être faite en raison de la pigmentation ferrugineuse qui masque les cristaux et interdit la distinction orthose-albite. On peut estimer à 5%, le pourcentage de quartz résiduel. Les indices modaux seraient alors (6 - 20 - 100 - 50) environ.

C'est un TRACHYTE ALCALIN (QUARTZIFERE) sodi-potassique.

POIDS D'OXYDES			MONOCATIONIQUES		
-	MIN. 126	N° 6	-	MIN. 126	N° 6
SiO ₂	63,90	64,15	Si	61,21	61,99
Al ₂ O ₃	16,00	16,87	Al	18,03	19,18
Fe ₂ O ₃	3,16	0,96	Fe ^{III}	2,45	0,69
FeO			Fe ^{II}		
MnO	0,09	0,14	Mn	0,07	0,12
MgO	0,82	1,08	Mg	1,18	1,56
CaO	1,94	2,88	Ca	1,99	2,98
Na ₂ O	4,23	3,35	Na	7,85	6,27
K ₂ O	5,69	3,68	K	6,96	4,54
TiO ₂	0,36	0,55	Ti	0,26	0,40
P ₂ O ₅		0,18	P		0,14
P. F.	2,59	-			
SO ₃	-	0,18			
CO ₂	-	0,70			
H ₂ O +	-	1,65			
H ₂ O -	-	0,37			
Total	98,78	99,38	P ₁	- 50,0	- 81,2
			(1) P ₂	+ 74,4	+ 135,7
			P ₃	+ 67,7	+ 82,6
densité	2,65 ±0,01	-	C. I. P. W. : I'-(4) 5-'2 - 3 -		

o o
o

DEUXIEME PARTIE

A

LE VOLCANISME

CHAPITRE XXII

RHYOLITE A HORNBLLENDE VERTE (microbrèche)
(connue sous le nom de rhyolite du Molkenrain)

I. LOCALISATION DE L'ECHANTILLON-TYPE : R. 19

Cette formation est connue sous la désignation de rhyolite du Molkenrain (du Vieil-Armand ou de l'Hartmannswillerkopf).

L'échantillon-type R. 19 a été prélevé à l'Est du cimetière militaire du Silberloch, à une dizaine de mètres au Sud-Ouest de la croix lumineuse (Thann 1/ 25.000 n° 3 - 4 x = 960,780 y = 329,000).

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE

A- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

La roche est une microbrèche rhyolitique avec des éléments bréchiques étrangers remaniés. Le prélèvement a été opéré sur un affleurement où ces enclaves sont rares. Dans une pâte de teinte brun-marron foncé, on observe des quartz de taille millimétrique, des amphiboles sombres et de nombreux feldspaths blancs nacrés.

B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

La structure est bréchique. Des phénocristaux parfois corrodés, très souvent éclatés, baignent dans une mésostase cryptocristalline à aspect fluidal ou dans un verre volcanique.

Phénocristaux

- quartz, éclaté, corrodé, en fragments soudés à extinction franche et en cristaux automorphes creusés de golfes de corrosion.
- amphiboles en grandes lattes automorphes ou en cristaux xénomorphes,
- biotite en larges fantômes tordus. Des fibres polychroïques (brun-rouge à rougeâtre pâle) alternent avec des minéraux opaques et des facules allongés d'épidote et de chlorite verte.
- plagioclase, éclaté et corrodé, non identifiable en raison de son altération.
- feldspaths alcalins subautomorphes ou xénomorphes.

Mésostase

C'est une pâte brune cryptocristalline qui recristallise en rosettes autour des éclats de quartz, en développant des fibres de feldspath alcalin. On décèle encore de la chlorite en plaques et en globules, de l'apatite, du zircon, de la zoïsite et des minéraux opaques.

III. ETUDE MINERALOGIQUE L'AMPHIBOLE.

L'amphibole se présente en cristaux subautomorphes ou xénomorphes avec parfois une structure poecilitique. Elle est légèrement plus foncée sur les bords et entourée d'une frange de petits grains de minéraux opaques.

1- DONNEES CHIMIQUES (voir tableau page suivante)

Le rapport $100 \text{ Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{III}+\text{Fe}^{II}+\text{Mn})$ égal à 54, la quantité d'aluminium en position tétracoordonnée et l'ensemble des données chimiques correspondent à une HORNBLLENDE.

POIDS D'OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE POUR O ₂₃	
SiO ₂	45,56	Si	44,17	Si	6,811
Al ₂ O ₃	7,49	Al	8,55	Al ^{IV}	1,189
Fe ₂ O ₃	3,77	Fe ^{III}	2,74		
FeO	14,04	Fe ^{II}	11,34	Al ^{VI}	0,129
MnO	0,44	Mn	0,36	Ti	0,134
MgO	11,89	Mg	17,30	Fe ^{III}	0,423
CaO	10,76	Ca	11,18	Fe ^{II}	1,749
Na ₂ O	1,26	Na	2,36	Mn	0,056
K ₂ O	0,82	K	1,01	Mg	2,667
TiO ₂	1,19	Ti	0,87		
P ₂ O ₅	0,14	P	0,12	Ca	1,723
				Na	0,364
				K	0,156
P. F.	2,70	P ₁ = -	215,3		
CO ₂	0,10	(1) P ₂ = +	47,1		
H ₂ O tot.	1,02	P ₃ = +	554,3		
Total	100,06				

2- DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES

2θ Cu Kα	d	I	2θ Cu Kα	d	I
9.50	9.32	ff	38.58	2.332	ff
9.76	9.05	f	38.94	2.311	ff
10.42	8.48	FF	39.34	2.288	ff
16.08	5.51	ff	41.58	2.170	f
17.34	5.11	ff	44.16	2.049	ff
19.54	4.54	f	44.78	2.022	mf
21.00	4.23	f	45.08	2.009	ff
22.18	4.00	ff	47.90	1.897	f
22.82	3.89	ff	50.14	1.817	f
26.24	3.39	mf	55.46	1.655	mf
27.12	3.28	F	55.94	1.642	f
28.48	3.13	FF	56.62	1.624	f
30.28	2.949	f	56.84	1.618	ff
31.78	2.813	m	58.04	1.588	ff
32.64	2.741	mf	64.50	1.443	mf
32.94	2.717	m	68.54	1.368	f
34.40	2.605	f	94.30	1.051	ff
35.20	2.547	f	94.62	1.048	ff
37.62	2.389	f	96.20	1.035	ff
38.32	2.347	mf			

Ces trois analyses de la rhyolite de Molkenrain ou de son équivalent (n° 8) montrent que le faciès, bien que bréchique, possède un chimisme commun assez constant.

R. 19 : échantillon-type précédemment étudié (p.346)

N° 7 : rhyolite à amphibole

- près du cimetière du Silberloch, Thann n° 3-4,
point de coordonnées $x = 455,720$ et $y = 117,925$ (Station n° 122)
- J. P. ROTHE - 1962, p. 9.

N° 8 : porphyre pétrosiliceux à hornblende.

- Bitschwiller
- A. MICHEL-LEVY, 1910 - Tableau A, n° IV.

V. CONCLUSIONS PARTICULIERES

La composition modale ne peut pas être établie d'une façon valable pour une telle roche microbréchique. Le calcul C.I.P.W. conduit pour l'analyse R. 19, à la formule 'II - 4' - 2 - 3. Ce qui correspond à une rhyolite monzonitique.

Toutes ces données nous permettent de désigner cette roche sous l'appellation de :

RHYOLITE MONZONITIQUE A HORNBLLENDE VERTE ET BIOTITE, à faciès microbréchique.

o o

o

DEUXIEME PARTIE

A

LE VOLCANISME

CHAPITRE XXIII

DISCUSSION SUR L'AGE DU VOLCANISME

1. LES DIFFERENTES SERIES VOLCANO-SEDIMENTAIRES

INTRODUCTION

Les formations volcaniques et sédimentaires de cette région sont rapportées à trois séries. Il appartient à J. JUNG (1928) d'avoir mis en évidence ces grandes unités lithologiques et tectoniques du massif des Ballons au Sud des Vosges.

Les appellations ont été depuis modifiées, mais, en dehors de quelques rectifications portant sur l'âge de ces unités, les distinctions proposées par cet auteur restent admises.

Nous limiterons notre discussion aux formations affleurant sur la feuille de Munster 1/50.000 - et sur le quart Nord-Est de la feuille de Thann n° 3 - 4 1/25.000.

La série d'Oderen correspond à la série autochtone définie par J. JUNG (1928, p. 316) et rapportée au Tournaisien. Elle est caractérisée d'une part par l'alternance de Grauwacke fine de teinte foncée et de schistes fins noirs, et d'autre part, par la présence de bancs stratifiés de projections fines ou grossières de produits volcaniques : les tufs albitophyriques.

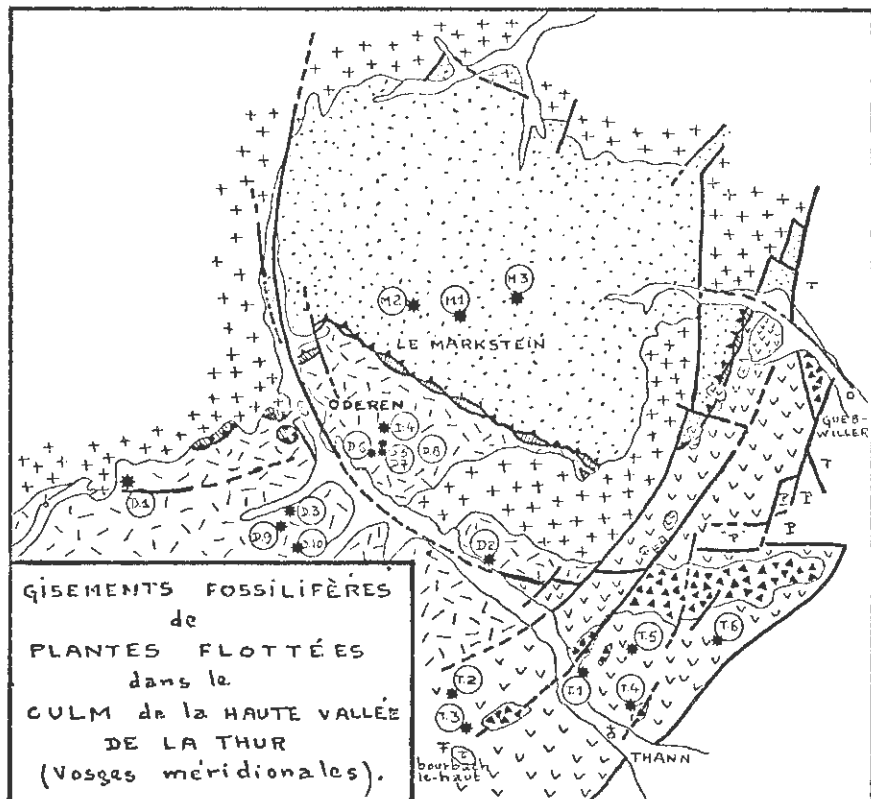
La série de Thann correspond à la partie viséenne de la série autochtone de la vallée de la Thur (J. JUNG 1928, p. 314). Les faciès sont très différents : grauwacke grossière, schistes à plantes, niveaux fins charbonneux alternent avec des brèches et conglomérats volcano-sédimentaires. Les coulées de lave sont nombreuses (latites) et les formations bréchiques volcaniques ont une grande extension.

La série du Markstein paraît bien individualisée. Elle représente la série allochtone du Ballon de Guebwiller (J. JUNG 1928, p. 317). Elle est constituée de puissantes formations de grauwackes grossières à ovoïdes, séparées par des niveaux complexes plus schisteux. J. JUNG a signalé des brèches de trachytes albitiques au Klintzokopf et au Breitfirst.

La "Ligne des Klippes" (J. JUNG 1928, p. 322) : la série allochtone du Markstein repose sur la série d'Oderen par une surface de contact anormal jalonnée par une série de klippes dont celle du Treh et celle du Talhorn. Cette "ligne des klippes", ainsi mise en évidence par J. JUNG (1928, p. 322) dans la haute vallée de la Thur, se prolonge sur le flanc Est du ballon de Guebwiller, dans la région de l'Ebeneck, Murbach et Lautenbach à l'Ouest de Guebwiller.

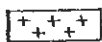
II. ARGUMENTS PALEONTOLOGIQUES

A- RAPPEL DES PRINCIPAUX GISEMENTS FOSSILIFERES CONNUS (fig. n° 86).

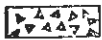


Légende de la figure n° 86

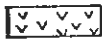
Gisements fossilifères de plantes flottées dans le Culm de la haute vallée de la Thur (Vosges méridionales).
(se reporter au texte pour la description des points fossilifères numérotés).



Granites de l'association des Crêtes



Rhyolite du Molkenrain



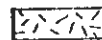
Série de Thann



Principaux gisements hypovolcaniques de latite (série de Thann)



Série du Markstein



Série d'Oderen



Ligne des Klippes



Failles principales



Points fossilifères (légende dans le texte)



Gisement de Bourbach-Le-Haut, près de la ferme de la Boutique



Petit massif de Trachyte (Min. 126)

1- Gisements fossilifères de la série d'Oderen

D.1 - En 1949, G. MATHIEU signale sur le versant vosgien du Col de Bussang, un gisement de plantes flottées dans des schistes noirs. Il cite notamment :

- Rhacopteris inaequilatera GOEPPERT
- Ulodendron

Au Col de Bussang, SCHIMPER avait déjà récolté :

- Asterocalamites radiatus SCHLOTH.
- Sphenopteridium collombi SCHIMPER

Sur le versant Alsacien du Col de Bussang, 300 mètres avant le sommet, nous avons récolté :

- Asterocalamites (tiges et parfois feuilles)
- Sublepidodendron sp.

Découvertes récentes

D.2 : N. THEOBALD (1954) signale à MOOSCH, la présence de Sphenopteridium dissectum GOEPPERT (x = 945,520 - y = 331,540).

D.3 : Sur la route de Mollau, près d'Urbès (Haut-Rhin), un niveau à débris de plantes, découvert dans les schistes contient :

- Asterocalamites scrobiculatus SCHL.
- Un lobe de Sphenopteridium (du groupe Sph. dissectum) ou de Rhacopteris (du groupe Rh. inaequilatera)

D.4 : à 2 km au Nord-Est de Fellingring, sous le point coté 1002,0 de la feuille de Munster - 1/25.000 - n° 5 - 6 (environ x = 948,8 y = 333,6) :

- Asterocalamites scrobiculatus.

Les gisements D.2 et D.3. ont été décrits par P. CORSIN, Cl. GAGNY et M. MATTAUER (1956).

D.5 : à 1.300 mètres au N E du clocher de Fellingring, au lieu dit Steinacker, dans le sentier montant vers la côte 831,0. (Munster - 1/25.000 - n° 5,6 - x = 948,440 et y = 333,100).

M. MATTAUER et N. THEOBALD (1957) décrivent un cône fructifère de Lepidos-trobus browni (UNGER) SCHIMPER.

D.6 à D.8 : P. CORSIN et M. MATTAUER (1957) :

- D.6 - N E de Fellingring (x = 948,35 ; y = 333,1) :
 - Asterocalamites scrobiculatus
 - Sphenopteridium dissectum GOEPPERT
 - Rhacopteris cf. inaequilatera GOEPPERT

D. 7 - N E de Fellerling (x = 948,6 y = 332,7) :

- Rhacopteris cf. inaequilatera
- Asterocalamites scrobiculatus.

D. 8 - au Nord de Ranspach (x = 949,75 ; y = 333,7) :

- Asterocalamites scrobiculatus.

D. 9 et D. 10 - P. CORSIN et M. RUHLAND (1959) :

D. 9 - à Storckensohn, dans le parc du château (x = 945,28 ; y = 330,16), on note Asterocalamites et une feuille comparable à Asterocalamites scrobiculatus SCHLOTEIM.

D. 10 - à la "Tête de Storckensohn", on note en plus une foliole isolée d'Adiantites sp.

D. 11 : Une des plus belles découvertes de ces dernières années fut celle d'une faune viséenne près de Rimbach par M. MATTAUER (1959). Le gisement se situe au bord du chemin forestier qui relie Rimbach à Mollau (feuille de Thann 1/50.000 environ x = 947 ; y = 326 - (1)). Il est localisé dans la série d'Oderen. L'âge, précisé par la présence de Chonetes eg. Chonetes papilionacea PHILL., correspond au Viséen. L'abondance de cette espèce dans le gisement fait penser à un âge viséen inférieur.

2- Gisements fossilifères de la série de Thann

Anciens gisements

Les plus beaux gisements fossilifères des Vosges méridionales sont connus depuis longtemps. J. JUNG (1928, p. 279) a fait le point des connaissances à ce sujet et a signalé de nombreux points de récolte. Les gisements près de Bourbach-le-haut, à faune marine du Viséen inférieur, sont particulièrement célèbres.

J. JUNG (1928, p. 285 - 286) tient compte des déterminations de G. DELEPINE, pour préciser que l'ancienne datation du Viséen Supérieur est erronée en raison de l'absence de Productus giganteus.

A propos de ces mêmes gisements, M. MATTAUER (1959) se réfère à G. DELEPINE (communication orale) pour parler à nouveau de Viséen supérieur. Il tient compte de la présence simultanée de Productus hemisphaericus et Pr. undatus ; la faible abondance (?) de Productus giganteus témoignerait que ce gisement n'atteint pas le sommet de l'étage.

Nous rappellerons aussi le gisement de la lentille de calcaire Viséen de Willer, cité par J. JUNG (1928, p. 288).

Découvertes récentes

P. CORSIN et M. RUHLAND (1959) ont réalisé une mise au point des découvertes récentes de gisements à plantes du Viséen dans les Vosges méridionales.

(1)

Les coordonnées données par l'auteur ne correspondent pas à la feuille de Thann sans doute à la suite d'une erreur de typographie.

Les principaux points intéressant la série de Thann sont : (voir fig. n° 86).

T. 1 - Une carrière, derrière la fonderie de Bitschwiller, sur la rive gauche de la Thur entre Willer-sur-Thur et Thann (x = 953, 310 ; y = 325, 04) - Ulodendron cf. minus LINDL. et HUTT (sans doute).

T. 2 - A l'Ouest de Willer, au lieu dit "Willerang" dans le talus d'un chemin forestier (x = 952, 01 ; y = 324, 87 ; z = 790 m).

Les auteurs signalent dans ce gisement Diplopteridium (Sphenopteris - Telangium) affinis LINDLEY et HUTTON, Adiantites cf. antiquus ETTINGSHAUSEN (détermination spécifique sous réserve pour Adiantites).

Nous avons repris l'étude de ce gisement et P. CORSIN nous a aimablement communiqué les déterminations suivantes :

- Aviculopecten cf. papyraceus (ce fossile nouveau dans la nomenclature des espèces décrites dans les Vosges méridionales indique un faciès marin).
- Sphenopteridium dissectum (pinnule).
- Asterocalamites (tiges et feuilles).
- Lépidophyte primitive (Sublepidodendron).

Le gisement est situé dans des schistes et grauweekes fines intercalés dans des coulées et projections de lave latitique.

T. 3 - Au Nord du Col de Hunsruck (x = 952, 08 ; y = 322, 84), non loin du gisement de fossiles marins décrits par A. TORNQUIST (1897), sont signalés Diplopteridium affinis et des fragments d'Asterocalamites.

Nous avons trouvé :

- Stigmaria.
- Dictyodendron.
- Sublepidodendron.
- Lepidodendron cf. roberti ou cf. nordenskyoldi
- Sigillaria à larges côtes.

Nouveaux gisements

Nombreux sont les points où des fragments de plantes ont été observés dans les schistes et grauweekes intercalés dans les formations volcaniques de la série de Thann. Rares sont les gisements qui ont révélé des empreintes déterminables.

T. 4 - Au Nord-Est de Thann, une petite carrière, dans le Vallon de l'Ihlersthal (x = 957, 560 ; y = 324, 640) :

- deux échantillons avec Articulées (Asterocalamites ?)

T. 5 - Dans le talus d'un chemin, dans un banc de grauweeke fine intercalé dans le complexe volcanique de la série de Thann, un gisement nouveau a permis la récolte suivante (x = 957, 500 ; y = 325, 900) :

- Diplopteridium affinis LINDLEY et HUTTON.
- Diplopteridium bifidum L. et H.

- Rhacopteris sp.
- Asterocalamites sp.
- Lépidophyte primitive (Sublepidodendron).

T. 6 - Dans le talus de la route qui permet l'accès du Vieil Armand (x = 960,100 ; y = 326,720) présence d'Asterocalamites.

L'ensemble de ces gisements donne un âge viséen inférieur pour la série de Thann.

3- Gisements fossilifères de la série du Markstein

La série du Markstein s'est révélée particulièrement pauvre en gisements fossilifères.

M. 1 - P. CORSIN et M. MATTAUER (1957) ont découvert dans les schistes et Grauwackes au bord de la route des Crêtes (x = 949,8 ; y = 337,2), des fragments d'Asterocalamites et d'Aulacopteris.

M. 2 - P. CORSIN et M. RUHLAND (1959) signalent dans le talus de la route qui borde le lac de la Lauch (x = 951,27 ; y = 336,87), des fragments d'Asterocalamites et des débris d'une Ptéridospermophyte (rapportée à cf. Rhacopteris inaequilatera GOEPPERT).

M. 3 - Sur la route du lac de la Lauch (x = 953,020 ; y = 337,320), nous avons récolté .

- Asterocalamites (2 feuilles, bifurcation).

B- INTERPRETATION

Dans ce chapitre, nous ne reprendrons pas la discussion des arguments paléontologiques. Ils ont été développés dans toutes les publications déjà citées. Nous examinerons seulement le cas des échantillons découverts dans de nouveaux gisements et étudiés par P. CORSIN qui m'a aimablement communiqué les résultats suivants concernant deux gisements de la série de Thann :

T. 3 - <u>Sublepidodendron</u>	Dinantien
- <u>Lepidodendron roberti</u> ou <u>nordenskyoldi</u>	Dinantien
- <u>Sigillaria</u> à larges côtes	débute ordinairement au Namurien
T. 5 - <u>Diplopteridium affinis</u>	Oil Shale Group Viséen inférieur
- <u>Diplopteridium bifidum</u>	Oil Shale Group Viséen inférieur.

Les gisements fossilifères de cette région sont représentés surtout par des plantes flottées. Dès 1933, G. DUBOIS insiste sur la place stratigraphique importante du Viséen inférieur dans le complexe schistograuwakeux des Vosges. Il remarque que "l'histoire sédimentaire du Culm vosgien semble se terminer sensiblement vers le viséen moyen". Depuis 1956, (P. CORSIN, Cl. GAGNY et M. MATTAUER), la présence possible de Tournaisien dans les Vosges méridionales a été réfutée. A la suite des découvertes de nouveaux gisements, cette opinion a été confirmée par les différents auteurs.

Il est possible d'affirmer maintenant que toutes les séries volcano-sédimentaires du Culm de la haute Vallée de la Thur appartiennent au Viséen, et plus particulièrement au Viséen inférieur.

Nous sommes donc en présence de trois séries "de même âge" bien différenciées dans l'ensemble par leur faciès Culm et par les roches volcaniques présentes. Leur originalité respective tiendrait aux conditions de leur sédimentation et au voisinage d'un certain type de volcanisme. Pourtant, l'opinion rapportée par M. MATTAUER (1959) sur l'âge Viséen supérieur du gisement de Bourbach-le-haut laisse supposer que la série de Thann pourrait, dans certaines de ses assises, être plus récente.

La découverte faite par M. RUHLAND (1963) de chitinozoaires d'âge Dévonien dans des schistes rouges et verts situés au-dessus du contact anormal, à la base de la série du Markstein, au Runshe et au Trehkopf, prend ainsi une importance primordiale. Elle prouve la superposition par chevauchement ou charriage de la série d'Oderen.

Ce même contact anormal sur le versant oriental de la ligne des Crêtes, mettra en contact anormal série du Markstein sur série de Thann.

C- L'AGE DU VOLCANISME

Les tufs althitophyriques de la série d'Oderen, interstratifiés dans les schistes et grauwalkes appartiennent au Viséen inférieur.

Les coulées de latite (volcanisme marron) intercalées dans la série de Thann ont un âge identique compte-tenu de la précision que peut nous apporter l'étude des gisements de plantes flottées, (notamment les points de récolte T. 5, T. 2 et T. 3).

Les amas hypovolcaniques ou brèches de latite (volcanisme vert) peuvent être rapportées au viséen inférieur.

Le trachyte alcalin de Rothutel (MIN.126) serait daté du Viséen inférieur si l'on pouvait avoir la certitude qu'il ne représente pas une roche intrusive (1). Cependant, même s'il représentait à Bourbach-le-haut, un culot volcanique, la présence de coulées et de projections de trachytes identiques dans la coupe de la série de Thann à l'Ouest de Buhl, témoigne de l'appartenance de ce faciès à la série Viséen

(1)

Proche des gisements de Bourbach-le-Haut (notamment du point de récolte de la ferme de la Boutique), il pourrait être Viséen supérieur (?).

Notons qu'il apparaît seulement vers les assises les plus récentes.

La "Rhyolite du Vieil Armand" représente une large "nappe" de rhyolite bréchique à hornblende verte issue de la région du Molkenrain et descendant en pente douce vers l'Est. Son contact parfois subhorizontal avec la série de Thann redressée, lui confère un âge post-viséen inférieur. D'autres gisements de cette même rhyolite présentent des caractères nets d'intrusions dans la série de Thann (fig.87).

L'identité chimique entre ces rhyolites et le Granite des Ballons permet d'émettre l'hypothèse d'une origine commune.

On peut remarquer que le massif allongé du Granite des Ballons est relayé dans la région de Thann par ces rhyolites.

En résumé, nous avons dans la région de la haute vallée de la Thur :

Un volcanisme d'âge Viséen inférieur contemporain de la sédimentation du Culm.

- Tufs albitophyriques de la série d'Oderen.
- Coulées et projections latitiques de la série de Thann.
- Le trachyte alcalin de Rothutel à rapporter au Viséen.

Un volcanisme d'âge post-Viséen (nettement postérieur à la tectonique qui a affecté le Viséen inférieur).

- Les rhyolites du type Molkenrain.

Nous reviendrons sur ce problème ultérieurement.

III. ARGUMENTS •PETROGRAPHIQUES•

Les arguments pétrographiques fondés sur la présence ou l'absence d'un certain type de roche volcanique dans une série donnée restent toujours sujets à caution. Le principe du synchronisme de mise en place d'une roche ne peut être retenu pour comparer avec sécurité l'âge de deux séries voisines.

Cependant, nous discuterons ces données pour essayer de pallier le manque d'information sur ces différentes séries de Culm de même âge (Viséen inférieur) et présentant des faciès très monotones.

A- LES TUFES ALBITOPHYRIQUES SONT CARACTERISTIQUES DE LA SERIE D'ODEREN.

Ils ont une large extension et chaque banc peut atteindre plusieurs mètres, voire quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Cependant la distribution de ce faciès

n'est pas homogène et certaines régions sont plus riches :

- environs de la Tête des Ruissiers (942 - 332) et du Col de Bussang (941 - 331).
- environs de Kruth, d'Oderen et du Thalborn.
- région du Husselberg, près d'Urbès.

L'abondance des tufs albitophyriques de texture bréchique dans ces secteurs laisse penser que les points d'émission ne devaient pas être très éloignés. Dans des schistes fins des environs du Col de Bussang, des fragments centimétriques de Tufs paraissent avoir été mis en place par chute libre dans le sédiment. Ils ont provoqué des déformations isolées du schiste (300 mètres à l'Est du Col).

Dans la série de Thann, il existe de minces couches de tufs albitophyriques. Un bel exemple est situé dans la petite carrière abandonnée derrière la Fonderie de Bitschwiller (gisement fossilifère noté T. 1). Des niveaux de tufs sont interstratifiés dans des bancs de grauwackes de direction N. 65. E et de pendage 80° Sud (série normale). On observe dans cet ensemble une alternance de tufs cendreaux et de tufs bréchiques avec des figures de sédimentation nettes qui confirment la polarité de la série. Dans une séquence, de petits décrochements sont soulignés par un niveau noirâtre. L'examen détaillé permet de supposer que ce phénomène est contemporain de la mise en place (petites failles dues à un séisme ?). Dans cette même carrière, un tronc d'arbre est noyé dans un niveau de tuf cendreaux.

En suivant le chemin qui conduit de Bitschwiller à Thann, le long de la rive gauche de la Thur, les manifestations d'un tel volcanisme albitophyrique sont fréquentes soit sous forme de niveaux de projections, soit sous forme de galets remaniés dans les brèches et conglomérats à base de latite (955, 140 - 325, 340 - 955, 380 ; 324, 540 - 955, 860 ; 323, 800).

Il est possible que les niveaux de projections albitophyriques présents dans la série de Thann puissent servir ultérieurement de repère car ils se retrouvent de place en place dans la partie inférieure de cette formation située vers le Nord (956, 000 ; 325, 500 - 955, 200 ; 324, 040 - 952, 240 ; 323, 700), et en trois points de la montée de Uffholtz au Vieil Armand.

Ainsi, la série de Thann a connu épisodiquement des manifestations volcaniques comparables à celles qui caractérisent la série d'Oderen. Ces tufs albitophyriques peuvent représenter :

- soit des manifestations tardives et finales du volcanisme d'Oderen qui serait alors antérieur.
- soit des échos lointains d'un volcanisme contemporain.

Dans la série du Markstein, il existe à la base, au-dessus des schistes dévoniens du Treh, des assises qui font penser à des cendres volcaniques albitophyriques. Ces niveaux ne sont pas continus ; mais des brèches à éléments de tufs albitophyriques sont souvent présents dans cette même position. Un point d'observation particulièrement démonstratif a été signalé par M. RHULAND (1962) au Hundsruicken.

La série du Markstein ne contient pas d'autres niveaux caractéristiques de tufs albitophyriques à côté de ces éléments remaniés dans des grauwackes. Ce fait n'exclut pourtant pas la possibilité de manifestations volcaniques de ce type, contemporaines mais éloignées.

B- LE VOLCANISME LATITIQUE EST CARACTERISTIQUE DE LA SERIE DE THANN.

Malgré la couverture forestière qui masque toute la contrée et rend les observations difficiles, il est possible d'affirmer qu'un centre volcanique particulièrement actif existait dans la région du Baecherkopf au N - NE de Thann. La série est représentée alors par plus de 4 km de puissance de coulées et projections volcaniques avec quelques rares niveaux de grauwacke grossière. Plus au Nord, sur la feuille de Munster, l'épaisseur des formations volcaniques se réduit à 2 km, puis 1 km environ dans la région de Buhl. Par contre les formations de grauwackes prennent de l'importance. Les formations volcaniques du Sud-Est de la feuille de Munster représentent la zone périphérique avec coulées et brèches de remaniements de l'appareil volcanique du Baecherkopf. De même, une coupe sur la rive gauche de la vallée de la Thur montre une grande abondance de conglomérats à éléments roulés de latite et peu de coulées franches. On peut supposer que ces faciès correspondent aux limites Sud-Ouest de l'appareil volcanique du Baecherkopf. Un second appareil existerait dans la région du Thanner Hubel et serait responsable des puissantes coulées visibles au Nord du col de Hundsruck entre les ordonnées $y = 323$ et $y = 325$. L'abondance des formations de grauwacke grossière et de conglomérat volcanique dans l'axe de la vallée de la Thur s'expliquerait par une zone permanente de dépression entre ces deux appareils volcaniques.

Dans la série d'Oderen, les éléments d'un volcanisme latitique ne me sont pas connus.

Dans la série du Markstein, le volcanisme caractéristique de la série de Thann constitue une large part des matériaux des grauwackes. Le volcanisme signalé par J. JUNG (1928) dans la zone du Klintzkopf ($x = 952,2$; $y = 338,4$), représente un jalon important dans notre discussion. Au sommet du Klintzkopf, une brèche de trachyte alcalin, comparable au trachyte de Rothutel situé dans la série de Thann, constitue une assise importante ; elle passe latéralement à des grauwackes plus classiques à base de trachyte. Dans cette même région, des conglomérats de roches latitiques sont interstratifiés dans la série du Markstein. On peut les suivre sur plusieurs kilomètres avec une direction N-NW et un pendage de 80° environ vers le Nord-Est.

La mise en place de ces assises est sans doute contemporaine du volcanisme de la série de Thann d'âge Viséen inférieur. L'hypothèse d'une émission de trachyte alcalin au Klintzkopf doit être retenue.

La présence de brèches et de conglomérats de latite doit être signalée à diverses reprises dans la série du Markstein. Ces manifestations apparaissent toujours au-dessus de formations de schistes et grauwackes qui, elles-mêmes, surmontent un complexe très épais de grauwacke grossière à ovoïdes. La répétition de cette succession dans une coupe allant de la ligne des klippes (au Trehkopf) jusque dans la région de Linthal, fait penser à plusieurs redoublements de la série du Markstein. La présence de schistes rouges au Spitzkopf ($953,5$; $338,5$) serait un argument décisif si leur identité avec les schistes rouges dévonien du Trehkopf pouvait être démontrée. Signalons la présence d'un nouvel horizon de schistes rouges à quelques centaines de mètres au Sud-Ouest du Col du Boenlesgrab ($958,9$; $341,8$) ; ce pourrait être la limite d'une nouvelle répétition de la série du Markstein qui n'apparaît plus, au Nord-Est, que dans le fossé d'effondrement de Wasserbourg.

Une telle répétition de la série du Markstein serait due à la superposition d'écaillés entraînées vers le Sud-Ouest. En admettant cette hypothèse, la puissance de l'ensemble de la série serait de l'ordre de 4 à 5 km, c'est-à-dire du même ordre de grandeur que la partie visible de la série de Thann dans la coupe de la Vallée de la Thur.

C- LE VOLCANISME RHYOLITIQUE DU TYPE MOLKENRAIN

Ce volcanisme, rapporté au Viséen inférieur de la série de Thann (J. JUNG, 1928, p. 315) est en fait post-viséen et n'intervient pas dans la constitution des séries viséennes du Culm.

Sa mise en place est postérieure à la tectonique qui a affecté ces séries. Dans la région étudiée, l'extrusion a profité de fractures proches de la limite série d'Oderen - série de Thann, à l'Ouest du Molkenrain et près de Bitschwiller, ainsi que de fractures parallèles situées au Sud-Est (fig. n° 87).

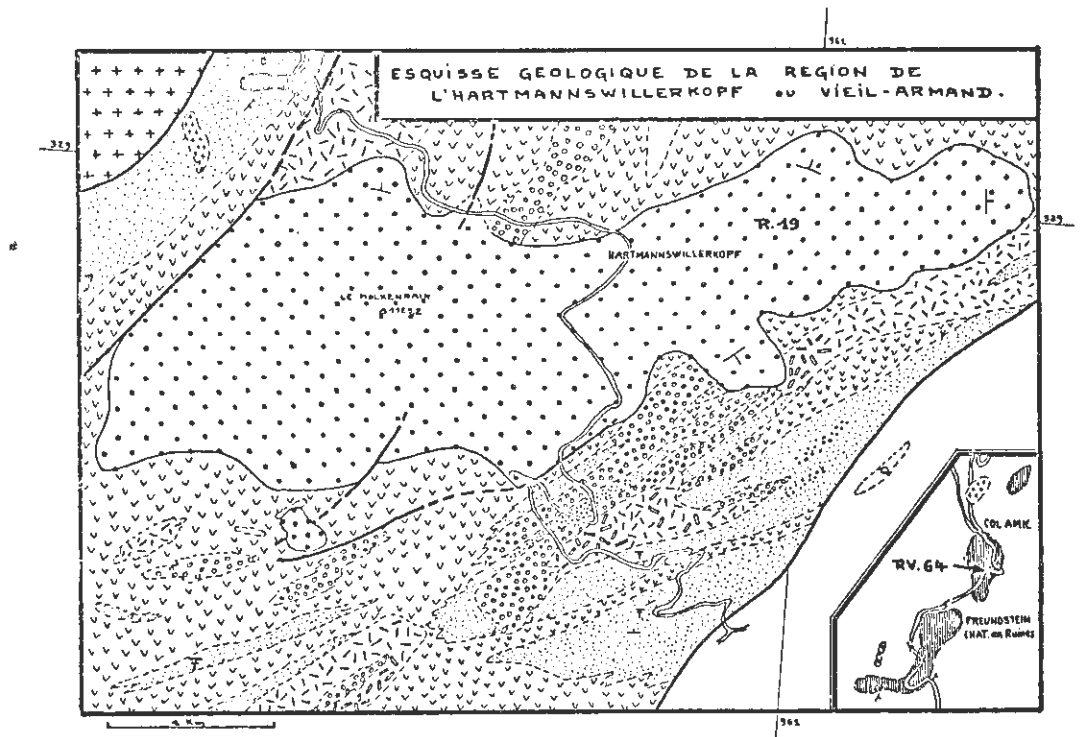
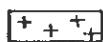
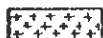




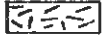




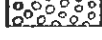
Figure n° 87 : Esquisse géologique de la région de l'Hartmannswillerkopf ou Vieil-Armand.



Granites de l'Association des Crêtes



Microgranites de l'Association des Crêtes

-  Rhyolite du Molkenrain
-  Brèche volcanique à base de latite
-  Coulée de latite sans phénocristaux
-  Coulée de latite à phénocristaux
-  Massifs hypovolcaniques de latite
-  Grauwacke
-  Grauwacke bréchique
-  Conglomérat de remaniement de type torrentiel à base d'éléments latitiques.

Les ressemblances de cette rhyolite avec le Granite des Ballons post-viséen, militent en faveur de l'hypothèse d'une mise en place simultanée pour ces deux roches - le Granite des Ballons serait dû à la cristallisation en profondeur d'un magma s'exprimant en surface par la rhyolite du Molkenrain.

Par contre, cette rhyolite ne possède aucun des caractères (chimiques ou minéralogiques) du volcanisme rhyolitique d'âge Permien, connu dans l'ensemble des Vosges.

Par ailleurs, les formations rhyolitiques du Wuenheim, à l'Ouest de Sultz, et celles que l'on observe dans la région du Luspelkopf, à l'Ouest de Guebwiller, pourraient être contemporaines des porphyres rhyolitiques du Westphalien. Les formations volcano-détritiques de ces régions proviennent en partie du démantèlement des rhyolites du Molkenrain observées en galets plus ou moins roulés. Ainsi le volcanisme rhyolitique du Molkenrain serait à rapporter au Westphalien inférieur (ou à la rigueur au Namurien).

Toute la région du Vallon du Wuenheimerbach correspondrait à un petit fossé d'effondrement Est-Ouest, allant de la région de Jungholtz - Sultz jusqu'aux pentes situées sous les ruines du château de Freundstein. Le Vieil-Armand et la région du Thierenbachkopf représenteraient deux horsts ; le premier situé au Sud aurait conservé une large couverture de rhyolites à hornblende épanchées ; le second au Nord, a vu cette même couverture enlevée par l'érosion ; on en retrouve seulement quelques lambeaux près du sommet (côte 835) et sur les pentes orientales.

Nous noterons que ce "Westphalien" du "fossé du Wuenheim" débute par de puissants conglomérats riches en blocs arrondis de latite. Ainsi, la rhyolite du Molkenrain s'épanchait-elle directement sur la série viséenne redressée de Thann. De petits bassins locaux étaient le siège d'une sédimentation de type torrentiel avec un volcanisme rhyolitique plus acide (rhyolite et pyroméride du vallon de Wuenheim - J. JUNG, 1928), en liaison certainement avec une tectonique cassante contemporaine du dépôt.

Le Permien repose ensuite en discordance sur ces conglomérats et rhyolites il est visible dans la région de Jungholtz.

IV. L'EVOLUTION DANS LE TEMPS DU VOLCANISME

Les arguments développés dans ce chapitre permettent, en ce qui concerne la région étudiée, d'affirmer les points suivants :

- l'ensemble des trois séries volcano-sédimentaires du Culm appartient au Viséen inférieur. On peut même supposer que les assises les plus récentes de la série de Thann atteignent la base du Viséen supérieur.

*Deux hypothèses peuvent être avancées

soit ces trois séries sont contemporaines et représentent des faciès liés à des bassins de sédimentation séparés,
soit, elles "s'étagent" au cours du Viséen.

- les arguments pétrographiques interviennent alors

la série d'Oderen est la plus ancienne et nous la situerons à la base du Viséen inférieur.

la série de Thann est la plus récente. Entre les deux séries, une légère phase tectonique est probable.

la série du Markstein est contemporaine de la série de Thann. Il est intéressant de remarquer qu'elle possède vers sa base des grauwack à ciment calcaire ou à ovoïde calcaire, alors que des horizons carbonatés sont présents à la base de la série de Thann (Carrière de Willer-sur-Thur et lentilles calcaires dans la région de la ferme d'Altrain).

Ces conclusions sont valables pour l'ensemble des rapports, mais n'interdisent pas un certain recouvrement chronologique des assises extrêmes des différentes séries entre elles (surtout pour la série du Markstein).

En tenant compte de ces résultats, nous allons préciser la succession et l'âge des différentes roches volcaniques.

Nous noterons que quelques massifs intrusifs de gabbro et de microgabbro existent dans la région de Rimbach-Zell, près de Guebwiller, en liaison semble-t-il, avec la ligne des klippes. En faire des manifestations éruptives à la base de la série de Thann, serait rejoindre l'opinion émise par A. MICHEL-LEVY (1923) qui pensait que le gabbro au Nord-Est d'Urbès était intrusif dans la série d'Oderen. Aucun argument ne nous permet de l'affirmer. Il semble que le volcanisme, à la base de la série de Thann soit plus basique et comporte des labradorites que nous n'avons pas observées dans notre région.

De bas en haut, nous noterons, en nous référant à nos échantillons-types :

	Séries Volcano-sédimentaires	VOLCANISME
STEPHANIEN		Rhyolite du Wuenheim (4) PHASE ASTURIENNE
WESTPHALIEN	Bassin d'effondrement du Wuenheim ?	
NAMURIEN	(2) (1)	Rhyolite à Hornblende du Molkenrain ? (3) PHASE SUDETE * Charriage-ligne des klippes
WISEEN SUPERIEUR	(Assises supérieures de ces deux séries ?)	Trachyte
Sommet	Série du Markstein et Série de Thann	(Gabbro et diabases)
WISEEN INFERIEUR		PETITE PHASE TECTONIQUE ?
Base	Série d'Oderen	Tufs albitophyriques

- (1) Age vraisemblable de la mise en place du Granite des Ballons par analogie chimique avec la rhyolite du Molkenrain.
- (2) Age (?) de la mise en place du Granite des Crêtes qui est postérieure au Granite des Ballons (Cl. GAGNY, 1959) (les allanites révèlent un âge stéphanien terminal).
- (3) Des rhyolites à hornblende du type du gisement de Molkenrain existent aussi au château du Hugstein (962, 7 ; 335, 8).
- (4) Un gisement de rhyolite intrusif dans la série du Markstein doit être rapporté à ce type d'extrusion. Il est situé le long d'un torrent, près de la ferme de Neumatt, non loin de Wildenstein (x = 945, 800 ; y = 340, 100, Munster 1 / 25. 000 n° 5 - 6).

Cette chronologie ne peut être tenue pour définitive en raison des multiples problèmes en suspens ; elle nous permettra cependant d'étudier les variations chimiques dans le temps, du volcanisme de la région considérée, car elle conserve une valeur relative certaine.

o o
o

DEUXIEME PARTIE

A

LE VOLCANISME

CHAPITRE XXIV

EVOLUTION CHIMIQUE DU VOLCANISME DES VOSGES MERIDIONALES

I. INTRODUCTION

La discussion sur l'âge du volcanisme des Vosges méridionales, au cours du chapitre précédent, nous permet de mettre en évidence une succession des roches effusives dans le temps (et dans l'espace) (tableau de la page 365).

Nous nous proposons dans ce chapitre d'étudier l'évolution du chimisme de ces roches en fonction de ces données.

En fin de chapitre, nous rappellerons quelques analyses chimiques de roches volcaniques des Vosges méridionales publiées par divers auteurs (tableau n°33). Elles nous permettront de mieux analyser les tendances de l'évolution magmatique, en dépit d'incertitudes à propos de leur répartition dans le temps.

Par ailleurs, nous noterons à titre indicatif, sur chaque diagramme présenté à propos des roches volcaniques, les aires de dispersion correspondant :

- au Granite des Crêtes
- au Granite des Ballons.

Nous exploiterons déjà le diagramme présenté par J. JUNG (1955), établi en poids d'oxydes. Nous établirons ensuite des diagrammes simples qui tiendront compte

des variations chimiques les plus significatives. Enfin, le diagramme H. DE LA ROCHE nous donnera une idée d'ensemble des variations chimico-minéralogiques.

Pour la discussion de l'évolution chimique des roches volcaniques des Vosges méridionales, nous tiendrons compte de la représentativité sur le terrain des points figuratifs ; ceci nous permettra, malgré le petit nombre d'analyses, de présenter des aires de dispersion et des courbes significatives. Ainsi, dans l'ordre de leur mise en place dans le temps, les albitophyres (1), les roches basiques (2), les latites (3) et les rhyolites du Molkenrain (4) représentent l'essentiel du volcanisme (avec une mention particulière pour les latites qui constituent une masse importante). Les trachytes quartzifères et les rhyolites permienes, plus rares, s'inscriront dans cette succession, les premières en (3 bis) et les secondes avec le numéro (5).

Avant d'aborder notre discussion, nous devons mentionner tout particulièrement la communication très récente de J. M. STUSSI (1967) sur le volcanisme du Culm des Vosges méridionales. Cet auteur tente une synthèse de l'évolution du volcanisme. Nous sommes entièrement d'accord avec ses conclusions qui jettent une lumière nouvelle sur cet ensemble magmatique (1).

II. DIAGRAMME DE CALCO-ALCALINITE DE J. JUNG.

A - PRESENTATION DU DIAGRAMME

J. JUNG, en 1955, a proposé un diagramme permettant de caractériser les associations volcaniques. La représentation, en coordonnées rectangulaires, est fondée sur les variations du paramètre $R = 100 \text{ CaO}/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ en fonction de la teneur en SiO_2 , portée en abscisses.

Les points, représentatifs des diverses roches d'une association régionale, s'alignent sensiblement selon une courbe. Cette dernière recoupe l'horizontale ($R = 50$) en un point qui correspond sur l'axe des abscisses à l'indice de calco-alcalinité (alkali - lime index) défini par M. A. PEACKOK (1931). Quatre grands types d'associations régionales sont définis en fonction de cet indice "i" :

$61 < i$: série calcique (type des Monts Cascade, Oregon U.S.A.).

$56 < i < 61$: série calco-alcaline.

$51 < i < 56$: série alcali-calcique.

(1)

Il appartient à J. M. STUSSI de mieux faire connaître ce volcanisme jusqu'ici très peu étudié. Notre seconde partie (et la discussion qui va être faite) doivent être considérées comme des éléments d'information, nécessaires à notre raisonnement, mais susceptibles d'être modifiés à l'échelle des Vosges méridionales. Ils ne concernent en effet que le volcanisme carbonifère de la région de Guehwiler - Thann Bourbach-le-Haut.

$i < 51$: série alcaline (type de Tahiti, Pacifique central).

La signification minéralogique dans le cadre de ce diagramme est indiquée sur la figure n°88. Seuls le quartz et les minéraux opaques n'ont pas une position parfaitement fixée.

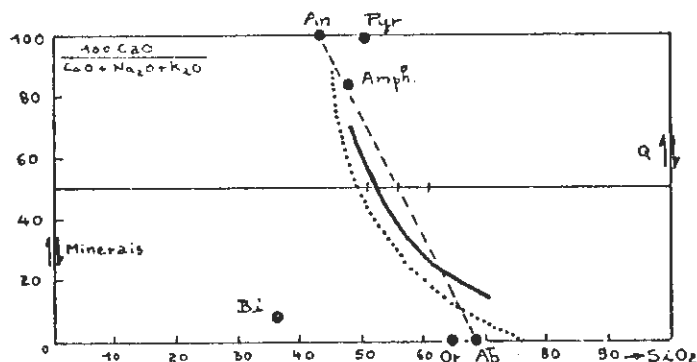


Figure N°88: Signification minéralogique du diagramme de J. JUNG.

abscisses : SiO_2

ordonnées : $R = 100 \frac{CaO}{CaO + Na_2O + K_2O}$

An : anorthite

Pyr : pyroxène moyen

Ab : albite

Amph : amphibole moyenne

Or : orthose

Bi : biotite moyenne

Q : quartz

Minerais

Les minéraux "moyens" correspondent aux données de K. RANKAMA et TH. G. SAHAMA (1960).

B - DIAGRAMME POUR LE VOLCANISME DES VOSGES MERIDIONALES (figure n°89, page suivante)

Les aires de dispersion se disposent selon une courbe qui recoupe la parallèle $R = 50$ entre 50 et 52% de SiO_2 . L'indice de calco-alcalinité ainsi défini en fait une série à très forte tendance alcaline mais peu continue.

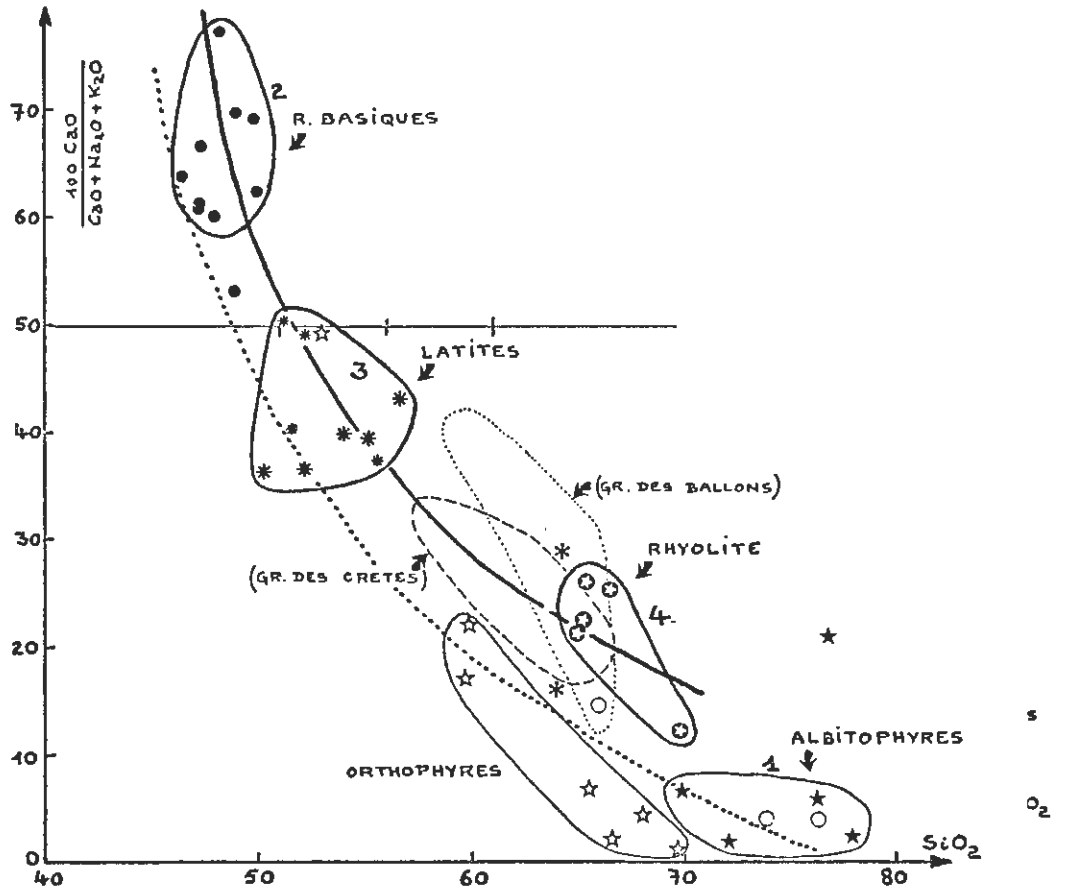
Notons que l'aire du granite magmatique des Crêtes se situe entre les latites et les rhyolites du Molkenrain. Il en est de même pour le Granite du Ballon.

En dehors des albitophyres (1), l'ordre de succession dans le temps tient compte d'une augmentation de SiO_2 et d'une diminution de la valeur du paramètre R.

Comparaison avec les Vosges septentrionales :

La courbe obtenue par T. JUTEAU et G. ROCCI (1966) pour le volcanisme présumé Dévonien du massif de Schirmeck, au NW de la vallée de la Bruche, est rappelée sur la figure n°89 : elle correspond à une association plus alcaline ($i = 49,1$).

Figure N°89



Légende de la figure n°89 :

DIAGRAMME J. JUNG (1955)

abscisses : SiO_2 (poids d'oxydes)

ordonnées : $R = 100 \text{ CaO}/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

1° - Volcanisme des Vosges méridionales

- Roches basiques
- *) Latites - décrites au chapitre XX
- *) Latites - analyses rapportées dans la littérature et s'apparentant aux latites
- ⊙ Rhyolite du type Molkenrain (chapitre XXII)
- * Trachyte alcalin sodi-potassique quartzifère (chapitre XXI)
- * Albitophyre
- * Orthophyre
- Rhyolites permienes

1 . 2 . 3 . 4 Ordre de mise en place dans le temps (voir chapitre XXIII)

Courbe en trait fort : évolution du chimisme de l'association des Vosges méridionales.

2° - Divers

Courbe en pointillé : évolution du chimisme de l'association "spilites-keratophyres" du massif de Schirmeck dans les Vosges du Nord.

Aire en tireté : aire de dispersion du Granite des Crêtes (Vosges)

Aire en pointillé : aire de dispersion du Granite des Ballons (Vosges méridionales).

Par contre, le volcanisme décrit par J. P. VON ELLER (1964-1965-1966), au SW de la Vallée de La Bruche, se rapprocherait plus du volcanisme des Vosges méridionales (i = 52 ?) et de nos latites en particulier.

Par comparaison, il apparaît que le groupe albitophyres - orthophyres des Vosges du Sud, représente une "lignée spilitique" plus alcaline et comparable à celle du massif de Schirmeck. Ce fait a été mis en évidence par J. M. STUSSI (1967).

III. DIAGRAMME H. DE LA ROCHE (figure N° 90)

Figure N°90

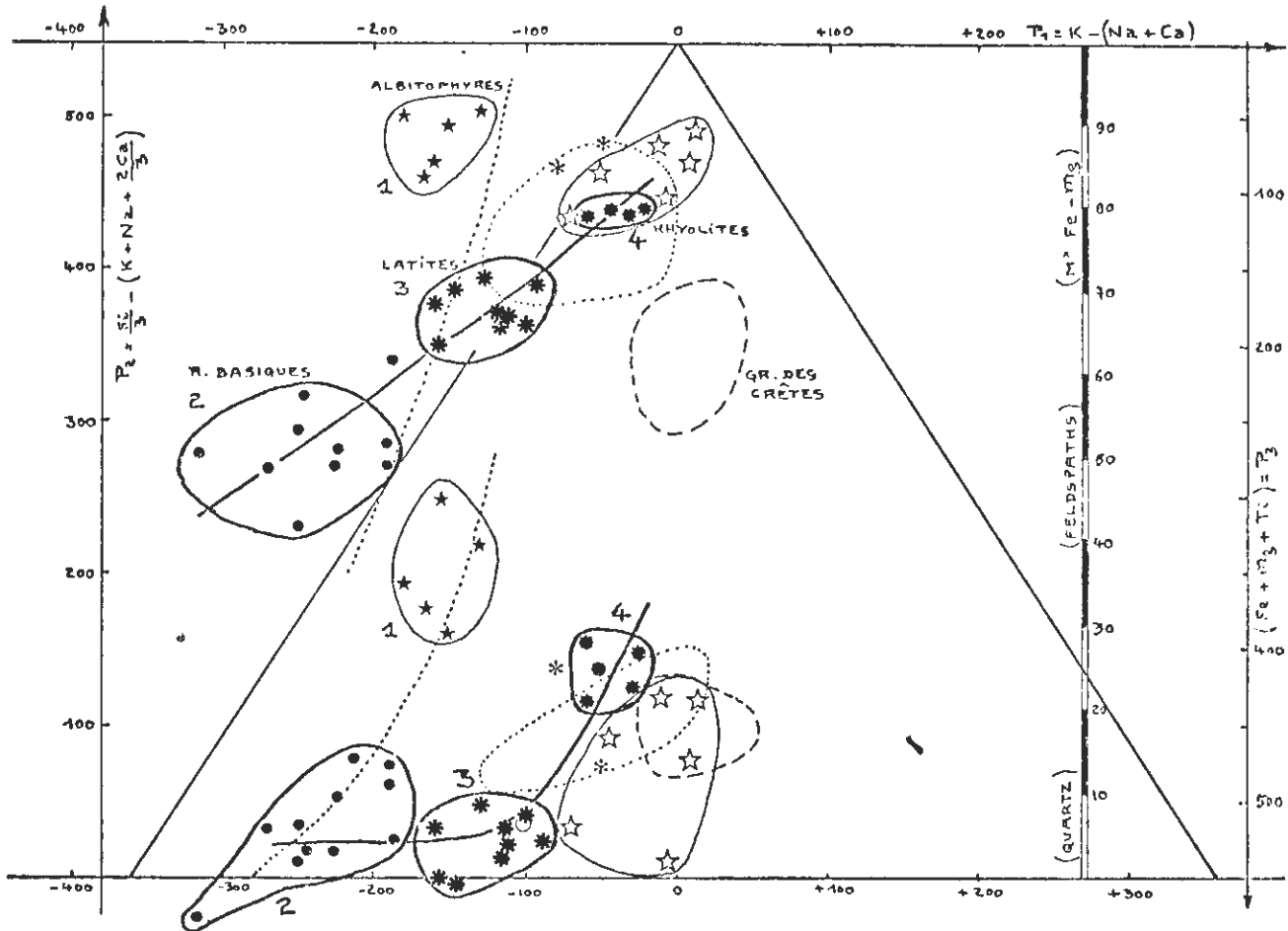


DIAGRAMME H. DE LA ROCHE.

(voir en annexe n° 2 , la construction du diagramme H. DE LA ROCHE)

- voir la légende de la figure n°89
- commentaire dans le texte.

(pour la construction de ce diagramme, se reporter à l'annexe n° 2 ; signalons seulement que chaque échantillon est représenté par un couple de points).

L'association volcanique des Vosges méridionales est bien caractérisée par deux lignes d'évolution tracées sur la figure n°90 et reliant les aires de dispersion (2) - (3) - (4). Les albitophyres (1) s'en écartent ; leur originalité est ainsi bien mise en évidence sur le plan chimique et minéralogique (richesse en albite et quartz, pauvreté en orthose et minéraux ferro-magnésiens). Les orthophyres, par contre, se caractérisent par une grande richesse en orthose.

Trois remarques :

- le volcanisme spilitique des Vosges du Nord a une évolution très différente et passe normalement dans l'aire de dispersion de nos albitophyres.
- le Granite des Crêtes se situe à l'écart de la ligne de variation, et à l'opposé des albitophyres.
- le Granite des Ballons, au contraire, se localise sur la ligne de variation au niveau des rhyolites du Molkenrain. Ce fait a conduit J. M. STUSSI à émettre l'hypothèse de "l'existence de relations génétiques entre le volcanisme porphyritique et le plutonisme" (1967, p. 2981) en ce qui concerne le Granite des Ballons.

IV. DIAGRAMMES SPECIFIQUES

A - DIAGRAMME $MgO - K_2O$ (figure n° 91, page suivante)

Ce diagramme permet de mettre en évidence une suite continue dans le temps depuis l'aire (2) jusqu'à l'aire (4). Les albitophyres (1) s'en écartent encore et se disposent sur une ligne qui correspond au volcanisme spilitique du massif de Schirmeck (Vosges du Nord).

Le Granite des Ballons se superpose au groupe des latites et des rhyolites du Molkenrain.

Le Granite des Crêtes est à l'opposé des albitophyres par rapport au volcanisme latitique. Sa propre différenciation par gravité s'inscrit le long d'une courbe perpendiculaire à celle plus générale de l'association volcanique étudiée.

Figure N°91-Diagramme MgO - K₂O

La ligne de différenciation propre au magma des Crêtes (première partie A) est rappelée par un trait (tireté-poin-tillé). Les aires de dispersion des granites intermédiaires et du faciès noir sont notées. Les durbachites sont figurées par un carré.

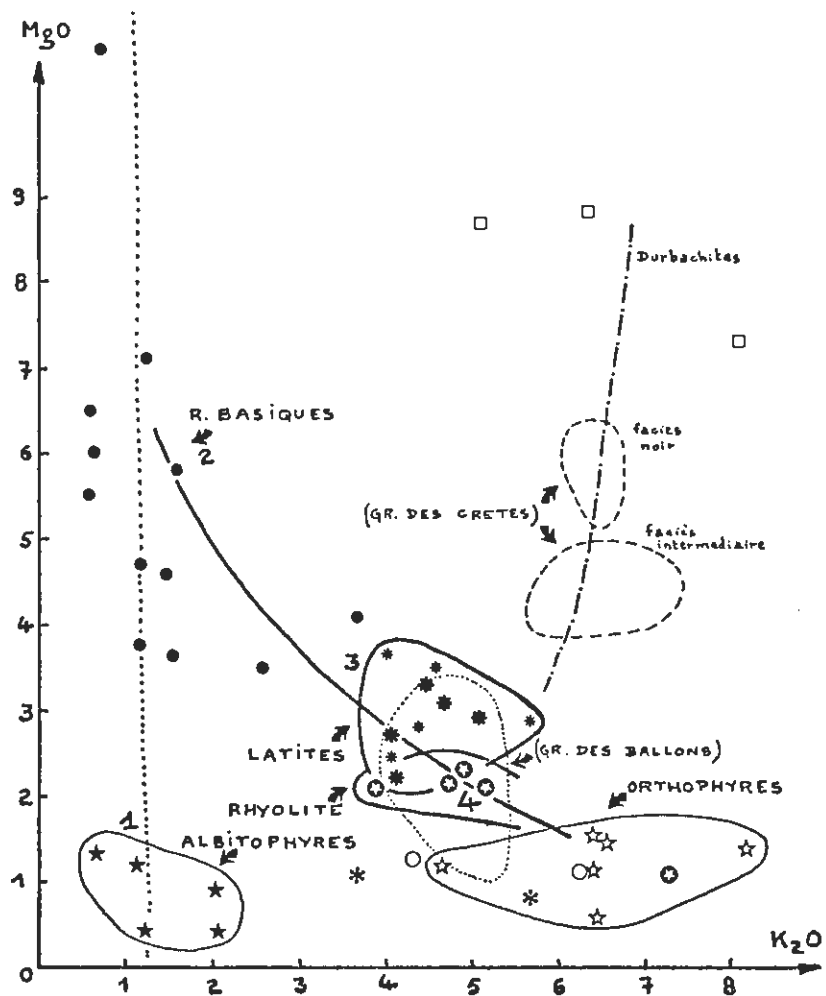
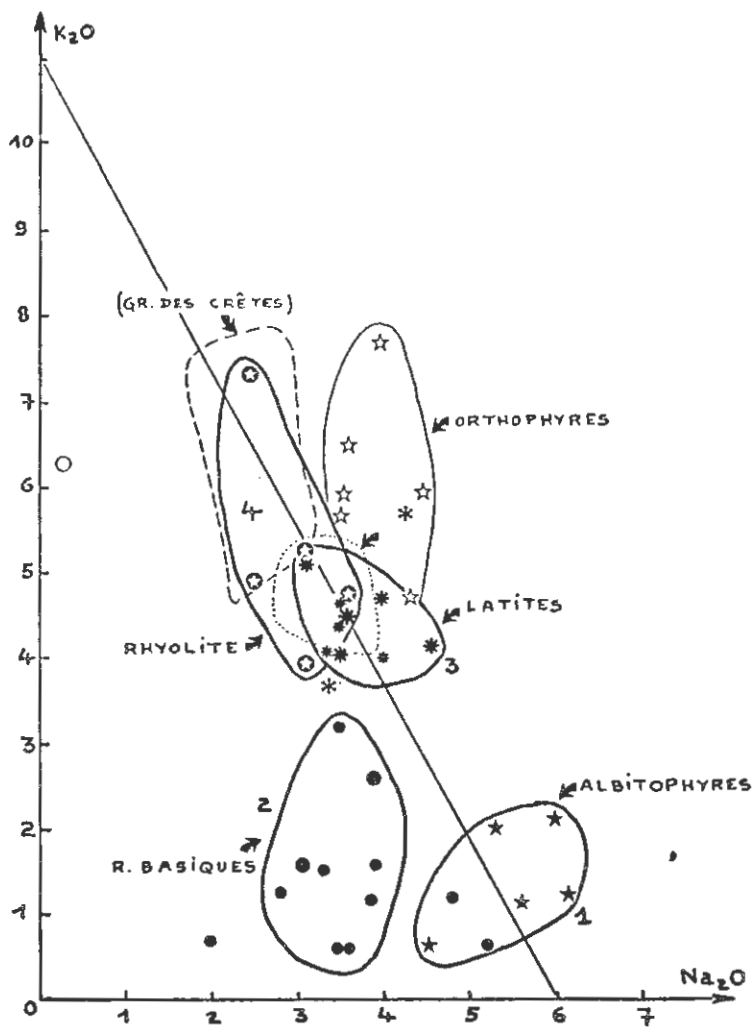


DIAGRAMME MgO - K₂O
- voir la légende de la figure n° 89
- commentaire dans le texte.

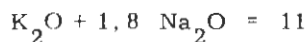
B - DIAGRAMME K_2O - Na_2O (figure n°92)

Figure N°92 - Diagramme K_2O - Na_2O

- voir la légende de la figure n° 89
- commentaire dans le texte.



Sur ce diagramme, les aires de dispersion n° 1-3-4 se groupent autour d'une droite d'équation :



Dans l'ordre de succession, nous avons (1) - (3) - (4) ; ceci montre un enrichissement continu en K_2O à partir des albitophyres.

Le Granite des Crêtes et le Granite du Ballon se disposent sur cette droite à des taux élevés de K_2O . En 1959 (Cl. GAGNY, planche 5), nous avons montré que la somme $K + Na$ restait constante et égale à 12 pour le Granite des Crêtes. Nous voyons qu'une telle relation (en poids d'oxydes) est valable pour l'ensemble des roches éruptives des Vosges méridionales à l'exception des roches basiques (diabases, gabbros ...) et des orthophyres.

V. CONCLUSIONS PARTICULIERES

•

Les roches volcaniques carbonifères des Vosges méridionales représentent une association régionale à tendance alcaline.

Il est important de considérer leur succession dans le temps .

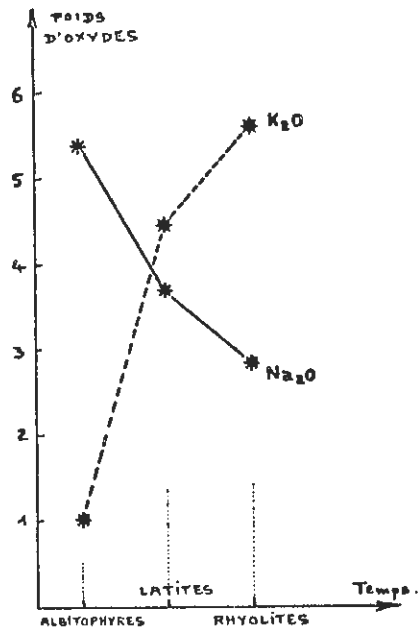
- le volcanisme débute par des albitophyres à caractère spilitique, riches en sodium.
- puis vient une série dont les variations chimiques sont continues et dont les étapes principales sont représentées par des latites (3) puis des rhyolites (4).

Deux points sont à retenir :

- l'originalité des émissions d'albitophyres liés à une évolution spilitique particulière responsable aussi des orthophyres. L'appartenance de roches plus basiques à cette même lignée reste discutable.
- la continuité de variation des alcalins au cours du temps, avec augmentation de K_2O et diminution de Na_2O (figure n° 93, page suivante).

Ces deux éléments auront une grande importance dans la discussion de l'origine des magmas granitiques.

Figure N° 93 - Evolution chimique des principaux types de volcanisme au cours du temps.
La continuité des variations opposées de K_2O et Na_2O .



o o
o

TABLEAU N°33 - ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES VOLCANIQUES DES
VOSGES MERIDIONALES CITEES DANS LA LITTERATURE

	N° 9	N° 10	N° 11	N° 12	N° 13
SiO ₂	66,60	60,91	59,55	51,50	69,90
Al ₂ O ₃	16,50	16,40	16,70	20,25	14,60
Fe ₂ O ₃	0,50	2,04	1,33	2,15	1,30
FeO	2,52	2,71	2,52	4,77	0,39
MnO					
MgO	1,12	1,54	1,46	2,45	1,47
CaO	0,20	2,95	2,40	7,65	0,15
Na ₂ O	3,55	4,43	3,95	3,36	4,28
K ₂ O	5,93	5,95	7,71	4,07	6,10
TiO ₂	0,72	1,16	1,34	1,44	0,78
P ₂ O ₅					
P. F.	2,10	1,50	3,90	2,25	1,10
Total	99,74	99,72	100,86	100,02	100,07
(1)R	2,07	22,13	17,07	50,73	1,42
P ₁	+ 8,1	- 69,0	- 6,3	- 158,4	- 11,0
(2)P ₂	+ 126,9	+ 33,8	+ 10,8	- 0,0	+ 118,6
P ₃	+ 78,3	+ 116,1	+ 104,9	+ 172,5	+ 68,3

*	N° 14	N° 15	N° 16	N° 17	N° 18
SiO ₂	52,20	48,30	47,40	48,00	52,30
Al ₂ O ₃	19,30	14,50	20,70	18,60	15,68
Fe ₂ O ₃	2,40	1,15	2,65	1,40	7,16
FeO	3,77	6,60	6,50	6,80	3,58
MnO					0,18
MgO	4,10	10,70	3,75	5,80	3,70
CaO	6,43	9,25	8,10	7,01	3,30
Na ₂ O	3,47	1,98	3,85	3,05	3,98
K ₂ O	3,20	0,71	1,19	1,60	4,00
TiO ₂	1,32	0,79	1,34	1,72	2,26
P ₂ O ₅					0,20
P. F.	3,90	5,50	3,90	6,95	3,65
Total	100,09	99,48	99,38	100,93	99,99
(1)R	49,08	77,47	61,64	60,12	29,26
P ₁	- 158,6	- 214,0	- 243,5	- 189,6	- 102,2
(2)P ₂	+ 33,5	+ 79,2	+ 17,4	+ 50,8	+ 37,8
P ₃	+ 201,4	+ 383,5	+ 234,0	+ 278,4	+ 260,0

(1) Rapport R = 100 CaO / CaO + Na₂O + K₂O

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE

- (à suivre) -

TABLEAU N°33 - ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES VOLCANIQUES DES VOSGES MERIDIONALES CITEES DANS LA LITTERATURE

- (suite) -

	N° 19	N° 20	N° 21	N° 22	N° 23
SiO ₂	49,80	47,30	66,0	76,3	73,90
Al ₂ O ₃	19,75	15,50	16,7	12,8	14,50
Fe ₂ O ₃	0,75	1,10	2,0	0,04	0,80
FeO	5,50	6,30	1,2	0,7	0,20
MnO	0,06	0,15	0,1		0,05
MgO	7,10	6,00	1,3	0	1,15
CaO	9,00	9,10	1,4	0,3	0,30
Na ₂ O	2,80	5,20	3,8	0,6	0,15
K ₂ O	1,25	0,65	4,3	6,5	6,30
TiO ₂	0,50	1,50	0,5	Traces	
P ₂ O ₅	0,08	0,20	0,2	0,1	0,15
P. F.	3,00	6,40	2,3	2,0	
Total	99,59	99,40	99,80	99,34	100,45
(1)R	68,97	60,87	14,75	4,05	4,44
P ₁	- 224,4	- 316,4			+ 123,8
(2)P ₂	+ 52,7	- 27,0			+ 268,2
P ₃	+ 269,6	+ 270,1			+ 46,6

	N° 24	N° 25	N° 26	N° 27	N° 28*
SiO ₂	49,1	47,4	54,1	49,0	72,1
Al ₂ O ₃	16,4	16,3	14,5	15,3	13,5
Fe ₂ O ₃	10,1	10,2	11,2	9,3	3,4
FeO					
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	Traces
MgO	5,5	6,5	3,7	4,7	0,4
CaO	9,5	8,3	5,6	6,8	0,2
Na ₂ O	3,5	3,6	3,9	4,8	6,0
K ₂ O	0,6	0,6	1,6	1,2	2,1
TiO ₂	0,6	1,6	1,6	1,2	0,3
P ₂ O ₅					
P. F.	3,8	4,7	2,4	7,5	1,0
Total	99,3	99,4	98,8	100,0	99,0
(1)R	69,85	66,40	50,45	53,13	2,4
P ₁	- 269,7	- 251,5	- 191,8	- 250,7	- 152,4
(2)P ₂	+ 34,0	+ 35,6	+ 74,1	+ 11,0	+ 160,0
P ₃	+ 281,5	+ 320,3	+ 263,9	+ 258,2	- 59,7

(1) Rapport R = 100 CaO/CaO + Na₂O + K₂O .

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE .

- (à suivre) -

TABLEAU N°33 - ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES VOLCANIQUES DES VOSGES MERIDIONALES CITEES DANS LA LITTERATURE

- (suite et fin) -

	N° 29	N° 30	N° 31	N° 32	N° 33
SiO ₂	65,7	68,2	46,6	51,4	52,7
Al ₂ O ₃	16,9	16,0	19,6	18,5	19,9
Fe ₂ O ₃	3,7	3,0	10,8	8,3	7,5
FeO					
MnO	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
MgO	1,2	0,6	4,6	3,5	2,8
CaO	0,7	0,5	8,5	6,6	5,3
Na ₂ O	4,3	3,6	3,3	3,9	3,5
K ₂ O	4,7	6,5	1,5	2,6	4,4
TiO ₂	0,7	0,3	1,3	1,0	1,3
P ₂ O ₅					
P. F.	2,5	1,7	3,8	4,5	2,3
Total	100,6	100,5	100,2	100,5	99,7
(1) R	7,2	4,7	63,91	50,38	40,15
P ₁	- 51,2	+ 13,3	- 226,4	- 188,4	- 113,9
P ₂	+ 118,0	+ 118,6	+ 19,3	+ 25,9	+ 23,2
P ₃	+ 88,8	+ 59,3	+ 277,2	+ 212,2	+ 187,7

	N° 34	N° 35	N° 36	N° 37	
SiO ₂	55,9	60,7	64,9	66,4	
Al ₂ O ₃	17,1	15,9	15,3	15,9	
Fe ₂ O ₃	6,6	5,1	4,0	4,1	
FeO					
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	
MgO	3,5	2,9	2,1	2,1	
CaO	4,8	1,7	2,3	2,4	
Na ₂ O	3,5	3,5	3,1	3,1	
K ₂ O	4,6	5,7	5,2	3,9	
TiO ₂	0,9	0,7	0,6	0,5	
P ₂ O ₅					
P. F.	2,7	3,7	2,3	2,3	
Total	99,7	100,0	99,9	100,9	
(1)R	37,21	15,60	21,70	25,53	
P ₁	- 100,7	- 22,0	- 30,5	- 59,9	
(2)P ₂	+ 42,7	+ 82,7	+ 122,6	+ 157,3	
P ₃	+ 188,0	+ 150,2	+ 114,0	+ 114,2	

(1) Rapport R = 100 CaO / CaO + Na₂O + K₂O

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE

LEGENDE DU TABLEAU N°33 - ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES VOLCANIQUES
DES VOSGES MERIDIONALES CITEES DANS LA
LITTERATURE

Note : la désignation des échantillons correspond à celle qui a été donnée par l'auteur. Quand une analogie chimique frappante existe avec l'un de nos échantillons-types, nous le signalons sans pour cela assurer l'identité pétrographique.

A- Alb, MICHEL-LEVY (1910) - (extraits du tableau A).
(analyste : M. PISANI)

N° 9 - orthophyre.
- amont de Plancher-les-mines.

N° 10 - orthophyre obsidienne.
- Sewen.

N° 11 - orthophyre.
- aval de Servance.

N° 12 - labradorite.
- Bel-Fahy.

N° 13 - orthophyre.
- Servance, amont scierie roches.

N° 14 - labradorite.
- montagne de Fressé.

N° 15 - porphyre andésitique augitique.
- Le Chiottet.

N° 16 - labradorite.
- scierie Kolb.

N° 17 - labradorite.
- Vogelstein.

B - E. JEREMINE (1933) - p. 603, n° 8.

N° 18 - andésite.
- Servanceuil.
- analyste : RAOULT ($\text{CO}_2 = 1,02$; $\text{H}_2\text{O}^+ = 2,15$; $\text{H}_2\text{O}^- = 0,48$).

C- M. DENISE et J. THIEBAUT (1963).
(analyste : B. R. G. M. Paris 1962)

N° 19 - roche verte ; type microgrenu hyperporphyrique.
- près de l'ancienne gare de Belonchamp.
(H_2O^+ = 2,80 ; H_2O^- = 0,20).

N° 20 - roche verte ; type doléritique.
- près du Mont de Vannes.
(CO_2 = 2,70 ; H_2O^+ = 3,40 ; H_2O^- = 0,30).

D- N. THEOBALD et J. THIEBAUT (1961).
(analyste : non précisé)

N° 21 - rhyolite hyperporphyrique.
- massif de Chagey.
(H_2O^+ = 1,8 ; H_2O^- = 0,4).

N° 22 - rhyolite hololeucocrate.
- massif de Chagey.
(H_2O^+ = 1,8 ; H_2O^- = 0,2).

E- J. P. VON ELLER (1961).

N° 23 - rhyolite.
- Robinot, près Sainte-Marie-aux-Mines.
- analyste : DIETSCH - 1961.

F- J. M. STUSSI (1967).
(analyse par quantométrie C. R. P. G. Nancy).

SERIE DES ALBITOPHYRES

N° 24 - diabase grenue subophitique (an. n° 460).
- Roche fendue - Ternuay.

N° 25 - diabase microlitique à texture intergranulaire à intersertale
à labrador An_{60} (an. n° 344).
- étang de la Pierre.

N° 26 - idem à oligoclase An_{28} (an. n° 333).
- Les Mottes.

N° 27 - diabase microlitique à texture intersertale à albite
(an. n° 208).
- Durrwald.

N° 28 - albitophyre s. str. (an. n° 404).
- Courbevoie.

N° 29 - orthoalbitophyre (an. 340).
- Pont Vautey.

N° 30 - orthophyre (an. n° 357).
- Plancher-les-Mines.

SERIE DES PORPHYRITES ET PORPHYRES

N° 31 - porphyrite noire à labrador An_{67} (an. n° 533).
- Rundkopf - Masevaux.

N° 32 - porphyrite mésocrate (an. n° 286).
- vallon de Willerbach.

N° 33 - porphyrite verte à labrador An_{60} (an. n° 361).
- Saut de la Truite.
(à rapprocher de nos latites - chapitre XX).

N° 34 - porphyrite grise à andésine An_{35} (an. n° 298).
- Freundstein.
(à rapprocher de nos latites. Notre échantillon-type RV. 64 a été pris à 300 mètres plus au Nord, dans le petit massif au Sud du Col Amic, (voir figure n°87).

N° 35 - porphyrite brune (an. N° 85).
- Herrenfluh.

N° 36 - porphyre quartzifère (an. n° 188).
- Saint-Nicolas - Rougemont.
(à rapprocher de la rhyolite du Molkenrain).

N° 37 - porphyre quartzifère (an. n° LW.1).
- Lauw.
(à rapprocher de la rhyolite du Molkenrain).

o o
o

DEUXIEME PARTIE

LES GRANITES

B

1 - Association des Crêtes

CHAPITRE XXV

GRANITE A BIOTITE TYPE GRANITE DU COL DU BRAMONT MIN. 26

1. EXTENSION DU GRANITE DU BRAMONT ET LOCALISATION DE L'ECHANTILLON-TYPÉ.

A- LOCALISATION DE L'ECHANTILLON-TYPE MIN. 26

L'échantillon-type du granite à biotite du Col de Bramont a été prélevé le long de la route qui monte du fond de la vallée de Thann (de Wildenstein) vers le Col du Bramont. Le point d'échantillonnage est située en $x = 944,300$ $y = 343,260$ sur la feuille de Munster 1/25.000 n° 1 - 2.

B- EXTENSION DU GRANITE DU BRAMONT

Ce faciès de granite est le plus largement représenté dans les Vosges méridionales. Il est souvent appelé "Granite des Crêtes, variété claire". Cette désignation doit être définitivement abandonnée pour éviter des confusions regrettables entre deux types très différents de granite, même s'ils se révèlent liés l'un à l'autre.

On observe en effet, tous les intermédiaires entre le Granite des Crêtes à actinote et le Granite du Bramont à biotite seule. Ce fait rend le lever cartographique très subjectif. Il convient de distinguer les régions où le Granite des Crêtes affleure sous son faciès particulier de celles où le Granite du Bramont constitue la majeure partie de la masse et ne présente que localement quelques amphiboles.

Sur la feuille de Munster 1 / 50.000, le Granite du Bramont est bien représenté dans les régions suivantes :

- entre la faille de Retournemer - La Bresse - Cornimont et la faille de la haute vallée de la Thur. Dans la région de Bussang/il est intrusif dans la série viseenne d'Oderen et dans la région du Rothenbachkopf dans la série du Markstein. Il se charge localement en amphibole à l'Ouest de Kruth et sur la route des Crêtes. Il peut aussi, à l'opposé, contenir quelques paillettes de muscovite. Mais le plus souvent, les granites à 2 micas forment de petits massifs intrusifs "en bouffées de pipe".

- il est bien représenté sur le quart Nord-Est de la feuille mais ne forme plus une masse homogène et unique. Une bande de Granite des Crêtes s'intercale entre lui et un faciès de bordure disposé au contact de la série du Markstein. Des masses importantes de granite à deux micas sont intrusives.

- il forme une large bande au Nord de Lautenbach entre deux failles situées de part et d'autre.

- il constitue une couronne sur le flanc sud du Grand Ballon (ou Ballon de Guebwiller) avec un contact intrusif vers le Nord-Ouest et un contact faillé vers l'Est.

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE.

A- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

C'est une roche de teinte gris-blanc à taches saumonées, présentant une texture grenue à grands cristaux de feldspath blanc nacré. Ces derniers ont un développement variable suivant les régions. Parfois réduits à l'état de cristaux xénomorphes comparables au grain moyen de la roche, ils peuvent atteindre une taille de plusieurs centimètres. Les plagioclases ont une teinte saumon, la biotite est dispersée et le quartz abondant.

B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

La structure est grenue porphyroïde. La biotite en grandes lattes possède un polychroïsme marron très clair à incolore. Elle est parfois recristallisée en chlorite par bandes longitudinales. La chlorite peut, elle aussi, présenter des reliquats de biotite, mais souvent elle est en cristaux autonomes. La coexistence de la biotite et de la chlorite pourrait s'expliquer par l'hétérogénéité de la structure qui fait jouer un rôle prépondérant au plagioclase ou au feldspath alcalin. De la séricite s'observe associée à la chlorite.

Les plagioclases sont subautomorphes et légèrement altérés. Le feldspath alcalin se présente en cristaux isolés ou en larges phénoblastes envahissants. Il est alors formé de microcline et contient tous les autres minéraux en inclusions. Parfois au coeur de ces grands cristaux, un zonage caractéristique avec des formes géométriques évoque la présence de petits cristaux d'orthose. Ainsi dans le Granite du Bramont les grands cristaux blancs nacrés de microcline sont de cristallisation tardive et n'ont pas la même signification que les phénocristaux d'orthose du Granite des Crêtes enrobés seulement dans une couronne de microcline. Le quartz est globulaire ou interstitiel. Citons comme minéraux accessoires : apatite rare, rutilé, minéraux opaques et muscovite.

C- ORDRE DE CRISTALLISATION

Biotite et plagioclase sont de première cristallisation. Quelques cristaux d'orthose peuvent être rapportés à la même phase. Le fait essentiel reste le développement tardif de phénoblastes de microcline. Pour désigner ce phénomène, nous utiliserons le terme de "blastisation" (Cl. GAGNY 1959). Le terme de "feldspathisation", souvent évoqué, implique l'intervention d'un apport métasomatique qui n'est pas nécessaire. La "blastisation" intervient normalement en fin de paragenèse lorsque le feldspath alcalin cristallise ou recristallise à partir des minéraux préexistants. Dans le cas du Granite du Bramont, l'abondance des inclusions d'autres minéraux dans les phénoblastes et leur hétérogénéité propre justifie cette hypothèse.

Le phénomène de chloritisation de la biotite, en libérant du potassium, peut coopérer à cette "blastisation" tardive. Nous étudierons l'importance effective de ce processus souvent évoqué par les auteurs (F. CHAYES, 1955).

III. ETUDE MINERALOGIQUE.

A- PHYLLITES : BIOTITE ET CHLORITE

Dans l'échantillon-type MIN. 26, biotite et chlorite coexistent. La biotite est souvent intacte, alors que la chlorite présente des reliquats de biotite visibles en taches par son polychroïsme. La séparation de ces deux minéraux a été réalisée : la biotite obtenue est quasi pure ; la chlorite est mélangée à une proportion de biotite estimée par comptage et s'élevant au moins à 14%.

1- Données chimiques (tableau n°34, page suivante).

Nous présentons successivement l'analyse chimique de la biotite pure, et l'analyse du lot composé de 86% de chlorite et 14% de biotite. Enfin, nous proposons des données chimiques calculées pour la chlorite en tenant compte du chimisme connu des 14% de biotite.

TABLEAU N°34 - DONNEES CHIMIQUES sur les PHYLITES du GRANITE du BRAMONT - ECHANTILLON-TYPE MIN. 26

POIDS en OXYDES et MONOCATIONIQUES			
	BIOTITE	CHI.+BIOT. (1)	CHLORITE
SiO ₂	35,50	32,33	31,47
Al ₂ O ₃	18,50	18,10	17,82
Fe ₂ O ₃	3,06	6,74	7,21
FeO	16,06	16,34	16,19
MnO	0,28	0,33	0,33
MgO	9,19	9,69	9,65
CaO	0,04	0,75	0,85
Na ₂ O	0,15	0,24	0,25
K ₂ O	8,50	2,68	1,77
TiO ₂	3,22	3,00	2,92
P ₂ O ₅	0,06	0,42	0,47
P. F.	4,81	10,19	11,07
CO ₂	0,19	0,31	
H ₂ O +			
H ₂ O -	2,86	8,97	
Total	99,37	100,81	100,00
P1	+175,4		- 14,42
(2) P2	+ 11,0		+119,00
P3	+ 531,5		+592,74
Si	35,28	34,25	34,08
Al	21,63	22,56	22,71
Fe ^{III}	2,29	5,36	5,86
Fe ^{II}	13,30	14,42	14,61
Mn	0,23	0,29	0,30
Mg	13,70	15,40	15,68
Ca	0,04	0,85	0,99
Na	0,29	0,49	0,52
K	10,79	3,62	2,45
Ti	2,40	2,38	2,37
P	0,05	0,38	0,43
Densité	3,044	2,947	
±	0,004	0,005	
Suscepti- bilité ma- gnétique	34,7	36,4	

FORMULES STRUCTURALES (3)	
BIOTITE	MIN. 26
Si	5.382
Al ^{IV}	2.618
Al ^{VI}	0.682
Ti	0.366
Fe ^{III}	0.349
Fe ^{II}	2.029
Mn	0.035
Mg	2.090
Ca	0,006
Na	0,044
K	1.646
P	0.008
Z	8.000
Y	5.551
X	1.704
Total	15.255

CHLORITE MIN. 26	
Si	6.365
Al ^{IV}	1.635
Al ^{VI}	2.606
Ti	0.443
Fe ^{III}	1.095
Fe ^{II}	2.729
Mn	0.056
Mg	2.929
Ca	0.185
Na	0.097
K	0.458
P	0.080
Fe ^{II} + Fe ^{III}	3.824
Fe ^{II} + Fe ^{III} Fe ^{II} +Fe ^{III} +Mg	0.566

(1) Lot constitué de 86 % de chlorite et de 14 % de biotite.

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

(3) Formules structurales calculées sur O22 pour la biotite et O28 pour la chlorite.

Le calcul est réalisé sur les pourcentages en cations. Les données en poids d'oxydes sont établies après avoir calculé la perte au feu correspondant à un lot pur de chlorite. (le lot isolé a une perte de 8,97 avec 14% de biotite, celle-ci présentant elle-même une perte au feu de 2,86 seulement).

a)- la biotite du Granite du Bramont est définie par :

$$\begin{aligned}
 - \text{le rapport} & \quad \frac{100 \text{ Mg}}{\text{Fe}'' + \text{Mg}} & = & 50,74 , \\
 - \text{les valeurs} & \quad \text{Mg}'' & = & 37,6 \\
 & \quad \text{Fe}'' + \text{Mn} & = & 37,2 \\
 & \quad \text{Fe}''' + \text{Ti} + \text{Al}^{\text{VI}} & = & 25,2 .
 \end{aligned}$$

C'est une Fe - biotite, proche de la limite entre Fe-biotite et Mg-biotite dans la classification de D.M. FOSTER. Elle est donc très différente des biotites magnésiennes du Granite des Crêtes.

c)- la chlorite, dans la classification de HEY (1954), est une chlorite oxydée ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7,21$). Les rapports $\text{Fe}'' + \text{Fe}'''$, $\text{Fe}'' + \text{Fe}''' + \text{Mg}$, et la valeur de Si (respectivement 3,824 ; 0,566 ; 6,365) en font probablement une DELESSITE (équivalent oxydé d'une Diabantite).

2- Données cristallographiques.

BIOTITE			MIN. 26		
2θ Cu Kα	d	I	2θ Cu Kα	d	I
7,92	11,15	Fm	35,74	2,510	FF
8,72	10,13	FF	41,42	2,178	f
17,62	5,03	mf			
23,98	3,71	m	45,10	2,009	FF
26,56	3,35	FF	54,78	1,674	Fm
28,28	3,15	f	60,06	1,539	mf
30,44	2,934	f	64,92	1,435	m
34,08	2,629	mf	68,78	1,364	f

CHLORITE MIN. 26		
2θ Cu Kα	d	I
6,20	14,2	FF
12,36	7,16	FF
18,76	4,72	FF
25,12	3,54	FF
27,46	3,25	f
31,54	2,834	F
35,00	2,561	f

Par ordre d'intensité décroissante, nous avons respectivement :

BIOTITE MIN. 26	
2θ Cu K _α	d
8,72	10,1
26,56	3,35
35,74	2,510
45,10	2,009
54,78	1,674

CHLORITE MIN. 26	
2θ Cu K _α	d
12,36	7,16
25,12	3,54
18,76	4,72
27,46	3,25
6,20	14,2

Pour la chlorite, les raies d'ordre pair (002) à 7,1 Å et (004) à 3,54 Å sont normalement les plus intenses en raison de la forte teneur en fer du minéral.

3- Autres données.

	BIOTITE	LOT DE CHLORITE
N _Z à ± 0,001	1.631	
Densité	3.044	2.947
±	0.004	0.005
Susceptibilité magnétique 10 ⁻⁶ u. e. m. c. g. s.	34,7 (1)	36,4

(1) avec moins de 0,01 % d'inclusions à propriétés magnétiques.

B - FELDSPATH ALCALIN

1- Données chimiques (1). (tableau page suivante).

(1)

Analyse Laboratoire de Géologie - BRAZZAVILLE.
Analyste : M. GARCIA - 1966.

POIDS D'OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULES POUR O ₃₂	
SiO ₂	64,15	Si	59,08	Si	11.767
Al ₂ O ₃	20,05	Al	21,72	Al	4.326
Fe ₂ O ₃	-	Fe ^{III}	-		
FeO	0,095	Fe ^{II}	0,07	Fe ^{III}	-
MnO	< 0,005	Mn	-	Ti	-
MgO	0,13	Mg	0,18	Mg	0.036
CaO	0,28	Ca	0,28	Fe ^{II}	0.014
Na ₂ O	2,65	Na	4,73	Mn	-
K ₂ O	11,83	K	13,91	Na	0,942
TiO ₂	< 0,02	Ti	-	Ca	0.056
P ₂ O ₅	0,046	P	0,03	K	2.770
		P ₁ = +	161,2	Z =	16.093
		(2) P ₂ = +	15,9	X =	3.818
		P ₃ = +	4,6		
CO ₂				Formule simplifiée	
H ₂ O +	0,13			Or : 73,5	
H ₂ O -	0,50			Ab : 25,0	
Total	99,861			An : 1,5	

(1) Analyse Laboratoire de Géologie - BRAZZAVILLE
 Analyste M. GARCIA - 1966.

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

Ce feldspath sodi-potassique est donc identique, au point de vue chimisme, à celui du Granite des Crêtes.

2- Données cristallographiques.

- Etude de la triclinicité.

Le diffractogramme étudié entre 29° et 31°5 met en évidence la raie (131) de l'orthose et des réflexions intenses correspondant aux raies (131) et (1̄31) d'un microcline de triclinicité 0,6 à 0,8 - l'orthose existe, mais la part du microcline est très importante.

- Etude de la composition des différentes phases.

La méthode de P.M. ORVILLE (1960) permet de caractériser une phase potassique pure et une phase sodique. La présence de perthite observée au microscope répond bien à ce fait.

- Thermomètre géologique.

Avec un plagioclase ayant une composition voisine de $Ab_{85}An_{15}$, la température proposée par la méthode de T.F.W. BARTH serait de l'ordre de 570° C. Il convient de considérer cette température de cristallisation avec prudence ; elle doit être valable pour la phase microcline prépondérante/mais ne peut être tenue pour valable en ce qui concerne la formation de l'orthose.

3- Autres données.

Densité : 2,5710 + 0,0005

Indices N_z : 1,529
 N_x : 1,522 + 0,001

C- RUTILE ET ANATASE

L'enregistrement d'un diffractogramme sur un lot de minéraux lourds/présentant un aspect terreux de teinte jaunâtre a révélé des raies nettes et peu nombreuses. Il s'agit d'un mélange de RUTILE et d'ANATASE. Les résultats du diagnostic sont basés sur les données du fichier ASTM (fiches 4-0477 et 4-0551) et sur les tableaux n° 224 et 228 des tables de L.G. BERRY et R.M. THOMPSON (1962). Dans l'ordre des intensités décroissantes nous avons observé :

R U T I L E		
2θ Cu Kα	d	
27,42	3,25	
54,28	1,689	
36,02	2,491	
41,20	2,189	

A N A T A S E		
2θ Cu Kα	d	
25,30	3,52	
48,02	1,893	
55,04	1,667	
53,88	1,700	

IV. ETUDE PETROCHIMIQUE.

Nous ne pouvons pas envisager sur ce granite une étude pétrochimique aussi complète que celle qui a été réalisée sur le Granite des Crêtes. Cela nécessiterait, en effet, des données plus nombreuses et un échantillonnage systématique pour une étude minéralogique.

A- DONNEES CHIMIQUES SUR L'ECHANTILLON-TYPE DU GRANITE DU BRAMONT (MIN. 26).

POIDS D'OXYDES		MONOCATIONIQUES	
SiO ₂	70, 10	Si	66, 31
Al ₂ O ₃	14, 60	Al	16, 25
Fe ₂ O ₃)	2, 42	Fe ^{III})	1, 85
FeO)		Fe ^{II})	
MnO	0, 05	Mn	0, 04
MgO	0, 99	Mg	1, 41
CaO	1, 23	Ca	1, 25
Na ₂ O	3, 61	Na	6, 61
K ₂ O	4, 95	K	5, 98
TiO ₂	0, 42	Ti	0, 30
P ₂ O ₅		P	
P. F.	0, 97		
Total	99, 34		
		K + Na	= 12, 59
		Ca + Na	= 7, 86
		K + Ca + 2Na	= 20, 45
		$\frac{100 K}{K + Na}$	= 47, 50
		$\frac{100 CaO}{CaO + Na_2O + K_2O}$	= 12, 56
Densité	2, 64		

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE.

B- ANALYSES MODALES

1- Méthode H. DE LA ROCHE.

La teneur en quartz est donnée par 100 P₂/550 et la teneur en minéraux ferro-magnésiens par 100 P₃/550. La teneur en feldspath est connue par différence.

Quartz	28
Feldspath	61
Minéraux Fe-Mg...	11

En raison de la faible teneur en minéraux colorés et compte tenu des valeurs de leurs paramètres P₂ et P₃, les corrections restent négligeables.

2- Méthode A. NICOLAS.

L'étude des équations (Fe) et (Mg) conduit à une proportion de biotite et chlorite voisine de 11. Les opérations déjà effectuées pour calculer l'analyse chimique de la chlorite nous interdisent une exploitation plus poussée. L'équation (Al) donne 62% de feldspath. Les résultats sont donc analogues. Les équations (K) et (Na) donnent, sous réserve, 33% de feldspath alcalin de 29% de plagioclase.

C- PROBLEME DE CLASSIFICATION

Dans le cadre de la classification modale, les indices modaux sont (31 - 11 - 53 - 75). C'est un granite monzonitique leucocrate à biotite et chlorite.

V. CONCLUSIONS PARTICULIERES A L'ECHANTILLON-TYPE MIN.26 DU GRANITE DU COL DU BRAMONT.

A- SUR LE PLAN DU CHIMISME

Le chimisme du Granite du Col du Bramont, comparé à celui du Granite des Crêtes, montre :

- des teneurs en SiO₂, Al₂O₃ et Na₂O plus élevées.
- par contre, des taux en MgO, (FeO + Fe₂O₃), CaO et K₂O beaucoup plus faibles.
- le rapport 100 MgO/(MgO + FeO + Fe₂O₃) est égal à 33 contre 48 et 49 pour le Granite des Crêtes (p. 85) (type clair et type sombre).
- le rapport 100 K₂O/(K₂O + Na₂O) est égal à 48 contre 72 en moyenne pour le Granite des Crêtes (p. 85). (avec 67 pour le type clair et 77 pour le type sombre).

Cette différence ne peut pas provenir du potassium qui entre dans la biotite abondante du Granite des Crêtes puisque le magma résiduel après cristallisation des minéraux ferro-magnésiens a encore un rapport égal à 69.

Ainsi, le Granite du Bramont est monzonitique au lieu de subalcalin. Il est important de remarquer qu'il se rapproche de l'échantillon-type MIN. 18 du Granite des Crêtes, variété bleue.

B- SUR LE PLAN MINERALOGIQUE

1- La biotite est moins riche en magnésium. Sur le diagramme de S. R. NOCKOLDS (1947) (fig. n° 6), elle se situe à la limite des champs I et II, donc à la limite de sa coexistence avec la muscovite ($MgO = 19,6$; $FeO + Fe_2O_3 = 40,9$; $Al_2O_3 = 39,5$).

Sur le diagramme $100 Al^{IV}/Al_{total}$ en fonction de Al_2O_3 (fig. n° 7), elle est située dans le champ commun des biotites de métamorphisme et d'origine ignée sans coexistence d'autres minéraux (ferro-magnésiens ou muscovite) - ($100 Al^{IV}/Al_{total} = 79$; $Al_2O_3 = 18,50$).

Aucune certitude n'est donc possible quant à son origine. Si elle est magmatique, elle doit correspondre à une biotite cristallisée à une température de l'ordre de 850° C.

2- Feldspaths alcalins.

La formation de phénocristaux magmatiques d'orthose est restée très limitée.

Dans ce granite, le microcline en phénoblastes tardifs a pris un grand développement. C'est la blastisation qui doit correspondre à l'acquisition de la structure granitique (étape n° 3 de la fig. n° 3).

3- Chloritisation.

On serait tenté de dire que la chloritisation, en libérant du K_2O , a contribué tardivement à la blastisation (formation de microcline). Plaçons-nous donc dans le cas le plus favorable, et estimons la quantité de feldspath pouvant être formée par cet apport de K_2O .

- toute la biotite se transforme en chlorite, 11% de biotite libèrent 0,91% K_2O (à raison de 8,28% de K_2O dans une chloritisation à tétraèdres SiO_4 constants. Cette quantité de K_2O rendue disponible permet la formation de moins de 8% de microcline ($Or_{75} Ab_{25}$).

En fait, on peut estimer à 4% le feldspath qui pourrait être ainsi formé.

On peut affirmer que le processus de la chloritisation n'est pas responsable de la blastisation. Il s'agit au plus, d'un phénomène accompagnateur, sans doute responsable de la formation de la séricite dont le chimisme correspond aux éléments qu'il rend disponibles.

C- SIGNIFICATION DE LA PARAGENESE

Le Granite des Crêtes était porphyrique à phénocristaux d'orthose avec accessoirement développement final de microcline en structure rapakivi et en masse interstitielle.

Le Granite du Bramont est grenu et acquiert localement un faciès porphyroïde par blastisation (développement tardif de phénoblastes de microcline).

Si les critères développés à propos du Granite des Crêtes sont encore applicables ici, il faut admettre que le Granite du Bramont a cristallisé à une température beaucoup plus basse. Son origine magmatique ne peut pas être affirmée car la biotite n'est pas caractéristique et l'orthose, seul critère envisageable, est en faible quantité.

VI. LES GRANITES DE L'ASSOCIATION DES CRETES - DONNEES GENERALES -

*

A- ANALYSES RAPPORTEES DANS LA LITTERATURE

De nombreuses analyses chimiques de granite à biotite ont été publiées. Elles sont consignées sur le tableau n°35 accompagné d'une légende et placé en fin de chapitre.

La composition modale calculée par la méthode graphique de H. DE LA ROCHE est remarquablement stable d'un échantillon à un autre. Nous pouvons en donner une moyenne :

	MOYENNE	ECART-TYPE
Quartz	29	< 3
Feldspath	59	< 4
Minéraux ferro-magnésiens	12	~ 2

B- LE PROBLEME DE L'HOMOGENEITE DES GRANITES A BIOTITE

Nous nous proposons de chercher si cette entité pétrographique a une signification chimique. Nous disposons de dix-huit analyses chimiques (analyse MIN. 26 incluse).

1- Calcul d'une analyse moyenne - écarts-types.

-	Moyenne	Ecart - type échantillons	Ecart-type dosage
SiO ₂	69, 89	0, 92	0, 70
Al ₂ O ₃	15, 66	0, 79	0, 30
FeO+Fe ₂ O ₃	2, 31	0, 40	0, 10
MgO	1, 13	0, 38	0, 30
CaO	1, 36	0, 30	0, 25
Na ₂ O	3, 39	0, 36	0, 20
K ₂ O	4, 65	0, 56	0, 15
TiO ₂	0, 40	0, 09	0, 07

	98, 79		

Les écarts-types calculés pour les divers éléments sur l'ensemble des granites à biotite sont seulement légèrement supérieurs à ceux qui viennent des erreurs de dosage habituelles. Il y a donc une très grande homogénéité de ces granites qui constituent une entité parfaitement définie, tant par les arguments de terrain, que par le chimisme et la composition modale.

Un contrôle du sens relatif des variations des divers éléments, nous a permis de mettre en évidence les variations générales suivantes :

- SiO₂ varie dans le sens opposé à celui que prennent en commun Al₂O₃ , (FeO+Fe₂O₃) MgO et CaO.
- Na₂O suit le plus souvent SiO₂.
- K₂O varie en sens opposé à Na₂O.

Mais ces faits ne permettent pas de caractériser des pôles de variations comme dans le cas du Granite des Crêtes. Nous notons seulement que les échantillons de

la région du Lac Blanc et du Col de la Schlucht (n° 9 - 10 - 11 - 12) sont des granites à biotite à tendance nette vers le Granite des Crêtes (SiO_2 et Na_2O faibles, autres éléments abondants) ; l'analyse n° 2 (Lac Blanc ?) montre une tendance encore plus nette.

2- Comparaison avec le Granite des Crêtes.

La comparaison du chimisme des Granites des Crêtes et des Granites à biotite / faite page 394, montre qu'ils représentent deux entités pétrochimiques bien définies mais différentes.

o o
o

•

TABLEAU N°35 - ANALYSES CHIMIQUES DES GRANITES A BIOTITE DE L'ASSOCIATION DES CRETES (TYPE GRANITE DU BRAMONT)

	N° 38	N° 39	N° 40	N° 41	N° 42	N° 43
SiO ₂	70,28	67,90	71,40	70,67	70,83	70,32
Al ₂ O ₃	15,34	16,70	15,39	14,77	14,52	15,36
Fe ₂ O ₃	0,11	2,67	0,59	0,11	0,51	0,73
FeO	1,94	1,94	0,76	1,45	2,50	1,27
MnO	0,04		0,02	0,04	0,05	0,04
MgO	0,72	1,13	0,40	1,40	0,78	1,10
CaO	1,08	1,22	0,89	1,66	0,65	1,31
Na ₂ O	2,90	3,50	3,82	3,78	2,48	3,88
K ₂ O	5,57	4,83	5,22	4,63	5,56	4,62
TiO ₂	0,54	0,47	0,15	0,38	0,32	0,42
P ₂ O ₅	0,31	0,23	0,15	0,43	0,14	0,19
SrO ₂	0,12					
P. F.			0,94		1,39	
CO ₂						0,26
H ₂ O +	0,93	0,15		0,64		0,68
H ₂ O -	0,20	0,20		0,16		
Total	100,08	100,94	99,73	100,12	99,73	99,86
P ₁	+ 5,7	- 31,9	- 28,0	- 53,0	+ 26,7	- 50,3
P ₂	+165,5	+147,0	+151,8	+152,5	+187,5	+151,5
(1)P ₃	+ 53,1	+ 94,5	+ 29,9	+ 60,9	+ 64,6	+ 59,5
Quartz	30 %	28 %	27 %	27 %	34 %	27 %
Feldspaths	60 %	55 %	64 %	62 %	54 %	62 %
Mx Fe - Mg	10 %	17 %	9 %	11 %	12 %	11 %
100 CaO CaO+Na ₂ O+K ₂ O	11,31	12,77	8,96	16,48	7,48	13,35

	N° 44	N° 45	N° 46	N° 47	N° 48	N° 49
SiO ₂	70,32	70,50	68,40	68,20	68,55	70,90
Al ₂ O ₃	14,98	16,10	16,88	17,28	15,69	14,59
Fe ₂ O ₃	0,57) 2,33	0,76	0,83	0,26	0,53
FeO	1,42		1,89	1,96	1,88	1,84
MnO	0,04	0,07	0,04	0,03	0,03	0,05
MgO	1,04	1,19	1,51	1,76	1,63	1,63
CaO	1,31	1,79	1,65	1,77	1,31	1,20
Na ₂ O	3,82	3,38	3,25	2,95	3,48	3,24
K ₂ O	4,65	4,62	4,55	4,50	5,52	4,68
TiO ₂	0,41	0,51	0,48	0,50	0,46	0,42
P ₂ O ₅	0,17		0,18	0,18	0,18	0,18
P. F.		0,71	0,72	0,77	1,00	0,90
CO ₂	0,34					
H ₂ O +	0,54					
H ₂ O -						
Total	99,61	101,20	100,31	100,73	99,99	100,16
P ₁	- 47,7	- 42,7	- 37,5	- 31,1	- 18,3	- 26,3
(1)P ₂	+153,0	+163,1	+158,7	+166,9	+135,5	+175,5
P ₃	+ 57,9	+ 67,7	+ 79,6	+ 87,9	+ 76,0	+ 78,3
Quartz	27 %	29 %	28 %	30 %	24 %	32 %
Feldspaths	63 %	59 %	58 %	55 %	63 %	54 %
Mx Fe-Mg	10 %	12 %	14 %	15 %	13 %	14 %
100 CaO CaO+Na ₂ O+K ₂ O	13,39	18,28	17,46	19,20	12,71	13,16

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE et composition modale déduite.

(à suivre)

TABLEAU N°35 - ANALYSES CHIMIQUES DES GRANITES A BIOTITE DE
L'ASSOCIATION DES CRETES (TYPE GRANITE DU BRAMONT)

(suite et fin)

	N° 50	N° 51	N° 52	N° 53	N° 54	N° 55
SiO ₂	70,60	69,10	69,60	69,70	70,60	69,89
Al ₂ O ₃	15,12	16,25	16,17	15,96	16,25	15,66
Fe ₂ O ₃	0,62	2,03	0,62	0,57	2,13	2,31
FeO	1,43		1,43	1,55		
MnO	0,03	0,02	0,02	Traces	0,03	0,03
MgO	0,95	0,74	0,95	1,55	0,79	0,13
CaO	1,18	1,73	1,55	1,48	1,29	1,35
Na ₂ O	3,30	3,52	3,50	3,35	3,42	3,40
K ₂ O	4,35	4,01	3,87	3,75	3,96	4,66
TiO ₂	0,33	0,32	0,41	0,44	0,35	0,41
P ₂ O ₅	0,29		0,46	0,58		0,26
P. F.	0,64	0,87	0,70	0,77	0,93	0,86
CO ₂						
H ₂ O +						
H ₂ O -						
Total	98,94	98,59	99,28	99,70	99,75	99,96
P ₁	- 35,0	- 59,1	- 58,3	- 54,7	- 49,0	- 34,7
(*) P ₂	+179,0	+144,5	+173,0	+191,7	+182,3	+163,3
P ₃	+ 55,6	+ 49,9	+ 56,6	+ 72,9	+ 53,0	+ 64,6
Quartz	32 %	26 %	31 %	34 %	33 %	29,7%
Feldspaths	58 %	65 %	59 %	53 %	57 %	58,6%
Mx Fe-Mg	10 %	9 %	10 %	13 %	10 %	11,7%
$\frac{100 \text{ CaO}}{\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}$	13,36	18,68	17,38	17,25	14,88	14,35

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE et composition modale déduite.

LEGENDE DU TABLEAU N° 35 : ANALYSES CHIMIQUES DES GRANITES A BIOTITE
DE L'ASSOCIATION DES CRÊTES (TYPE GRANITE
DU COL DU BRAMONT.)

- N° 38 : - Granite à biotite.
- Sud-Ouest de Clefcy.
- E. JEREMINE - 1940 - p. 573, n° 12.
- Analyste F. RAOULT.
- N° 39 : - "Granite des Crêtes", type clair (1).
- près du déversoir du Lac Blanc ? (J. JUNG - 1955 - p. 79).
- J. JUNG - 1955 - p. 83, n° D.
- Analyste P. BLOT.
- N° 40 : - Granite à andalousite.
- Ouest de Clefcy.
- J.P. VON ELLER, 1961, p. 89, n° 57.
- Analyste S. DIETSCH, Nancy - 1959.
- N° 41 : - Granite à biotite.
- route du Col de la Schlucht au calvaire (près du Lac Blanc). Petite
carrière près de la route, à environ 500 m. au S - SW du Pont sur
le ruisseau de Lallemand.
- Cl. GAGNY - 1959, p. 64, n° 14. (Analyse communiquée par M. le Pro-
fesseur E. NIGGLI en 1958).
- Analyste B. HAGEMAN (Laboratoire de Pétrichimie de l'Université de
Leiden, Hollande).
- N° 42 : - Granite porphyroïde à biotite.
- Thannenkirch.
- J.P. VON ELLER - 1961, p. 102, n° 63.
- Analyse CRPG. Nancy 1958.
- N° 43 : - "Granite des Crêtes", variété claire.
- Amas de blocs le long de la "route des Crêtes" à 9 km au Nord du
Col de la Schlucht.
- H. DE LA ROCHE - 1962 - 1963 - p. 334, n° 35.
- Analyste : M. L. BLANCHET et al.
- N° 44 : - "Granite des Crêtes", variété claire.
- blocs en exploitation à l'Ouest de la "route des Crêtes". 7 km au
Nord du Col de la Schlucht.
- H. DE LA ROCHE - 1962 - 1963, p. 334, n° 36.
- Analyste : M. L. BLANCHET et al.

(1)

Se reporter p.385. Le Granite à biotite, type du Granite du Col du Bramont est appelé souvent "Granite des Crêtes, variété claire". Cette désignation doit être abandonnée pour éviter toute confusion. Elle est conservée ici pour ne pas compliquer les références bibliographiques.

- N° 45 : - idem
- Analyse par méthodes spectrochimiques (1).
- N° 46 : - "Granite des Crêtes", variété claire.
- Lac Blanc - amoncellement de blocs au Nord du lac ; variété grise.
- H. DE LA ROCHE - 1962 - 1963 - p. 334, n° 37.
- Analyste : M. L. BLANCHET et al.
- N° 47 : - "Granite des Crêtes", variété claire.
- Lac Blanc ; amoncellement de blocs au Nord du lac ; variété rose.
- H. DE LA ROCHE - 1962 - 1963 - p. 334, n° 38.
- Analyste : M. L. BLANCHET et al.
- N° 48 : - "Granite des Crêtes", variété claire.
- Col de la Schlucht, côté Alsace.
- H. DE LA ROCHE - 1962 - 1963 - p. 334, n° 39.
- Analyste : M. L. BLANCHET et al.
- N° 49 : - idem
- N° 50 : - "Granite des Crêtes", variété claire.
- Premiers lacets de la descente du Col de Wetztein vers Sultzeren.
- H. DE LA ROCHE - 1962 - 1963 - p. 334, n° 40.
- Analyste : M. L. BLANCHET et al.
- N° 51 : - Granite à grain fin associé au Granite des Crêtes.
- à 8 km de Sultzeren, vers le Col de la Schlucht (granite à grain fin dont les relations avec le Granite porphyroïde des Crêtes ne sont pas connues).
- H. DE LA ROCHE - 1962 - 1963 - p. 335, n° 41.
- Analyse par méthodes spectrochimiques.
- N° 52 : - idem
- N° 53 : - idem
- Analyste : M. L. BLANCHET et al.
- N° 54 : - idem
- Analyse par méthodes spectrochimiques.
- N° 55 : - MOYENNE DE 18 ANALYSES (y compris MIN. 26) DE GRANITES A BIOTITE DE L'ASSOCIATION DES CRETES.

(1)

Les analyses par méthodes spectrochimiques ont été exécutées par K. GOVINDARA et P. CANALS.

DEUXIEME PARTIE

LES GRANITES

B

1 - Association des Crêtes

CHAPITRE XXVI

GRANITES GRENUS A DEUX MICAS ETUDE DU GRANITE DE NOIRE-GOUTTE MIN.17

I. EXTENSION DES GRANITES A DEUX MICAS DE STRUCTURE GRENUE DE L'ECHANTILLON-TYPE MIN. 17 (Granite de Noire-Goutte).

A- EXTENSION DES GRANITES A DEUX MICAS

Les granites à deux micas de structure grenue sont dispersés sur la feuille de Munster 1/50.000. Ils affleurent à l'Ouest de la bande de Granite des Crêtes, de La Bresse, dans la région de Noire-Goutte et de la forêt domaniale de Gérardmer. D'autre part, ils constituent le plus souvent de petits massifs intrusifs, soit dans le Granite des Crêtes (région de Muhlbach, Munster et Wasserbourg...), soit dans les granites à biotite (Sud de Lauthenbach-Zell et région du Ventron...).

Ils peuvent également passer au granite à biotite de façon progressive.

B- LOCALISATION DE L'ECHANTILLON-TYPE MIN. 17

C'est un exemple de granite à deux micas de structure grenue que nous désignons sous l'appellation de "Granite de Noire-goutte". Il a été échantillonné le long de la route du Col de Grosse-Pierre à Gérardmer, au point de coordonnées $x = 937\ 200$ et $y = 346\ 700$ (Munster n° 1 - 2 1/25.000).

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE.

A- DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Texture grenue ; quelques rares cristaux blancs nacrés de feldspath alcalin atteignent le centimètre ; le plagioclase est rose légèrement saumoné. Biotite et chlorite s'observent en petits cristaux non orientés. La muscovite est visible ainsi que le quartz.

B- DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

C'est un granite à grain moyen, non porphyroïde.

- la biotite est en lattes à polychroïsme marron soutenu à jaune clair. Elle est souvent chloritisée.

- la muscovite existe sous plusieurs formes :

- . rarement interstratifiée avec la biotite, se disposant plutôt à la périphérie des cristaux;
- . en remplacement de la cordiérite.
- . sous forme de petites aiguilles de séricite dans la partie interne des plagioclases;
- . en perthites, taches et cristaux xénomorphes dans les feldspaths alcalins ainsi qu'en amas interstitiels parfois poecilites dans les zones riches en orthose et quartz.

- la cordiérite, très remplacée par des phyllites et une substance subisotrope, est rare. Elle s'observe aussi en inclusions dans le plagioclase. Ce dernier (albite Ang-10), en cristaux subautomorphes finement maclés, paraît souvent inclus dans le feldspath alcalin qui le corrode.

- le feldspath sodi-potassique est en cristaux xénomorphes. Il présente, dans une partie centrale, un zonage très fruste et une bordure sinueuse. La blastisation a été limitée et les porphyroblastes ne se sont pas développés.

- le quartz est globulaire et interstitiel.

- minéraux accessoires : zircon. apatite rare et minéraux opaques.

C - ORDRE de CRISTALLISATION.

Biotite et cordiérite sont de première cristallisation. Le plagioclase automorphe a dû cristalliser ensuite. La muscovite semble contemporaine de la formation tardive du feldspath alcalin ; le quartz appartient à cette dernière génération.

III. ETUDE MINERALOGIQUE.

A - PHYLLITES : BIOTITE et CHLORITE

La séparation des phyllites a été réalisée de façon à isoler biotite et chlorite. La biotite a été obtenue pure. Le lot de chlorite contient encore environ 36 % de biotite.

1. Données chimiques

Sur le tableau n° 36, nous présentons successivement :

- l'analyse chimique de la biotite pure MIN. 17.
- l'analyse chimique du lot composé de 64 % de chlorite et 36 % de biotite.
- les données chimiques calculées de la chlorite pure en tenant compte du chimisme de la biotite. Le calcul a été réalisé sur les pourcentages en cations. Les valeurs en poids d'oxydes ont été calculées après estimation de la perte au feu correspondant à un lot pur de chlorite.

a - La biotite du Granite de Noire-Goutte est définie par

- le rapport	$\frac{100 \text{ Mg}}{\text{Fe}^{II} + \text{Mg}}$ =	49,98	
- les valeurs	Mg =	36,8	}
	Fe ^{II} + Mn =	37,3	
	Fe ^{III} + Ti + AlVI =	25,9	
				100,0

C'est une Fe-biotite proche de la limite entre Fe-biotite et Mg-biotite dans la classification de D. M. FOSTER.

Elle est identique à celle du granite du Col du Bramont.

b - La chlorite, dans la classification de HEY (1954) est une chlorite oxydée (Fe₂O₃ = 7,65). Les valeurs suivantes :

Fe ^{II} + Fe ^{III}	=	3.691
$\frac{\text{Fe}^{II} + \text{Fe}^{III}}{\text{Fe}^{II} + \text{Fe}^{III} + \text{Mg}}$	=	0.584
Si	=	6.443

en font une DELESSITE (équivalent oxydé d'une diabantite). Elle est analogue à la chlorite du granite du Col du Bramont.

TABLEAU N°36 - DONNEES CHIMIQUES SUR LES PHYLLITES du GRANITE de NOIRE-GOUTTE - ECHANTILLON-TYPE MIN.17.

POIDS en OXYDES et MONOCATIONIQUES				FORMULES STRUCTURALES (3)	
	BIOTITE	CHL. +BIOT. (1)	CHLOR.	BIOTITE	MIN. 17
SiO ₂	36.60	33.82	31.81	Si	5.515
Al ₂ O ₃	18.40	18.82	18.71	Al ^{IV}	2.485
Fe ₂ O ₃	2.47	5.95	7.65	Al ^{VI}	0.777
FeO	15.70	15.40	14.99	Ti	0.332
MnO	0.22	0.27	0.29	Fe ^{III}	0.280
MgO	8.72	8.76	8.64	Fe ^{II}	1.972
CaO	0.28	1.37	1.90	Mn	0.028
Na ₂ O	0.24	0.44	0.53	Mg	1.970
K ₂ O	9.47	4.66	2.09	Ca	0.046
TiO ₂	2.94	2.54	2.29	Na	0.070
P ₂ O ₅	0.10	0.36	0.49	K	1.822
P. F.	3.90	8.19	10.61	Z	8.000
CO ₂	0.14	0.38		Y	5.359
H ₂ O + H ₂ O -) 1.39) 6.56		X	1.938
Total	99.04	100.58	100.00	Total	15.297
P ₁	+ 188,8		- 6,6	CHLORITE MIN. 17	
(2) P ₂	- 9,2	-	+ 92,5		
P ₃	+ 503,8	548,45	+ 602,8		
Si	36,02	34,83	34,16	Si ^{IV}	6.443
Al	21,31	22,80	23,64	Al ^{IV}	1.557
Fe ^{III}	1,83	4,60	6,16	Al ^{VI}	2.902
Fe ^{II}	12,88	13,22	13,41	Ti	0.347
Mn	0,18	0,23	0,26	Fe ^{III}	1.162
Mg	12,87	13,53	13,91	Fe ^{II}	2.529
Ca	0,30	1,51	2,19	Mn	0.049
Na	0,46	0,88	1,11	Mg	2.624
K	11,90	6,12	2,87	Ca	0.413
Ti	2,17	1,96	1,84	Na	0.209
P	0,08	0,32	0,45	K	0.541
Densité	3.055	2.975		Z	8.000
+ Susceptibi- lité magné- tique	0.003 31.2 32,8(4)	0.004 33.1	-	Reste	10.776
				Fe ^{II} +Fe ^{III}	3.691
				Fe ^{II} +Fe ^{III}	0.584
				Fe ^{II} +Fe ^{III} +Mg	

(1) Lot constitué de 64 % de chlorite et 36 % de biotite.

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

(3) Formules structurales calculées sur O22 pour la biotite et O28 pour la chlorite.

(4) Deux mesures effectuées.

2 - Données cristallographiques

BIOTITE MIN. 17					
2θ Cu Kα	d	I	2θ Cu Kα	d	I
7,96	11,1	Fm	41,36	2,181	ff
8,72	10,1	F	45,20	2,004	FF
17,68	5,01	m	54,88	1,671	F
24,02	3,70	F	60,14	1,537	f
26,62	3,35	FF	65,04	1,433	Fm
28,34	3,15	ff	68,92	1,361	f
30,48	2,930	ff	75,80	1,254	
34,10	2,627	f			
35,82	2,505	FF			

CHLORITE MIN 17		
2θ Cu Kα	d	I
6,22	14,2	
12,40	7,13	
18,80	4,72	
25,18	3,53	
27,46	3,25	
31,60	2,829	
35,76	2,509	

3 - Autres données

	BIOTITE	CHLORITE
N _Z ± 0,001	1.625	1.625
Densité	3.055	2.975 (2)
±	0.003	0.004
Susceptibilité magnétique χ u.e.m.c.g.s. 10 ⁻⁶ (1)	31,2	33,1
	32,8	*

(1) 2 mesures effectuées

(2) densité corrigée.

B - FELDSPATH ALCALIN

1 - Données chimiques (1)

POIDS D'OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE POUR O32	
SiO ₂	64,80	Si	58,81	Si	11,742
Al ₂ O ₃	20,20	Al	21,57	Al	4,307
Fe ₂ O ₃	-	Fe ^{III}	-	Fe ^{III}	-
FeO	0,064	Fe ^{II}	0,05	Fe ^{II}	-
MnO	< 0,005	Mn	-	Ti	-
MgO	0,11	Mg	0,15	Mg	0,030
CaO	0,36	Ca	0,35	Fe ^{II}	0,010
Na ₂ O	3,55	Na	6,23	Mn	-
K ₂ O	11,00	K	12,74	Na	1,244
TiO ₂	< 0,02	Ti	-	Ca	0,070
P ₂ O ₅	0,13	P	0,10	K	2,544
H ₂ O +	0,20	P ₁ = +	113,1	Z	16,049
H ₂ O -	0,50	(2) P ₂ = +	7,2	X	3,898
	<u>100,91</u>	P ₃ = +	3,7		
				Formule simplifiée	
				Or	: 65,9
				Ab	: 32,3
				An	: 1,8

(1) Analyse Laboratoire de Géologie - BRAZZAVILLE
Analyste : M. GARCIA - 1966.

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

2 - Données cristallographiques

- Etude de la triclinicité

L'étude de la réflexion (131) entre 29° et 31°5 en 2θ Cu Kα conduit à une orthose (ou un microlite de très faible triclinicité : < 0,1).

- Etude de la composition des différentes phases

(méthode P. M. ORVILLE - 1960). La phase potassique est pure. La phase sodique provoque une réflexion assez intense à 22°08 en accord avec le taux important en Na₂O révélé par l'analyse chimique.

3 - Thermomètre géologique

Avec un plagioclase ayant une composition voisine de Ab₉₀₋₉₂ An₁₀₋₁₈, la température proposée serait de l'ordre de 600°C à 650°C pour la cristallisation des feldspaths. L'absence de microlite permet de retenir cette indication en tenant compte de nos discussions antérieures.

4 - Autres données

N _z	=	1.525 ± 0,001
N _y	=	1.521 ± 0,001
N _x	=	1.517 ± 0,001
N _z - N _x	=	0.008 ± 0,002
2V _x	=	88°

IV. ETUDE PETROCHIMIQUE. (1)

A - DONNEES CHIMIQUES

L'analyse chimique de l'échantillon-type du Granite de Noire-Goutte (MIN. 17) est présentée dans le tableau n° 37. (p. 411).

B - ANALYSES MODALES

1 - Méthode H. DE LA ROCHE

Les résultats sont :

Quartz	=	25
Feldspaths	=	65
Minéraux colorés	=	10

(1) Nos remarques à propos de l'étude pétrochimique du granite du Bramont (p.393) valent pour le cas présent.

2 - Méthode A. NICOLAS

Les équations (K) et (Na) nous permettent d'avoir une estimation des pourcentages respectifs du feldspath sodi-potassique et du plagioclase. On suppose 3% de muscovite qui représente environ 0,30% de K₂O.

On obtient feldspath sodi-potassique	= 45
plagioclase	= 18
	Total
	= 63

la somme est comparable à celle que nous avons obtenue par la méthode H. DE LA ROCHE.

C - PROBLEME DE CLASSIFICATION

Dans le cadre de la classification modale, les indices modaux sont (28 - 10 - 71 - -). C'est un granite subalcalin leucocrate à biotite, chlorite, muscovite et cordiérite.

V. LES GRANITES A DEUX MICAS (faciès grenu) DE L'ASSOCIATION DES CRETES

• DONNEES GENERALES •

A - ANALYSES RAPPORTEES DANS LA LITTERATURE

Sur le tableau n° 37, les différentes analyses chimiques de granites fins à deux micas sont rapportées. Elles concernent des granites divers qu'il convient de ne pas identifier à l'échantillonnage type étudié dans ce chapitre. L'analogie chimique de ces différents granites, soulignée par E. JEREMINE (1940) nous autorise à les présenter sous la même rubrique. Aucune conclusion d'ordre pétrogénétique ne doit en être tirée pour l'instant.

La composition modale calculée par la méthode graphique est constante d'un échantillon à un autre. Nous pouvons en donner une moyenne :

		écart - type
Quartz	= 31	4
Feldspath	= 62	< 3
Minéraux ferro-magnésiens	= 7	< 3 /

B - LE PROBLEME DE L'HOMOGENEITE DES GRANITES A DEUX MICAS

Nous présenterons une analyse de l'ensemble des granites à deux micas de faciès grenu.

	Moyenne	Ecart-Type échantillons	Ecart-type dosage
SiO ₂	72,66	1,91	0,70
Al ₂ O ₃	14,54	0,92	0,30
FeO+ Fe ₂ O ₃	1,63	0,42	0,10
MgO	0,50	0,35	0,30
CaO	0,90	0,42	0,25
Na ₂ O	3,55	0,27	0,20
K ₂ O	4,94	0,52	0,15
TiO ₂	0,22	0,10	0,07
	<hr/> 98,94		

Ils présentent une homogénéité chimique certaine.

Par rapport aux granites à biotite, ces granites à deux micas sont en moyenne :

- plus riches en SiO₂, K₂O et Na₂O.
- plus pauvres en Al₂O₃ et autres éléments.

Ils sont subalcalins au lieu de monzonitiques.

Nous reprendrons cette discussion p. 432 (fig. n° 96).

•

o o
o

TABLEAU N°37 - ANALYSES CHIMIQUES des GRANITES à DEUX MICAS de L'ASSOCIATION des CRETES.

	MIN. 17	N° 56	N° 57	N° 58	N° 59	N° 60
SiO ₂	69,40	71,10	71,98	72,39	72,72	73,80
Al ₂ O ₃	14,60	13,95	15,00	14,92	14,80	14,35
Fe ₂ O ₃		0,74	0,63	0,79	0,61	0,80
FeO	1,93	1,08	1,07	0,69	0,80	0,81
MnO	0,02	Traces	0,04	0,02	0,02	0,04
MgO	0,99	1,12	0,30	0,30	0,40	0,36
CaO	1,88	1,18	0,98	0,88	0,91	1,32
Na ₂ O	3,42	2,98	3,72	3,80	3,79	3,19
K ₂ O	5,30	6,25	4,78	4,72	4,90	4,36
TiO ₂	0,38	0,40	0,23	0,15	0,18	0,19
P ₂ O ₅		0,30	0,21	0,24	0,25	0,04
BaO		0,05				
P. F.	0,80					
CO ₂						
H ₂ O +		0,62	0,80	0,92	0,71	0,84
H ₂ O -		0,08	0,05	0,09	0,05	0,23
Total	98,72	99,85	99,79	99,91	100,14	100,33
P ₁	- 31,1	+ 15,8	- 35,8	- 37,9	- 34,2	+ 13,5
(1) P ₂	+ 140,1	+ 151,8	+ 166,5	+ 168,7	+ 166,6	+ 198,6
P ₃	+ 55,7	+ 57,3	+ 33,2	+ 28,9	+ 31,0	+ 32,7
Quartz	25 %	27 %	30 %	30 %	30 %	36 %
Feldspaths	65 %	63 %	64 %	65 %	64 %	58 %
Mx. Fe-Mg	10 %	10 %	6 %	5 %	6 %	6 %
$\frac{100 \text{ CaO}}{\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}$	17,74	11,34	10,34	9,36	9,48	14,88

	N°61	N°62	N°63	N°64	N°65
SiO ₂	74,15	74,98	75,80	73,00	69,90
Al ₂ O ₃	13,79	14,47	12,75	16,70	14,65
Fe ₂ O ₃	0,69	0,34	0,84	0,65	0,17
FeO	0,89	1,02	0,38	0,42	2,56
MnO	0,04	0,02	Traces		0,03
MgO	0,18	0,12	0,10	0,25	0,87
CaO	0,75	0,32	0,50	0,45	0,75
Na ₂ O	3,83	3,35	3,54	3,65	3,78
K ₂ O	4,70	4,36	4,60	4,90	5,43
TiO ₂	0,14	0,14	0,07	0,13	0,40
P ₂ O ₅	0,06	Traces	0,21	0,34	0,54
P. F.					0,47
CO ₂					
H ₂ O +	0,53	0,89	1,06	0,19	
H ₂ O -	0,09	0,14	0,09	0,17	(0,13)
Total	99,84	100,15	99,94	100,85	99,55
P ₁	- 36,9	- 21,0	- 25,2	- 21,4	- 19,8
(1) P ₂	+ 179,5	+ 211,9	+ 203,1	+ 178,3	+ 142,0
P ₃	+ 27,3	+ 23,3	+ 19,2	+ 21,8	+ 64,5
Quartz	32 %	38 %	36 %	32 %	26 %
Feldspaths	64 %	58 %	61 %	61 %	62 %
Mx Fe-Mg	4 %	4 %	3 %	7 %	12 %
$\frac{100 \text{ CaO}}{\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}$	8,08	3,99	5,79	5,00	7,53

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE et composition modale déduite.

LEGENDE du TABLEAU N°37 ANALYSES CHIMIQUES des GRANITES à DEUX MICAS de l'ASSOCIATION des CRÈTES.

- MIN. 17 : - Granite à deux micas - échantillon-type
"Granite de Noire-Goutte"
- Sur la route du Col de Grosse-Pierre à Gérardmer.
x = 937,2 ; y = 346,7.
- Analyse nouvelle C. R. P. G.
- N° 56 : - Granite à deux micas finement grenu.
- 2 Km du Col de Grosse-Pierre vers Gérardmer.
- C. FRIEDLAENDER et P. NIGGLI - 1931 p. 373 n° 4.
- Analyste S. PARKER.
- N° 57 : - Granite à deux micas.
- route de Champdray à Liezay.
- E. JEREMINE - 1940 p. 573 n° 5.
- Analyste : Mme TROMBE.
- N° 58 : - Granite à deux micas.
- Est de Blanfeing.
- E. JEREMINE - 1940 p. 573 n° 6.
- N° 59 : - Granite à deux micas et cordiérite.
- Noiregoutte.
- E. JEREMINE - 1940 p. 573 n° 3.
- Analyste : Mme TROMBE.
- N° 60 : - Granite à deux micas.
- près d'Epinal.
- E. JEREMINE - 1940, p. 573 n° 8.
- Analyste : F. RAOULT.
- N° 61 : - Granite à deux micas et cordiérite.
- Pente S.E. de la Colline de Vologne.
- E. JEREMINE - 1940 - p. 573 n° 2.
- Analyste : F. RAOULT.
- N° 62 : - Granite à deux micas.
- Grande - Combe.
- E. JEREMINE - 1940 - p. 573 n° 2.
- Analyste : F. RAOULT.
- N° 63 : - Granite à deux micas.
- Colline de Vologne.
- E. JEREMINE - 1940 - p. 573 n° 1.
- Analyste : Mme TROMBE.
- N° 64 : - Granite à grain fin.
- Eschbach - (Haut-Rhin),
- J. JUNG - 1955 p. 83 n° E.
- Analyste : P. BLOT.
- N° 65 : - Granite à deux micas.
- Gérardmer - sur la route du Col de Grosse-Pierre.
- Analyse Nouvelle.
- Analyste : S. KANDARE, Laboratoire de Géologie de BRAZZAVILLE, 1967.
-

DEUXIEME PARTIE

LES GRANITES

B

1 - Association des Crêtes

CHAPITRE XXVII

GRANITE PORPHYROÏDE A DEUX MICAS TYPE «GRANITE DES MORTES»

1. LOCALISATION ET CONDITIONS DE GISEMENT.

A - CONDITIONS DE GISEMENT

Une mention spéciale doit être faite d'un granite porphyroïde à deux micas qui s'allonge en bande étroite le long de la faille de Retournemer. Son contact Est est broyé et se confond avec cette fracture majeure ; à l'Ouest, il est intrusif dans le Granite des Crêtes en bordure duquel il développe souvent des faciès fins de contact. Dans la région de La Bresse, il est responsable de la masse importante de granophyre qui affleure au Moyemont.

Cette lame de Granite des Mortes, fortement redressée, a une puissance d'environ 2 km à Retournemer. Après un élargissement à la hauteur de La Bresse, elle se rétrécit et n'a plus que 200 à 300 mètres de large vers Cornimont.

Un autre gisement de ce même granite a été signalé par J. JUNG (1928). Il est représenté par une mince lame située sur le trajet de la faille de la Thur, à l'Ouest de la ferme du Bramont.

B - LOCALISATION DE L'ECHANTILLON-TYPE MIN. 25

L'échantillon-type MIN. 25 a été prélevé sur le chemin forestier qui longe la rive gauche du ruisseau de la Grande Basse entre le Col des Faignes-sous-Vologne et le Lac de Lispach, (point de coordonnées $x = 944,300$; $y = 348,700$ sur la feuille Muns-ter 1/25.000 - n° 1-2). L'appellation "Granite des Mortes" vient du "Hameau des Mortes" où ce granite est bien représenté. ($x = 943,3$; $y = 344,7$).

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE.

A - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

C'est un granite porphyroïde à deux micas présentant une chlorite en taches noires-violacées et du quartz en grains subautomorphes (ce fait lui valait la désignation de "granulite"). Le reste de la roche est constitué de larges cristaux de feldspaths jaune-orangés et blancs. De petites taches verdâtres, fantômes de cordiérite recristallisée, sont décelables.

B - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

La roche est essentiellement constituée par une association de feldspaths sodi-potassiques, de quartz et de plagioclase. Les autres minéraux sont en faible quantité.

- La chlorite, en larges cristaux, à polychroïsme vert-jaune pâle, est le produit d'une recristallisation de biotite, minéral visible dans d'autres échantillons.

- La muscovite abondante existe sous plusieurs formes :

- En cristaux bien formés autonomes
- En bandes associées à la chlorite (surtout à la périphérie de cette dernière).
- En recristallisation de cordiérite.
- En fines aiguilles de séricite dans le coeur des plagioclases et en perthites dans le microcline.

- La cordiérite, en grosses plages, apparaît totalement transformée en phyllites et en produits isotropes.

- Le plagioclase subautomorphe a une basicité correspondant à la limite albite-oligoclase. L'angle des axes optiques ($2V_z = 84^\circ$) correspond à cette basicité sur les courbes de basse température. Les lois de macles sont très variées : Albite Carlsbad, Albite Ala B, Manebach, Acline A, Péricline. La bordure de ces plagioclases, souvent limpide, présente une basicité plus élevée que celle du centre.

- Le feldspath alcalin existe sous deux formes :

- Rares cristaux de petite taille subautomorphes souvent maclés (Carlsbad) avec un angle des axes optiques $2V_x$ voisin de 62° - 66° et sans perthite visible.

- Grands cristaux à contours sinueux et englobant les autres éléments. Ce sont des xénoblastes de microcline largement perthitique. L'angle des axes optiques varie d'un individu à l'autre.

- Le quartz abondant, en cristaux arrondis à tendance subautomorphe, possède des inclusions de séricite.

L'ensemble de la roche montre des figures de cataclase en rapport avec le broyage important dû à la faille de Retournermer.

C - ORDRE DE CRISTALLISATION

Deux étapes de cristallisation apparaissent. La première correspond à la présence de chlorite, de cordiérite, de plagioclase, de quartz et de petits feldspaths. La seconde se rapporte à une blastisation intense.

Le microcline se développe en larges xénocristaux englobant les autres minéraux et corrodant les anciens plagioclases. Le phénomène s'accompagne d'une recristallisation de plagioclase en couronnes et en petits cristaux plus basiques ; l'apparition de myrmékite est liée à cette transformation. Le quartz recristallise et une large part de muscovite s'exprime. Elle se retrouve associée en taches ou en "perthites" dans le microcline.

D - FACIES DE BORDURE ET FILONS ASSOCIES

L'interprétation précédente s'appuie sur l'étude des faciès de bordure au contact du Granite des Crêtes et des appendices filoniens.

En bordure du massif des Mortes les deux générations de plagioclase et de feldspath alcalin sont toujours présentes mais la seconde phase de cristallisation devient discrète. La texture est plus finement grenue. Au contact et dans les filons encore proches de la masse principale, puis dans les filons plus éloignés, ce phénomène s'accuse. La seconde phase n'intervient plus. La roche contient beaucoup de plagioclase acide (albite) homogène et du feldspath sodi-potassique subautomorphe. La pâte est souvent micropegmatitique. Si le microcline apparaît, il reste en petits cristaux xénomorphes interstitiels. Le phénomène de blastisation n'a pas lieu et, par voie de conséquence, la muscovite devient rare pour disparaître dans les faciès les plus finement microgrenus.

III. ETUDE MINERALOGIQUE.

A - PHYLLITE : DELESSITE

1 - Données chimiques

POIDS D'OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE POUR O ₂₈	
SiO ₂	30,10	Si	33,92	Si	6.237
Al ₂ O ₃	19,86	Al	26,33	Al	1.763
Fe ₂ O ₃	10,45	Fe ^{III}	8,83		
FeO	21,00	Fe ^{II}	19,72	Al ^{VI}	3.078
MnO	0,49	Mn	0,47	Ti	0.368
MgO	2,85	Mg	4,82	Fe ^{III}	1.624
CaO	0,36	Ca	0,43	Fe ^{II}	3.626
Na ₂ O	0,16	Na	0,35	Mn	0.086
K ₂ O	2,00	K	2,88	Mg	0.886
TiO ₂	2,36	Ti	2,00	Ca	0.079
P ₂ O ₅	0,26	P	0,25	Na	0.064
* P. F.	9,84	P ₁ =	31,0	K	0.530
CO ₂	0,28	(1) P ₂ =	115,0	P	0.046
H ₂ O TOT.	9,20	P ₃ =	523,1	Z	8.000
Total	99,73			Reste	10.387
				Fe ^{II} +Fe ^{III}	= 5,250
				Fe ^{II} +Fe ^{III}	= 0,8556
				Fe ^{II} +Fe ^{III} +Mg	

(1) Paramètres H. DE LA ROCHE

C'est une chorite oxydée (Fe₂O₃=10,45) de la famille de la DELESSITE, à la limite des chamosites (Si = 6.237).

2 - Données cristallographiques

Les principales réflexions sont :

CHLORITE MIN. 25	
2θ Cu Kα	d
6,18	14,3
12,42	7,12
18,72	4,74
25,16	3,54
31,62	2,827

3 - Autres données

Densité = 3,070 ± 0,005.

B - FELDSPATH ALCALIN

1 - Données chimiques

POIDS D'OXYDES (1)		MONOCATIONIQUES		FORMULE POUR O ₃₂	
SiO ₂	64,90	Si	59,27	Si	11,813
Al ₂ O ₃	19,75	Al	21,22	Al	4,229
Fe ₂ O ₃	-	Fe ^{III}	-		
FeO	0,054	Fe ^{II}	0,04	Fe ^{III}	-
MnO	0,005	Mn	-	Ti	
MgO	0,07	Mg	0,10	Mg	0,020
CaO	0,17	Ca	0,16	Fe ^{II}	0,008
Na ₂ O	3,20	Na	5,66	Mn	
K ₂ O	11,50	K	13,41	Na	1,128
TiO ₂	0,02	Ti		Ca	0,032
P ₂ O ₅	0,18	P	0,14	K	2,673
H ₂ O +	0,021			P	0,028
H ₂ O -	0,46			Z	16,042
Total	100,494	P ₁ = +	138,5	X	3,889
		(2) P ₂ = +	10,7	<u>Formule simplifiée</u>	
		P ₃ = +	2,6	Or =	69,8
				Ab =	29,4
				An =	0,8

(1) Analyse Laboratoire de Géologie BRAZZAVILLE.
Analyste M. GARCIA 1966.

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

2 - Données cristallographiques

- étude de la triclinicité. L'examen des réflexions (131) et (1 $\bar{3}$ 1) révèle la présence d'un feldspath alcalin dont la triclinicité varie de zéro à 0,9 avec un maximum d'intensité pour une triclinicité de l'ordre de 0,1.

- étude de la composition des différentes phases (P.M. ORVILLE, 1960).

La phase potassique est pure. La phase sodique est responsable d'une réflexion à 22° 12 et des perthites visibles au microscope.

3 - Thermomètre géologique

La présence d'un plagioclase acide (Ab₉₀An₁₀) et d'un feldspath alcalin (Or₇₀Ab₃₀) conduit à une température de formation voisine de 600° C pour les feldspaths (ceci avec les réserves habituelles).

IV. ETUDE PETROCHIMIQUE.

A - DONNEES CHIMIQUES

L'analyse chimique de l'échantillon-type du Granite des Mortes (MIN. 25) est présentée sur le tableau n° 38).

B - ANALYSES MODALES

1 - Méthode H. DE LA ROCHE.

Les résultats sont :

Quartz	= 33%
Feldspaths + Muscovite	= 57%
Minéraux ferro-magnésiens ..	= 10%

2 - Méthode A. NICOLAS.

On estime le pourcentage de la muscovite à 6% au plus. Les équations (K) et (Na) permettent d'avoir une estimation des pourcentages respectifs du feldspath sodi-potassique (environ 41%) et du plagioclase (environ 18%).

C - PROBLEME DE CLASSIFICATION

Dans le cadre de la classification modale, les indices modaux sont (37 - 10 - 69 - -). C'est un granite subalcalin leucocrate à chlorite, muscovite et cordièrite.

En dehors de sa texture porphyroïde, il a le même chimisme et les mêmes minéraux que le granite de Noire-Goutte.

V. LES GRANITES PORPHYROIDES A DEUX MICAS DE L'ASSOCIATION DES CRETES -
DONNEES GENERALES.

A - ANALYSES RAPPORTEES DANS LA LITTERATURE

Sur le tableau n° 38, sont rapportées différentes analyses chimiques.

1- Granites porphyroïdes à deux micas de l'association des Crêtes. MIN. 25 et n° 66 à 68.

2- Microgranite à deux micas représentant le faciès de bordure et les filons associés dont nous parlions p.415.

Il est un peu plus riche en SiO_2 et plus pauvre en Al_2O_3 .

3- Granite de RAON-L'ETAPE voisin de notre granite des MORTES. Notons cependant qu'il est plus riche en SiO_2 et nettement plus pauvre en Al_2O_3 .

B - PROBLEME DE L'HOMOGENEITE DES GRANITES PORPHYROIDES
A DEUX MICAS

La grande homogénéité chimique de ces granites porphyroïdes à deux micas de l'association des Crêtes nous autorise, malgré le petit nombre d'analyses connues, à présenter une analyse moyenne.

	Moyenne exacte
SiO_2	70,36
Al_2O_3	15,00
$\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,15
MnO	0,05
MgO	0,86
CaO	1,30
Na_2O	3,31
K_2O	5,23
TiO_2	0,50
P_2O_5	0,23
P. F.	0,79
Total	99,78

Si l'on compare cette analyse moyenne à celle des granites à deux micas à faciès grenu, on remarque que les granites porphyroïdes sont :

- plus riches en Al_2O_3 et K_2O .
- moins riches en SiO_2 et Na_2O .

TABLEAU N°38 : ANALYSES CHIMIQUES des GRANITES PORPHYROÏDES à DEUX MICAS de l'ASSOCIATION DES CRETES (MIN. 25 et n° 66 à n° 70)

	MIN. 25	N° 66	N° 67	N° 68	N° 69	N° 70 RAON
SiO ₂	72,60	70,10	68,71	70,04	73,70	74,50
Al ₂ O ₃	14,50	14,84	15,41	15,25	14,20	12,50
Fe ₂ O ₃	1,63	tr.	0,29	tr.	0,50	1,49
FeO		2,20	2,24	2,24	0,85	
MnO	0,04	0,05	0,06	0,07	-	0,03
MgO	0,29	0,86	1,22	1,08	0,50	0,29
CaO	0,49	1,62	1,72	1,36	0,55	0,64
Na ₂ O	3,17	3,41	3,26	3,40	3,45	3,83
K ₂ O	5,40	5,05	5,49	4,99	5,65	5,17
TiO ₂	0,11	0,62	0,62	0,66	tr.	0,18
P ₂ O ₅		0,23	0,20	0,28	0,25	
P. F.	0,82					0,45
H ₂ O +		0,50	0,64	0,78	1,00	
H ₂ O -		0,24	0,12	0,06	0,15	
Total	99,05	100,20	100,06	100,34	100,80	99,08
P1	+ 3,9	- 31,5	- 19,1	- 27,8	- 0,9	- 24,9
P2	+180,3	+152,7	+139,2	+157,0	+171,8	+172,8
P3	+ 30,7	+ 59,9	+ 73,0	+ 66,4	+ 30,6	+ 29,7
Quartz	33 %	27 %	25 %	28 %	31 %	31 %
feldspaths	57 %	63 %	62 %	60 %	63 %	59 %
Mx Fe-Mg	10 %	11 %	13 %	12 %	6 %	10 %
$\frac{100 CaO}{CaO+Na_2O+K_2O}$	5,41	16,07	16,43	13,95	5,70	6,64

Légende du tableau n° 38 :

ANALYSES CHIMIQUES DES GRANITES PORPHYROIDES A DEUX MICAS DE
L'ASSOCIATION DES CRETES (MIN. 25 et n° 66 à 70) - (Type Granite des Mortes).

- MIN. 25 : Echantillon-type du Granite des Mortes.
: Entre le Col des Faignes - sous - Vologne
et le Lac de Lispach (x = 944,3 ; y = 348,7).
: Analyse nouvelle.
: C. R. P. G. - méthode spectrochimique.
- N° 66 : Granite porphyroïde à deux micas.
Cuvette de Sechemer, près du Lac des Corbeaux.
E. JEREMINE, 1940 p. 573 n° 10.
Analyste : F. RAOULT (CO₂ = 0,48).
- N° 67 : Granite porphyroïde à deux micas.
: Ruisseau de la Petite-Goutte.
: E. JEREMINE, 1940 p. 573 n° 11.
: Analyste : F. RAOULT (ZrO₂ = 0,08).
- N° 68 : Granite porphyroïde à deux micas.
: Près du Tholy.
: E. JEREMINE, 1940, p. 573, n° 9.
: Analyste : F. RAOULT (F = 0,13).
- N° 69 : Microgranite à deux micas (faciès microgrenu).
: Le Haut des Bluches, 3 km à l'Est de la Bresse
(x = 942,02 ; y = 343,76 ; z = 800).
: HUYN HUU NGHIEP. 1962, p. 15.
: Analyste : Mme B. TAISNE.
- N° 70 : Granite porphyroïde à deux micas.
: Raon l'étape.
: Analyse nouvelle.
: C. R. P. G. - méthode spectrochimique.

o o

o

•

DEUXIEME PARTIE

LES GRANITES

B

1 - Association des Crêtes

CHAPITRE XXVIII

RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS GRANITES DE L'ASSOCIATION DES CRETES

I. INTRODUCTION.

En 1929, dans son mémoire sur la géologie des Vosges hercyniennes, J. JUNG distingue des ensembles granitiques :

- au Nord, les granites du Champ-du-Feu
- au Sud, le granite porphyroïde des Vosges centrales, ou "Granite des Crêtes", dont le granite du Ballon d'Alsace représente, dans sa partie méridionale, une variation latérale de faciès.

Nous avons restreint le contenu du terme "Granite des Crêtes" qui désigne maintenant uniquement le granite à biotite et actinote magnésienne (p. 9 et Cl. GAGNY 1959, p. 3). En 1959 (1), nous définissions deux types d'associations granitiques dans les Vosges :

- les granites de l'association des Crêtes de type syénito-granitique.
- les granites de l'association du Champ-du-Feu, de type diorito-granitique.

(1)

Avant cette publication, cette distinction a été établie pour la première fois par J. JUNG et Cl. GAGNY au cours de l'excursion de l'Association pour l'étude des zones profondes de l'écorce terrestre en 1957/ (livret-guide réalisé sous la direction de J. JUNG).

Tous les granites que nous venons de décrire, constitueraient, avec le Granite des Crêtes s. str., "l'association des Crêtes".

Nous nous proposons dans ce chapitre de donner quelques précisions sur les relations de ces granites entre eux et avec les formations encaissantes. Nous discuterons aussi la signification "pétrogénétique" de cette association.

II. RELATIONS DES GRANITES DE L'ASSOCIATION DES CRETES ENTRE EUX ET AVEC LES FORMATIONS ENCAISSANTES

A - RELATIONS AVEC LES FORMATIONS ENCAISSANTES

1 - Relations avec les séries sédimentaires.

Les granites de l'association des Crêtes sont intrusifs dans les formations sédimentaires d'âge viséen. Ils recoupent non seulement la stratification des schistes et grauwackes des séries d'Oderen et du Markstein, mais encore les accidents tectoniques qui les affectent (Surface de charriage ou "ligne des Klippes" de la haute vallée de la Thur). Tous les granites de l'association peuvent venir au contact des séries viséennes ; il apparaît généralement un faciès de bordure à pyroxène pour le Granite des Crêtes. Un métamorphisme de contact se développe largement dans les assises sédimentaires ; il affecte la presque totalité de la série du Markstein (en ne respectant qu'une zone centrale) et la partie septentrionale de la série d'Oderen.

2 - Relations avec les granites et les diorites du Massif du Ballon d'Alsace.

Au contact des granites et des diorites de la région du Ballon d'Alsace, au Sud du Thillot, les granites de l'association des Crêtes présentent un faciès de bordure identique à celui que l'on observe au voisinage des formations sédimentaires.

Mais dans certaines régions, à l'Est de Fresse par exemple, ou au Col du Page, le passage se fait progressivement entre le Granite des Crêtes et le Granite des Ballons. MICHEL-LEVY (1910, p. 819) pense que le Granite des Ballons et le Granite des Crêtes ont de ce fait le même âge.

Ainsi, ces deux granites seraient pénécontemporains avec un léger décalage si l'on veut admettre que le faciès de bordure du Granite des Crêtes est l'indication d'un âge relatif plus récent. Ce problème est discuté dans les conclusions de notre mémoire principal.

3 - Relations avec les gneiss encaissants.

Elles sont variées :

- le granite porphyroïde à deux micas constitue une étroite lame redressée qui vient au contact du gneiss, notamment dans la région de Longuemer. Le granite présente alors/au contact, des faciès de bordure saccharoïdes, et envoie de nombreux filons dans la masse des formations cristallophylliennes : il est donc intrusif.

- les granites à deux micas n'ont pas de contact franc avec les formations gneissiques et le passage progressif doit être envisagé. Ces observations sont valables aussi bien dans la région de Martinpré qu'aux abords de la lentille de gneiss du Col de Grosse Pierre.

- Le Granite des Crêtes présente souvent au contact des gneiss un faciès noir interprété comme le résultat de la différenciation par gravité. La durbachite est l'aboutissement de ce phénomène de différenciation et se situe sous la lame de granite dans la région de Sainte-Marie-aux-Mines, Sainte-Croix-aux-Mines.

Le contact du Granite des Crêtes avec les formations gneissiques encaissantes est de type intrusif et n'indique aucun lien génétique. L'hypothèse d'un front basique doit être abandonnée dans sa conception originelle. Le Granite des Crêtes s'est mis en place entre le socle cristallophyllien et la couverture sédimentaire. Il a normalement développé ses faciès les plus basiques vers la semelle du gisement, contre les gneiss.

B - RELATIONS DES DIFFERENTS TYPES DE GRANITES DE L'ASSOCIATION DES CRETES ENTRE EUX.

Les relations entre les différents types de granites de l'Association des Crêtes sont difficiles à mettre en évidence, car elles se font le plus souvent par l'intermédiaire de failles importantes.

1 - Relations entre Granite des Crêtes et Granite à biotite.

La principale lame de Granite des Crêtes se trouve séparée du granite à biotite par le granite porphyroïde à deux micas et la faille de Retournermer.

Mais dans les massifs moins profonds de Granite des Crêtes, on peut voir ce granite à amphibole passer progressivement au granite à biotite par pente progressive de l'actinote. Pourtant ces deux types de granites représentent deux entités parfaitement bien définies et différentes. Il est vraisemblable que le granite à biotite s'est mis en place un peu après le granite à amphibole.

2 - Relations entre granite à biotite et granite à deux micas.

Le granite à biotite peut passer localement et de manière progressive à des granites à deux micas. Par exemple, à la tête du Baudret, un granite porphyroïde à biotite passe successivement à un granite à biotite dépourvu de phénoblastes puis à un granite à biotite et muscovite (environs du Grand-Clos). Le même phénomène est visible dans la région du village du Ventron.

Mais en général, les granites à deux micas sont intrusifs dans les autres granites (granite à biotite et granite des Crêtes).

3 - Essai de chronologie des différents granites.

Nous pouvons esquisser la chronologie relative suivante :

III	Granites à deux micas	porphyroïdes grenus
II	Granite à biotite (localement à muscovite)	
I	Granite des Crêtes Granite des Ballons	

III. RAPPORT ENTRE LA LOCALISATION DES GRANITES DE L'ASSOCIATION DES CRETES ET LA TECTONIQUE.

A - LOCALISATION DES PRINCIPALES FRACTURES

1 - Introduction.

La région étudiée est affectée par un système de fractures importantes (fig. n°94).

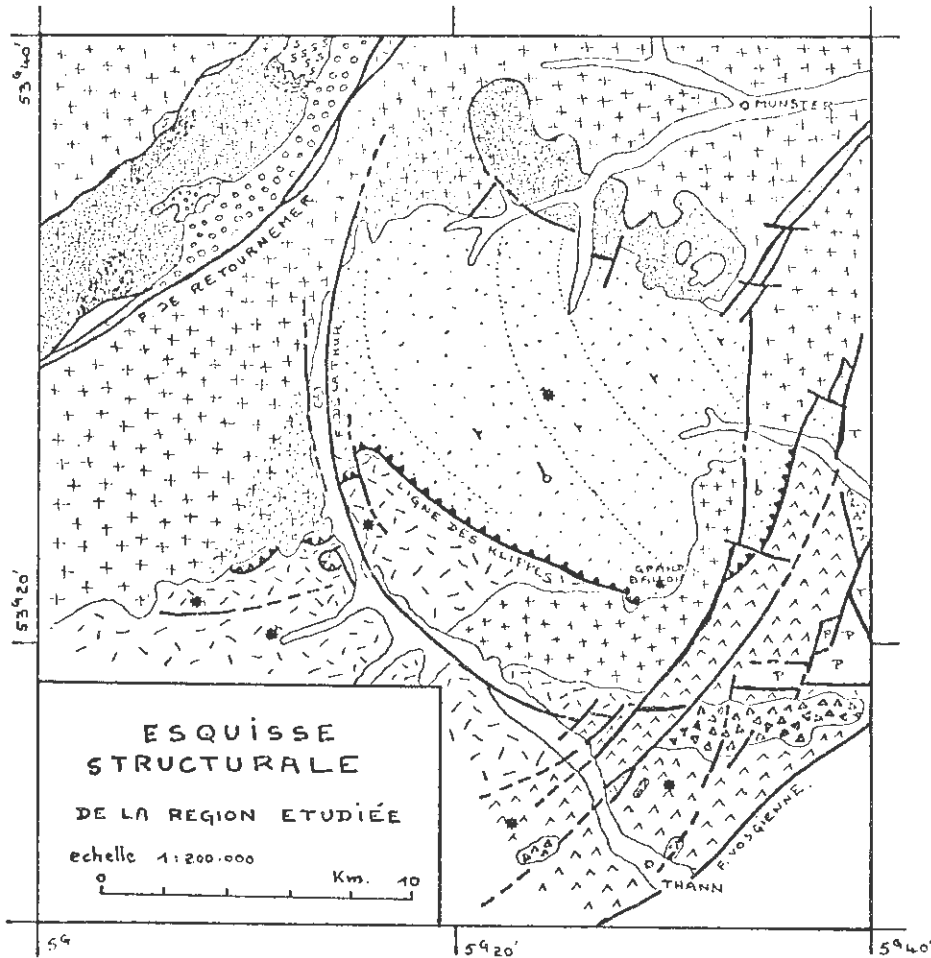
a - Un premier type de fractures s'organise en un faisceau de failles qui, orientées vers le Nord-Est dans la région de Retournermer, divergent vers le Sud, en éventail, de part et d'autre de cette direction. Ce type de faille se retrouve en bordure du fossé rhénan.

b - Un second type de faille s'oriente perpendiculairement aux précédentes.

c - La faille de la vallée de la Thur, parallèle à la direction Nord-Est au nord de Wildenstein, s'incurve vers Oderen puis Bitchwiller ; décrochée vers le Nord par les failles de la bordure du fossé rhénan à hauteur de Willer-sur-Thur, elle semble se poursuivre perpendiculairement à ces dernières au Nord du Vieil Armand.

Figure n° 94

ESQUISSE STRUCTURALE DE LA REGION ETUDIEE.



Gneiss

Formations volcano-sédimentaires.



Série d'Oderen



Série de Thann



Série du Markstein (avec alignement de la grauwacke grossière à ovoïdes à ciment calcaire).



Rhyolite du Molkenrain

*

Principaux appareils volcaniques présumés du Viséen supérieur.

- série d'Oderen : Oderen - Tête des Russiers - Husselberg.
- série de Thann : Thanner Hubel et Baecherkopf.
- série du Markstein : Klintzkopf.

Granites.



Granite des Crêtes.



Granite à biotite et Granite à deux micas de l'Association des Crêtes.



Granodiorite (intermédiaire entre Granite des Crêtes et Granite des Ballons).

P

:

Permien

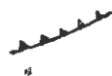
T

:

Trias



Failles importantes.



Ligne des klippes.

Chevauchement de la série du Markstein

- sur la série d'Oderen, à l'Ouest.
- sur la série de Thann, à l'Est.

2 - Système de failles en faisceau divergent vers le Sud.

Les principales failles appartenant à ce faisceau sont, d'Ouest en Est :

a- la faille de Cerceneux, au Nord du Col de Grosse-Pierre. Elle met en contact granite à deux micas et Granite des Crêtes. Elle est jalonnée par une zone broyée et des panneaux de gneiss. Vers le Sud, elle est relayée par un contact intrusif entre ces deux granites.

b- la faille du Chajoux, au N E de La Bresse, est responsable d'une zone broyée tout le long de la vallée du Chajoux.

c- la faille de Retournermer est l'accident le plus important des Vosges. Mise en évidence par J. JUNG en 1928 sur sa carte des Vosges hercyniennes 1/200.000ème (faille de Liepvre-la-Bresse), elle affecte tout le massif des Vosges depuis la dislocation de Lubine jusqu'aux environs de Lure.

Cette fracture passe à l'Est du Lac de Retournemer et au Col de Faignes-sous-Vologne ; elle longe la vallée de la Moselotte, puis passe au Lac des Corbeaux, à Cornimont pour se poursuivre vers le Sud.

Sur la feuille de Munster, cette cassure majeure sépare granite à biotite et granite porphyroïde à deux micas. Sur son parcours, ces granites sont fortement broyés sur une largeur pouvant atteindre 1 kilomètre. Dans cette zone broyée, se trouvent inclus tectoniquement des lambeaux de diverses formations :

- roches sédimentaires viséennes (schistes et grauwackes) à hauteur du Lac de Retournemer jusqu'au Col de Faignes-sous-Vologne.
- gneiss : un lambeau en face du confluent du ruisseau du Chitelet et de la Moselotte ; un panneau en face du hameau des Belles-Huilles.
- tufs albitophyriques et granodiorite (proche du Granite des Ballons) à hauteur de la chapelle du Brabant.

d- La zone broyée de l'Adamskopf est sensiblement parallèle à la vallée de la Thur. Elle est jalonnée au Nord par de petits massifs intrusifs de granite à deux micas et vient prendre en écharpe le Schlossberg pour passer sous le barrage de Wildenstein.

e- La fracture de la vallée de la Thur est particulièrement intéressante car son réjeu postérieur à la mise en place des granites peut être analysé.

- à l'Est, entre la ferme du Bramont et la route des Crêtes, le Granite des Crêtes plonge vers le Sud sous la série du Markstein avec un pendage de 20° à 30° et une direction E N E.
- à l'Ouest, au Nord du Thalhorn et jusqu'au Drumont, ce même granite plonge dans le même sens.

On peut ainsi estimer le rejet vertical de cette faille à environ 2 km à 2 km 500 avec abaissement relatif du compartiment situé à l'Est. Un résultat comparable est déduit de l'examen de la ligne des Klippes qui est décalée du Signal de Kruth à l'Est, au Thalhorn à l'Ouest de la faille.

f- Toutes les failles citées jusqu'ici forment un faisceau resserré vers le Nord entre le Lac de Retournemer et le Col du Bonhomme. Ce faisceau divergent vers le Sud est symétrique de celui qui s'ouvre, vers le Nord-Est, dans le triangle de Bonhomme-Liepvre-Ribeauvillé.

g- Trois fractures importantes existent en bordure du fossé rhénan.

- l'une passe à Willer-sur-Thur et limite vers l'Est le granite, puis va rejoindre le fossé d'effondrement de Wasserbourg.
- l'autre passe à Bitschwiller. Elle est jalonnée par des émissions de rhyolite du Molkenrain et va rejoindre le fossé d'effondrement de Schweighouse.
- la troisième est la faille vosgienne proprement dite ; elle sépare le socle hercynien des formations plus récentes des collines sous-vosgiennes.

3 - Système de failles transversales.

Elles sont nombreuses, mais d'importance plus limitée. Nous en citerons quelques-unes du Nord au Sud.

- l'une suit la dépression qui va du Col de Faignes-sous-Vologne au Lac de Lispach.

- une autre a dû jouer un rôle important au cours de la mise en place des granites, et avoir ensuite, de la difficulté à rejouer. Elle passerait dans le champ filonien au Sud du Col de Grosse-Pierre, au niveau des amas de granophyre de Moyenmont, près de La Bresse ; elle serait aussi responsable de l'alignement du contact entre Granité des Crêtes et série du Markstein entre la ligne des Crêtes et le Petit Ballon.

- la faille du Col de Bussang.

B - LA LIGNE DES KLIPPES

Enfin nous devons rappeler l'existence de la ligne des Klippes. Elle représente une surface de chevauchement de la série du Markstein sur la série d'Oderen vers l'Ouest et sur celle de Thann vers l'Est. Cette surface anormale est reprise dans un plissement d'axe N N W à plongement nord peu accentué, comparable à celui des séries viséennes.

C - AGE DES FAILLES

Les plus grandes fractures, et notamment la faille de Retournermer, recourent indifféremment gneiss, séries viséennes et granites intrusifs dans ces sédiments. On est donc certain qu'elles sont post-viséennes et ont rejoué après la mise en place des granites.

Une détermination précise de leur âge est difficile. On admet généralement que la phase principale de la dislocation de Retournermer est post-viséenne et ante-houillère (phase Sudète). Le coincement de lambeaux de houiller serait la conséquence de rejeux ultérieurs. Ainsi, la signification tectonique de la faille de Retournermer, dans les Vosges est tout à fait comparable à celle des classiques "sillons houillers" du Massif Central français.

Il convient de remarquer que ces fractures étaient déjà actives au moment de la mise en place des granites de l'Association des Crêtes (la disposition de ces derniers l'atteste) et au moment de l'épanchement des rhyolites du Molkenrain. On peut donc admettre que plissement, chevauchement et tectonique cassante correspondent à la phase Sudète entre Viséen et Namurien. (Ces conclusions sont en accord avec les données du tableau de la page 365).

D - RELATIONS ENTRE LA TECTONIQUE ET LA MISE EN PLACE DES GRANITES (Figures 94 et 95).

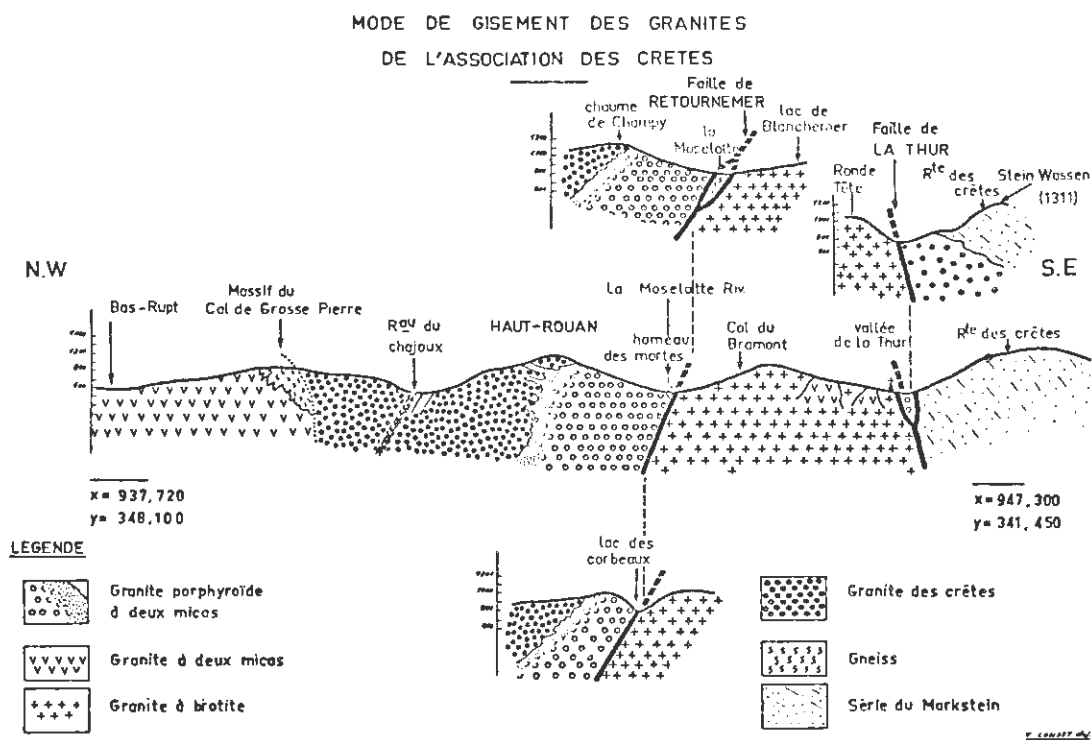
La disposition des granites montre qu'ils se sont mis en place en relation étroite avec les éléments de la tectonique. Ils se disposent :

- en lames très allongées, limitées par les failles N N E. Leurs gisements s'évasent

vers le Sud au moment de la divergence du faisceau. Nous citerons la lame de Granite des Crêtes et celle du Granite des Mortes qui "suivent" la faille de Retourner sur quelques dizaines de kilomètres.

- en massifs intercalés dans la surface de chevauchement ; ainsi le Ballon de Guebwiller est ceinturé vers le Sud par la ligne des Klippes ; il repose sur un petit massif de granite à toit subhorizontal et limité vers l'Est par une fracture. De même, la région de Kruth ou du Thalhorn montre de nombreuses apophyses de microgranite injectées dans la ligne des Klippes.

Figure N° 95.



Ainsi, la mise en place des granites de l'Association des Crêtes a été soumise au contrôle de la tectonique. Ces granites tout comme celui des Ballons ou la rhyolite du Molkenrain, sont postérieurs à la phase tectonique Sudète qui a affecté les séries volcano-sédimentaires d'âge viséen. Nous sommes amenés à proposer un âge Namurien à ces manifestations magmatiques.

Le rejeu ultérieur des failles a créé un système horst-graben. Grâce à l'érosion, le socle cristallophyllien apparaît dans la région de Gerardmer et les formations permienes près de la faille vosgienne. Des conditions favorables à cette architecture étaient acquises dès la phase Sudète.

IV. ETUDE PETROCHIMIQUE DES GRANITES DE L'ASSOCIATION DES CRETES.

A - INTRODUCTION

Les données chimiques des granites de l'Association des Crêtes concernent :

- le Granite des Crêtes
- les Granites à biotite
- les Granites à deux micas.

Nous nous proposons de discuter la validité du groupement de ces différents granites sous l'appellation d'Association des Crêtes.

B - PARTICULARITE DU GRANITE DES CRETES

Le Granite des Crêtes, entité parfaitement définie, possède un particularisme certain qui s'exprime :

- dans sa composition minéralogique originale
- dans ses caractéristiques chimiques très différentes de celles des autres granites.

Ces caractères singuliers sont bien mis en évidence sur les différentes courbes proposées (figures n° 96 à 99, pages suivantes). Le Granite des Crêtes se distingue des autres granites par des teneurs :

- plus faibles en SiO_2 et Na_2O
- plus fortes en MgO , CaO , K_2O , TiO_2 et $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$.

Il ne peut donc pas être considéré comme un terme d'évolution à partir des autres types ; même s'il y a passage continu avec le granite à biotite, ce fait doit être tenu pour accidentel (ce serait le cas des granites de la région du Lac Blanc). En général, il y a une nette coupure entre le Granite des Crêtes et les autres types de granites de cette association.

C - GRANITES A DEUX MICAS ET GRANITES A BIOTITE

Par contre, le chimisme des granites à deux micas est comparable à celui des gneiss granitiques et des gneiss leptyniques (voir conclusions générales). En accord avec les observations de terrain, il est possible d'envisager leur origine par remobilisation totale de ces roches cristallophylliennes.

On observe une continuité de l'évolution des caractères minéralogiques et chimiques entre ces granites à deux micas et les granites à biotite.

Figure n° 96 :

Représentation graphique du chimisme comparé des granites de l'Association des Crêtes à l'aide des moyennes et des écarts-types.

note : pour SiO_2 lire $\text{SiO}_2 + 60$
 pour Al_2O_3 lire $\text{Al}_2\text{O}_3 + 10$

- Granite des Crêtes (p. 85 - et figure n° 72)
 cercle : moyenne
 trait fort : écart-type
 étoile : pôle chimique du "type clair" (p. 85)
- Granite à biotite (p.397)
 point : moyenne
 bande grisée : écart-type
- Granite à deux micas (p.410)
 point : moyenne
 bande blanche : écart-type
- Granite porphyroïde à deux micas (p.419)
 carré : moyenne.

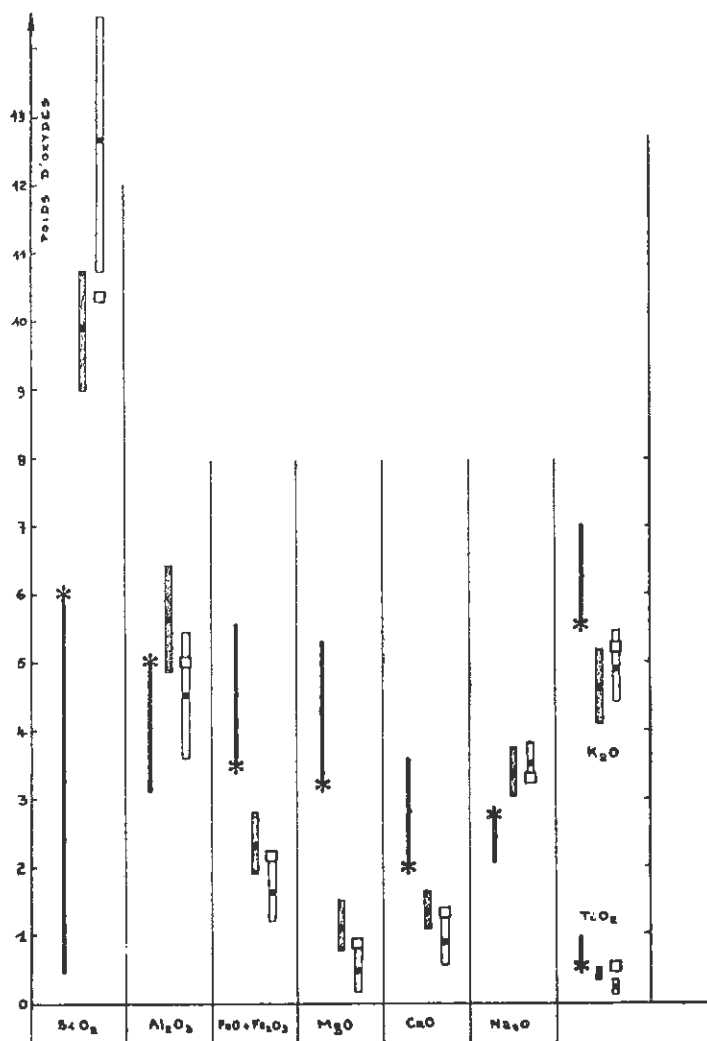
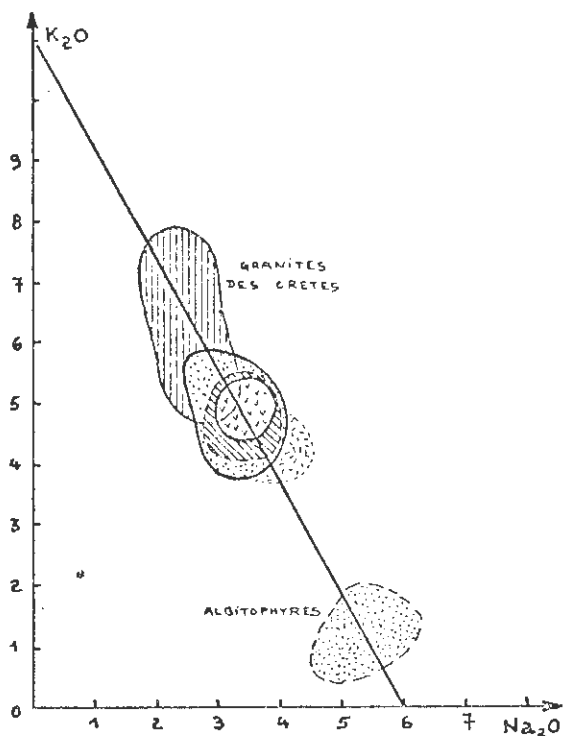


Figure N° 97 - Variations chimiques des granites de l'Association des Crêtes comparées à celles de roches magmatiques des Vosges méridionales.

Diagramme K_2O-Na_2O ; diagramme $MgO-K_2O$; diagramme $MgO-CaO$.



LEGENDE.

ASSOCIATION DES CRÊTES.

- GRANITE DES CRÊTES
- GRANITE A BIOTITE
- GRANITE A 2 MICAS

GRANITE DES BALLONS.



VOLCANISME.

- ALBITOPHYRE
- LATITE
- RHYOLITE DU MOLKENRAIN

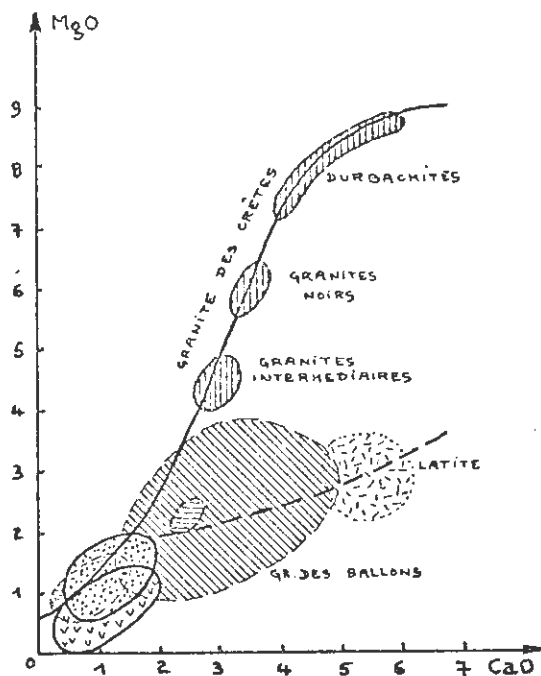
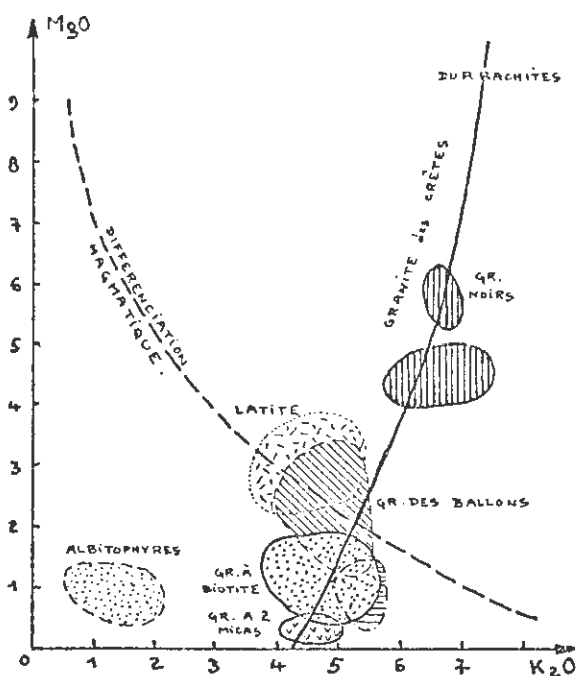


Figure n° 98

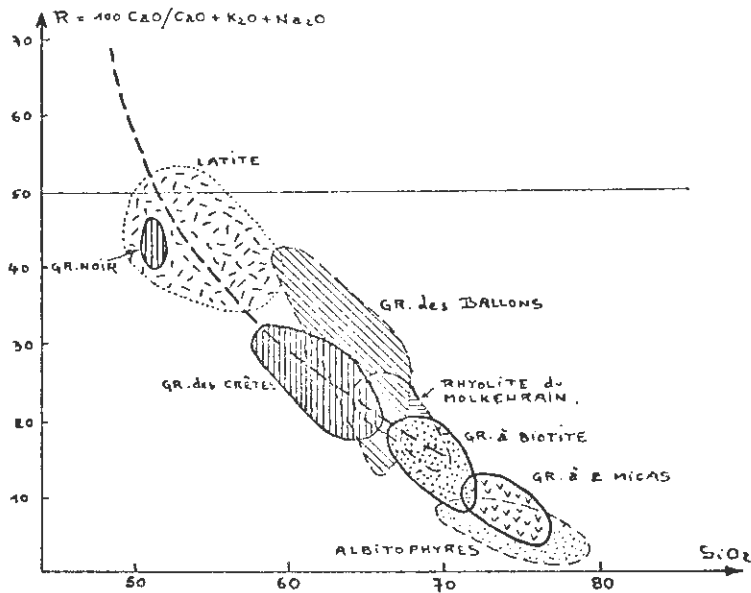


Diagramme J. JUNG pour les granites de l'Association des Crêtes.

Abscisses : SiO_2

Ordonnées : $100 \frac{CaO}{CaO + Na_2O + K_2O}$

(Voir la légende des figures sur la figure n°97).

Figure n° 99

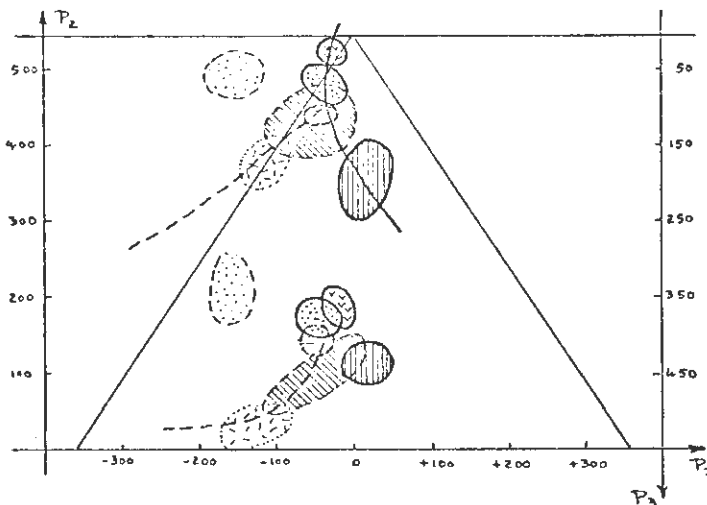


Diagramme H. DE LA ROCHE pour les granites de l'Association des Crêtes.

(Voir la légende des figures sur la figure n° 97).

V. CONCLUSION : SIGNIFICATION DE «L'ASSOCIATION DES CRÊTES».

Ainsi le terme d'Association des Crêtes ne conserve plus qu'une signification régionale en dehors de toute idée de filiation génétique directe. Elle permet de présenter un ensemble de granites formant l'ossature des Vosges Centrales et de l'opposer aux granites fort différents des Vosges méridionales (Granite des Ballons) et des Vosges septentrionales (Association des granites du Champ-du-feu).

Dans les conclusions de notre mémoire sur l'étude du Granite des Crêtes, nous formulons des hypothèses génétiques ; elles sont susceptibles d'éclairer certains liens pouvant exister entre les différents types de granites de l'Association des Crêtes et d'expliquer certaines observations qui pouvaient être formulées contre l'hypothèse du particularisme du Granite des Crêtes.

*

o o
o

DEUXIEME PARTIE

LES GRANITES

B

2-Le granite des ballons -

CHAPITRE XXIX

LE GRANITE DES BALLONS

1. INTRODUCTION ; HISTORIQUE ; PROBLEME POSE .

Le Granite des Ballons s'étend largement dans les Vosges méridionales où il forme un vaste massif allongé d'Est en Ouest.

MICHEL-LEVY (1910) considère ce granite comme le produit d'un phénomène d'endomorphisme du Granite des Crêtes au contact des roches pyroxéniques dévoniennes (1). Le passage de l'un à l'autre est graduel et ces deux granites seraient de même âge.

J. JUNG (1928) admet cette hypothèse et remarque que "dans les Vosges, les granites relativement calciques à hornblende verte se rencontrent lorsque les terrains encaissants contiennent des roches volcaniques basiques" (p. 357). En conclusion, cet auteur précise : "l'hypothèse de l'endomorphisme rend compte de toute une série de coïncidences que la théorie de l'intrusion d'un magma indépendant serait obligée d'attribuer au hasard" (p. 358).

E. JEREMINE, en 1932, remarque très justement que Granite des Crêtes et Granite des Ballons diffèrent par des teneurs plus élevées en MgO et K₂O pour le premier ; elle note que C. FRIEDLAENDER et P. NIGGLI ont décrit dans le

(1)

Ces roches sont actuellement datées du Viséen. Un âge Dévonien n'était proposé par cet auteur que par analogie avec les assises sédimentaires du Morvan.

massif de La Bresse, sous le nom de "granodiorites" des roches analogues au Granite des Ballons. Cette remarque nous paraît essentielle et notre interprétation en tiendra compte. E. JEREMINE, écarte avec prudence l'hypothèse de l'endomorphisme et retient l'idée d'une différenciation magmatique (p. 600) pour l'ensemble du massif intrusif des Ballons.

Plus récemment, M. S. ZARAYAN (1959) a réalisé une description pétrographique des granites et roches associées des environs de Château-Lambert. Dans ses conclusions, il insiste sur le caractère particulier du Granite des Ballons à hornblende verte et biotite qui "couvre d'immenses espaces sans montrer de variations notables". Les roches basiques se rencontrent en grandes taches kilométriques et leur genèse ne peut être due à un phénomène de différenciation. Pour cet auteur, seule la théorie de l'assimilation proposée par MICHEL-LEVY peut rendre compte des faits observés.

D'autres auteurs ont étudié, dans le cadre de leurs travaux, les roches du massif méridional des Ballons : DEECKE (1892), W. KARPINSKI (1931), E. RAGUIN et E. JACQMIN (1946), CARLE (1949 et 1950).

Tout récemment, J.M. STUSSI (1967) a émis l'hypothèse de l'existence de relations génétiques entre le volcanisme porphyritique et le plutonisme représenté par ce granite porphyroïde à biotite et amphibole du Ballon d'Alsace.

II. CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE PETROGRAPHIQUE DU GRANITE DES BALLONS.

A - LOCALISATION DE L'ECHANTILLON-TYPE

Nous présenterons une étude succincte d'un prélèvement du Granite des Ballons. L'échantillon-type MIN. 24 a été pris sur la route du Col des Croix au Haut-du-Theur, à quelques dizaines de mètres d'un filon de lamprophyre étudié par D. METAIS et al. (1962) - (Point de coordonnées $x = 929,400$; $y = 326,700$, sur la feuille de Giromagny n° 3-4 1/25.000ème).

B - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

C'est une roche porphyroïde à texture grenue. De larges cristaux rectangulaires de feldspath alcalin de teinte rose saumon, voisinent avec des phénocristaux de hornblende et de grandes phyllites foncées. On observe encore du plagioclase et des cristaux de quartz.

C - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

La structure est largement grenue. La phyllite est une chlorite, à birefringence anormale lie-de-vin, en cristaux subautomorphes. Une biotite faiblement polychroïque existe en inclusions dans d'autres minéraux. La hornblende verte, en phénocristaux, présente une structure poecilitique. Le plagioclase, oligoclase An₂₀ en larges lattes, est altéré ; l'orthose perthitique, abondante. Le quartz se présente en cristaux subautomorphes corrodés et en amas interstitiels à structure ganglionnaire ; il est parfois entouré par du feldspath potassique tardif (microcline ?). Citons encore du sphène, des minéraux opaques, apatite, zircon, et dans l'amphibole de la calcite d'altération.

L'ordre de cristallisation est difficile à établir au terme d'une étude aussi fragmentaire du granite. A partir des observations microscopiques, proposons la succession suivante : mica-hornblende-sphène-plagioclase-quartz subautomorphe et orthose-microcline, et quartz interstitiel.

Autres faciès décrits. M. S. ZARAYAN (1959) a décrit comme faciès banal, un granite porphyroïde monzonitique à amphibole et biotite (23-11-43) (1). Au Haut-du-Them, il présente comme faciès de variation, un granite subalcalin à biotite (35-3-62) et dans la même région, un granite voisin du premier cité (29-8-57). Ces variations restent très faibles et, sur une roche granitique largement grenue, la précision des indices modaux calculés à partir d'une observation microscopique, reste aléatoire.

Il convient de retenir avant tout, le caractère homogène du Granite des Ballons dans l'ensemble du massif.

D - ETUDE MINERALOGIQUE

1 - Hornblende verte (MIN. 24).

Le rapport $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{III} + \text{Fe}^{II} + \text{Mn} = 62,6$, le taux d'aluminium en position tétracoordonnée et l'ensemble des autres données chimiques correspondent à une HORNBLLENDE.

Cette amphibole est très voisine de la hornblende verte de la rhyolite du Molkenrain. Elle est un peu plus magnésienne et possède plus d'aluminium en position tétracoordonnée.

(1)

Indices modaux de la "classification modale" de J. JUNG et R. BROUSSE (1959).

Données chimiques (1).

POIDS d'OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE POUR O ₂₃	
SiO ₂	43,00	Si	42,24	Si	6.546
Al ₂ O ₃	7,45	Al	8,61	Al ^{IV}	1.334
Fe ₂ O ₃	6,40	Fe ^{III}	4,72		
FeO	9,20	Fe ^{II}	7,53	Al ^{VI}	-
MnO	n. d.	Mn	-	Ti	0.114
MgO	13,90	Mg	20,48	Fe ³⁺	0.731
CaO	12,60	Ca	13,26	Fe ²⁺	1.167
Na ₂ O	0,80	Na	1,52	Mg	3.174
K ₂ O	0,72	K	0,90		
TiO ₂	1,00	Ti	0,74	Ca	2.055
P ₂ O ₅	n. d.			Na	0.236
				K	0.140
P. F.	5,02	P ₁ =	- 235,5		
H ₂ O -	0,40	(2) P ₂	+ 47,8	Z	7.994
		P ₃	+ 567,8	Y	5.072
TOTAL	100,09			X	2.431

(1) Analyse Laboratoire de Géologie - BRAZZAVILLE.
Analyste M. GARCIA - 1966.

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

2 - Feldspath alcalin (MIN. 24).

a - Données chimiques (1)

POIDS d'OXYDES		MONOCATIONIQUES		FORMULE POUR O ₃₂	
SiO ₂	63,70	Si	59,60	Si	11,810
Al ₂ O ₃	19,85	Al	21,85	Al	4,330
Fe ₂ O ₃	-	Fe ^{III}	-	Fe ^{III}	-
FeO	0,13	Fe ^{II}	0,10	Ti	-
MnO	< 0,005	Mn	-		
MgO	0,09	Mg	0,13	Mg	0.026
CaO	0,20	Ca	0,20	Fe	0.020
Na ₂ O	1,75	Na	3,17	Mn	-
K ₂ O	12,50	K	14,94	Na	0.628
TiO ₂	< 0,02	Ti	-	Ca	0.040
P ₂ O ₅	0,013	P	0,01	K	2,960
				FORMULE SIMPLIFIEE	
H ₂ O +	0,23	P ₁	+ 205,9	Or	81,6
H ₂ O -	0,65	(2) P ₂	+ 29,0	Ab	17,3
Total	99,113	P ₃	+ 4,1	An	1,1

(1) Analyse Laboratoire de Géologie BRAZZAVILLE
Analyste M. GARCIA, 1966.

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

b - Données cristallographiques.

L'étude de la triclinicité sur la réflexion (131) montre que ce feldspath alcalin est une ORTHOSE avec une raie franche à $2\theta \text{ Cu K } \alpha = 29^\circ 88$. Un léger cran à $29^\circ 94$ conduit à envisager la présence d'un microcline de très faible triclinicité ($\Delta = 0,1$).

L'examen de la réflexion (201) comparée à la raie (101) de Br O₃K indique que la phase potassique est pure (différence de $0^\circ 78$). La réflexion de la phase sodique reste faible ; ce fait est en accord avec les résultats de l'analyse chimique (Or₈₂ Ab₁₇ An₁) et la présence de perthite observée au microscope.

c - Caractère particulier de la fluorescence.

Nous avons mis en évidence (Cl. GAGNY, 1957), le caractère particulier de la fluorescence des feldspaths dans certains granites des Vosges. Ainsi l'orthose du Granite des Ballons présente une fluorescence rose-framboise caractéristique décelée à l'aide du Mineralight (Short Wave Ultra-Violet, Model SL. 2537). Rappelons que les feldspaths des granites de l'Association des Crêtes ne présentent pas le même phénomène.

d - Thermomètre géologique.

La méthode de T. F. W. BARTH pour l'estimation de la température de cristallisation des feldspaths conduit à une température voisine de 500°C , avec un plagioclase de basicité An₂₀ (nettement inférieure à celle des feldspaths du Granite des Crêtes qui était de 630° pour l'orthose).

e - Données chimiques.

L'analyse chimique de l'échantillon-type MIN. 24 est présentée dans le tableau n° 39, (p. 444).

III. LE GRANITE DES BALLONS.

A - ANALYSES RAPPORTEES DANS LA LITTERATURE

Les analyses chimiques connues du Granite des Ballons sont consignées sur le tableau n° 39 accompagné d'une légende.

La composition modale calculée par la méthode graphique de H. DE LA ROCHE est

constante d'un échantillon à l'autre ; comparons une moyenne (sur 10 analyses) à celles du Granite des Crêtes (moyenne sur 24 échantillons) et à celle de l'échantillon-type R, 19 de la rhyolite de Molkenrain,

	GRANITE DES CRETES	GRANITE DES BALLONS	RHYOLITE DE MOLKENRAIN
Quartz	17	19	21
Feldspaths	53	59	58
Mx Fe - Mg	30	22	21

Remarquons encore la similitude du Granite des Ballons et de la rhyolite de Molkenrain. Par contre, le Granite des Crêtes est plus riche en minéraux ferro-magnésiens et plus pauvre en feldspaths. Dans la classification modale, les formules sont :

- Granite des Crêtes : (-24-30-72-75)
- Granite des Ballons : (-24-22- ~60- -).

Le premier était subalcalin, le second est à tendance monzonitique nette.

B - LE PROBLEME DE L'HOMOGENEITE DU GRANITE DES BALLONS

Le Granite des Ballons, entité pétrographique bien définie, a-t-il une signification chimique précise ?

1 - Calcul d'une analyse moyenne ; écarts-types.

Les données d'une dizaine d'analyses permettent de calculer une moyenne et un écart-type :

GR. des BALLONS				RYOLITE du MOLKENRAIN	Gr. CRETES
	Moyenne	Ecart- Type	Ecart-type dosage	Moyenne	Moyenne
SiO ₂	63,61	2,32	0,70	66,83	63,26
Al ₂ O ₃	15,58	0,97	0,30	14,97	14,07
FeO+Fe ₂ O ₃	4,29	0,53	0,10	3,05	4,53
MgO	2,45	0,68	0,30	1,88	4,28
CaO	3,41	1,11	0,25	2,16	2,82
Na ₂ O	3,27	0,31	0,20	2,86	2,42
K ₂ O	4,83	0,36	0,15	5,65	6,29
TiO ₂	0,59	0,18	0,07	0,40	0,77

Nous remarquons que le calcium présente des variations relativement importantes, suivi ensuite du fer et du magnésium. La dispersion des points sur le diagramme MgO - CaO est importante ; pourtant le rapport $100 \text{ MgO} / (\text{MgO} + \text{CaO})$ augmente lorsque SiO_2 augmente. Dans le cas du Granite des Crêtes, ce même rapport diminue légèrement.

Comme K_2O et Na_2O sont très constants, les variations de CaO se répercutent directement sur le rapport R du diagramme de J. JUNG (figure n°100).

On peut néanmoins affirmer que le Granite des Ballons représente une entité pétrochimique bien définie.

2 - Comparaison avec le Granite des Crêtes :

Par rapport au Granite des Crêtes, le Granite des Ballons possède :

- plus de Al_2O_3 , CaO, Na_2O
- moins de MgO et K_2O ;
- autant de SiO_2 .

Ces deux types de granites forment deux ensembles pétrochimiques différents, mais bien limités.

3 - Relations avec la rhyolite du Molkenrain :

Le Granite des Ballons est chimiquement et minéralogiquement très voisin de la rhyolite du Molkenrain. Il représenterait un massif cristallisé en profondeur, alors que la rhyolite s'est constituée par épanchement à la surface à la faveur des zones faillées.

TABLEAU N° 39 - ANALYSES CHIMIQUES du GRANITE des BALLONS -

	MIN. 24	N° 71	N° 72	N° 73	N° 74
SiO ₂	64,20	63,30	63,00	64,70	62,30
Al ₂ O ₃	15,00	14,45	15,50	15,27	16,01
Fe ₂ O ₃	3,73	1,62	1,94	4,48	0,93
FeO		2,86	2,12		3,42
MnO	0,09	0,08	0,07	0,08	
MgO	2,55	2,99	2,68	3,18	3,23
CaO	2,50	4,08	3,17	2,04	4,35
Na ₂ O	3,58	3,00	3,00	3,23	3,25
K ₂ O	5,00	4,65	4,80	5,07	4,55
TiO ₂	0,43	0,53	0,47	0,70	0,98
P ₂ O ₅	-	0,38	0,30	-	-
P. F.	1,80	0,95	1,64	0,50	1,60
Total	98,88	98,89	98,69	99,25	100,62
(1) R	22,56	34,78	28,90	19,73	35,80
P1	- 53,7	- 70,8	- 51,3	- 32,7	- 8,57
(2)P2	+105,1	+107,4	+113,4	+123,0	+ 92,7
P3	+119,6	+141,4	+126,6	+148,8	+152,2

	N° 75	N° 76	N° 77	N° 78	N° 79
SiO ₂	65,10	67,30	65,95	61,50	58,70
Al ₂ O ₃	15,15	14,20	16,00	16,65	17,60
Fe ₂ O ₃	1,90	1,62	2,92	2,43	3,10
FeO	1,95	1,35	1,20	2,40	2,90
MnO	0,10	0,05	0,14	0,14	0,13
MgO	2,40	1,30	1,14	2,20	2,85
CaO	3,72	3,46	1,28	4,55	4,90
Na ₂ O	3,05	3,64	3,10	3,90	2,90
K ₂ O	5,25	5,20	5,20	4,15	4,40
TiO ₂	0,40	0,40	0,65	0,50	0,85
P ₂ O ₅	0,31	0,35	0,18	0,26	0,26
H ₂ O +	1,00	1,05	0,90	1,15	1,30
H ₂ O -	0,07	0,20	0,50	0,27	0,35
Total	100,40	100,12	99,50	100,10	100,24
(1) R	30,95	28,13	13,36	36,11	40,16
P1	- 53,1	- 68,6	- 12,3	-118,7	- 87,4
(2)P2	+107,3	+104,7	+140,5	+ 73,5	+ 80,7
P3	+115,9	+ 76,6	+ 89,8	+125,0	+161,0

(1) Rapport R = 100 CaO / CaO+Na₂O+K₂O

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

Tableau n° 39 : ANALYSES CHIMIQUES DU GRANITE DES BALLONS.

- MIN. 24 - Route du Col des Croix au Haut-du-Them,
à environ 1 km 500 du Col.
- Echantillon-type MIN. 24 décrit précédemment.
- Analyste C. R. P. G. voie spectrochimique.
- N° 71 - Chemin forestier de Rouge-Gazon, au Sud de Saint-Maurice-sur-
Moselle (variété blanche à grands feldspaths roses).
- H. DE LA ROCHE - 1963 - p. 335, n° 47.
- Analyse par méthodes chimiques (1).
- N° 72 - idem (variété rose)
- idem n° 48.
- idem
- N° 73 - Massif des Ballons, provenance exacte non connue.
- idem n° 49
- Analyse par méthode spectrochimique (2)
- N° 74 - Col des Charbonniers.
- MICHEL-LEVY - 1910.
- Analyste M. PISANI.
- N° 75 - Lac d'Alfeld (station 108 : x = 435,460 ; y = 113,300).
- J. P. ROTHE - 1962 - p. 5.
- Analyste : Muséum Hist. Nat. PARIS (SO₃ et CO₂ : traces)
- Radioactivité (ions/cm³/s) : 22, 2.
- N° 76 - Le Chatillon.
- M. S. ZARAYAN - 1959 - p. 52, n° 1.
- Analyste P. BLOT.
- N° 77 - Oberbrück - (station 150 :) x = 441,270 ; y = 111,910).
- J. P. ROTHE - 1962 - p. 5.
- Analyse : Muséum Hist. Nat. PARIS (SO₃ = 0,34 ; CO₂ = tr.).
- Radioactivité (ions/cm³/s) : 48, 0.
- N° 78 - Oberbrück - (station 112 : x = 440,850 ; y = 112,205)
- J. P. ROTHE - 1962, p. 5.
- Analyse : Muséum Hist. Nat. PARIS (SO₃ et CO₂ : traces).
- Radioactivité (ions/cm³/s) : 42, 2.
- N° 79 - Dolleren (station 154 : x = 439,060 ; y = 112,540).
- J. P. ROTHE - 1962, p. 5.
- Analyse : Muséum Hist. Nat. PARIS (SO₃ et CO₂ : traces).
- Radioactivité (ions/cm³/s) : 38, 5.

(1)

Les analyses par méthodes chimiques, présentées par H. DE LA ROCHE, ont été réalisées par M. L. BLANCHET, S. DIETSCH, G. FABRIES et M. F. PYNNAERT.

(2)

Les analyses par méthodes spectrochimiques ont été exécutées par K. GOVINDARAJU et P. CANALS.

DEUXIEME PARTIE

LES GRANITES

B

2-Le granite des ballons -

CHAPITRE XXX

AUTRES ROCHES PLUTONIQUES
DU MASSIF DES BALLONS

I. PRESENTATION DES ANALYSES CHIMIQUES.

Dans ce chapitre, nous nous limiterons à la présentation des analyses chimiques d'autres roches plutoniques du massif des Ballons.

Nous possédons (tableaux n° 40 et 41, pages suivantes) :

- 5 analyses de diorites.
- 5 analyses de Gabbros.
- 2 analyses d'une apophyse microgrenue du Granite des Ballons.

L'une est celle d'un microgranite et l'autre celle de son faciès de bordure à caractère lamprophyrique.

- 3 analyses de Granodiorites intermédiaires entre Granite des Crêtes et Granite des Ballons (voir p.437). L'analyse nouvelle MIN. 7 provient d'un panneau de granodiorite coïncé dans la faille de Retourner entre Cornimont et le Lac des Corbeaux.

TABLEAU N° 40 - ANALYSES CHIMIQUES de ROCHES PLUTONIQUES du MASSIF des BALLONS -

	MIN. 23	N° 80	N° 81	N° 82	N° 83
SiO ₂	50,40	58,72	57,90	52,83	48,18
Al ₂ O ₃	18,80	15,26	17,05	18,10	18,75
Fe ₂ O ₃) 8,84	2,42	4,15	4,30	3,03
FeO		4,91	3,85	5,58	6,12
MnO	0,19	0,16	0,20	-	0,18
MgO	4,93	3,54	2,55	3,57	6,59
CaO	6,39	4,20	3,95	5,71	8,62
Na ₂ O	3,66	4,18	5,45	4,92	2,80
K ₂ O	3,27	3,22	1,70	1,32	2,74
TiO ₂	1,19	1,40	1,20	1,72	1,21
P ₂ O ₅	-	0,24	0,50	-	0,25
P. F.	2,32			2,01	
H ₂ O +		1,71	1,80		1,98
H ₂ O -		0,22	0,40		0,13
Total	99,99	100,18	100,70	100,05	100,56
(1) R	47,97	36,21	35,59	47,78	60,88
P ₁	-162,6	-141,8	-210,1	-232,6	-185,8
(2) P ₂	+16,2	+117,9	+184,2	+38,7	+16,5
P ₃	+257,7	+204,5	+62,7	+242,1	+302,8

	MIN. 22	N° 84	N° 85	N° 86	N° 87
SiO ₂	49,50	53,20	49,11	46,80	45,56
Al ₂ O ₃	16,90	17,90	21,40	11,20	16,08
Fe ₂ O ₃	11,03	0,85	1,25	3,35	5,91
FeO		7,10	4,50	7,80	5,45
MnO	0,21	-	-	0,21	0,20
MgO	5,34	5,71	3,94	14,80	9,21
CaO	9,17	5,65	10,50	8,60	8,72
Na ₂ O	3,38	3,55	2,88	0,90	2,71
K ₂ O	2,20	1,56	0,60	2,15	2,15
TiO ₂	1,40	1,04	1,51	0,75	1,88
P ₂ O ₅				0,32	0,11
P. F.	1,91	4,30	4,00		
H ₂ O +				2,96	1,70
H ₂ O -				0,85	0,25
Total	101,04	100,86	99,69	99,89	99,93
(1) R	62,17	52,51	75,11	73,82	64,21
P ₁	-225,9	-182,2	-267,6	-136,9	-197,4
(2) P ₂	+10,1	+80,6	+42,1	+82,9	+15,3
P ₃	+300,1	+265,0	+195,5	+529,6	+403,4

(1) Rapport R = 100 CaO / CaO + Na₂O + K₂O

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

Tableau n° 40.

ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES PLUTONIQUES DU MASSIF DES BALLONS

A - DIORITES.

- MIN. 23 - Diorite de Château-Lambert.
 - A l'est de Château-Lambert, sur la route du Ballon d'Alsace
 (Giromagny n° 3-4 : x = 930,850 ; y = 326,770).
 - Analyse nouvelle.
 - Analyse C. R. P. G. - méthode spectrochimique.
- N° 80 - Diorite akéritique.
 - Tête des Noirs Etangs.
 - E. JEREMINE - 1933, p. 603, n° 4.
 - Analyste : F. RAOULT.
- N° 81 - Diorite quartzifère à amphibole.
 - Le Pont-Jean.
 - M. S. ZARAYAN - 1959 - p. 52, n° 7.
 - Analyste : P. BLOT.
- N° 82 - Diorite.
 - Saint-Maurice.
 - MICHEL-LEVY - 1910 - p. 822, n° XIII.
 - Analyste M. PISANI.
- N° 83 - Diorite akéritique.
 - Tête des Noirs-Etangs.
 - E. JEREMINE - 1933 - p. 603, n° 5.
 - Analyste : F. RAOULT.
- B - GABBROS.
- MIN. 22 - Gabbro.
 - Route du Col des Croix au Ballon d'Alsace. Près de la Pransière,
 Maison Forestière.
 - Analyse nouvelle.
 - Analyse C. R. P. G. : méthode spectrochimique.
- N° 84 - Gabbro.
 - Ferme Villery.
 - MICHEL-LEVY - 1910 - p. 822, n° X.
 - Analyste : M. PISANI.
- N° 85 - Microgabbro.
 - Est de Mélisey.
 - MICHEL-LEVY - 1910 - p. 822, n° XV.
 - Analyste : M. PISANI.

N° 86 - Mélagabbro à deux pyroxènes.
 - Maison forestière de la Fransière.
 - M. S. ZARAYAN - 1959 - p. 52, n° 6.
 - Analyste : P. BLOT.

N° 87 - Gabbro akéritique.
 - Tête des Noirs Etangs.
 - E. JEREMINE. 1933 - p. 603, n° 6.
 - Analyste : F. RAOULT.

TABLEAU N° 41 - ANALYSES CHIMIQUES d'AUTRES ROCHES AYANT TRAIT au PROBLEME DISCUTE -

	N° 88	N° 89	MIN. 7	N° 90	N° 91
SiO ₂	64,30	64,40	63,60	61,71	63,66
Al ₂ O ₃	12,63	13,90	13,40	15,58	17,43
Fe ₂ O ₃	1,03	1,52) 3,89	2,69	Traces
FeO	2,65	2,30		2,24	4,08
MnO	0,13	0,07	0,08	0,07	0,10
MgO	3,36	2,40	3,64	2,77	1,94
CaO	2,45	2,76	2,91	3,62	3,28
Na ₂ O	2,72	2,40	2,13	3,86	3,09
K ₂ O	6,56	6,37	6,46	4,83	3,96
TiO ₂	0,80	0,97	0,85	1,16	0,79
P ₂ O ₅	0,70	1,15		0,26	0,25
P. F.			2,74		
H ₂ O +	1,58	1,37		1,12	1,29
H ₂ O -	0,34	0,38		0,12	0,04
Total	99,52	99,99	99,70	100,03	99,91
(1) R	20,89	23,94	25,30	29,41	31,75
P ₁	+ 8,2	+ 8,8	+ 16,7	- 86,3	- 74,0
(2) P ₂	+ 136,5	+ 112,0	+ 112,6	+ 72,4	+ 130,6
P ₃	+ 143,7	+ 123,0	+ 154,2	+ 148,5	+ 115,1

(1) Rapport R = 100 CaO / (CaO + Na₂O + K₂O).

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

- N° 88 - Microgranite (apophyse du Granite des Ballons).
- Région de Saint-Bresson (Haute-Saône).
- Y. GUINTRAND, D. METAIS et J. THIEBAUT - 1963.
- Analyste : P. BLOT.

- N° 89 - Roche à caractère lamprophyrique, faciès de bordure du microgranite précédent.
- Région de Saint-Bresson.
- idem
- Analyste : P. BLOT.

GRANODIORITES

- MIN. 7 - Granite à biotite, hornblende verte et sphène, intermédiaire entre le Granite des Crêtes et le Granite des Ballons.
- Route de Cornimont à la Chapelle du Haut du Brabant, Munster n° 1-2 1/25.000 : x = 937,700 ; y = 340,300.
- Analyse nouvelle.
- Analyse C. R. P. G. méthode spectrochimique. "

- N° 90 - Granodiorite (variété de Granite des Crêtes).
- 3 km de Cornimont, 4 km de La Bresse.
- C. FRIEDLAENDER et P. NIGGLI - 1931 - p. 372, n° 3.
- Analyste : P. ESENWEIN.

- N° 91 - Granodiorite.
- Carrière de Pinchesté.
- E. JEREMINE - 1940 - p. 573, n° 14.
- Analyste : F. RAOULT.

11. L'AMPHIBOLE DE LA DIORITE DE CHATEAU-LAMBERT (documents).

L'amphibole de la diorite de Château-Lambert a été séparée et analysée. Elle correspond à l'échantillon-type MIN. 23 dont l'analyse chimique et la localisation sont reportées sur le tableau n° 40.

Données chimiques.

POIDS d'OXYDES (1)		MONOCATIONIQUES		FORMULE POUR O ₂₃	
SiO ₂	43,59	Si	42,97	Si ^{IV}	6.604
Al ₂ O ₃	8,51	Al	9,87	Al ^{IV}	1.396
Fe ₂ O ₃	5,11	Fe ^{III}	3,78		
FeO	14,07	Fe ^{II}	11,56	Al ^{VI}	0,121
MnO	0,38	Mn	0,32	Ti	0,235
MgO	9,72	Mg	14,37	Fe ^{III}	0,581
CaO	11,48	Ca	12,13	Fe ^{II}	1,776
Na ₂ O	1,19	Na	2,27	Mn	0,049
K ₂ O	0,92	K	1,16	Mg	2,209
TiO ₂	2,07	Ti	1,53		
P ₂ O ₅	0,04	P	0,04	Ca	1,863
P. F.	2,35			Na	0,349
CO ₂	0,27	P ₁	- 223,8	K	0,178
H ₂ O TOTALE	0,83	(2) P ₂	+ 47,5		
		P ₃	+ 528,2		
TOTAL	99,43				

(1) Analyse C. R. P. G. Nancy, méthode chimique.

(2) Paramètres H. DE LA ROCHE.

Le rapport $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{III} + \text{Fe}^{II} + \text{Mn} = 47,9$, le taux d'aluminium en position tétracoordonnée (1.396) et l'ensemble des autres données chimiques font de cette amphibole une hornblende riche en fer.

Données cristallographiques.

Les principales raies sont :

20 Cu K α	d	I
10.42	8.5	FF
27.08	3.29	F
28.46	3.13	FF
31.76	2.815	F
32.92	2.718	m
34.36	2.608	mf
35.06	2.557	mf
37.60	2.390	mf
38.28	2.349	mf

Autres données.

- Densité = 3,231 + 0,005
- Susceptibilité magnétique = $35,4^{10^{-6}}$ u. e. m. c. g. s.
- Indice N_z = 1.688
- N_y = 1.660
- N_x = 1.657
- $N_z - N_x$ = 0.031

o o
o

DEUXIEME PARTIE

LES GRANITES

B

2-Le granite des ballons -

CHAPITRE XXXI

DISCUSSION SUR LA SIGNIFICATION DU GRANITE DES BALLONS

I. INTRODUCTION.

Dans ce chapitre, nous nous proposons de discuter la signification pétrochimique du Granite des Ballons dans le contexte des Vosges méridionales.

Deux hypothèses ont été formulées et reprises l'une et l'autre par différents auteurs (p. 437) :

- le Granite des Ballons est le produit d'un phénomène d'endomorphisme du Granite des Crêtes au contact de roches pyroxéniques (MICHEL-LEVY, 1910).
- l'ensemble des massifs intrusifs des Ballons est le produit d'une différenciation magmatique (E. JEREMINE, 1932).

II. DIAGRAMME J. JUNG (figure n°100)

Si l'on reporte sur le diagramme de J. JUNG ($R = 100 \text{ CaO} / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ en fonction de SiO_2), les différents points représentatifs des roches plutoniques du massif des Ballons, on peut faire plusieurs constatations.

- l'évolution chimique de ces roches (gabbros, diorites, Granite des Ballons) est comparable à celle du volcanisme des Vosges méridionales (roches basiques, latites, rhyolites).

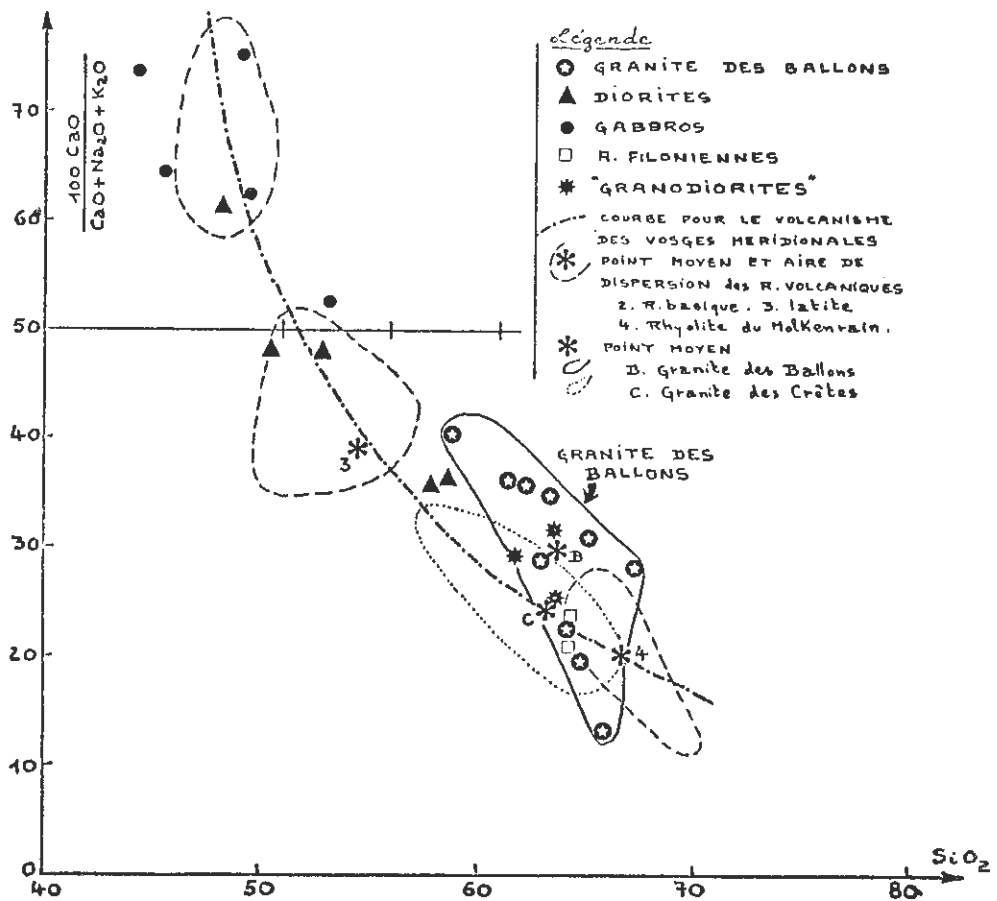
- le Granite des Ballons présente une légère "sur-différenciation" ; le taux de CaO croît très rapidement lorsque le pourcentage de SiO₂ diminue.

- les granodiorites (voir p.) sont bien analogues au Granite des Ballons ou, à la rigueur, peuvent être considérées comme des termes de passage au Granite des Crêtes.

Figure n°100. - Diagramme J. JUNG (1955) pour les roches plutoniques du massif du Ballon d'Alsace.

Abscisses : SiO₂ (poids d'oxydes)

Ordonnées : $R = 100 \text{ CaO} / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.



III. DIAGRAMME H. DE LA ROCHE (figure n° 101)

L'étude de ce diagramme, établi pour compléter notre dossier, conduit aux mêmes résultats.

Figure n° 101.

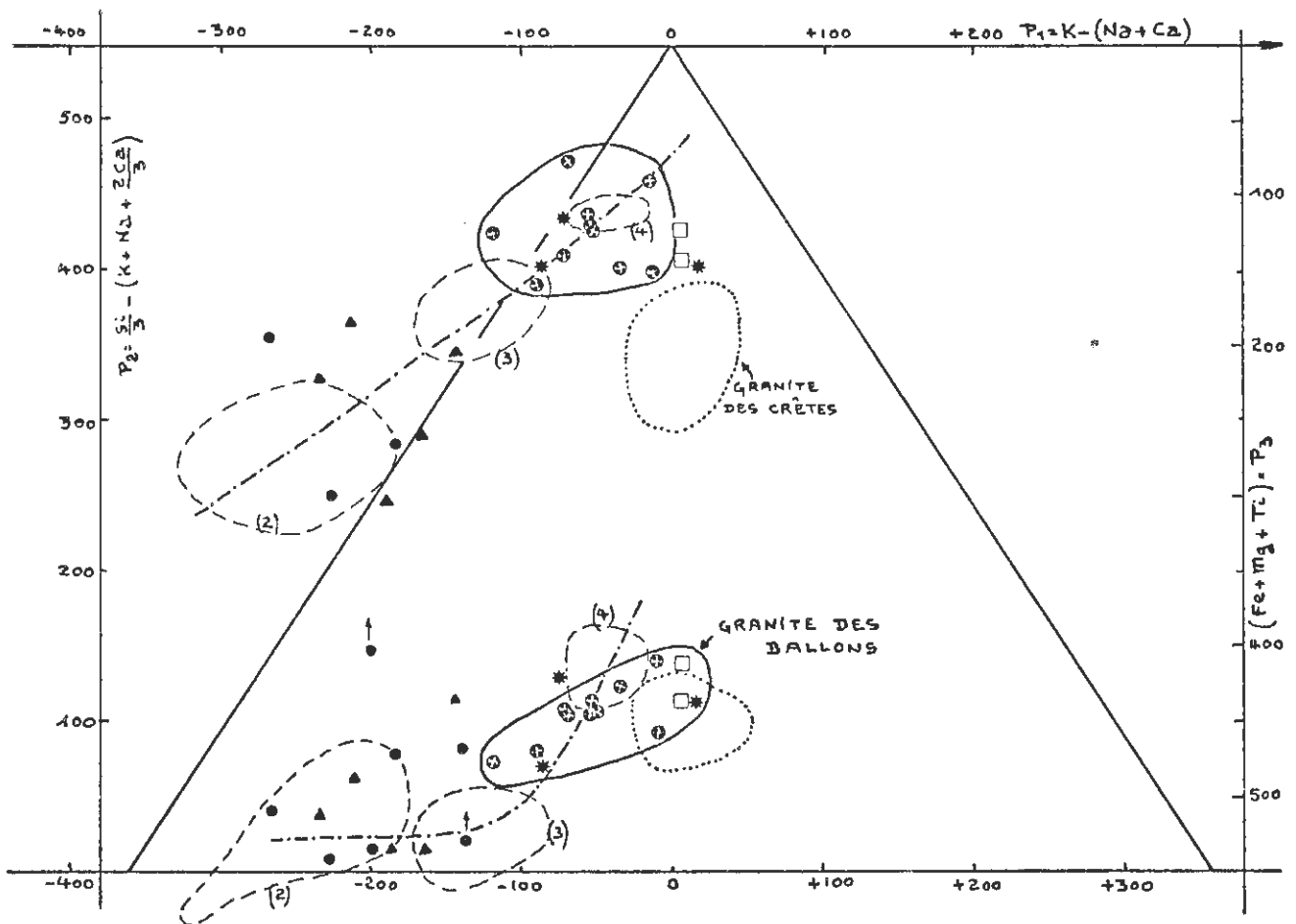


Diagramme H. DE LA ROCHE (1963) pour les roches plutoniques du massif du Ballon d'Alsace.

- voir annexe n° 2 pour la construction de ce diagramme.
- légende : voir celle de la figure n° 100.

IV. ASSOCIATION MAGMATIQUE DES VOSGES MÉRIDIONALES.

Il est impossible de dissocier la lignée volcanique et la lignée plutonique ; nous pouvons parler d'Association magmatique des Vosges méridionales (à très forte tendance, alcaline).

Cette constatation implique l'hypothèse d'une différenciation magmatique pour l'ensemble des roches plutoniques du massif des Ballons. La théorie de l'endomorphisme ne peut pas être retenue dans ce cadre régional.

Le Granite des Ballons est une entité pétrographique bien définie par son chimisme et sa relative homogénéité ; les panneaux de roches basiques (gabbros, diorites...) qui s'y rencontrent sont antérieurs à l'intrusion granitique. De même, les rhyolites du Molkenrain, équivalent effusif du Granite des Ballons, sont nettement postérieures aux roches basiques et aux latites dans les Vosges méridionales. Il existe ainsi un hiatus dans le temps entre le magmatisme plus basique et le magmatisme rhyolitique ou granitique.

V. CONCLUSIONS PARTICULIÈRES.

Nous avons été conduit à envisager un quasi synchronisme de mise en place de la trilogie "Granite des Crêtes - Granite des Ballons - Rhyolite du Molkenrain". Ces différentes roches seraient liées génétiquement à un même magma originel qui s'inscrit tardivement dans l'évolution au cours du temps d'une association magmatique régionale. Ce "magma granitique" aurait subi une différenciation (par gravité ?) qui se marquerait dans l'espace : le gisement du Granite des Crêtes est dans une zone structurale profonde (dans le socle gneissique ou entre socle et couverture de Culm), tandis que le Granite des Ballons est disposé en massif intrusif dans ce Culm ; les rhyolites du Molkenrain vont même jusqu'à l'extrusion.

Nous reprenons ces problèmes dans les conclusions générales de ce mémoire.

o o

o

TROISIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le Granite des Crêtes à biotite et amphibole affleure sur plus de 60 km de long dans les Vosges centrales et méridionales et se dispose de préférence soit en lame redressée de faible épaisseur le long des grandes dislocations, soit entre socle et couverture sédimentaire viséenne.

Nous avons orienté nos recherches vers l'étude pétrogénétique du Granite des Crêtes et des filons qui lui sont associés. Notre but était de discuter la signification de ce Granite dans son contexte géologique : les conclusions générales vont nous permettre d'exprimer notre interprétation personnelle à l'issue de ce travail.

expliquer celle

I. PRINCIPAUX RESULTATS ACQUIS AU COURS DE L'ETUDE PETROGENETIQUE DU GRANITE DES CRETES ET DES ROCHES FILONIENNES ASSOCIEES.

A - LE GRANITE DES CRETES.

1 - Les données pétrographiques, minéralogiques, chimiques.

Partant d'un type banal, appelé faciès intermédiaire, nous avons distingué plusieurs variétés de Granite des Crêtes ; l'une d'entre elles, le faciès noir, se distingue par sa plus grande richesse en minéraux ferro-magnésiens. L'étude microscopique, tout en présentant les minéraux constituants, a permis de définir un ordre de cristallisation établi d'après l'examen de la paragenèse. A une phase de cristallisation responsable de la formation des phénocristaux, succéderait une phase de cristallisation microgrenue, ultérieurement recristallisée.

L'étude minéralogique a été conduite sur les principaux constituants séparés à partir d'échantillons-types dont nous avons contrôlé la représentativité. Les données chimiques et physiques (rayons X, densité, indices de réfraction, susceptibilité magnétique) sont présentées et discutées. Le pyroxène, parfois présent à l'état de reliques est une augite pauvre en fer et riche en calcium ; le mica, une biotite magnésienne titanifère dont les caractères chimiques sont en accord avec une paragenèse à amphibole et pyroxène, et une origine ignée ; l'amphibole, une actinote magnésienne à la limite des hornblendes, en marge des amphiboles calciques courantes.

L'examen a permis de vérifier la relative constance de la composition chimique des feldspaths, et de mettre en évidence la présence de phénocristaux zonés d'orthose, cernés par un microcline à triclinité variable. Les minéraux accessoires ont été étudiés : apatite, pyrite, sphène et allanite.

L'interprétation du chimisme du Granite des Crêtes permet de connaître sa composition modale pondérale. Deux méthodes différentes conduisent à des résultats concordants : l'une, calculée, nécessite les analyses de la roche et des minéraux constituants ; l'autre, graphique, n'utilise que la seule analyse de la roche. Dans le cadre de la classification modale, le Granite des Crêtes est moyennement quartzique, leucocrate, subalcalin, potassique. Le problème de son homogénéité chimique a été abordé : deux types extrêmes, l'un "sombre", l'autre "clair", limitent le champ de variation considéré.

2 - Interprétation magmatique.

Les données concernant le Granite des Crêtes ont été interprétées dans l'hypothèse d'une cristallisation de type magmatique, à partir d'un matériau fondu.

Nous avons cherché à définir les conditions thermodynamiques de la cristallisation de chacun des constituants en tenant compte des données connues sur la stabilité des minéraux obtenus par synthèse. Chaque cas particulier a fait l'objet d'une discussion. Ainsi, "l'ordre de cristallisation thermodynamique" appelle normalement la succession pyroxène, biotite, actinote, feldspaths... Il est identique à l'ordre de cristallisation déduit de l'observation en lame mince. Seule une baisse de température au cours de la cristallisation peut être envisagée pour expliquer une telle succession. Un tableau synoptique des variations de température et de pression au cours de la cristallisation précise ces résultats.

Dans le but de dégager la logique qui commande la nature et l'abondance des minéraux du Granite des Crêtes, nous avons recherché les éléments responsables d'un contrôle de la cristallisation et discuté leur rôle. Supposant une cristallisation de type magmatique, nous avons établi un modèle de cristallisation. Ce modèle s'appuie sur l'ordre de cristallisation, le chimisme de la roche et des minéraux constituants. Il permet de suivre l'évolution du chimisme du magma résiduel au cours des stades successifs de la cristallisation et de prévoir les répercussions possibles sur le chimisme des minéraux effectivement formés. Il en ressort deux faits fondamentaux :

- les conditions thermodynamiques, au cours de la cristallisation, n'ont joué qu'un rôle de régulation. Elles ne permettent la formation d'un minéral dans son domaine de stabilité que si le chimisme du milieu le permet. L'évolution lente de ces conditions entraîne un enchaînement normal de la cristallisation.

Par contre, le contrôle géochimique revêt une importance prépondérante. Il régit le chimisme de certains minéraux et limite l'abondance de toutes les espèces.

Contrôle géochimique.

Le rôle des différents éléments est ensuite discuté. Le calcium, (fixant la quantité de pyroxène formé, a une importance primordiale. Ensuite, le magnésium intervient deux fois : pour la biotite à haute température et pour l'amphibole, après résorption du pyroxène à plus basse température.

Ainsi, la logique des minéraux du Granite des Crêtes est induite par une succession d'épuisement dans l'immédiat, d'éléments nécessaires à la cristallisation d'un minéral stable.

Problème de la Durbachite.

La durbachite, à allure gneissique, a été interprétée jusqu'ici comme le produit d'un métasomatisme complexe sur des formations cristallophylliennes. En fait, les durbachites représentent le pôle extrême de la variation chimique continue qui, du Granite des Crêtes banal, conduit normalement au Granite à faciès noir. L'hypothèse d'une différenciation par gravité, au sein du magma des Crêtes, répond à ces données. Elle serait intervenue à haute température sur le pyroxène et la biotite déjà formés. Des arguments de terrain plaident en faveur de cette interprétation.

|| Le Granite des Crêtes est une illustration remarquable de l'hypothèse magmatique pour l'explication du mode de cristallisation d'un granite.

B - LES ROCHES FILONIENNES ASSOCIEES AU GRANITE DES CRETES.

Liens entre filons et Granite des Crêtes.

Une étude systématique des profils transversaux des filons montre la nécessité d'un échantillonnage bien conduit des épontes au centre du filon, en raison des variations, tant pétrographiques que chimiques. Ces précautions prises, les roches filoniennes apparaissent comme autant de cas particuliers du magma des Crêtes dont la cristallisation a été gênée ou arrêtée à un moment donné de son évolution vers le Granite des Crêtes.

Le lien pétrogénétique simple et direct entre le Granite des Crêtes et les roches filoniennes étudiées, ressort d'une série d'identités concernant :

- La composition chimique ; les variations, dues à la différenciation par gravité déjà mise en évidence sur le magma des Crêtes, se répercutent sur le chimisme du centre des filons.
- Les minéraux présents, compte-tenu de l'ensemble de leurs caractères physiques et chimiques.
- L'ordre de cristallisation.

Ainsi, dans un premier temps, granite et filons ont cristallisé en commun à partir d'un magma unique. Leur histoire diverge ensuite lors de la mise en place. Il en est résulté des conditions thermodynamiques différentes dans les étapes suivantes de la cristallisation qui sont causes de disparités profondes entre filons et granite d'une part et entre éponte et centre dans un même filon, d'autre part.

Contrôle de la cristallisation dans les filons.

L'exploitation du modèle de cristallisation et la discussion des résultats mettent en relief une certaine originalité du contrôle de la cristallisation dans le cas des filons. En effet, les conditions thermodynamiques évoluent rapidement et exercent une contrainte plus ou moins importante suivant les cas. Le contrôle géochimique qui réglait la cristallisation du Granite des Crêtes, perd en général son caractère primordial. Les conséquences les plus spectaculaires sont une limitation de l'abondance du pyroxène et, en compensation, un excès de biotite qui confère souvent à la roche un faciès lamprophyrique.

Différenciation locale dans la caisse filonienne du centre aux épontes.

Plusieurs cas particuliers ont fait l'objet d'une étude détaillée : examen des données chimiques et minéralogiques, discussion sur la modalité de mise en place et sur le climat thermodynamique de la cristallisation (températures de l'encaissant et du magma au moment de la mise en place, puissance du filon, ...). Il en ressort que la différenciation locale est tardive ; elle se situe au moment de la cristallisation de la phase résiduelle quartzo-feldspathique. Par ailleurs, chimiquement, les conséquences de cette différenciation sont variables et parfois opposées d'un filon à l'autre. Une interprétation unique rassemble ces données : la différenciation chimique dans les caisses filoniennes est due à un phénomène de thermodiffusion, accompagné dans certains cas, par un processus pneumatolytique capable de chasser à l'extérieur du filon des éléments encore disponibles en fin de cristallisation (exemple : K_2O).

Outre ses résultats propres, l'étude des roches filoniennes a ainsi contribué à la vérification de nos hypothèses sur le processus de cristallisation du Granite des Crêtes.

II. LES GRANITES DE L'ASSOCIATION DES CRETES ET L'HYPOTHESE METASOMATIQUE.

A - INTRODUCTION.

J. P. VON ELLER (1961) fait largement appel à l'hypothèse métasomatique pour expliquer l'origine des différents granites des Vosges moyennes. Nous présenterons un résumé de ses conclusions à propos des granites à deux micas ou à biotite seule et traiterons ensuite le cas particulier du Granite des Crêtes.

B - GRANITES METASOMATIQUES.

1 - Données.

J. P. VON ELLER (1961) a étudié les séries cristallophylliennes et les granites des Vosges moyennes. Il distingue deux grands ensembles séparés par la faille de Sainte-Marie-aux-Mines.

- à l'Ouest, la série gneissique de Sainte-Marie-aux-Mines est caractérisée par l'absence quasi totale de roches basiques ; elle correspond à une série silico-alumineuse (ibid. p. 87). Du Nord au Sud, les gneiss font place à des migmatites de plus en plus remobilisées avec, en ultime étape, formation de granites palingénétiques en majorité à deux micas. L'auteur signale que la migmatisation est antérieure à la mise en place du Granite des Crêtes (ibid. p. 87).

- à l'Est, les séries cristallophylliennes sont constituées par une alternance de formations basiques et de séries silico-alumineuses. Dans la région de Ribeauvillé, il démontre la parenté entre, d'une part, le granite du Bilstein et ses faciès de variation (granites saccharoïdes à deux micas) et, d'autre part, les gneiss à biotite et sillimanite dont ils proviendraient par recristallisation. Il fait appel à un apport de silice et d'éléments alcalins. Aux environs de Kaysersberg, il montre le passage continu des gneiss rubanés feldspathiques aux gneiss granitiques à gros grains, puis aux différents granites à biotite. Cette évolution serait due à une recristallisation de plus en plus poussée d'un matériel gneissique ancien. Des phénomènes analogues auraient eu lieu pour les gneiss des Trois-épis.

2 - Discussion.

Les arguments de terrain sur lesquels s'appuie J. P. VON ELLER sont convaincants. Une mobilisation du socle cristallophyllien, puis une granitisation, de plus en plus intense du Nord au Sud sont évidentes et conduisent à des granites d'anatexie (ibid. p. 92). L'auteur note d'ailleurs la parenté chimique entre ces granites autochtones et les séries gneissiques voisines.

Nous avons comparé les analyses chimiques moyennes de ces différentes formations dans le cadre de l'ensemble des Vosges moyennes.

	A	B	C	D
	GRANITE A BIOTITE	GRANITE A 2 MICAS	GNEISS GRANITIQUE	GNEISS
SiO ₂	69, 89	72, 66	71, 31	60, 53
Al ₂ O ₃	15, 66	14, 54	14, 63	18, 46
FeO + Fe ₂ O ₃	2, 31	1, 63	2, 57	7, 35
MgO	1, 13	0, 50	0, 93	3, 62
CaO	1, 36	0, 90	0, 94	1, 15
Na ₂ O	3, 39	3, 55	2, 77	1, 72
K ₂ O	4, 65	4, 94	5, 14	3, 42
TiO ₂	0, 40	0, 22	0, 58	0, 87

A : Granite à biotite - analyse moyenne (p. 397).

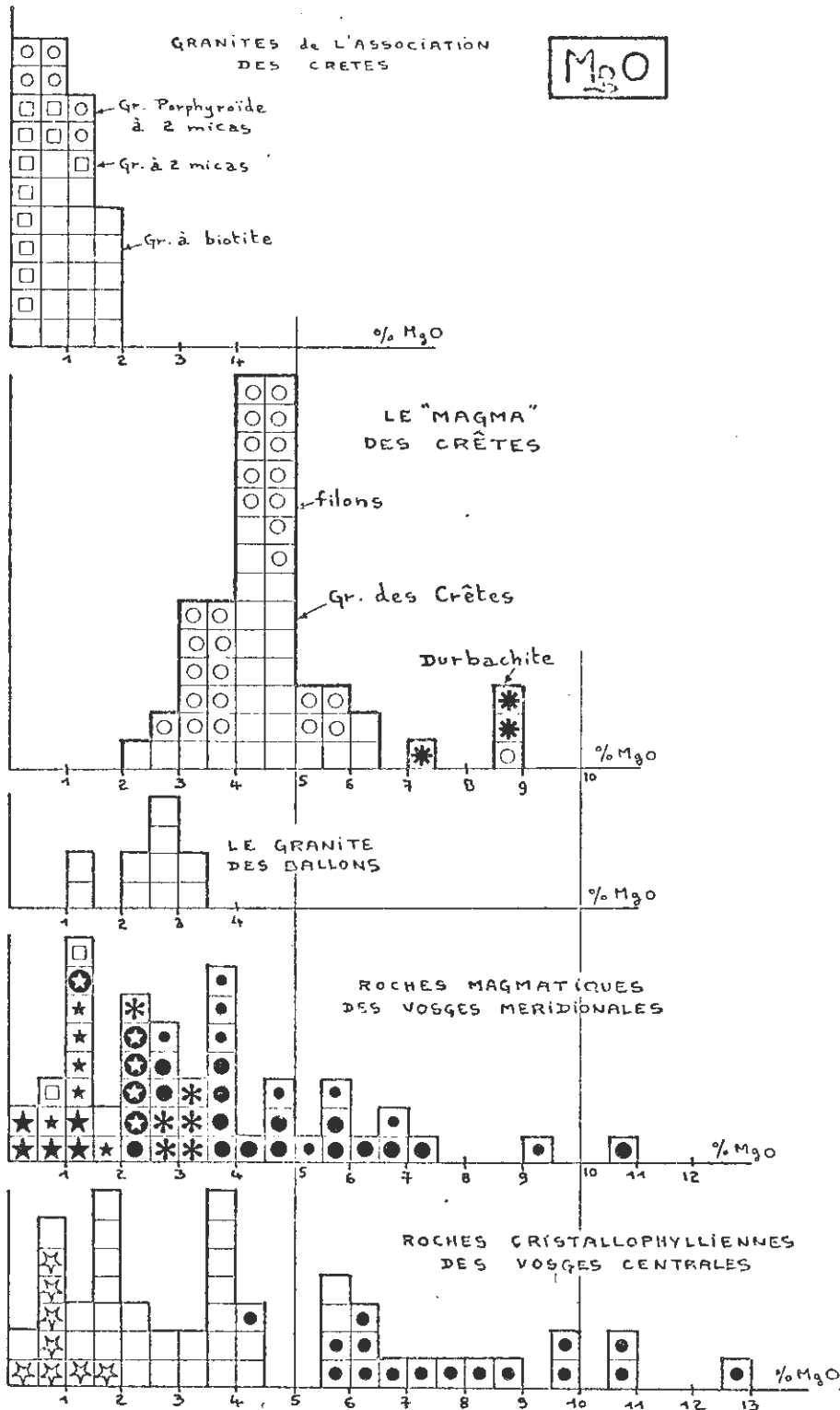
B : Granite fin à deux micas - analyse moyenne (p. 409-410).

C : Gneiss granitique - moyenne de huit analyses présentées par J. P. VON ELLER.

D : Gneiss à sillimanite - moyenne de dix analyses présentées par J. P. VON ELLER.

Il y a une analogie chimique nette entre les granites à muscovite et/ou biotite et les gneiss granitiques qui se situent entre les deux variétés de granite (se reporter aussi aux figures n° 102 et 103). Les gneiss à sillimanite dont ils seraient issus, ont un chimisme légèrement différent ; ce qui explique l'hypothèse formulée par J. P. VON ELLER d'un apport de SiO_2 et K_2O avec départ d'autres éléments tels que $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, MgO , Al_2O_3 ...². Rien ne permet de connaître l'origine des éléments apportés et la destination des éléments en excès. Mais peut-être s'agit-il d'une mobilisation différentielle sur des roches cristallophylliennes dont le chimisme était prédisposé à un phénomène de granitisation (anatexie sélective).

Figure N° 102 - Distribution du magnésium dans quelques roches des Vosges centrales et méridionales.



Légende des figures n° 102 et 103 - ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES DES VOSGES CENTRALES.

(Chaque petit carré représente une analyse chimique).

- Gneiss granitique
- Gneiss
- Amphibolites

Roches magmatiques des Vosges méridionales.

- Albitophyre
- Orthophyre
- Roches basiques
- Latites
- Trachyte
- Rhyolite du Molkenrain
- Diorites et Gabbros du massif des Ballons

Le "magma des Crêtes".

- Granite des Crêtes
- Filons associés
- Durbachite

Le Granite des Ballons.

- Granite des Ballons

Les autres granites de l'Association des Crêtes.

- Granite à biotite
- Granite grenu à biotite et muscovite
- Granite porphyroïde à biotite et muscovite

Ces granites d'origine métasomatiques sont soit autochtones et enracinés dans leur milieu d'origine, soit intrusifs dans les autres formations (si la "fusion anatectique" était suffisamment intense en relation avec l'évolution tectonique de la chaîne. Il se peut même que certains granites d'origine métasomatique aient eu une cristallisation de type magmatique à la suite d'une fusion anatectique totale. Des études pourront nous le montrer ultérieurement ; sur ce problème particulier, les arguments fournis par J. P. VON ELLER et al. (1960), et basés sur la température de cristallisation des feldspaths, ne peuvent être tenus pour preuve (p. 58 et p. 151).

C - CAS PARTICULIER DU GRANITE DES CRETES.

Dans le cas du Granite des Crêtes, J. P. VON ELLER, présente des arguments pour une origine métasomatique beaucoup moins convaincants.

Il précise son mode de gisement (p. 113) : "le massif est en réalité une lame, à contours nets, reposant sur les gneiss d'Urbeis et adossée au gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. Il développe les gneiss syénitiques à l'Est, des filons et culots de microsyénites quartzifères à l'Ouest".

A propos de ces microsyénites, il précise (p. 99) : "on n'observe généralement pas de salbande et l'impression dominante est celle d'une continuité de la "microsyénite" au gneiss encaissant". Il conclut à la formation sur place de ces microsyénites avec ultérieurement migration, suivant un mode filonien, à travers la série gneissique". Ce phénomène semble être la conséquence de la granitisation régionale qui a donné le Granite des Crêtes et en représente, avec un caractère local, une sorte de "modèle réduit" ". (ibid p. 99) Il précise que le phénomène serait identique pour la durbachite.

Nous avons déjà réfuté les arguments qui permettraient d'établir une "parenté" entre séries cristallophylliennes et durbachite ou microsyénite (p. 135 à 147 et p. 231 à 233) ; pour la durbachite, que la parenté soit proposée avec des formations basiques (gneiss à pyroxène ou amphibolite) (J. P. VON ELLER, 1961, p. 58) ou avec des gneiss à grenat et sillimanite (ibid p. 99) ; pour la microsyénite, avec des gneiss à grenat et cordiérite (ibid p. 99).

J. P. VON ELLER pense à un apport de K_2O qui ne peut être que considérable pour l'ensemble du Granite des Crêtes. Si très localement, une telle migration pouvait être évoquée, il est impossible de la généraliser à l'ensemble de la formation et de ses satellites filoniens.

L'apport total serait tel qu'aucun processus lié à la métasomatose ne pourrait rendre compte quantitativement de ce phénomène (1). L'examen de la figure n°103, montre en effet qu'aucune formation n'est capable de fournir autant de K_2O au Granite des Crêtes qui représente, au point de vue chimique, le pôle le plus potassique de toutes les formations cristallophylliennes ou éruptives des Vosges centrales et méridionales.

(1)

D'autant plus que l'auteur fait déjà appel à un apport de K_2O dans le cas des autres granites de l'Association des Crêtes.

De plus, la richesse simultanée en K_2O et MgO est une caractéristique du Granite des Crêtes. Les autres roches granitiques ou métamorphiques possèdent en quantité notable, soit l'un, soit l'autre (fig. n° 102 et 103).

Le caractère chimique particulier du Granite des Crêtes, mis en évidence (p. 432 et 436), ne permet pas de le considérer comme un granite métasomatique au même titre que les granites vus précédemment. Son mode de gisement interdit d'évoquer une recristallisation directe de séries cristallophylliennes. J.P. VON ELLER, lui-même, écrit (1961, p. 104) : "divers indices (développement de filons (2), faciès de bordure (3), détails minéralogiques (4), suggèrent que le Granite des Crêtes s. s. est passé par un stade magmatique".

III. LE GRANITE DES CRETES ET LE MAGMATISME DES VOSGES MERIDIONALES.

A - EVOLUTION CHIMIQUE DU VOLCANISME.

Les grands types de roches volcaniques de la région étudiée ont été présentés dans la seconde partie de ce mémoire (chapitre XIX à XXIV). En tenant compte de leur succession dans le temps, nous avons :

1 - Des tufs albitophyriques, caractérisés par une richesse excessive en Na_2O . Ils peuvent être accompagnés d'orthophyres, riches en K_2O ; ces derniers sont toujours en faible quantité par rapport à la masse considérable des albitophyres.

2 - Des roches basiques (diabases, porphyrites...) dont le chimisme montre une forte teneur en CaO et MgO et se rapproche de celui d'un basalte.

3 - Un volcanisme latitique très important à faciès effusif ou hypovolcanique. Ces laves sont à olivine, pyroxène, labrador, mais possèdent une mésostase très riche en feldspath potassique.

4 - Des rhyolites du type Molkenrain à hornblende verte appelées aussi porphyres quartzifères.

Nous ne tiendrons évidemment pas compte des roches volcaniques plus rares, telle le trachyte alcalin sodi-potassique de Bourbach-le-Haut. Leur faible importance ne permet pas de les prendre en considération dans notre discussion.

(2)

Ce qui semble en contradiction avec son interprétation des filons de microsyténites.

(3)

Durbachite, peut-être ?

(4)

Sans précisions : il doit s'agir de la température de formation des feldspaths (J.P. VON ELLER et al. 1960) - (voir p. 57, 58 et 151).

Nous avons remarqué (fig. n° 89) sur le diagramme de calco-alcalinité de J. JUNG, le particularisme des albitophyres qui, en tête de l'ordre chronologique de mise en place, se caractérisent par un taux en SiO₂ fort et un paramètre R, très faible. Ensuite, dans la succession normale, le volcanisme évolue des roches basiques vers les roches plus acides. Nous avons vu (fig. n° 93) que l'évolution chimique des principaux types de volcanisme au cours du temps conduit à une augmentation de la teneur en K₂O et à une diminution de celle de Na₂O. Ce fait est aussi bien illustré par la figure n° 92, schématisée sur la figure n° 93. Les roches basiques (1) sont normalement pauvres en K₂O et Na₂O, alors qu'en règle générale, les autres roches sont représentées par un point figuratif proche de la droite (K₂O + 1,8 Na₂O = 11) ; aucune explication ne peut être fournie à cette loi.

En conclusion, nous avons montré dans notre seconde partie, que les roches volcaniques des Vosges méridionales représentaient une association régionale classique à tendance alcaline. Tufs albitophyriques, roches basiques et volcanisme latitique sont antérieurs à la phase tectonique Sudète. Par contre, les rhyolites du Molkenrain sont post-tectonique comme l'ensemble des granites intrusifs.

B - LE GRANITE DES CRETES.

1 - Discussion pétrochimique.

Rappelons les analyses chimiques moyennes des principales entités pétrographiques considérés.

Poids d'oxydes	ALBITO-PHYRES	LATITE	GRANITE des BALLONS	RHYOLITE	GRANITE des CRETES
SiO ₂	74,33	54,36	63,61	66,83	63,26
Al ₂ O ₃	12,32	19,03	15,58	14,97	14,07
FeO+Fe ₂ O ₃	3,12	6,47	4,29	3,05	4,53
MgO	0,97	2,85	2,45	1,88	4,28
CaO	0,78	5,29	3,41	2,16	2,82
Na ₂ O	5,42	3,73	3,27	2,86	2,42
K ₂ O	1,00	4,49	4,83	5,65	6,29
TiO ₂	0,60	0,94	0,59	0,40	0,77

(1)

Ces roches basiques ont une composition moyenne proche de celle du basalte moyen calculé par K. RANKAMA et TH. G. SAHAMA (1950 - p. 159) sur 198 analyses.

L'examen des différents diagrammes présentés (fig. n° 103 à 106), permet de préciser plusieurs points :

Figure N° 104 - Diagramme MgO - K₂O montrant la remobilisation directe du socle sans hybridation (palingénèse directe).

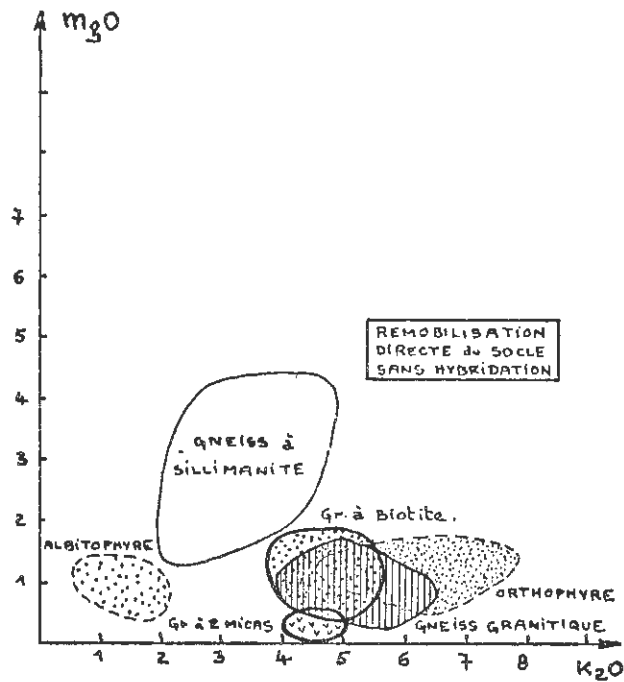


Figure N° 105 - Diagramme MgO - K₂O montrant la différenciation dans le temps (hybridation) du magmatisme et la différenciation dans l'espace du magma des Crêtes.

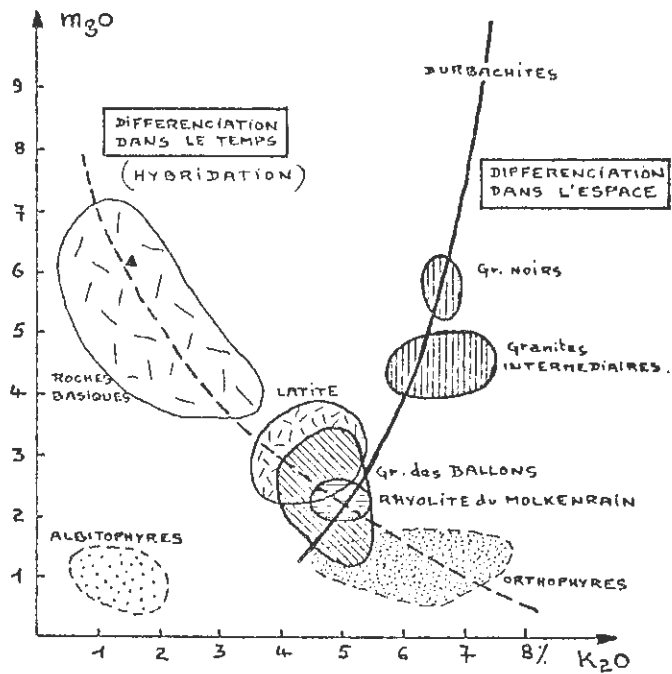
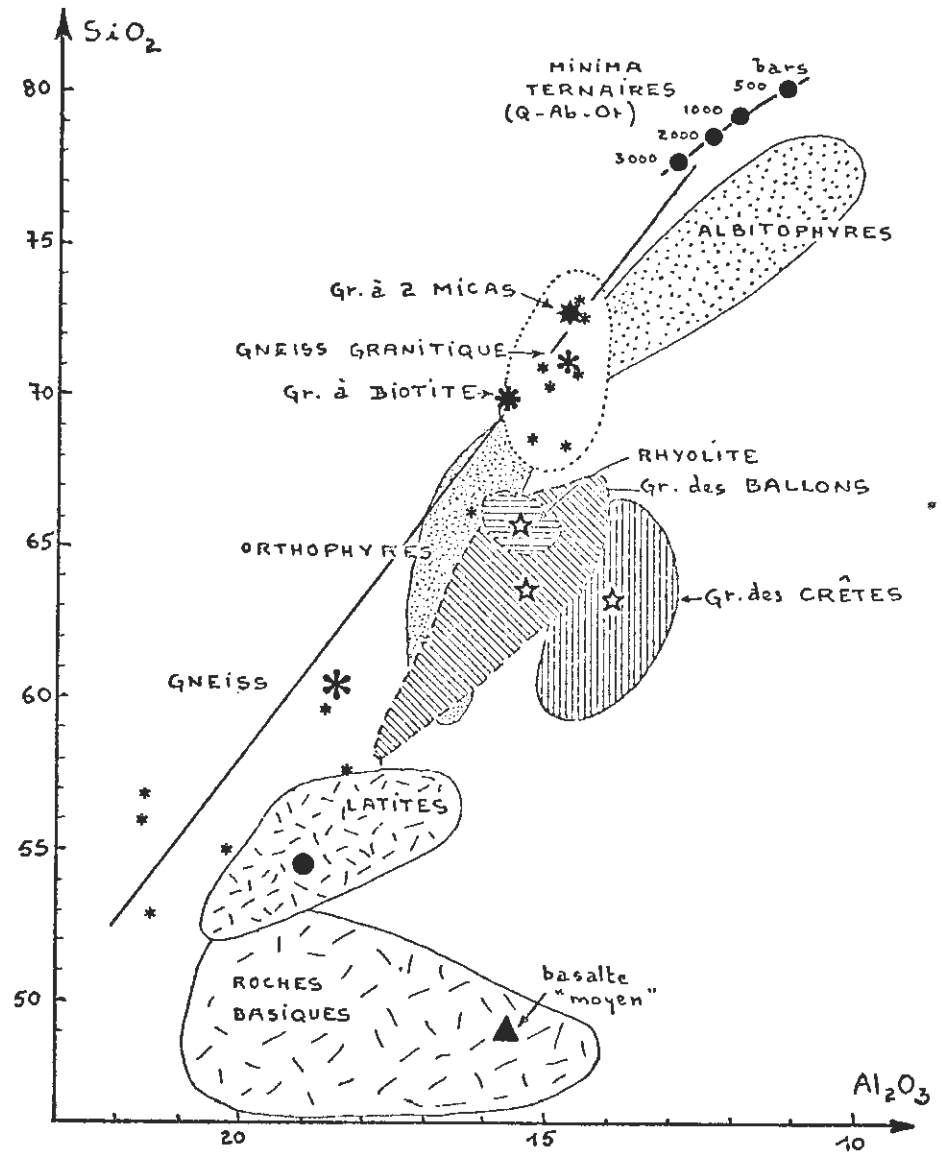


Figure N° 106 - Diagramme SiO_2 - Al_2O_3 pour différentes roches des Vosges centrales et méridionales (voir explication dans le texte : coefficient de "sialification").



- Les latites possèdent un chimisme intermédiaire entre celui des roches basiques et celui du Granite des Ballons.
- Il y a une parenté chimique assez étroite entre Granite des Crêtes d'une part, et Granite des Ballons et rhyolite du type Molkenrain, d'autre part. Les observations faites sur le terrain le laissent prévoir (chapitre XXIX). Ces trois entités pétrographiques sont par ailleurs à peu près contemporaines et leur mise en place s'est effectuée après la phase sudète responsable du plissement des séries vi-séennes.
- Cependant, par rapport aux roches magmatiques normales (latites, rhyolites de Molkenrain, Granite des Ballons), le Granite des Crêtes possède toujours des caractéristiques chimiques dominantes/opposées à celles des albitophyres. Cet antagonisme s'exprime bien sur les diagrammes MgO - K₂O, K₂O - Na₂O, MgO - CaO et sur celui de H. DE LA ROCHE (1).

Il faut admettre que l'expression du volcanisme albitophyrique initial, se répercute ultérieurement sur le chimisme particulier du Granite des Crêtes. Ainsi se trouverait expliquée sa forte teneur en K₂O sans l'intervention d'une métasomatose potassique tenue pour improbable à cette échelle (p. 470). Nous avons d'ailleurs vu que le trait dominant de l'évolution chimique du magmatisme dans le temps, était l'augmentation considérable des teneurs en K₂O en relation avec une diminution plus faible de Na₂O (fig. n° 93).

Ainsi, le Granite des Crêtes s'inscrit bien dans l'évolution magmatique des Vosges méridionales. Son originalité - avant tout, une forte teneur en K₂O - serait la conséquence tardive d'un volcanisme initial hypersodique.

2 - Problèmes de différenciation.

Pour discuter les problèmes de différenciation, le choix du diagramme MgO - K₂O (fig. n° 104), est imposé par nos discussions antérieures. MgO joue un rôle actif dans le processus de différenciation par gravité du Granite des Crêtes (p. 145). K₂O, au contraire, va répercuter l'opposition entre albitophyres et Granite des Crêtes, ainsi que l'évolution générale du chimisme.

Sur ce diagramme, deux lignes principales de différenciation se remarquent.

a - Différenciation dans le temps (ligne en tirets).

Remarquons déjà que les albitophyres occupent une aire de dispersion bien particulière ; elles représentent cependant les roches les plus pauvres en K₂O. Ensuite, cette différenciation correspond à la mise en place de roches de plus en plus riches en potassium : R. basiques, latites, rhyolite du Molkenrain et Granite des Ballons, enfin Granite des Crêtes. Le rôle des orthophyres sera envisagé ultérieurement.

(1)

Soient les figures n° 91 - 92 - 97 - et 90, ainsi que les figures n° 103 et 104.

b - Différenciation dans l'espace (ligne en trait plein).

La différenciation par gravité du magma des Crêtes conduit des durbachites aux granites noirs, puis aux granites intermédiaires. La courbe de différenciation se continue dans le Granite des Ballons et les rhyolites du type Molkenrain. Le schéma montre que ces deux dernières roches sont restées très proches de la ligne d'évolution normale. Il faut admettre que seul, le Granite des Crêtes a subi le contrecoup du volcanisme albitophyrique.

Cette différenciation dans l'espace respecte bien la position structurale de ces différentes formations quasi contemporaines. Le Granite des Crêtes est profond ; le Granite des Ballons s'est mis en place dans les assises viséennes plus superficielles ; enfin, les rhyolites se sont épanchées en surface par les fractures.

IV. HYPOTHESE SUR L'ORIGINE DU MAGMA DES CRETES.

. Sous le socle cristallophyllien des Vosges, se produit une intumescence thermique avec arrivée d'un magma basique profond. Une fusion anatectique sélective affecte les zones chimiquement les plus favorables du socle et provoque en certains endroits une fusion totale des séries gneissiques (fig. n° 108 a et b).

Figure N° 108 a et b.

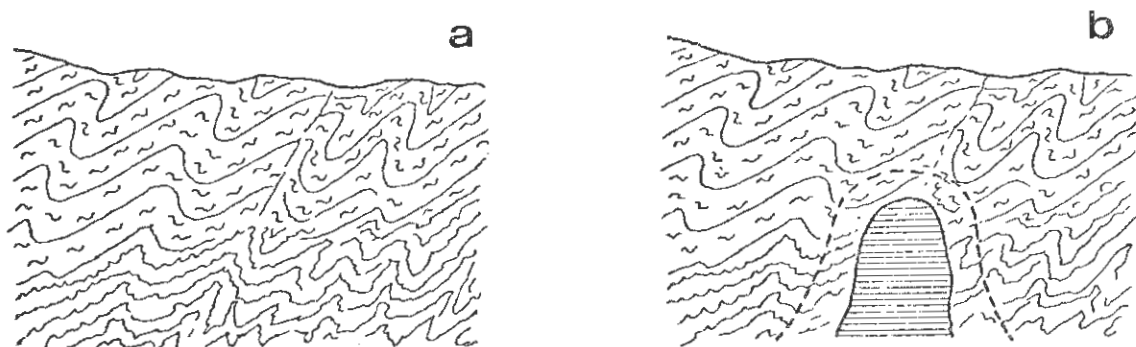
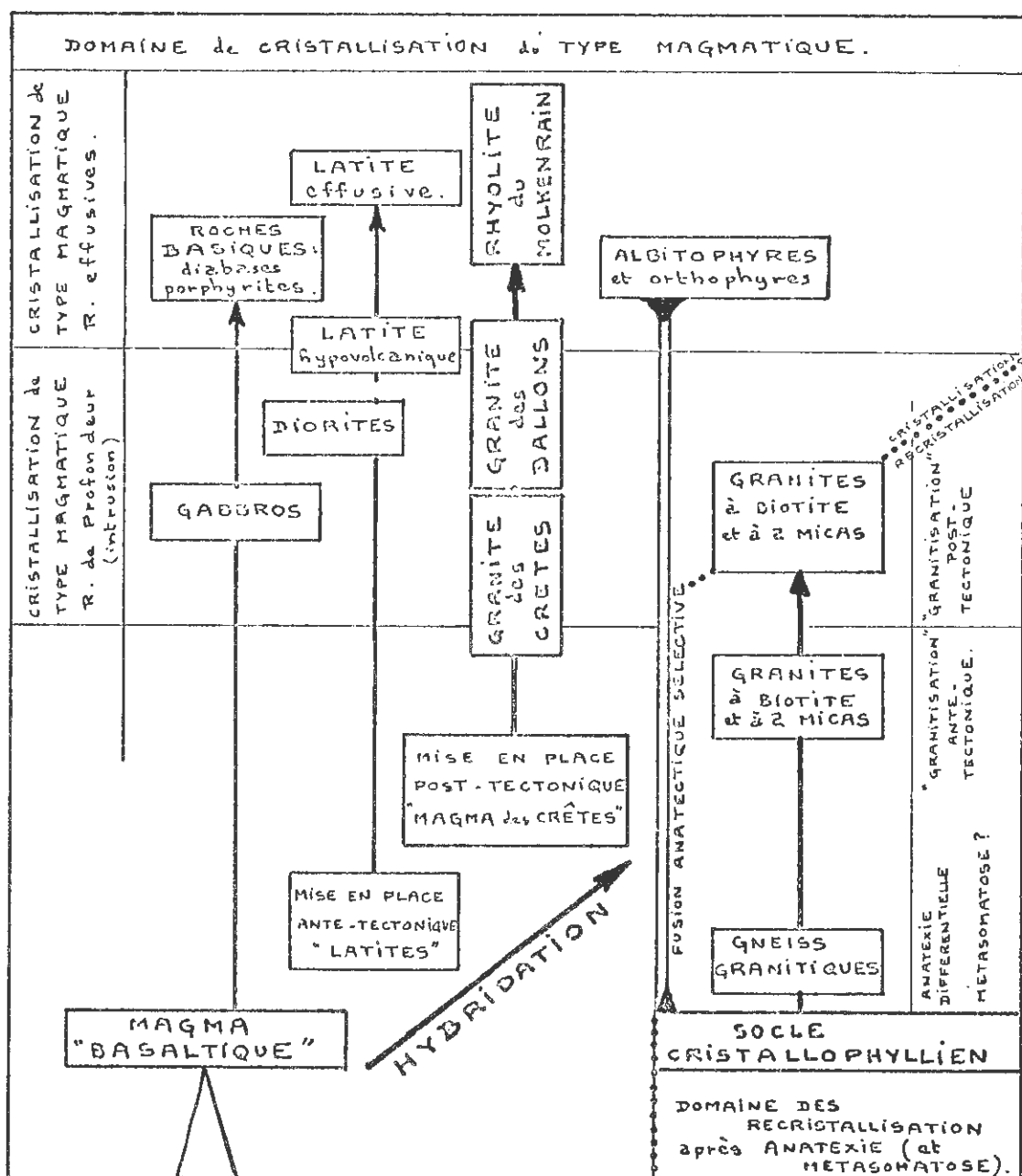


Figure N° 107 - Tableau synoptique présentant l'hypothèse sur l'origine du magma des Crêtes.



. Un volcanisme initial très différencié se produit au Viséen inférieur. Il concerne essentiellement deux types de roches :

- d'une part, un volcanisme albitophyrique proviendrait d'une fusion anatectique sélective du socle cristallophyllien (palingénèse directe). Ce dernier perdrait ainsi localement une partie importante de ses éléments rendus disponibles par le début de la fusion en milieu hydraté et dont la composition se rapprocherait du point triple du système Or - Ab - O - H₂O. Ce volcanisme albitophyrique serait accompagné d'orthophyres de même origine, mais rendus disponibles dans des zones moins profondes (?) (plus grande richesse en K₂O).

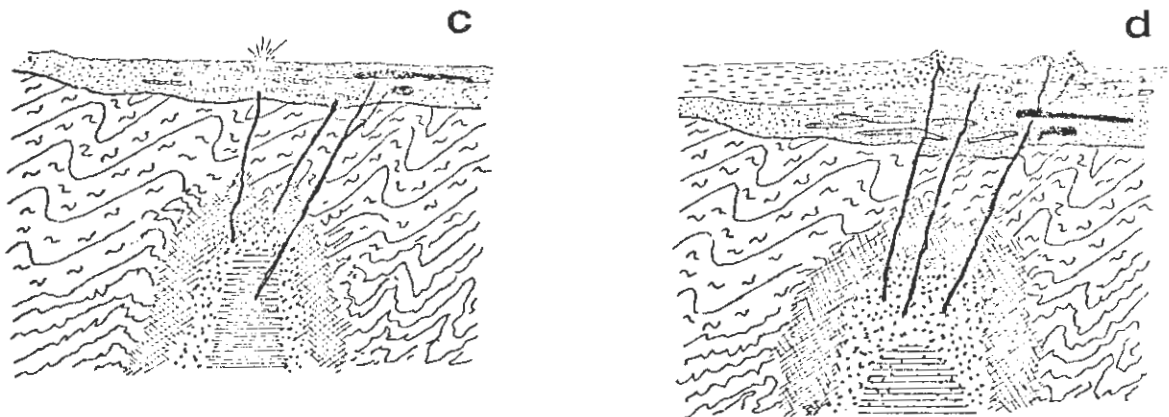
- d'autre part, un volcanisme basique dont le chimisme se rapprocherait de celui d'un basalte. Les roches issues de ce magma basique (diabases, porphyrites...), montreraient rapidement une tendance à la contamination par les produits de fusion du socle.

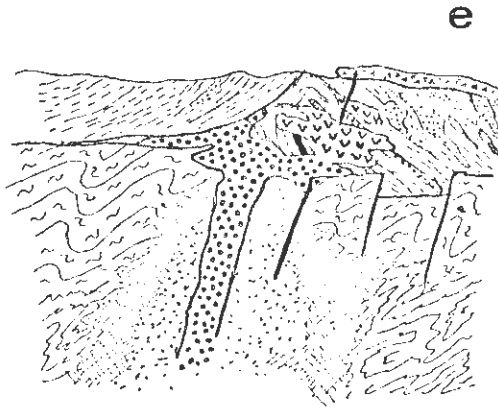
. Trois zones actives seraient ainsi différenciées :

- une zone où le socle cristallophyllien subit une anatexie pouvant aller jusqu'à la granitisation autochtone. L'hybridation reste faible. La métasomatose peut y jouer un certain rôle.
- une zone où le magma basique reste encore peu hybridé,
- une zone d'hybridation totale entre magma intrusif et produits de l'anatexie (migma granitique).

. Ensuite, l'hybridation devient de plus en plus intense et une homogénéisation des produits disponibles a lieu. Un volcanisme latitique important sévit dans l'ensemble de la région (fig. n° 108, c-d-e) et est responsable de la constitution de puissantes séries volcano-sédimentaires viséennes.

Figure N° 108 c-d-e.





. La phase sudète affecte l'ensemble de ces séries viséennes. Il reste ensuite un magma hybride dont la composition reflète des échanges encore plus importants entre les produits de la palingénèse du socle et le magma basique initial. Ce magma va donner naissance à la trilogie Granite des Crêtes - Granite des Ballons - rhyolite de Molkenrain. La mise en place de ces roches sera étroitement liée à la structure tectonique nouvellement dessinée. Le Granite des Crêtes serait issu d'une hybridation avec des parties du socle profond déjà mobilisées (mobilisation sélective) pour la formation des albitophyres.

Il aurait ainsi acquis un chimisme original (richesse en K_2O). Le Granite des Ballons et les rhyolites du type Molkenrain seraient le produit d'une hybridation moins particulière, semblable, en plus intense, à celle qui a fourni les latites.

. Les granites métasomatiques, issus directement de la fusion anatectique plus ou moins complète du socle, peuvent soit rester enracinés (granites autochtones), soit devenir intrusifs dans l'ensemble des autres formations.

. Le diagramme $SiO_2 - Al_2O_3$ (fig. n° 106), montre bien trois ensembles de formations éruptives dont les taux en SiO_2 et Al_2O_3 (coefficient de sialification) diffèrent :

- un groupe issu de la palingénèse directe du socle cristallophyllien (SiO_2 élevé, Al_2O_3 faible) : gneiss granitique, granites à muscovite et/ou biotite de l'association des Crêtes, albitophyres et orthophyres. (voir aussi la figure n° 104).

- un groupe proche du magma fondamental intrusif, caractérisé par un taux très faible en silice et de fortes teneurs en alumine : roches basiques (l'analyse du basalte moyen donnée par K. RANKAMA et TH. G. SAHAMA est représentée par le triangle.)

- un groupe de roches ayant cristallisé à partir d'un magma hybride ; il s'agit :

- . des latites dont la mise en place est antérieure à la phase sudète. .
- . de la trilogie Granite des Crêtes - Granite des Ballons et rhyolite du

x X Molkenrain post-tectonique, Ce dernier ensemble a subi en plus un phénomène de différenciation dans l'espace par gravité. (Voir aussi la figure n° 105).

. Cette hypothèse rend compte d'un ensemble de faits observés ou déduits de notre étude. Elle permet d'établir un passage progressif entre les différentes unités que nous avons nettement isolées pour simplifier notre exposé. Elle justifie notre ultime conclusion empruntée à J. JUNG (1963). (calculer à l'échelle...)

Notons auparavant que le concept d'association volcanique, mis en évidence par le diagramme de calco-alcalinité de J. JUNG n'est pas (du) à une différenciation magmatique s. str. Il n'est que le reflet d'une hybridation progressive d'un magma basique intrusif par les produits d'une palinogénèse plus ou moins poussée du socle cristallophyllien. Cette conception est en accord avec les hypothèses formulées par L. GLANGEAUD à propos notamment du volcanisme du Mont-Dore. Dans notre cas, la cicatrisation crustale intervient rapidement et le volcanisme basique initial est masqué très tôt par les magmas hybrides en raison, sans doute, de l'ampleur de la remobilisation du socle.

V. CONCLUSION

Dans l'analyse d'un tel phénomène, les conceptions peuvent s'opposer fondamentalement.

- Si l'on part de l'étude des formations cristallophylliennes et des granites métasomatiques, on tend à élargir le champ de ce processus. Ainsi, J.P. VON ELLER a voulu inclure le cas du Granite des Crêtes dans son hypothèse métasomatique.

- Si l'on part de l'étude du magmatisme, on est contraint d'y ranger le Granite des Crêtes. On serait tenté d'y inclure certains granites à hiotite... .

C'est souvent sur "les frontières" que les oppositions se cristallisent.

Pour conclure, nous citerons cette mise au point de J. JUNG (1963 - p. 204) :

"Il est important de remarquer qu'il y a un passage progressif entre les migmatites, d'une part, et les roches métasomatiques, dites éruptives, d'autre part. De même, il n'existe aucune franche coupure entre les roches éruptives métasomatiques et les roches éruptives franchement magmatiques.

On peut se représenter que ces trois sortes de roches ne diffèrent les unes des autres que par les proportions de la matière mobile qui était présente dans le milieu où s'est effectuée leur cristallisation. Relativement faible dans les migmatites, cette proportion était plus forte dans les roches éruptives métasomatiques et maximum dans les roches magmatiques. Ce maximum correspond au cas des magmas complètement fondus.

Cette conception permet de ne plus opposer les phénomènes du métamorphisme à ceux du magmatisme, aussi formellement qu'on le faisait autrefois.

BIBLIOGRAPHIE GENERALE

ABERDAM D. (1965).

- Utilisation de la microscopie électronique pour l'étude des feldspaths. Observations sur les micropertthites.
- Sciences de la Terre - Mémoire n° 6.

ARNOLD R.G. - COLEMAN R.G. - FRYKLUND G.C. (1959).

- Temperatures of formation of coexisting pyrrhotite, sphalerite and pyrite from Highland Surprise Mine, Idaho.
- Carnegie Instn. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. - vol. 58, p. 156.

ARNOLD R.G. (1958).

- The Fe-S system
- Carnegie Instn. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Labor. - vol. 57, p. 218.

BAILEY D.K. - SCHAIRER H.F. (1964).

- Feldspar - liquid equilibria in peralkaline liquids
The orthoclase effect.
- Amer. Journ. Sci. vol. 262, pp. 1198 - 1206.

BANNISTER F.A. - WHITTARD W.F. (1945).

- A magnesian chamosite from the Wenlock Limestone of Wickwar, Gloucestershire.
- Min. Mag. vol. 27, p. 99.

BARNES V. E. (1930).

- Changes in hornblende et about 800° C.
- Am. Mineralogist. V. 15 - pp. 393-417.

BARNES H. L. ERNEST W. G. (1963).

- Ideality and ionization in hydrothermal fluids : the system MgO-H₂O-NaOH.
- Amer. Journ. Sci. V. 261 - pp. 129-150.

BARRER R. M. DENNY P. J. (1961).

- Hydrothermal chemistry of the silicates
A partial study of the field CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O.
- J. Chem. Soc. G.B. mars 1961 - pp. 983-1000.

BARTH T. F. W. (1948).

- Oxygen in rocks : a basis for petrographic calculations.
- Journ. Geology. Vol. 56, n°1, pp. 50-60.

BARTH T. F. W. (1951).

- Sub-solidus diagram of pyroxenes from common mafic magmas.
- Norsk. Geol. Tidsskr. Vol. 29, p. 218.

BARTH T. F. W. (1951).

- The feldspar geologic thermometers.
- Neues Jahrb. Min., Abhandl., Vol. 82, p. 143-154.

BARTH T. F. W. (1956).

- Zonal structure in feldspars of crystalline schists.
- 3rd Reunion Internationale de la réactivité à l'état solide.
Madrid. Sect. 3, p. 563.

BARTH T. F. W. (1962).

- The feldspar geologic thermometers.
- Norsk Geol. Tidsskr. 42-2. Feldspar Vol. pp. 330-339.

BARTH T. F. W. (1962).

- Theoretical Petrology.
- John Wiley. NY. London. 2nd edition.

BARTHOLOME P. (1964).

- Sur la distribution du fer et du magnésium dans les assemblages minéralogiques.
- C. R. Ac. Sci. PARIS, t. 259, pp. 1155-1158.

BEATTY S. (1949).

- X-ray spectrometer study of mica powders.
- Amer. Mineralogist. Vol. 34. pp. 74-82.

BELOUSOV V.V. (1966).

- Modern concepts of the structure and development of the Earth's crust and the upper mantle of continents.
- Quart. J. Geol. Soc. Lond. Vol. 122, part. 3, pp. 293-314.

BELYANKIN D.S. DONSKAYA E.V. (1939).

- Thermo optical investigation of Actinolite.
- Bull. Acad. Sci. URSS. Ser. Geol. n° 1, p. 95 (M.A. 8-19).

BERMAN H. (1937).

- Constitution and classification of the natural silicates.
- Amer. Mineralogist. Vol. 22, p. 342.

BERRY L.G., THOMPSON R.M. (1962).

- X-ray powder data for ore minerals : The peacock atlas.
- Geol. Soc. America. Memoir n° 85.

BEST M.G., MERCY E.L.P. (1967).

- Composition and crystallisation of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California.
- Amer. Mineralogist. Vol. 52, mars-avril 1967, pp. 436-474.

BOONE G.M. (1962).

- Potassic feldspar enrichment in magma : Origin of syenite in Deboullie District, Northern Maine.
- B 11. Geol. Soc. America Vol. 73, n° 12, pp. 1451-1476.

BOWEN N.L. - TUTTLE O.F. (1950).

- The system $\text{Na AlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$.
- Jour. Geol. Vol. 58, pp. 489-511.

BOWEN N.L. - TUTTLE O.F. (1953).

- Beginning of melting of some natural granites.
- Carnegie Instn. Washington. Year. Book n° 52, p. 50.

BOYD F.R. (1954).

- Amphiboles.
- Carnegie Instn. Washington. Year Book 53, p. 108-111.

BOYD F. R. (1954-1955-1956).

- Amphiboles.
- Carnegie Instn. Washington. Ann. Report Dir. Geophys. Lab. p. 108 - p. 115 - p. 198.

BOYD F. R. (1959).

- Hydrothermal investigations of amphiboles.
- Researches in Geochemistry (Abelson P. H. éd.). N. Y. J. Wiley and Sons. Inc. pp. 377-396.

BRINDLEY G. W., ALI S. Z. (1950).

- X-ray study of thermal transformations in some magnesian chlorite minerals.
- Acta Cryst. Vol. 3, p. 25.

BRINDLEY G. W., GILLERY F. H. (1956).

- X-ray identification of chlorite species.
- Amer. Mineralogist. Vol. 41, p. 169.

BRINDLEY G. W. - ROBINSON K. (1951).

- The chlorite minerals, in X-ray identification and crystal structure of the clay minerals
- Min^e Soc. London.

BROUSSE R. (1960).

- Cours de minéralogie.
- Cours photocopié dans le cadre du Certificat d'Etudes Supérieures de Pétrographie, 3ème cycle, Sorbonne - 1960.

BUTLER B. C. M. (1965).

- Compositions of micas in metamorphic rocks.
- In "controls of metamorphism" Oliver and Boyd - 1965 - pp. 291-298.

CAILLERE S. - KRAUT F. (1960).

- Sur la répartition des feldspaths potassiques dans les roches éruptives et métamorphiques de la région d'Avallon.
- Bull. Soc. Franç. Min. Crist. 83 pp. 21-23.

CALLEGARIE Ezio (1958).

- Stutture di reazione e processi metasomatici nelle rocce femiche di Cima Uzza (Adamello sud-orientale).
- Periodica di Mineralogia, anno XXVII n° 1, 1958, p. 100-144.

CARMICHAEL I. S. E. (1960).

- The pyroxenes and olivines from some tertiary acid Glasses.
- Journal of Petrology - Vol. 1, 1960, pp. 309-336.

CARMICHAEL I. S. E. (1963).

- The crystallisation of feldspar in volcanic acid liquids.
- Quart. Journ. Geol. Soc. Lond. Vol. 119, n° 473, pp. 95-131.

CARMICHAEL I. S. E. (1967).

- The mineralogy and petrology of the Volcanic rocks from the Leucite Hills ; Wyoming.
- Contr. Mineral. and Petrol. Vol. 15, n° 1, pp. 24-66.

CARSTENS H. (1967).

- Exsolution in ternary feldspars. I. on the formation of antiperthites.
- Contr. Mineral and Petrol. Vol. 14, pp. 27-35.

CARSTENS H. (1967).

- Exsolution in ternary feldspars.
II intergranular precipitation in alkali feldspar containing calcium in solid solution.
- Contr. Mineral. and Petrol. Vol. 14, pp. 316-320.

CHAYES F. (1949).

- A simple point counter for thin section analysis.
- Amer. Mineralogist. Vol. 34, pp. 1-11.

CHAYES F. (1952).

- Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltinitrite in thin section.
- Amer. Mineralogist. Vol. 37, pp. 337-340.

CHAYES F. (1955).

- Potash Feldspar as a by - product of the biotite-chlorite transformation.
- The Journal of Geology. Vol. 63, janvier 1955, n° 1, pp. 75-82.

CHAYES F. (1956).

- Petrographic modal analysis (an elementary statistical appraisal).
- J. Wiley and Sons. New-York.

CHEROTZKY G. (1963).

- Lexique pétrographique. Recueil de terme pétrographique et de pétrogénèse.
- Serv. Geol. Maroc. Notes et mémoires n° 171-116 pages.

CHIDESTER A. H. (1962).

- Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north-central Vermont.
- Geol. survey, prof. paper - 345.

CHRISTOPHE - MICHEL.-LEVY M. (1957).

- Premiers stades du métamorphisme artificiel d'une Dolomie siliceuse : formation de Trémolite et de Diopside.
- Bull. Soc. Franç. Minéral. Crist. 1957 IXXX pp. 297-302.

COLLOMB P. (1951).

- A propos d'un phénomène de croissance secondaire des feldspaths potassiques dans une microgranulite filonienne.
- Bull. Soc. Géol. France - VI - t. I, p. 621-626.

COLVILLE P.A., ERNST W.G., GILBERT M.C. (1966).

- Relationships between cell parameters and chemical compositions of monoclinic amphiboles.
- Amer. Mineralogist, Vol. 51, nov-déc. 66, pp. 1727-1754.

COURNOT J. - GUILLET L. (1961).

- Alliages binaires.
- C. D. U. - PARIS - Cours du Conservatoire National des Arts et Métiers - 35 p.

COURNOT J. - GUILLET L. (1963).

- Alliages Ternaires.
- C. D. U. Cours Conservatoire National des Arts et Métiers - PARIS 30 p.

DEER W.A. - HOWIE R.A. - ZUSSMAN J.

- Rock-forming minerals.
- Vol. 1 (1965) - vol. 2 (1965) - vol. 3 (1965). - Vol. 4 (1965) - Vol. 5 (1963).
- New-York - John Wiley and Sons Inc.

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 grano-dioritiques. Application aux Vosges Cristallines.
- Sciences de la Terre - tome IX (1962-1963) n° 3, pp. 293-337.

DE LA ROCHE H. (1966).

- Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique.
- C. R. Acad. Sci. France - 18 avril 1966 t. 262, pp. 1665-1668.

DE VORE G.W. (1955). (a).

- The role of adsorption in the fractionation and distribution of elements.
- Journ. Geol. Vol. 63, p. 159 - D.H. 2. III. p. 81.

DE VORE G.W. (1955). (b).

- Crystal growth and the distribution of elements.
- Journ. Geol. Vol. 63, p. 471 - D.H. Z. III, p. 81.

DE VORE G.W. (1957).

- The association of strongly polarizing cations with weakly polarizing cation as a major influence in element distribution, mineral composition, and crystal growth.
- Journal. Geol. Vol. 65, p. 178.

DESTHIEUX F. (1961).

- Les chlorites (étude bibliographique). Polycopié. 105 pages.

DIDIER J. (1964).

- Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif central français.
- Thèse Doctorat d'Etat : Univ. Clermont-Ferrand, France.
- Annales Fac. Sci. n° 23. Geol. Miner. fasc. 7.

DIETRICH R.V. (1961).

- Petrology of the Mount Airy "Granites".
- Bull. Virginia Poly. Inst. V. 54, pp. 1-63.

DIETRICH R.V. (1962).

- K - feldspar structural states as petrogenetic indicators.
- Norsk. Geol. Tidsskr - 42-2 - Feldspar Vol. pp. 394-414.

DONNAY G. et DONNAY J.D.H. (1952).

- The symmetry change in the high temperature alkali-feldspar series.
- Amer. Journ. Sci. Bowen Vol. pp. 115-132.

DONNAY G. - DONNAY J.D.H. - WYART J. - SABATIER G. (1960).

- The catalytic nature of the high low feldspar transformations.
- Carnegie Inst. Washington. Year Book, Vol. 51, pp. 173-175.

DRESCHER - KADEN F.K. (1948).

- Die Feldspat-Quartz - Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetisch Bedeutung.
- Miner. und Petr. In Einzeldarstellungen.

EDELMAN N. (1949).

- Microcline porphyroblasts with myrmekite rims.
- Bull. Comm. Geol. Finlande. 144 - p. 73-79.

EITEL W. (1954).

- Synthesis of fluorosilicates of the mica and amphibole groupe.
- Proc. Internat. Symposium on Reactivity of Solids. Gothenburg pl. I - p. 335.

EMMONS R. C. (1964).

- Granites by recrystallisation.
- Amer. Journ. of Sci. Vol. 262, pp. 561-591.

ERNST. W.G. (1966).

- Synthesis and stability relations of ferrotremolite.
- Amer. Journ. of Sci. Vol. 264 - janvier 66 pp. 37-65.

EUGSTER H. P. (1956).

- Stability of hydrous iron silicates.
- Carnegie Instn. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. 1955-1956 Vol. 55, p. 158.

EUGSTER H. P. (1957).

- Stability of annite.
- Carnegie Instn. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. 1956-1957. Vol. 56, p. 161.

EUGSTER H. P. - WONES D. R. (1958).

- Phase relations of hydrous silicates with intermediate Mg/Fe ratios.
- Carnegie Inst. Washington ; Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. 1957-1958. Vol. 57, p. 193.

EUGSTER H. P. - WONES D. R. (1962).

- Stability relations of the ferruginous biotite, annite.
- Journal of Petrology Vol. 3, pp. 82-125.

FAULT H. (1960).

- Bull. Geol. Soc. Amer. 71, p. 637.

FAWCETTE I. J. (1963).

- The upper stability limite of magnesium chlorite to 10 kilobars P_{H_2O} .
- Annual report of the Director - Carnegie Instn. Labor. Geophysical 1962-1963, pp. 140-147.

FOLK R. L. (1947).

- The alteration of feldspar and its products as studied in Laboratory.
- Amer. Journ. Sci. Vol. 245, pp. 388-394.

FORESTIER F. H. (1963).

- Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français).
- Bull. Serv. Carte Geol. France n° 271 t. LIX.

FOSLIE S. (1945).

- Hastingsites and amphiboles from the epidote-amphibolite faciès.
- Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 25, p. 74.

FOSTER M. D. (1960).

- Interpretation of the composition of trioctahedral micas.
- Geol. Survey. Professional paper 354-B, 49 pages.

FOSTER M. D. - WONES D. R. - EUGSTER H. P. (1963).

- The atomic ratios of natural Ferruginous biotites with reference to "the stability relations of the Fe-biotite, annite" a discussion.
- Journ. Petrol. Vol. 4, n° 2, pp. 302-306.

FRASL G. (1954).

- Anzeichen schmelzflussigen und Hochtemperierten wachstums an den grossen kali. Feldspaten einiger porphygranite, porphygranitgneise und augengneise oesterreichs.
- Jahrb. Geol. Bundesanstalt. Wien. Bd. 97 H. 1, pp. 71-134.

FREY R. (1937).

- La classification moderne des roches éruptives.
- Serv. Mines et Carte Géol. Maroc 6. Notes et mémoires n° 44, 125 pages.

GILBERT M. C. (1965).

- Synthesis and Stability relationships of the hornblende, Ferropargasite. (abs.).
- Géol. Soc. America - Spec. Paper. Vol. 82, pp. 72-73.

GILBERT M. C. (1966).

- Synthesis and stability relations of the hornblende ferro-pargasite.
- Amer. Journ. Sci. Vol. 264, nov. 1966, n° 9, pp. 698-742.

GIROD M. (1965).

- Les feldspaths.
- Cours polycopié dans le cadre du Certificat d'Etudes Supérieures de Pétrographie, 3ème cycle. Sorbonne 1965.

GLANGEAUD L. (1959).

- Geodynamique du granite d'après les données géologiques et expérimentales.
- C. R. Acad. Sci. France. 28 octobre 1959.

GLANGEAUD L. (1962).

- Les transferts d'échelle en géologie et géophysique. Application à la Méditerranée occidentale et aux chaînes péripacifiques.
- Bull. Soc. Geol. France. VIII t. IV, pp. 912-961.

GLANGEAUD L. (1963).

- L'expérience et la recherche opérationnelle dans les Sciences de la Terre et de la Nature.
- Revue de Synthèse n° 29-31, pp. 125-170.

GOLDSMITH J. - LAVES F. (1954).

- Na content of Microcline.
- 35ème Congrès. Miner. Soc. of America.
- Résumé p. 318. Amer. Miner. Vol. 40, n° 3-4 (1955).

GOLDSMITH J. R. - LAVES F. (1954).

- Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine.
- Geoch. et Cosmo. Acta. Vol. 5, pp. 1-19, 1954.

GOLDSMITH J. R. - LAVES F. (1961).

- The sodium content of microclines and the microcline - albite series.
- Instituto Lucas Mallada - Cursos y conferencias - fascículo VIII, 81, Madrid 1961.

GORANSON R. W. (1931).

- The solubility of water in granite magmas.
- Amer. Journ. Sci. Vol. XXII n° 132, pp. 481-502.

GOWER J. A. (1957).

- X-ray measurement of the iron magnesium ratio in biotites.
- Amer. Journ. Sci. 255, pp. 143-156.

GREENWOOD H. J. (1961).

- The system $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\text{-H}_2\text{O-Argon}$: total pressure and water in metamorphism.
- Journ. Geophys. Research. Vol. 66, pp. 3923-3946.

GREENWOOD H. J. (1963).

- The synthesis and stability of anthophyllite.
- Journal of petrology. Vol. 4 n° 3 - 1963 - pp. 317-351.

GRIGORIEV D. P. - ISKULL E. W. (1937).

- The regeneration of amphiboles from their melts at normal pressure.
- Amer. Mineralogist. Vol. 22 ; p. 169.

GUITARD G. - RAGUIN E. - SABATIER G. (1960).

- La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées Orientales.
- Intern. Geol. Congr. Report of the 21e session. Norden. Part XIV. The granite - gneiss problem.

HALL A. J. (1941).

- The relation between colour and chemical composition in the biotites.
- Am. Mineralogist. Vol. 26, p. 29.

HARRY W. T. (1950).

- Aluminium replacing silicon in some silicate lattices.
- Min. Mag. Vol. 29, p. 142.

HAZEGAWA Shuzo (1960).

- Chemical composition of Allanite.
- Science Reports of the Tohoku University, série III. Vol. VI, n° 3. Mars 1960, pp. 331-387.

HEALD M. T. (1950).

- Authigenesis in West Virginia sandstones.
- Journ. Geol. Vol. LVIII. n° 6, p. 624.

HEINRICH E. Wm. (1946).

- Studies in the mica groupe ; the Biotite-phlogopite series.
- Amer. Journ. Sci. Vol. 244 - n° 12, pp. 836-848.

HEINRICH E. W., LEVINSON A. A. - LEVANDOWSKI D. W. and HEWITT C. H. (1953).

- Studies in the natural history of micas.
- Univ. Michigan Engineering Research Inst. project. M. 978 final. report.

HELINER E. and SCHURMANN K. (1966).

- Stability of metamorphic amphiboles : the Tremolite ferro-actinolite series.
- Journal of Geology, mai 1966, vol. 74, n° 3, p. 322-331.

HESS H. H. (1949).

- Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes.
- Amer. Mineralogist. Vol. 34, p. 621.

HEY M. H. (1954).

- A new review of the chlorites.
- Min. Mag. Vol. 30, p. 277.

HIBBARD M. J. (1965).

- Origin of some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis.
- Amer. Journ. Sci. Vol. 263, pp. 245-261.

HOLMES A. (1960).

- A revised Geological Time-Scale.
- Transac. Edinburgh. Geol. Soc. Vol. 17, p. 183-216.

IYAMA J. T. (1963).

- Synthèse hydrothermale à 750° C, 1000 bars dans le système $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ d'amphiboles orthorhombiques et monocliniques.
- C. R. Acad. Sci., Fr., t. 256, n° 4, p. 966-967.

JOHANNSEN A. Ph. D. (1963).

- A descriptive petrography of the igneous rocks.
- Univ. Chicago. Press, 4 volumes.

JUNG J. (1955).

- Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations de laves.
- C. R. Acad. Sci. PARIS t. 240, p. 799.

JUNG J. et BROUSSE R. (1959).

- Classification modale des roches éruptives (utilisant les données fournies par le compteur de points).
- Masson-PARIS.

JUNG J. (1963).

- Précis de Pétrographie.
- Masson et Cie, PARIS, 2nd. édition.

KADIK A. A. (1963).

- Possible role of gravitation in the differentiation of homogeneous magmas.
- In "Chemistry of the Earth's crust". Vol. 1, Jerusalem 1966, pp. 17-26.

KENNEDY W. Q. (1935).

- The influence of chemical factors on the crystallisation of hornblende in igneous rocks.
- Min. Mag. Vol. 34, pp. 203-207.

KÖHLER A. (1950).

- Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis.
- Tsch. Min. Petr. Mitt. 3 Folge, 1, pp. 51-67.

KORZHINSKY A.F. (1955).

- Thermal analysis of certain hornblendes from eastern Siberia.
- Trans. First. Congr. Thermography (Kosan, 1953). Acad. Sci. URSS - p. 266 (M.A. 13-396).

KOUPLETSKI B.M. (1944).

- Classification minéralogique quantitative des lamprophyres et leur genèse.
- Bull. Ac. Sci. URSS n° 5.

KRANCK S.H. (1961).

- A study of phase equilibria in a metamorphic iron formation.
- Journ. Petrology. Vol. 2, p. 137-184.

KRANCK E.H. - AMD OJA R.V. (1960).

- Experimental studies of anatexis.
- Rpt. 21 st. Session Int. Geol. Congr. Norden. Pt. 14, pp. 16-29.

KUELLMER F.J. (1959).

- X-ray intensity measurements on perthitic materials.
- I : theoretical considerations.
- Journ. Geol. Vol. 67, p. 648.

KUELLMER F.J. (1960).

- X-ray intensity measurements on perthitic materials.
- II. Data from natural alkali feldspars.
- Journ. Geol. Vol. 68, p. 307.

KULLERUD G. (1966).

- The Fe - S - O - H System.
- Carnegie Institution. Annual Report of the Director. Geophysical Laboratory, 1965, 1966, pp. 252-254.

KULLERUD G. - YODER H.S. (1956).

- The upper stability curve of pyrite.
- Carnegie Instn. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Vol. 55, p. 181.

KULLERUD G. - YODER H.S. (1959).

- Pyrite stability relations in the Fe-S system.
- Econ. Geol. Vol. 54, p. 533.

KULP J. L. (1960).

- Rept. 21th Intern. Geol. Congres Norden. pt. 3. 18.

KULP J. L. (1961).

- Geological Time Scale - Isotopic age determinations on rocks of known - stratigraphic age define and absolute time scale for earth history.
- Science, N. Y. 14 avril 1961. Vol. 133 - n° 3459. pp. 1105-1114.

KUNITZ W. (1930).

- Die isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe.
- Neues Jahrb Min. Bl. Bd. 60 Abt. A. P. 171.

LACY E. D. (1951).

- Minerals and magmas. Studies at high temperatures and pressures.
- Nature G. B. 1951 - 168 n° 4274 pp. 537-539.
- CNRS 13-12998.

LAFFITTE P. (1953).

- Etude de la précision des analyses de roches.
- Bull. Soc. Geol. France. 1953 n° 7-8, pp. 723-746.

LAFFITTE P. (1957).

- Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Physico-chimie et thermodynamique.
- Masson et Cie - PARIS.

LAPADU-HARGUES P. (1957).

- Essai sur une classification génétique des massifs granitiques.
- Travaux Lab. Geol. Miner. Fac. Sci. Clermont-Ferrand - série documentation n° 20 - 18 p.

LAPADU-HARGUES P. (1964).

- Les phyllosilicates dans les granites et leur signification.
- Trav. Lab. géol. Minér. Fac. Sci. Clermont-Ferrand. Série documentation n° 7, 17 page.

LAVES F. (1952).

- Phase relations of the alkali feldspars I et II.
- J. Geol. 60 pp. 436-450 et 549-574.

LAVES F. (1960).

- Al/Si - verteilungen, phasen-transformationen und namen der alkali-feldspäte.
- Zeit. Krist. Vol. 113, p. 265.

LEAKE B. E. (1962).

- On the non-existence of a vacant area in the Hallimond calciferous amphibole diagram.
- Jap. Journ. Geol. Geogr. Vol. 33, p. 1.

LEAKE B. E. (1964).

- The chemical distinction between Ortho and Para-amphibolites.
- Journal of Petrology. Vol. n° 2, pp. 238-254.

LEAKE B. E. (1965).

- The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism.
- In "Controls of metamorphism". Oliver and Boyd - Ed. 1965, pp. 299-318.

LEAKE B. E. (1965).

- The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles.
- Am. Mineralogist. Vol. 50, p. 843-851.

LEUTWEIN F. (1964).

- La géochronologie des roches.
- Bull. Soc. française de Céramique n°63 - avril-juin 1964, pp. 49-64.

MACKENZIE W. S. (1952).

- The effect of temperature on the symmetry of high-temperature soda-rich feldspars.
- Amer. Journ. Sci. Bowen Vol. part. II, pp. 319-342.

MACKENZIE W. S. (1952).

- Optical and X-ray studies of alkali feldspars.
- Carnegie Instn. of Washington, Year-Book n° 51, p. 50.

MACKENZIE W. S. (1954).

- The orthoclase-microcline inversion.
- Mineral Mag. Vol. 30, pp. 354-366.

MACKENZIE W. S. - SMITH J. V. (1955).

- The Alkali feldspars I. orthoclase-microperthites.
- Amer. Mineralogist. Vol. 40, pp. 707-732.

MACKENZIE W.S. - SMITH J.V. (1956).

- The Alkali feldspars III : an optical X-ray study of high temperature feldspars.
- Amer. Mineralogist - Vol. 41, pp. 405-427.

Mc MURCHY R.C. (1934).

- The crystal structure of the chlorite minerals.
- Zeit. Krist. Vol. 88, p. 420.

Mc NAMARA M.J. (1966).

- Chlorite - biotite equilibrium reactions in a carbonate - free system.
- Journal of Petrology - Vol. 7, part. 3, pp. 404-413.

METZ P. (1967).

- Die obere stabilitätsgrenze von tremolit bei der metamorphose von kieseligen karbonaten.
- Contr. Mineral and Petrol. Vol. 15, n° 3, pp. 272-280.

METZ P.W. - WINKLER H.G.F. (1963).

- Experimentelle gesteinsmetamorphose : VII : Die bildung von talk aus kieseligen dolomit.
- Geoch. Cosm. Acta. Vol. 27, p. 431-457.

METS P.W. - WINKLER H.G.F. (1964).

- Experimentelle untersuchung der diopsidbildung aus tremolit, calcit und quartz.
- Naturwissenschaften. Vol. 51, p. 460.

MIYASHIRO A. (1960).

- Thermodynamics of reactions of rock-forming minerals with silica.
Part. V : decomposition reactions of phlogopite.
- Jap. Journ. Geol. and Geogr. Vol. 31, n° 2-4. pp. 241-246.

MIYASHIRO A. (1964).

- Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite.
- Geoch. et Cosm. Acta. Vol. 28, p.p. 717-729.

MUELLER R.F. (1960).

- Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of metamorphosed iron formation.
- Amer. Journ. Sci. 1960, 258 n° 7, pp. 449-97.

MÜLLER G. (1966).

- Die autometamorphe retrograde umwandlung von biotiten in chlorite und muskovite in sauren tiefengesteinen.
- Contr. Mineral and Petrol. Vol. 13, pp. 295-365.

NEUERBURG G. J. (1957).

- Origin of porphyroblasts.
- Bull. Geol. Soc. Amer. 1957 - 68 n°5 - 653-4.

NICOLAS A. (1966).

- Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises).
- Thèse Doctorat d'Etat Fac. des Sci. Grenoble, France (1ère thèse).

NICOLAS A. (1966).

- Le complexe ophiolites - schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Tectonique et métamorphisme.
- Thèse Doctorat d'Etat, Fac. des Sci. Grenoble, France (2ème thèse).

NOCKOLDS S. R. (1947).

- The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks.
- Amer. Journ. Sci. Vol. 245, p. 401.

NOLAN J. - EDGAR A. D. (1963).

- An X-ray investigation of synthetic pyroxenes in the system acmite - diopside - water at 1000 kg/cm² water vapour pressure.
- Min. Magazine Vol. 33, n° 263, pp. 625-634.

NORTON D. A. - CLAVAN W. S. (1959).

- The optical mineralogy, chemistry, and X-ray crystallography of ten clinopyroxenes from the Pennsylvania and Delaware Piedmont province.
- Amer. Mineralogist. Vol. 44, pp. 844-874.

OFTEDAL I. (1943).

- Scandium in biotite as a geologic thermometer.
- Norsk. Geol. Tidsskr. Vol. 23, pp. 202-213.

OFTEDAL I. (1949).

- Remarks on the growth of crystalloblasts in a medium exposed to directed pressure.
- Norsk. Geol. Tidsskr. Bd. 28 H. 1. p. 43-46.

OKI Y. (1961).

- Biotites in metamorphic rocks.
- Jap. Journ. Geol. Geogr. Vol. 32, n°3-4, pp. 497-506.

ORVILLE P.M. (1960).

- Powder X-ray method for determination of (Ab-An) content of microcline (abstract).
- Geol. Soc. America. Bull. Vol. 71, p. 1939.

ORVILLE P.M. (1962).

- Alkali metasomatism and feldspars.
- Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 42 feldspar. Vol. pp. 283-316.

ORVILLE P.M. (1962).

- Comments on the two-feldspar geothermometer.
- Norsk. Geol. Tidsskr. Vol. 42, feldspar Vol., pp. 340-348.

ORVILLE P.M. (1963).

- Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases.
- Amer. Journ. Sci. 261, pp. 201-237.

PARSONS I. (1965).

- The "Feldspathic Syenites of the Loch Ailsh Intrusions, Assynt Scotland.
- Journal of Petrology. Vol. 6, n° 3, pp. 365-394.

PAVILLON M.J. - ROUTHIER P. (1962).

- Prélude à une typologie des massifs granitiques.
- Bull. Soc. Geol. France. 7ème série, tome IV, pp. 888-897.

PELLAS P. (1962).

- Essai de détermination de l'âge géologique à partir des distances réticulaires et des propriétés optiques des allanites radioactives.
- Thèse Doctorat d'Etat - Fac. Sci. Univ. PARIS. 12 juin 1962.

PERRIN R. - ROUBAULT M. (1939).

- Le granite et les réactions à l'état solide.
- Bull. Serv. Carte Géol. de l'Algérie - 5ème série n° 4.

PERRIN R. - ROUBAULT M. (1949).

- On the granite problem.
- Journ. Geol. Vol. 57, n°4, pp. 357-379.

POLDERVAART A. (1953).

- Petrological calculations in metasomatic processus.
- Amer. Journ. Sci. Vol. 251, p. 481.

POLDERVAART A. - HENS H. L. (1951).

- Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma.
- Journ. Geol. Vol. 59, p. 472.

RAMBERG H. (1958).

- The origin of metamorphic and metasomatic rocks.
- Univ. Chicago Press. 2nd edition.

RANKAMA K. - SAHAMA Th. G. (1960).

- Geochemistry.
- Univ. of Chicago Press. 1960 4nd ed.

READ H. H. (1957).

- The Granite controversy.
- Thomas Murby et C^o - London.

RITTMANN A. (1963).

- Les volcans et leur activité.
- Masson et Cie. Paris. 1963.

ROBERTSON F. (1959).

- Perthite formed by reorganization of albite from plagioclase during potash feldspar metasomatism.
- Amer. Mineralogist. 1959 - 44 n° 5-6, pp. 603-19 - CNRS 21-21430.

ROSEMBLUM S. (1956).

- Improved techniques for staining potash feldspars.
- Amer. Mineralogist. (1956) - 41 n° 7-8, pp. 662-4 - CNRS - 18.7458.

ROUBAULT M. (1962).

- Sur les porphyroblastes de feldspaths. Quelques remarques sur leur signification pétrogénétique.
- Norsk. Geol. Tidsskr. Bind 42 - Feldspar Volume, pp. 514-532.

ROY R. (1949).

- Decomposition and resynthesis of the micas.
- J. Amer. Ceram. Soc. Vol. 32, pp. 202-209.

SCHAIRER J. F. (1950).

- The alkali-feldspar join in the system $\text{Na AlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$.
- Journ. Geol. Vol. 58, pp. 512-518.

SCHAIRER J. F. - BOWEN N. L. (1947).

- The system anorthite - leucite - silice.
- Bull. Comm. Geol. Finl. Vol. 20, pp. 67-87.

SCHERMERHORN L. J. G. (1956).

- Petrogenesis of a porphyritic granite east of Oporto (Portugal).
- Tschermarks Min. Petr. Mitt. F3 Bd 4, pp. 73-115.

SHAW H. R. (1965).

- Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas.
- Amer. Journ. Sci. Vol. 263, pp. 120-152.

SHIROZU H. (1958).

- X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colours.
- Min. Journ. Japan. Vol. 2, p. 209.

SMITH J. V. (1956).

- The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars.
- I - The soda-rich plagioclases.
- Min. Mag. Vol. 31, p. 47.

*

SMITH J. V. - MACKENZIE W. S. (1955).

- The alkali feldspars. II. A simple X-ray technique for the study of alkali feldspars.
- Amer. Mineralogist. Vol. 40. pp. 733-747.

SMITH J. V. - YODER H. S. (1953).

- Theoretical and X-ray study of the mica polymorphs.
- Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 64, p. 1475 (Abs).

SMITH W. L. - FRANCK M. L. - SHERWOOD A. M. (1957).

- Uranium and thorium in the accessory allanite of igneous rocks.
- Amer. Mineralogist 1957 - Vol. 42, n° 5-6, pp. 367-378.

SMITHSON S. B. (1965).

- Oriented plagioclase grains in K-feldspar porphyroblasts.
- Contribution to geology - Vol. 4, n° 2, pp. 63-68.

STEIGER R. H. - HART S. R. (1967).

- The microcline orthoclase transition within a contact aureole.
- Amer. Mineralogist. Vol. 52 - janv. fev. 1967 - pp. 87 à 116.

STEWART D. B. - ROSEBOOM E. H. Jr. (1962).

- Lower temperature terminations of the three-phase region plagioclase alkali feldspar-liquid.
- Journal of Petrology - Vol. 3, part. 2, pp. 280-315.

SUNDIUS (1946).

- The classification of the hornblendes and the solid solution relations of the amphibole group.
- Serv. Geol. Unders, Arsbok 40, n°4 - p. 1.

THOMPSON J. B. Jr. (1955).

- The thermodynamic basis for the mineral facies concept :
- Amer. Journ. Sci. Vol. 253, pp. 65-103.

TILLEY C. E. - YODER H. S. Jr. - SCHAIRER J. F. (1963).

- Origin of igneous rocks. Melting relations of basalts.
- Carnegie Instn. Washington, Year Book, 1962-1963, p. 77-84.

TURNER F. J. - VERHOOGEN J. (1960).

- Igneous and metamorphic petrology.
- New-York - Toronto - London - Mc Graw-Hill Book Co. Inc.

TUTTLE O. F. (1951).

- Studies in feldspar equilibria at the Geophysical Laboratory Washington.
- Mineral. Mag. G. B. 1951, Vol. 29, n° 215, pp. 757-758 - CNRS. 13. 24771.

TUTTLE O. F. (1952).

- Optical studies on alkali feldspars.
- Amer. Journ. Sci. Bowen volume, 553-567.

TUTTLE O. F. (1955).

- L'origine et la classification des granites à la lumière des études expérimentales dans le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - K_2O .
- Sciences de la Terre - Nancy n° h - ser.

TUTTLE O. F. - BOWEN N. L. (1958).

- Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O .
- Geol. Soc. America - Memoir 74 - 153 p.

VERES G. I. - MERENKOVA T. B. - OSTROVSKY I. A. (1955).

- An artificial purely ferruginous hydroxyl mica.
- Doklady Acad. Sci. URSS. Vol. 101, p. 147.

WENTFORT R. H. (1956).

- The formation of gore mountain garnet and hornblende at high temperature and pressure.
- Amer. Journ. Sci. Vol. 254, p. 413.

WINCHELL A. N. - WINCHELL H. Ph. D. (1959).

- Elements of Optical Mineralogy - An introduction to microscopic petrography.
- John Wiley and Sons. New-York, 3rd éd.

WINKLER H. G. F. (1962).

- Beaucoup de basalte et peu de gabbro. Peu de rhyolite et beaucoup de granite.
- Beitr. Mineral Petrogr. Dtsch. t. 8, n° 4 - pp. 222-231.
- trad. Melle Baillet n° 3968 B. R. G. M.

WINKLER H. G. F. (1965).

- Petrogenesis of metamorphic rocks.
- Springer-Verlag - Berlin.

WINKLER H. G. F. - VON PLATEN H. (1960).

- Experimentelle Gesteinsmetamorphose. III. Anatektsiche ultrametamorphose kalkhaltiger tone :
- Geoch. Cosm. Acta. Vol. 18, pp. 294-316

WONES D. R. (1963).

- Physical properties of synthetic Biotites on the join Phlogopite Annite.
- Amer. Mineralogist. Vol. 48, pp. 1300 - 1321.

WONES D. R. - EUGSTER H. P. (1965).

- Stability of biotite : experiments, theory and application.
- Amer. Mineralogist. Vol. 50, pp. 1228 - 1272.

WRIGHT T. L. (1967).

- The microcline - orthoclase transformation in the contact aureol of the Eldora stock, Colorado.
- Amer. Mineralogist. Vol. 52, janvier-février 1967 - pp. 117-136.

WYART J. - SABATIER G. (1956).

- Transformations mutuelles des feldspaths alcalins. Reproduction du microcline et de l'albite.
- Bull. Soc. franç. Miner. Crist. (1956) LXXIX, pp. 574-581.

WYART J. - SABATIER G. (1961).

- Echanges des atomes dans les feldspaths. Action de l'eau.
- Instituto Lucas Wallada - Cursos y Conferencias. Fasciculo VIII, 23, Madrid 1961.

WYART J. - SABATIER G. (1962).

- L'équilibre des feldspaths et des feldspathoïdes en présence de solutions sodi-potassiques.
- Norsk. Geol. Vol. 42, feldspar vol., pp. 317-329.

YODER H.S. Jr. (1952).

- The MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O system and the related metamorphic facies.
- Amer. Journ. Sci. Bowen vol., pp. 569-627.

YODER H.S. - EUGSTER H.P. (1954).

- Phlogopite synthesis and stability range.
- Geoch. et Cosm. Acta. Vol. 6, pp. 157-185.

YODER H.S. - STEWART D.B. - SMITH J.R. (1957).

- Ternary feldspars.
- Annual report of the Director of the Geophysical Laboratory. Carnegie Instn. Washington Year Book 56 - pp. 206-214.

YODER H.S. - TILLEY C.E. (1956).

- Natural tholeiite basalt - water system.
- Ann. Rep. Dir. Geophys. Labor. Carnegie Instn. Washington. 1955-1956, p.169.

YUND R.A. - KULLERUD G. (1966).

- Thermal Stability of assemblages in the Cu-Fe-S system.
- Journal of petrology. Vol. 7, part. 3, pp. 454-88.

SWAAN P.C. (1954).

- On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams.
- Leidse geologisch mededelingen deel. XIX, pp. 167-276.

BIBLIOGRAPHIE REGIONALE

BERNHARD J. P. (1960).

- Mesure de la température de formation de quelques roches granitiques des Vosges par la méthode de Barth.
- Diplôme d'Etudes Supérieures - Fac. Sci. Univ. Strasbourg - 9 mai 1960, 34 p.

BLANALT J. G. (1963).

- Etude géologique des terrains primaires et des granites de la région située entre Soultzbach-les-Bains et Wintzenheim (Haut-Rhin).
- Diplôme d'Etudes Supérieures - Fac. Sci. Univ. Strasbourg. 23 déc. 1963 - 30 p.

BLANALT J. G. - VON ELLER J. P. (1965).

- Etude géologique des terrains primaires et des granites de la région située entre Soultzbach-les-Bains et Wintzenheim (Haut-Rhin).
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine t. 18, fasc. 2, pp. 65-90.

CAMBOLY J. - HAMEURT J. - ROCCI G. (1967).

- Relations génétiques entre vaugnérites et kersantite et hypothèse originale sur la genèse des Lamprophyres des Vosges.
- C. R. Acad. Sci. Paris t. 264, pp. 25-28.

CARLE W. (1950).

- Die Molybdän - Vorkommen zwischen Le Thillot, Château-Lambert und St-Maurice (Vogesen).
- N. Jahrb. Min. Petr. Abt. A. Bd. 80, pp. 101-120.

CHOUBERT G. (1935).

- Sur quelques filons à faciès lamprophyriques du versant lorrain des Vosges et sur leurs enclaves.
- Bull. Soc. Géol. France 5ème ser. tV pp, 629-650.

CHOUBERT G. (1935).

- Sur les enclaves de quelques filons des environs de la Bresse (Vosges).
- C.R. Acad. Sci. Paris. t. 200, pp. 1122-1124.

CORSIN P. - GAGNY Cl. - MATTAUER M. (1956).

- Découverte d'une florule d'âge viséen dans les schistes et grauwackes des environs de Felling (Haut-Rhin).
- C.R. Acad. Sci. Paris, t. 242, pp. 1908-1909.

CORSIN P. - MATTAUER M. (1957).

- Quelques nouveaux gisements fossilifères du massif des Ballons. (Vosges méridionales).
- C.R. Somm. Soc. Géol. France - Fasc. 5, pp. 92-93.

CORSIN P. - RUHLAND M. (1959).

- Les gisements à plantes du viséen dans les Vosges méridionales.
- C.R. Acad. Sci. Paris, t. 248, pp. 2145-2149.

DENISE M. - THIEBAUT J. (1963).

- Les roches éruptives de la haute vallée de l'Ognon entre Melisey et Ternuay.
- Annales Sci. Univ. Besançon - 2ème série. Géologie fasc.17, pp. 143-156.

DOUBINGER J. - RUHLAND M. (1963).

- Découverte d'une faune de Chitinozoaires d'âge dévonien au Treh. (région du Markstein, Vosges méridionales).
- C.R. Acad. Sci. Paris. t. 256, n° 10, pp. 2894-2896.

DUBOIS G. (1933).

- Sur la subdivision stratigraphique du complexe schisto-grauwackeux des Vosges.
- C.R. Acad. Sci. Paris. t.196, p.190.

DUBOIS G. (1936).

- Etat de nos connaissances sur le carbonifère de l'Est de la France.
- Bull. Ass. Philom. Alsace-Lorraine. t.VIII, fasc.3, 1935-1936.

FRIEDLAENDER C. - NIGGLI P. (1931).

- Beiträge zur Petrographie der Vogesen.
- Schweiz. Mineralog. Petrogr. Mittheilungen. Vol. XI, n° 2, pp. 365-411.

GAGNY Cl. (1957).

- Caractère particulier de la fluorescence des feldspaths dans certains granites des Vosges.
- Bull. Soc. franç. Minér. Crist. Vol. LXXX. p. 546.

GAGNY Cl. (1957).

- Pétrographie et sédimentologie des tufs albitophyriques marins des environs d'Oderen (Vosges méridionales).
- C. R. somm. Soc. Géol. France, 1957 n° 16, pp. 389-391.

GAGNY Cl. (1958).

- Le rôle du pyroxène dans l'histoire de la cristallisation du granite à biotite et amphibole des Crêtes. (Vosges).
- Bull. Soc. Franç. Minér. Crist. Vol. LXXXI - pp. 110-111.

GAGNY Cl. (1959).

- Contribution à l'étude des granites de l'Association des Crêtes dans le bassin de la haute Moselle (Vosges méridionales).
- Thèse 3ème cycle. Fac. Sci. Univ. Paris. Lab. Pétrographie. 83 p.

GAGNY Cl. (1962).

- Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales.
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine. t. 15, fasc. 4, pp. 139-160.

GUINTRAND Y. - METAIS D. - et THIEBAUT J. (1963).

- Sur une roche de nature Lamprophyrique dans la région de Saint-Bresson (Haute-Saône).
- Bull. Soc. Géol. France. 7ème ser. t. V. pp. 16-19.

HAMEURT J. (1966).

- Idées nouvelles sur la géologie des terrains cristallophylliens des Vosges moyennes lorraines.
- C. R. Acad. Sci. Paris, t. 263, pp. 1928-1931.

HEE A. DERVILLE H. - JAROVY (1956).

- Les zircons d'un granite des Crêtes (Gazon de Faing, Vosges).
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine. T. 9., fasc. 1, p. 19-34.

HUU-NGHIEP H. (1962).

- Contribution à l'étude pétrographique des roches filoniennes affiliées aux granites de l'association des Crêtes.
- Thèse 3ème cycle. Fac. Sci. Paris. Labo. Pétrographie. 102 p.

JEREMINE E. (1933).

- Sur quelques roches éruptives des Vosges méridionales.
- Bull. Soc. Géol. France, t. II, pp. 595-603.

JEREMINE E. (1940).

- Sur quelques granites des Vosges.
- C. R. Acad. Sci. Paris, t. 210, pp. 571-573.

JUNG J. (1927).

- Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace.
- Mémoire Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine n° 2, 481 p.

JUNG J. (1934).

- Description géologique du Versant Sud de la vallée de la Fecht (Haut-Rhin) avec des remarques sur l'origine des eaux minérales de Soultzbach-les-Bains.
- Bull. Ass. philomatique Alsace-Lorraine, Tome VIII, fasc. 2.

JUNG J. (1955).

- Contribution à l'étude du mode de formation de la durbachite de Sainte-Croix-aux-Mines (Haut-Rhin).
- Colloque international de pétrographie Nancy 4-11 septembre 1955 - pp. 77-86. Sciences de la Terre, n° Hors-série, Nancy.

JUNG J. (1958).

- Compte-rendu de l'excursion dans les Vosges, 5-6 juin 1958.
- Bull. Soc. Franç. Miner. Crist. Vol. LXXXI, pp. 231-238.

JUNG J. - CHENEVOY M. (1951).

- Sur la présence dans les Vosges d'un gisement de durbachite et sur l'origine de cette formation.
- C. R. Acad. Sci. Paris, t. 232, pp. 868-870.

JUNG J. - GAGNY Cl. (1957).

- Caractères chimiques des granites des groupes du Champ du Feu et des Crêtes.
- Note inédite; 2 pages.

JUTEAU T. (1965).

- Etude pétrographique et géochimique des roches volcaniques Dévono-Dinantiennes du massif de Schirmeck (Vosges septentrionales).
- Thèse 3ème cycle, Fac. Sci. Univ. Nancy, 4 février 1965 - 169 p.

JUTEAU T. - ROCCI G. (1965).

- Contribution à l'étude pétrographique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Bas-Rhin).
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine. t. 18, fasc. 3, pp. 145-176.

JUTEAU T. - ROCCI G. (1966).

- Etude chimique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Vosges septentrionales). Evolution d'une série Spilite-Keratophyre.
- Science de la Terre. Tome XI. 1966, n°1, pp. 69-104.

KARPINSKI R. W. (1931).

- Contribution à l'étude métallogénique des Vosges méridionales (Vallée du Rahun, de l'Oignon, du Bruchin et du Raddon).
- Bull. Soc. Sci. Nancy et thèse Université de Nancy.

KERN B. (1960).

- Prolongement vers le Nord de la dislocation La Bresse - Sainte-Marie-aux-Mines, au sein du Granite des Crêtes.
- Diplôme d'Etudes Supérieures. Fac. Sci. Univ. Strasbourg. 1960.

KLIPFEL R. (1959).

- Etude des roches filoniennes acides au Sud et à l'Est de Sainte-Marie-aux-Mines (Haut-Rhin).
- Diplôme d'Etudes Supérieures. Fac. Sci. Univ. Strasbourg. Juin 1959, 47 p.

MATHIEU G. (1949).

- Observations paléontologiques et hydrogéologiques à Bussang (Vosges).
- C. R. Somm. Soc. Géol. France. n° 14, pp. 324-326.

MATTAUER M. (1959).

- Découverte d'une faune viséenne près de Rimbach (Vosges méridionales).
- C. R. Acad. Sci. Paris. (19 janvier 1959). t. 248, n° 3, p. 433.

MATTAUER M. - THEOBALD N. (1957).

- Présence de *Lepidostrobos Browni* (Unger) Schimper dans le Dinantien de la haute vallée de la Thur.
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine. t; 10, fasc. 2, pp. 133-142.

METAIS D. - RAVIER J. (1962).

- Nature et composition chimique des micas de deux lamprophyres.
- Bull. Soc. franç. Miner. Crist. Vol. LXXXV. pp. 321-328.

MICHEL-LEVY Alb. (1910).

- Analogies des terrains primaires du Sud des Vosges et de ceux du Morvan.
- Bull. Soc. Geol. France. t. 10, p. 816.

MICHEL-LEVY Alb. (1935).

- Quelques observations pétrographiques et tectoniques dans la haute-vallée de la Thur.
- C. R. Somm. Soc. Geol. France, 2ème ser., vol. 12, p. 15.

MICHEL-LEVY Alb. - VELAIN Ch. (1910).

- Terrains primaires du Sud des Vosges.
- C. R. Acad. Sci. Paris, t. 61, pp. 1080-1082.

NICOLAS A. (1960).

- Etude pétrographique de la région de Raon-l'Etape - Senones (Vosges).
- Thèse 3ème cycle, Fac. Sci. Paris, Lab. Pétrographie. 84 p.

NICOLAS A. (1961).

- Granite et diorites de la région de Senones (Vosges).
- Bull. Soc. Géol. France, 7ème ser. t. III, pp. 397-402.

PETITHOMME M. J. (1958).

- Contribution à l'étude de la radioactivité des Vosges hercyniennes : région de Gérardmer-Longemer-La Bresse.
- Diplôme Ing. Geophys. Strasbourg. 51 p.

*

RAGUIN E. - JACQUIN E. (1946).

- Les gisements de molybdène de Château-Lambert dans les Vosges.
- Houille-minerais-pétrole, n° 2, pp. 60-65.

ROCCI G. - HAMEURT J. M. (1964).

- Nouvelles observations sur le gisement du granite grossier du Valtin (Vosges).
- C. R. Somm. Soc. Géol. France, Fasc. 9, pp. 404-405.

ROTHE J. P. (1960).

- Carte radiogéologique des Vosges hercyniennes. (feuille de Munster au 1 : 50.000).
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, t. 13, fasc. 2.

ROTHE J. P. (1961).

- Carte radiogéologique des Vosges hercyniennes. (feuille de Gérardmer à 1 : 50.000).
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, t. 14, fasc. 3.

ROTHE J. P. (1962).

- Carte radiogéologique des Vosges hercyniennes. (Feuille de Thann au 1 : 50.000).
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, t. 15, fasc. 1, 14 p.

ROTHE E. - HEE A. (1935).

- Sur la prospection radiométrique d'une coulée rhyolitique.
- C. R. Acad. Sci. Paris. t. 20, pp. 892-893.

RUHLAND M. (1958).

- Allure des plis et plis à axes subverticaux dans les terrains primaires des Vosges méridionales.
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, t. 11, fasc. 2, pp. 65-68.

RUHLAND M. (1961).

- Quelques observations sur les ovoides des grauwackes du Culm des Vosges méridionales.
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine. t. 14, fasc. 2, pp. 65-68.

RUHLAND M. (1962).

- Itinéraire d'excursion géologique dans le primaire des Vosges méridionales entre les vallées de la Lauch et de la Thur.
- Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar. Vol. 50. 1961-1962, pp. 7-20.

SIMMLER F. (1962).

- Le granite des Crêtes à l'Ouest de Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges). • (étude pétrographique et minéralogique).
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine. tome 15, fasc. 3, pp. 87-126.

STUSSI J. M. (1967).

- Eléments nouveaux sur le volcanisme du Culm des Vosges.
- C. R. Acad. Sci. Paris. t. 264, pp. 2978-2981.

THEOBALD N. (1951).

- Structure du champ de fractures de Guebwiller.
- C. R. collab. Service carte Géol. France t. 237, p. 25-53.

THEOBALD N. (1951).

- Observations nouvelles sur l'âge relatif et la nature des accidents tectoniques du champ de fractures de Guebwiller.
- C. R. Acad. Sci. Paris. 7 mai 1951. t. 232, pp. 1766-1768.

THEOBALD N. (1952).

- Etude tectonique de la partie méridionale du Fossé Rhenan.
- Ann. Univ. Sarav. t I. Fasc. 1952, p. 122-143.

THEOBALD N. (1953).

- Structure du champ de fracture de Guebwiller.
- C. R. Coll. Carte Géologique France. t. 237, p. 543-573.

THEOBALD N. (1957).

- Données nouvelles sur la structure géologique du champ de fracture de Vieux-Thann.
- C. R. somm. Soc. Géol. Alsace-Lorraine. t.10, fasc.2, pp. 119-131.

THEOBALD N. - THIEBAUT J. (1961).

- Les rhyolites permienes du massif de Chagey (H.S.).
- Annales scientif. Univ. Besançon 2ème série. Géol. Fasc.15, pp. 13-23.

VON ELLER J. P. (1958).

- Mode de gisement du Granite des Crêtes à l'Ouest de Sainte-Marie-aux-Mines.
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine. t. II, fasc. 2, p. 65.

VON ELLER J. P. (1958).

- Application d'une technique pétrographique statistique à quelques problèmes de cartographie du socle cristallin des Vosges.
- Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine. t. II, fasc.2, p. 59-63.

VON ELLER J. P. (1960).

- Sur l'extension des "durbachites" et autres roches basifiées au sein des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines dans les Vosges (Haut-Rhin).
- Bull. Soc. Géol. France. 7ème ser. t. II, pp. 15-18.

VON ELLER J. P. (1961).

- Les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et les séries voisines des Vosges moyennes.
- Mémoire Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine. n° 19. 160 p.

VON ELLER J. P. (1964).

- Dioritisation, granitisation et métamorphisme dans les Vosges cristallines du Nord. I. Région comprise entre la plaine d'Alsace, d'Andlau à Saint-Nabor et le Champ-du-Feu.
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine. t.17, fasc.3, pp. 171-210.

VON ELLER J. P. (1965).

- idem
II. La région comprise entre la faille vosgienne à l'Est de Grendelbruch et la vallée de la Bruche à la hauteur de Fouday-Rothau.
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine. t.18, fasc.3, pp.117-143.

VON ELLER J. P. (1966).

- idem
III. La haute-vallée de la Bruche.
- Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine. t.19, fasc.2, pp. 137-161.

VON ELLER J. P. - BERNHARD J. P. - LECORCHE J. P. (1960).

- Mesure de la température de formation de quelques roches granitiques des Vosges par la méthode de Barth.
- C. R. Acad. Sci. Paris. t. 250, pp. 3859 - 3861.

VON ELLER J. P. - LECORCHE J. P. (1959).

- Orientation statistique des plans de maclé des feldspaths et amphiboles dans le Granite des Crêtes des environs de Sainte-Marie-aux-Mines (Haut-Rhin).
- C. R. Acad. Sci. Paris. t. 248, p. 989-991.

ZARAYAN M. S. (1959).

- Découverte d'un gisement de norite près de Château-Lambert (Vosges).
- C. R. somm. Soc. Géol. France. p. 78.

ZARAYAN M. S. (1959).

- Description pétrographique des granites et roches associées des environs de Château-Lambert (Vosges méridionales).
- Thèse Doctorat Université. Fac. Sci. Paris. Lab. Pétrographie. 7 octobre 1959. 57 p.

ZINGLE J. B. (1967).

- Les granites du flanc Nord de la vallée de Munster.
- Diplôme d'Etudes Supérieures. Fac. Sci. Strasbourg. 15 juin 1967. - 30 pages.

o o
o

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU N°		Page
PREMIERE PARTIE		
1	Analyses chimiques des biotites magnésiennes titanifères du granite des Crêtes et formules structurales	25
2	Données sur les biotites magnésiennes titanifères du Granite des Crêtes A : Données chimiques monocationiques B : Données pour la classification d'après D.M. FOSTER C : Autres données.	26
3	Données cristallographiques sur les biotites magnésiennes titanifères du Granite des Crêtes	32
4 (a & b)	Analyses chimiques et formules structurales des actinotes magnésiennes du granite des Crêtes	36
5 (a & b)	Données sur les actinotes magnésiennes du Granite des Crêtes.. A : Données chimiques monocationiques B : Autres données.	38
6 (a, b & c)	Données cristallographiques des amphiboles du Granite des Crêtes.....	42
7	Analyses chimiques des feldspaths sodi-potassiques du Granite des Crêtes	48
8	Données chimiques sur l'ensemble des feldspaths sodi-potassiques des échantillons-types du Granite des Crêtes.....	49
9	Analyses chimiques des échantillons-types du Granite des Crêtes - densités	70

10 A	Analyses modales pondérales des échantillons-types du Granite des Crêtes (méthode A. NICOLAS).....	71
10 B	Exploitation des équations de contrôle (méthode A. NICOLAS)	71
11	Analyses modales pondérales des échantillons-types du Granite des Crêtes (méthode graphique de H. DE LA ROCHE), 11 A : résultats "bruts" et résultats "corrigés", 11 B : résultats complets.	74
12 (a, b & c)	Analyses chimiques du Granite des Crêtes rapportées dans la littérature	76
13	Analyses modales pondérales des Granites des Crêtes dont l'analyse chimique est rapportée dans la littérature	81
14	Calcul de l'évolution du chimisme des différents magmas résiduels au cours de la cristallisation (exemple de l'échantillon-type MIN. 14)	120
15	Données chimiques sur des échantillons en rapport avec le problème des durbachites	137
16	Données chimiques sur les phyllites du gneiss micacé du Lac de Lispach : échantillon-type 57-80	139
17	Analyses chimiques de microgranites à pyroxène	164
18	Analyses chimiques des biotites magnésiennes chloritisées du filon MIN. 106 à MIN. 110	176
19	Données chimiques calculées et formules des chlorites MIN. 106 à MIN. 109	177
20	Données cristallographiques sur les biotites magnésiennes du filon MIN. 106 - MIN. 110	179
21	Données cristallographiques sur les chlorites du filon MIN. 106 - MIN. 110	180
22	Analyses chimiques d'un filon de microgranite à amphibole (MIN. 110)	185
23	Analyses chimiques du filon du Bois des Bioquets (MIN. 10) et du Granite des Crêtes encaissants	202
24	Analyses chimiques des micas des échantillons-types MIN. 1, MIN. 3, MIN. 12 et MIN. 13	214
25	Données cristallographiques sur les biotites magnésiennes chloritisées des échantillons-types MIN. 1, MIN. 3, MIN. 12 et MIN. 13	215
26	Analyses chimiques des roches étudiées dans ce chapitre (MIN. 1, MIN. 3, MIN. 12, MIN. 13, MIN. 149 et MIN. 150).....	219
27	Données chimiques sur les biotites magnésiennes titanifères des échantillons-types MIN. 149 et MIN. 150	227
28	Analyses chimiques des roches filoniennes citées dans la bibliographie	235

29	Tableau récapitulatif des caractéristiques chimiques des biotites magnésiennes du magma des Crêtes	281
30	Calcul de l'évolution du chimisme des différents magmas résiduels au cours de la cristallisation d'une roche filonienne (Ex. MIN. 16)	293
31	Données particulières sur l'ambiance thermodynamique des différents filons de référence	314

DEUXIEME PARTIE

32	Analyses chimiques des latites à augite et olivine	332
33	Analyses chimiques des roches volcaniques des Vosges méridionales, citées dans la littérature	378
34	Données chimiques sur les phyllites du Granite du Bramont (MIN. 26)	388
35	Analyses chimiques des granites à biotite de l'Association des Crêtes (type Granite du Col du Bramont)	399
36	Données chimiques sur les phyllites du Granite de Noire-Goutte (MIN. 17)	406
37	Analyses chimiques des granites à deux micas de l'Association des Crêtes	411
38	Analyses chimiques des granites porphyroïdes à deux micas de l'Association des Crêtes (type Granite des Mortes).....	420
39	Analyses chimiques du Granite des Ballons	444
40	Analyses chimiques de roches plutoniques du massif des Ballons	448
41	Analyses chimiques d'autres roches ayant trait au problème discuté	450

TABLE DES FIGURES

FIGURE N°		Page
PREMIERE PARTIE		
1	La région étudiée dans le massif des Vosges	2
2	Esquisse oro-hydrographique	3
3	Ordre de cristallisation, en relation avec la paragenèse observée	16
4	Classification des micas d'après M. D. FOSTER (1960) (représentation triangulaire Mg-(Al+Fe ³⁺ +Ti)-(Fe ²⁺ +Mn)	27
5	Schéma de répartition des micas de la série biotite-phlogopite dans les différentes roches, en relation avec leur composition chimique (d'après E. W. M. HEINRICH, 1946)	28
6	Relations entre la composition chimique des biotites et leur paragenèse dans les roches ignées (d'après S. R. NOCKOLDS, 1947)	29
7	Rapport Al ^{IV} /Al _{total} dans la formule structurale des biotites en fonction de leur teneur en Al ₂ O ₃ , en relation avec la paragenèse observée	30
8	Variations chimiques des amphiboles riches en calcium, exprimées en fonction de Al ^{IV} et de la somme des atomes (Na+K) dans la formule structurale	40
9	Variations chimiques des amphiboles riches en calcium, en fonction de Al ^{IV} et de la somme des atomes (Al ^{VI} +Fe ³⁺ +Ti) dans la formule structurale	41
10	Principe de détermination de la composition d'un feldspath sodi-potassique par la méthode de P. M. ORVILLE (1960)	50

11	Disposition de quelques réflexions entre 29° et 32° (2 θ Cu K α) pour l'orthose, le microcline maximum, un microcline intermédiaire et l'albite de haute et basse température	51
12	Etude de la triclinicité des feldspaths potassiques. Diagramme de variation des raies (131) et (1 $\bar{3}$ 1)	52
13	Schéma permettant d'une part de caractériser l'albite de haute et basse température, et d'autre part, de préciser la nature du feldspath sodi-potassique - (teneur en Na et triclinicité) D'après I. PARSONS, 1965	52
14	Etude des diffractogrammes des feldspaths sodi-potassiques du Granite des Crêtes entre 29° et 31°5 en 2 θ Cu K α	54
15	Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins du Granite des Crêtes	55
16	Graphique montrant la triclinicité variable des huit feldspaths alcalins étudiés du Granite des Crêtes	55
17	Le Granite des Crêtes et la classification modale	83
18	Présentation du diagramme K ₂ O-MgO ; signification minéralogique	86
19	Diagramme K ₂ O-MgO pour l'ensemble des échantillon du Granite des Crêtes	87
20	Diagramme H. DE LA ROCHE pour l'ensemble des échantillons	88
21	Courbes de stabilité des micas ferro-magnésiens	92 bis
22	Courbes de stabilité des amphiboles	96
23	Diagramme de stabilité de la série trémolite - actinote - ferro-actinote	97
24	Diagramme d'équilibre du système binaire Si ₃ AlO ₈ Na-Si ₃ AlO ₈ K à différentes pressions en vapeur d'eau	100
25	Variations des températures des minima liquidus-solidus des systèmes Si ₃ AlO ₈ Na-Si ₃ AlO ₈ K et Si ₃ AlO ₈ Na-Si ₃ AlO ₈ K-SiO ₂ , en fonction de la pression en vapeur d'eau	101
26	Diagramme interprétatif des relations entre anorthite, albite et feldspath potassique à pression de vapeur d'eau modérée	101
27	Schéma du processus de cristallisation des feldspaths dans le système Si ₂ Al ₂ O ₈ Ca-Si ₃ AlO ₈ Na-Si ₃ AlO ₈ K-SiO ₂	103
28	Schéma explicatif de l'origine du zonage des feldspaths par variation de la pression de vapeur d'eau au cours de la cristallisation	105
29	Schéma explicatif de l'origine du zonage de l'orthose sous l'action d'un contrôle géochimique	107
30	Schéma montrant l'évolution des teneurs en Al ₂ O ₃ : - du minimum ternaire du système Q - Or - Ab en fonction de la pression, - du magma résiduel au cours de la cristallisation des feldspaths	110

31	Thermométrie, Tableau synoptique des températures de cristallisation proposées pour différents minéraux du Granite des Crêtes	112
32	Variations envisagées pour la pression en vapeur d'eau au cours de la cristallisation du Granite des Crêtes	113
33	Conditions thermodynamiques de la cristallisation des minéraux ferro-magnésiens du Granite des Crêtes (courbes de stabilité proposées)	114
34	Contrôle de la validité du modèle de calcul des différents magmas résiduels (comparaison des pourcentages théoriques et effectifs)	122
35	Evolution du chimisme des différents magmas résiduels au cours de la cristallisation du Granite des Crêtes	123
36	Biotite magnésienne ; variation de la teneur en K_2O en fonction de celle du magma	126
37 idem ; variation de la teneur en SiO_2 en fonction de celle du magma	126
38 idem ; variation de la teneur en Al_2O_3 en fonction de celle du magma	126
39 idem ; variation de la teneur en MgO en fonction de celle du magma	127
40 idem ; variation de la teneur en $(FeO+Fe_2O_3)$ en fonction de celle du magma	127
41	Actinote magnésienne ; variation de la teneur en MgO en fonction de celle du magma	129
42 idem ; variation de la teneur en $(FeO+Fe_2O_3)$ en fonction de celle du magma	129
43 idem ; variation de la teneur en CaO en fonction de celle du magma	129
44	Corrélations entre les teneurs en $(FeO+Fe_2O_3)$ et MgO dans le magma et dans la biotite	132
45	Corrélations entre les teneurs en TiO_2 et MgO dans le magma et dans la biotite	132
46	Rapport des durbachites avec le Granite des Crêtes. Evolution de la composition chimique	141
47	Différenciation par gravité du magma des Crêtes. Mise en évidence sur un diagramme $K_2O - MgO$	143
48	Différenciation par gravité du magma des Crêtes. Etude sur un diagramme $MgO - CaO$	145
49	Principe de la résolution graphique pour l'estimation des quantités relatives de pyroxène et de biotite en surplus dans une roche par rapport au granite normal	146
50	Schéma méthodologique de l'étude du Granite des Crêtes	149

51	Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins de l'échantillon-type MIN. 16	161
52	Evolution de la composition chimique du centre aux épontes - filon de référence MIN. 16	168
53	Variation de la composition modale du centre aux épontes - filon de référence MIN. 16	168
54	Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins du filon MIN. 110	184
55	Filon de référence MIN. 110 - évolution de la composition chimique du centre aux épontes	188
56	Filon de référence MIN. 110 - Variation de la composition modale du centre aux épontes	189
57	Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins du filon MIN. 10	200
58	Filon de référence MIN. 10 - évolution de la composition chimique du centre aux épontes	206
59	Filon de référence MIN. 10 - variation de la composition modale du centre aux épontes	207
60	Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins des faciès de bordure MIN. 1 et MIN. 3	217
61	Faciès de bordure du Granite des Crêtes (MIN. 1 et MIN. 3) - évolution de la composition chimique et variation de la composition modale du "centre" vers la bordure	218
62	Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins des échantillons-types MIN. 12 et MIN. 13	224
63	Filon de référence MIN. 12 - MIN. 13 - Prés-de-Froide-Fontaine Evolution de la composition chimique et variation de la composition modale du centre vers les épontes	225
64	Filon de microgranite intrusif dans la serpentine (Thalhorn) - Evolution de la composition chimique et variation de la composition modale du centre à l'éponte	230
65	Différenciation par gravité du magma des Crêtes et répercussion sur le chimisme des roches filonniennes - Diagramme MgO - CaO	239
66	Localisation de quelques filons dans la région du Col de Grosse Pierre	244
67	Localisation et description de quelques filons dans la région du Col de Grosse-Pierre détails	245
68	Etude de la triclinicité de l'échantillon-type MIN. 5	252
69	Mise en évidence de marcassite et de pyrite dans le lamprophyre monzonitique à chamosite MIN. 5	253
70	Courbe de stabilité maximale de la marcassite dans le système Fe-Se-O-H (G. KULLERUD - 1966)	254

71	Etude de la triclinicité du feldspath alcalin de la minette vario- laire à phlogopite MIN. 4	263
72	Représentation graphique de la similitude du chimisme du Gra- nite des Crêtes et des roches filoniennes moyennes exactes et écarts-types	279
73	Répartition des teneurs en silice dans les différentes roches analysées du magma des Crêtes	280
74	Aire de dispersion des biotites magnésiennes du magma des Crêtes dans le cadre de la classification de M. D. FOSTER (1960)	282
75	Distribution des valeurs $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{\text{II}}$ des biotites du Gra- nite des Crêtes et des roches filoniennes	282
76	Rapport $100 \text{ Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{total}}$ dans la formule structurale des biotites en fonction de leur teneur en Al_2O_3 , en relation avec la parage- nèse observée	283
77	Aire de dispersion des actinotes magnésiennes du magma des Crêtes	283
78	Etude de la triclinicité des feldspaths alcalins des roches fi- loniennes	285
79	Diagramme H. DE LA ROCHE pour le Granite des Crêtes et les roches filoniennes "associées"	287
80	Pourcentages modaux des différents minéraux ferro-magnésiens dans les roches filoniennes. Comparaison des données réelles avec les résultats théoriques calculés à l'aide du modèle de cristallisation	295
81	Evolution du chimisme des magmas résiduels au cours de la cristallisation des roches filoniennes (3 exemples : MIN. 16 - MIN. 73 - MIN. 10)	297
82	Biotite magnésienne dans les roches filoniennes - variations de la teneur en MgO en fonction de celle de la roche et de celles des magmas résiduels	299
83 idem pour $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$	300
84	Tableau synoptique des variations chimiques des divers éléments dans les caisses filoniennes des filons de référence	308
85	Schéma montrant l'intervention de la puissance du filon dans l'expression du gradient de température au moment de la mise en place	310

DEUXIEME PARTIE

86	Gisements fossilifères de plantes flottées dans le Culm de la haute vallée de la Thur (Vosges méridionales)	352
87	Mode de gisement de la rhyolite du Molkenrain. (Esquisse géologique de la région de l'Hartmannwillerkopf ou Vieil-Armand).....	362
88	Signification minéralogique du diagramme J. JUNG (1955)	369
89	Diagramme J. JUNG (1955) pour le volcanisme des Vosges méridionales	370
90	Diagramme H. DE LA ROCHE	372
91	Diagramme MgO - K ₂ O	374
92	Diagramme K ₂ O - Na ₂ O	375
93	Evolution chimique des principaux types de volcanisme au cours du temps. La continuité des variations opposées de K ₂ O et Na ₂ O	377
94	Esquisse structurale de la région étudiée	427
95	Coupe géologique dans les granites de l'Association des Crêtes : mode de gisement	431
96	Représentation graphique du chimisme comparé des granites de l'Association des Crêtes à l'aide des moyennes exactes des écarts-types	433
97	Variations chimiques des granites de l'Association des Crêtes comparées à celles de roches magmatiques des Vosges méridionales ..	434
98	Diagramme J. JUNG (100 CaO/CaO + K ₂ O + Na ₂ O en fonction de SiO ₂) pour les granites de l'Association des Crêtes	435
99	Diagramme H. DE LA ROCHE pour les granites de l'Association des Crêtes	435
100	Discussion de la signification du Granite des Ballons : diagramme J. JUNG	456
101	Discussion de la signification du Granite des Ballons : diagramme H. DE LA ROCHE	457

TROISIEME PARTIE

102	Distribution du magnésium dans quelques roches des Vosges Centrales et méridionales	467
103	Distribution du potassium dans quelques roches des Vosges centrales et méridionales	468

104	Diagramme MgO - K ₂ O montrant la remobilisation directe du socle sans hybridation	473
105	Diagramme MgO - K ₂ O montrant la différenciation dans le temps (hybridation) du magmatisme et la différenciation dans l'espace du magma des Crêtes	474
106	Diagramme SiO ₂ - Al ₂ O ₃ pour différentes roches des Vosges centrales et méridionales	475
107	Tableau synoptique présentant l'hypothèse sur l'origine du magma des Crêtes	478
108	Schémas explicatifs de l'hypothèse sur l'origine du magma des Crêtes	479

o o
o

TABLE DETAILLEE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	III
PLAN de l'OUVRAGE	VII

INTRODUCTION GENERALE.

I. Bref historique des études sur les Vosges hercyniennes. Cadre et portée* de notre travail	1
II. Cadre géographique	2
A. Délimitation géographique	
B. Le relief	
C. Hydrographie	
D. Conditions d'affleurement	
III. Les grandes unités géologiques et les problèmes pétrologiques posés	5
A. Vue d'ensemble	
B. Quelques problèmes pétrologiques posés	
IV. Orientation de nos recherches. Méthodes de travail.....	6

PREMIERE PARTIE. Le granite des Crêtes et ses filons : étude pétrogénétique.

A. LE GRANITE des CRETES.

Chapitre I. Etude pétrographique du granite des Crêtes	
I. Introduction	8
II. Extension géographique	9
III. Principales variétés du granite des Crêtes. Description macroscopique	10
A. Introduction	
B. Granite des Crêtes : variété noire	
C. Granite des Crêtes : variété bleue	
IV. Description microscopique générale.....	11
Introduction	
A. L'augite	
B. La biotite magnésienne titanifère	

	C. L'actinote magnésienne	
	D. Plagioclase	
	E. L'orthose	
	F. Le microcline	
	G. Le quartz	
	H. Agrégats à structure microgrenue	
	I. Minéraux accessoires	
	J. Les "nids à amphibole et biotite".	
V.	Ordre de cristallisation	15
	A. Première étape de la cristallisation	
	B. Seconde étape de la cristallisation	
	C. Troisième étape de la cristallisation	
Chapitre II.	Etude minéralogique du granite des Crêtes	
I.	Introduction et localisation des échantillons-types	17
	A. "granite noir" à biotite et amphibole G. P. NOIR MIN. 27	
	B. "granite bleu" à biotite et amphibole MIN. 18	
	C. granites intermédiaires B. N. ; MIN. 9 ; MIN. 14	
	D. granites particuliers MIN. 11 G ; MIN. 15	
	Minéraux essentiels.	
II.	Pyroxène : augite	20
	A. Introduction	
	B. Données chimiques	
	C. Données cristallographiques	
	D. Autres caractéristiques	
III.	Mica : biotite magnésienne titanifère (limite phlogopite)	24
	A. Introduction	
	B. Données chimiques	
	C. Relations entre les paramètres minéralogiques	
	1. Données cristallographiques	
	2. Couleur	
	3. Indice de réfraction	
	4. Autres données	
IV.	Amphibole : actinote magnésienne (limite hornblende)	35
	A. Introduction	
	B. Données chimiques	
	C. Données cristallographiques	
	D. Autres données	
V.	Feldspaths sodi-potassiques	46
	A. Introduction	46
	B. Données chimiques	47
	C. Données cristallographiques	50
	I. Introduction	
	2. Mesure de la teneur en K et Na des feldspaths monocliniques de la série albite-orthose	
	3. Etude de la symétrie des différentes phases présentes.	
	4. Résultats concernant les feldspaths du granite des Crêtes	
	a. Etude de la triclinicité de la phase potassique	
	b. Etude de la phase sodique : haute ou basse température	
	c. Etude de la composition des différentes phases.	

D.	Les feldspaths : thermomètre géologique	57
1.	Présentation de la méthode	
2.	Conditions d'utilisation du thermomètre géologique de BARTH dans le cas du Granite des Crêtes	
a.	Température de cristallisation de la phase sodi-potassique monoclinique	
b.	Température de cristallisation de la phase sodi-potassique triclinique	
c.	Température de démixtion de l'orthose.	
E.	Autres données	60
1.	Indices	
2.	Densités.	
VI.	Quelques minéraux accessoires	61
A.	Introduction	61
B.	Apatite	61
.	Données cristallographiques	
.	Autres données.	
C.	Pyrite (et Pyrrhotine ?)	63
.	Données cristallographiques	
.	Thermomètre géologique.	
D.	Sphène	64
E.	Allanite	65
1.	Description microscopique	
2.	Données cristallographiques	
3.	Distances réticulaires et propriétés optiques ; " âge géologique.	
Chapitre III.	Interprétation du chimisme du Granite des Crêtes	68
I.	Introduction	68
II.	Calcul des analyses modales pondérales du Granite des Crêtes	68
A.	Echantillons-types	69
1.	Première méthode (A. NICOLAS, 1966)	
a.	Rappel sommaire de la méthode	
h.	Résultats	
c.	Vérification de la solution adoptée : exploitation des équations de contrôle.	
2.	Seconde méthode (H. DE LA ROCHE, 1964)	
3.	Discussion des résultats.	
B.	Analyses rapportées dans la littérature	75
III.	Le Granite des Crêtes et la classification modale	81
A.	La classification modale : principe et calculs	81
B.	Résultats	83
IV.	Le problème de l'homogénéité du Granite des Crêtes ...	84
A.	Calcul d'une analyse moyenne ; écarts-types	84
B.	Représentation graphique de l'ensemble du Granite des Crêtes	86
1.	Diagramme K ₂ O - MgO	
a.	choix des variables	
b.	signification minéralogique.	
2.	Diagramme H. DE LA ROCHE	
C.	Discussion : le Granite des Crêtes et ses cas particuliers	87
V.	Conclusions	89

Chapitre IV. Conditions thermodynamiques de la cristallisation du Granite des Crêtes.	
I. Introduction	90
II. Discussion sur les conditions de cristallisation de l'augite,...	91
III. Discussion sur les conditions de cristallisation de la biotite magnésienne titanifère	92
A. Données sur la stabilité de la phlogopite	
B. Données sur la stabilité de l'annite	
C. La biotite magnésienne du Granite des Crêtes.	
IV. Discussion sur les conditions de cristallisation de l'actinote magnésienne	95
A. Données sur la stabilité de la série trémolite actinote ferro-actinote	
B. Données sur la stabilité des hornblendes	
C. L'actinote magnésienne du Granite des Crêtes.	
V. Discussion sur les conditions de cristallisation des feldspaths. .99	
A. Introduction	99
B. Etude de la phase monoclinique : orthose	100
1. Données sur la stabilité de l'orthose	
2. Le problème du zonage de l'orthose.	
a. Les données du problème ; étude de F. SIMMLER, 1962	
b. Quelques interprétations possibles	
c. Zonage de l'orthose dû à un processus chimique en relation avec les conditions "dynamiques" de la cristallisation.	
3. Autres arguments en faveur de la cristallisation de l'orthose dans un magma en fusion	
C. Etude de la phase triclinique : microcline	109
VI. Evolution des conditions thermodynamiques au cours de la cristallisation du Granite des Crêtes	111
A. Variations de la température au cours de la cristallisation	111
1. 1er groupe : minéraux de très haute température (1000-900°)	
2. 2ème " : minéraux de haute température (750-600°)	
3. 3ème " : minéraux de plus basse température (< 600°).	
B. Variations de la pression au cours de la cristallisation	113
1. au début de la cristallisation du mica	
2. au moment de la cristallisation de l'amphibole	
3. au moment de la cristallisation de l'andésine et de l'orthose	
4. au moment de la cristallisation du reliquat quartzo-feldspathique.	
C. Conclusions	116

Chapitre V. Contrôle géochimique de la cristallisation du Granite des Crêtes.	
I. Introduction	117
II. Evolution du chimisme des différents magmas résiduels au cours de la cristallisation	118
(présentation et exploitation d'un modèle)	
A. Introduction	
B. Calcul de l'évolution du chimisme des différents magmas résiduels au cours de la cristallisation	
C. Premier contrôle de la validité du modèle de calcul des différents magmas résiduels	
D. Evolution du chimisme des différents magmas résiduels au cours de la cristallisation.	
III. Etude du contrôle géochimique au cours des différentes étapes de la cristallisation	124
A. Rôle régulateur des conditions thermodynamiques	
B. Stade pyroxène	
C. Stade biotite magnésienne	
D. Stade actinote magnésienne	
E. Stade andésine-orthose	
F. Stade ultime quartzo-feldspathique.	
IV. Rôle des différents éléments dans le contrôle de l'évolution de la cristallisation	130
A. Introduction	
B. Le rôle de CaO	
C. Le rôle de MgO	
D. Le rôle de TiO ₂	
E. Le rôle de K ₂ O - SiO ₂ - Al ₂ O ₃ .	
V. Conclusions	133
Chapitre VI. Différenciation par gravité du Granite des Crêtes (le problème de la durbachite).	
I. Introduction	135
II. Le problème de la durbachite	136
A. Etat actuel du problème de la durbachite	
B. Gneiss, durbachite et Granite des Crêtes dans la région du Lac de Lispach et dans l'ensemble des Vosges.	
1. Données chimiques	
2. Rapport de la durbachite avec les gneiss - étude du gneiss micacé	
3. Rapport de la durbachite avec le Granite des Crêtes.	
C. Interprétation proposée.	
III. Différenciation par gravité du magma des Crêtes	142
A. Introduction	
B. Discussion graphique du problème	
1. Diagramme K ₂ O - MgO	
2. Diagramme MgO - CaO	
3. Interprétation.	
IV. Conclusion	147

Chapitre VII. Le Granite des Crêtes : un cas de granite d'origine magmatique.	
I. Introduction : schéma méthodologique de l'étude du Granite des Crêtes	148
II. Réflexions à propos de l'utilisation de certaines méthodes ...	150
A. Age géologique d'une roche	
B. Thermomètre géologique.	
III. Les étapes de la pétrogenèse du Granite des Crêtes	151
A. 1ère étape : histoire "magmatique" du Granite des Crêtes	
B. 2ème étape : histoire "granitique" du Granite des Crêtes	
1. Mise en place du magma	
2. Cristallisation microgrenue	
3. Acquisition de la structure "granitique".	
B. LES ROCHES FILONIFENNES ASSOCIEES AU GRANITE DES CRETES.	
Chapitre VIII. Microgranite à pyroxène (MIN.16)	
Introduction-localisation	155
I. Etude pétrographique	156
A. Description macroscopique	
B. Description microscopique	
C. Ordre de cristallisation.	
II. Etude minéralogique	157
A. Pyroxène : augite	
1. Données chimiques	
2. Autres données	
3. Comparaison avec l'augite du Granite des Crêtes.	
B. Biotite magnésienne titanifère	
1. Données chimiques	
2. Autres données.	
C. Feldspath alcalin	
1. Données chimiques	
2. Données cristallographiques	
3. Thermomètre géologique	
4. Autres données.	
III. Faciès de bordure du filon de microgranite à pyroxène ...	162
A. Etude de l'échantillon MIN. 74	
B. Etude de l'échantillon MIN. 73	
C. Etude de l'échantillon MIN. 75	
IV. Etude pétrochimique	165
A. Analyses chimiques	
B. Analyses modales.	
C. Problème de classification.	
V. Problème de différenciation	167
A. Les données	
B. Tableau récapitulatif	
C. Signification de la paragenèse.	

Chapitre IX. Microgranite à amphibole (MIN.106 à MIN.110).	
Introduction-localisation	171
Introduction	
Localisation du filon de référence MIN.106 à MIN.110.	
I. Etude pétrographique	172
A. Description macroscopique. MIN.106 à MIN.110	
B. Description microscopique. MIN.106 à MIN.110	
C. Ordre de cristallisation	
1. vers les épontes	
2. dans le corps du filon.	
II. Etude minéralogique	175
A. Micas du filon MIN.106 - MIN.110	175
1. Données chimiques	
a. méthode de calcul des chlorites	
b. résultats.	
2. Données cristallographiques	
3. Autres données.	
B. Actinote magnésienne	181
1. Données chimiques	
2. Données cristallographiques	
3. Autres données.	
C. Feldspaths alcalins	183
1. Données chimiques	
2. Données cristallographiques	
3. Thermomètre géologique.	
III. Etude pétrochimique	186
A. Analyses chimiques	
B. Analyses modales	
C. Problème de classification.	
IV. Problème de différenciation	187
A. Les données	
1. Evolution chimique	
2. Variations de la composition modale	
3. Interprétation.	
B. Tableau récapitulatif.	
C. Signification de la paragenèse.	
Chapitre X. Microgranite à amphibole et microgranite à pyroxène à faciès lamprophyrique - MIN.10 et MIN.11 L.	
Introduction-localisation	193
Echantillonnage	
I. Etude pétrographique	194
A. Description macroscopique	
B. Description microscopique	
1. MIN.11 L. (à moins de 2 cm de l'éponte)	
2. MIN.10 (faciès intermédiaire)	
3. N° 21 (centre du filon)	
4. En résumé.	
C. Ordre de cristallisation	
II. Etude minéralogique	197
A. Pyroxène : augite (MIN.10)	
1. Données chimiques	
2. Données cristallographiques	
3. Autres données.	

B. Biotite magnésienne (MIN. 10)	
1. Données chimiques	
2. Autres données.	
C. Feldspath alcalin	
1. Données chimiques	
2. Données cristallographiques.	
III. Etude pétrochimique	201
A. Analyses chimiques	
B. Analyses modales	
C. Problème de classification.	
IV. Problème de différenciation	205
A. Les données	
1. Evolution chimique	
a. dans le filon	
b. dans l'encaissant	
2. Variations de la composition modale	
3. Interprétation.	
B. Tableau récapitulatif	
C. Signification de la paragenèse.	

Chapitre XI. Données générales sur les microgranites à pyroxène et/ou amphibole.

Introduction	211
I. Etude de quelques points particuliers	212
A. Faciès de bordure du Granite des Crêtes (MIN. 1 et MIN. 3)	212
1. Localisation	
2. Etude pétrographique	
a. description macroscopique	
b. description microscopique	
c. ordre de cristallisation	
3. Etude minéralogique	
a. biotite magnésienne chloritisée	
b. feldspath alcalin	
4. Etude pétrochimique	
a. analyses chimiques	
b. analyses modales	
c. problème de classification	
5. Problème de différenciation	
B. Filon de microgranite à pyroxène et amphibole (MIN. 12 et MIN. 13)	220
1. Localisation	
2. Etude pétrographique	
a. description macroscopique	
b. description microscopique	
c. ordre de cristallisation.	
3. Etude minéralogique	
a. biotite magnésienne chloritisée	
b. actinote magnésienne	
c. feldspaths alcalins	

4.	Etude pétrochimique	223
a.	analyses chimiques	
b.	analyses modales	
c.	problème de classification.	
5.	Problème de différenciation	226
C.	Filon de microgranite intrusif dans la serpentine (MIN. 149 et MIN. 150)	226
1.	Localisation	
2.	Etude pétrographique	
3.	Etude minéralogique (biotites magnésiennes titanifères)	
4.	Etude pétrochimique	
a.	analyses chimiques	
b.	analyses modales	
c.	problème de classification	
5.	Problème de différenciation.	
II.	Examen critique des données rapportées dans la littérature	231
A.	Quelques rappels historiques	231
1.	J. JUNG (1928)	
2.	C. FRIEDLANDER et P. NIGGLI (1931)	
3.	G. CHOUBERT (1935)	
4.	J. M. PETITHOMME (1958)	
5.	HUYNH-HUU-NGHIEP (1962)	
6.	J. P. VON ELLER (1961)	
7.	F. SIMMLER (1962)	*
8.	En conclusion	
B.	Exploitation des analyses chimiques publiées	234
1.	groupe des microgranites à pyroxène du type MIN. 16	
2.	groupe des microgranites à pyroxène et/ou amphibole du type MIN. 10	
3.	groupe des microgranites à amphibole et/ou pyroxène du type MIN. 110	
III.	Différenciation par gravité du magma des crêtes et microgranites à pyroxène et/ou amphibole	238
A.	Introduction	
B.	Mise en évidence de la différenciation par gravité (diagramme MgO - CaO)	
Chapitre XII. Lamprophyre monzonitique à chamosite et amphibole - MIN. 5		
I.	Introduction-localisation	243
A.	Le "filon P. NIGGLI" - MIN. 5	
B.	Autres affleurements de lamprophyre.	
II.	Etude pétrographique de l'échantillon-type MIN. 5	248
A.	Description macroscopique	
B.	Description microscopique	
C.	Variations minéralogiques	
1.	Dans le filon "P. NIGGLI"	
2.	Dans les autres gisements signalés	
D.	Ordre de cristallisation.	

III. Etude minéralogique	250
A. Chlorite : chamosite	
B. Fraction feldspathique	
C. Minéraux opaques : marcassite et pyrite	
D. Pyroxène et amphibole.	
IV. Etude pétrochimique	255
A. Analyses chimiques	
B. Problème de classification.	
V. Conclusions particulières	257
Chapitre XIII. Minette variolaire à phlogopite (MIN. 4)	
I. Localisation	259
A. Gisement de référence	
B. Quelques autres affleurements.	
II. Etude pétrographique	260
A. Description macroscopique	
B. Description microscopique	
C. Ordre de cristallisation.	
III. Etude minéralogique	262
A. Micas : phlogopite	
B. Fraction feldspathique.	
IV. Etude pétrochimique	264
A. Analyses chimiques	
B. Analyses modales	
C. Problème de classification.	
V. Comparaison avec la minette du bois de Beutey	266
A. Etude d'une minette sphérolitique	
B. Comparaison.	
VI. Conclusions particulières.....	267
Chapitre XIV. Autres roches filoniennes étudiées	
Introduction	269
I. Microgranite alcalin à chlorite (chamosite) et à faciès lamprophyrique MIN. 143	269
A. Gisement	
B. Etude pétrographique.	
1. description macroscopique	
2. description microscopique	
3. ordre de cristallisation.	
C. Etude minéralogique	
La chlorite	
D. Etude pétrochimique	
1. données chimiques	
2. problèmes de classification.	
E. Conclusions particulières	
II. Granophyre hyperalcalin sodi-potassique n° 62-61	272
A. Gisement	
B. Etude pétrographique	
1. Description macroscopique	
2. Description microscopique	
3. Ordre de cristallisation	

C. Etude pétrochimique	
1. Analyse chimique	
2. Analyse modale	
3. Problème de classification.	
D. Signification pétrogénétique de ce granophyre	
1. Composition eutectoïde	
2. Comparaison avec le "magma résiduel" quartzo-feldspathique au cours de la cristallisation du Granite des Crêtes.	
E. Conclusions particulières	275
Chapitre XV. Filiation génétique des microgranites à pyroxène et/ou amphibole avec le magma des Crêtes - discussion.	
I. Introduction	277
II. Arguments chimiques	277
III. Arguments minéralogiques	280
A. Le pyroxène	
B. Le mica	
C. L'amphibole	
D. Feldspaths alcalins	
E. En résumé.	
IV. Représentation graphique	286
V. Arguments basés sur l'ordre de cristallisation	288
VI. Conclusion particulière	289
Chapitre XVI. Contrôle de la cristallisation des roches filoniennes - son "originalité".	
I. Introduction	291
II. Exploitation du modèle de cristallisation	292
A. Introduction	
B. Calcul des magmas résiduels.	
1. Exemple de l'échantillon-type MIN.16	
2. Tous les filons	
3. En conclusion.	
C. Evolution du chimisme des magmas résiduels.	
1. Présentation des diagrammes	
2. Au stade III	
3. Au stade V.	
III. Contrôle géochimique de la cristallisation	302
A. Introduction	
B. Discussion du contrôle géochimique au cours de la cristallisation.	
1. Au stade pyroxène	
2. Au stade biotite magnésienne	
3. Au stade actinote magnésienne.	
C. En résumé.	
IV. Contrôle thermodynamique de la cristallisation	303
V. Conclusions particulières	304

Chapitre XVII. Différenciation dans les caisses filoniennes : thermodiffusion et processus pneumatolytique.	
I. Introduction	305
II. Répercussion possibles de phénomènes déjà étudiés sur la différenciation locale	306
A. Différenciation par gravité	
B. Contrôle de la cristallisation.	
III. Discussion sur les données de la différenciation locale	309
A. Données chimiques	
B. Généralités sur "l'ambiance thermodynamique" de la cristallisation	309
1. Le magma au moment de sa fixation dans la caisse filonienne	
2. L'encaissant	
3. La puissance du filon	
4. La cristallisation.	
C. Données particulières sur "l'ambiance thermodynamique" pour chaque filon de référence	311
1. cas du filon MIN.16	
2. cas du filon MIN.110	
3. cas du filon MIN.10	
4. conclusions particulières.	
D. Différenciation dans les caisses filoniennes	315
1. Introduction	
2. Hypothèse de la thermo diffusion	
3. Hypothèse d'un processus pneumatolytique.	
IV. Conclusion particulière sur la différenciation dans les caisses filoniennes	316
Chapitre XVIII. Conclusions à l'étude des roches filoniennes associées au Granite des Crêtes.	
I. Relations pétrogénétiques entre les filons et le Granite des Crêtes (donc avec le magma des Crêtes)	319
1. Contrôle de la cristallisation	
2. Différenciation dans la caisse filonienne.	
II. Le problème des lamprophyres	320
A. Filiation génétique des lamprophyres	
B. Signification du faciès lamprophyrique dans les roches filoniennes du magma des Crêtes.	
III. Faciès hétérotélémorphes - définition	321
IV. Contribution de l'étude des roches filoniennes à la compréhension de la pétrogenèse du Granite des Crêtes	322
DEUXIEME PARTIE. L'environnement éruptif du Granite des Crêtes-étude pétrographique.	
Avertissement	323
A. LE VOLCANISME.	
Chapitre XIX. Tufs albitophyriques.	
I. Introduction	325
II. Etude pétrographique	326
III. Données chimiques	327
IV. Conclusions particulières	328

Chapitre XX. Le volcanisme latitique.	
I. LATITE A AUGITE ET OLIVINE	329
(faciès d'épanchement marron).	
I. Localisation de l'échantillon-type MIN. 2	329
II. Etude pétrographique	329
1. Description macroscopique	
2. Description microscopique	
a. phénocristaux	
b. mésostase.	
III. Etude pétrochimique	331
1. Analyses chimiques	
2. Analyse modale	
3. Problème de classification.	
II. LATITE A AUGITE ET OLIVINE	335
(faciès hypovolcanique vert).	
I. Localisation de l'échantillon-type RV. 64	335
II. Etude pétrographique	335
1. Description macroscopique	
2. Description microscopique.	
III. Etude minéralogique	336
1. pyroxène : augite	
2. fraction feldspathique.	
IV. Etude pétrochimique	338
1. analyse chimique	
2. problème de classification.	
V. Conclusions particulières sur le volcanisme latitique."	
Chapitre XXI. Trachyte alcalin sodi-potassique (quartzifère) (connu sous le nom de porphyre de ROTHUTEL).	
I. Localisation de l'échantillon-type MIN. 126	341
II. Etude pétrographique	341
A. Description macroscopique	
B. Description microscopique.	
III. Etude pétrochimique	342
A. Analyses chimiques	
B. Discussion et problème de classification.	
Chapitre XXII. Rhyolite à hornblende verte (microbrèche) (connue sous le nom de rhyolite du Molkenrain).	
I. Localisation de l'échantillon-type R. 19	345
II. Etude pétrographique	345
A. Description macroscopique	
B. Description microscopique.	
III. Etude minéralogique - l'amphibole	346
1. données chimiques	
2. données cristallographiques	
3. autres données.	
IV. Etude pétrochimique	348
Analyses chimiques.	
V. Conclusions particulières	349

Chapitre XXIII. Discussion sur l'âge du volcanisme.	
I. Les différentes séries volcano-sédimentaires	351
Introduction	
La série d'Oderen	
La série de Thann	
La série du Markstein	
La ligne "des klippes".	
II. Arguments paléontologiques	352
A. Rappels des principaux gisements fossilifères connus	
1. Gisements fossilifères de la série d'Oderen	
2. " " " " " " de Thann	
3. Gisements fossilifères de la série du Markstein.	
B. Interprétation	357
C. L'âge du volcanisme	358
III. Arguments pétrographiques	359
A. Les tufs albitophyriques	359
1. caractéristiques de la série d'Oderen	
2. ... dans la série de Thann	
3. ... dans la série du Markstein.	
B. Le volcanisme latitique	361
1. ... caractéristique de la série de Thann	
2. ... dans la série d'Oderen	
3. ... dans la série du Markstein.	
C. Le volcanisme rhyolitique du type Molkenrain	362
IV. L'évolution dans le temps du volcanisme	364
Chapitre XXIV. Evolution chimique du volcanisme des Vosges méridionales.	
I. Introduction	367
II. Diagramme de calco-alkalinité de J. JUNG	368
A. Présentation du diagramme	
B. Diagramme pour le volcanisme des Vosges méridionales.	
III. Diagramme H. DE LA ROCHE	372
IV. Diagrammes spécifiques	373
A. Diagramme MgO - K ₂ O	
B. Diagramme K ₂ O - Na ₂ O.	
V. Conclusions particulières	376
B. LES GRANITES.	
Association des Crêtes.	
Chapitre XXV. Granite à biotite type Granite du Col du Bramont (MIN. 26).	
I. Extension du Granite du Bramont - localisation de l'échantillon-type MIN. 26	385
A. Localisation de l'échantillon-type MIN. 26	
B. Extension du Granite du Bramont.	
II. Etude pétrographique	386
A. Description macroscopique	
B. Description microscopique	
C. Ordre de cristallisation.	
III. Etude minéralogique	387
A. Phyllites : biotite et chlorite.	
1. données chimiques	
2. données cristallographiques	
3. autres données.	

B. Feldspath alcalin	
1. données chimiques	
2. données cristallographiques.	
- étude de la triclinicité	
- étude de la composition des différentes phases	
- thermomètre géologique.	
3. autres données.	
C. Rutile et anatase.	
IV. Etude pétrochimique	393
A. données chimiques sur l'échantillon-type du Granite du Bramont MIN. 26	
B. Analyses modales.	
1. méthode H. DE LA ROCHE	
2. méthode A. NICOLAS.	
C. Problème de classification.	
V. Conclusions particulières à l'échantillon-type MIN. 26 du Granite du Col du Bramont	394
A. Sur le plan du chimisme	
B. Sur le plan minéralogique.	
1. la biotite	
2. les feldspaths alcalins	
3. Chloritisation.	
C. Signification de la paragenèse.	
VI. Les granites à biotite de l'Association des Crêtes - données générales	396
A. Analyses rapportées dans la littérature	
B. Le problème de l'homogénéité des granites à biotite.	
1. calcul d'une analyse moyenne, écarts-types.	
2. comparaison avec le Granite des Crêtes.	

Chapitre XXVI. Granites grenus à deux micas - étude du Granite de Noire-Goutte MIN. 17.

I. Extension des granites à deux micas de structure grenue. Localisation de l'échantillon-type MIN. 17 (Granite de Noire-Goutte)	403
A. Extension des granites à deux micas	
B. Localisation de l'échantillon-type MIN. 17.	
II. Etude pétrographique	404
A. Description macroscopique	
B. Description microscopique	
C. Ordre de cristallisation.	
III. Etude minéralogique	405
A. Phyllites : biotite et chlorite	
1. Données chimiques	
2. Données cristallographiques	
3. Autres données.	
B. Feldspath alcalin.	
1. Données chimiques	
2. Données cristallographiques	
3. Thermomètre géologique	
4. Autres données.	

IV.	Etude pétrochimique	408
	A. Données chimiques	
	B. Analyses modales.	
	1. Méthode H. DE LA ROCHE	
	2. Méthode A. NICOLAS.	
	C. Problème de classification.	
V.	Les granites à deux micas (faciès grenu) de l'Association des Crêtes - données générales	409
	A. Analyses rapportées dans la littérature	
	B. Le problème de l'homogénéité des granites à deux micas.	
Chapitre XXVII. Granite porphyroïde à deux micas - type "Granite des Mortes".		
I.	Localisation et conditions de gisement	413
	A. Condition de gisement	
	B. Localisation de l'échantillon-type MIN. 25.	
II.	Etude pétrographique	414
	A. Description macroscopique	
	B. Description microscopique	
	C. Ordre de cristallisation	
	D. Faciès de bordure et filons associés.	
III.	Etude minéralogique	416
	A. Phyllite : délessite	
	1. Données chimiques	
	2. Données cristallographiques	
	3. Autres données.	
	B. Feldspath alcalin	
	1. Données chimiques	
	2. Données cristallographiques	
	3. Thermomètre géologique.	
IV.	Etude pétrochimique	418
	A. Données chimiques	
	B. Analyses modales	
	C. Problème de classification.	
V.	Les granites porphyroïdes à deux micas de l'Association des Crêtes - données générales	419
	A. Analyses rapportées dans la littérature	
	B. Problème de l'homogénéité des granites porphyroïdes à deux micas.	
Chapitre XXVIII. Relations entre les différents granites de l'Association des Crêtes.		
I.	Introduction	423
II.	Relations des granites de l'Association des Crêtes avec les formations encaissantes et entre eux	424
	A. Relations avec les formations encaissantes.	
	1. Relations avec les séries sédimentaires	
	2. Relations avec les granites et diorites du Massif du Ballon d'Alsace	
	3. Relations avec les gneiss encaissants.	

- B. Relations des différents types de granites entre eux.
 - 1. Relations entre Granite des Crêtes et granite à biotite
 - 2. Relations entre granite à biotite et granite à deux micas
 - 3. Essai de chronologie relative.
- III. Rapport entre la localisation des granites de l'Association des Crêtes et la tectonique 426
 - A. Localisation des principales fractures
 - 1. introduction
 - 2. système de failles en faisceau divergent vers le Sud
 - 3. système de failles transversales.
 - B. La ligne des Klippes
 - C. Age des failles
 - D. Relations entre la tectonique et la mise en place des granites.
- IV. Etude pétrochimique des Granites de l'Association des Crêtes 432
- V. Conclusion : signification de l'Association des Crêtes 436

B. LES GRANITES
Le Granite des Ballons.

Chapitre XXIX. Le Granite des Ballons.

- I. Introduction - historique - problème posé 437
- II. Contribution à la connaissance pétrographique du Granite des Ballons 438 (échantillon-type MIN. 24).
 - A. localisation de l'échantillon-type
 - B. description macroscopique
 - C. description microscopique
 - D. étude minéralogique.
 - 1. hornblende verte
 - 2. feldspath alcalin.
 - données chimiques
 - données cristallographiques
 - caractère particulier de la fluorescence
 - thermomètre géologique.
 - E. Données chimiques.
- III. Le Granite des Ballons 441
 - A. Analyses rapportées dans la littérature
 - B. Le problème de l'homogénéité du Granite des Ballons
 - 1. Calcul d'une analyse moyenne ; écarts-types
 - 2. Comparaison avec le Granite des Crêtes
 - 3. Relations avec la rhyolite du Molkenrain.

Chapitre XXX. Autres roches plutoniques du massif des Ballons.

- I. Présentation des analyses chimiques 447
- II. L'amphibole de la diorite de Château-Lambert (documents) 452

Chapitre XXXI. Discussion sur la signification du Granite des Ballons.	
- Introduction	455
- Diagramme J. JUNG	455
- Diagramme H. DE LA ROCHE	457
- Association magmatique des Vosges méridionales	458
- Conclusion particulière	458

TROISIEME PARTIE. Conclusions générales.

I. Principaux résultats acquis au cours de l'étude pétro- génétique du Granite des Crêtes et des roches filo- niennes associées	461
II. Les granites de l'Association des Crêtes et l'hypothèse métasomatique	464
A. Introduction	
B. Granites métasomatiques.	
1. données	
2. discussion.	
C. Cas particulier du Granite des Crêtes.	
III. Le Granite des Crêtes et le magmatisme des Vosges méridionales	471
A. Evolution chimique du volcanisme	
B. Le Granite des Crêtes.	
1. discussion pétrochimique	
2. problème de différenciation.	
a. différenciation dans le temps	
b. différenciation dans l'espace.	
IV. Hypothèse sur l'origine du magma des Crêtes	477
V. Conclusion	481

o o

o

DEUXIEME THESE

Proposition donnée par la Faculté :

LE RYTHME DANS LA SEDIMENTATION

Vu et permis d'imprimer :

NANTES, le 2 avril 1968.

Le Doyen de la Faculté
des Sciences

J. M. DUNOYER

*