



HAL
open science

Les "pillow-lavas" spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises) . Structures et minéraux magmatiques reliques, étude chimique et zonations Comparaison avec les "pillow-lavas" métamorphisés du Queyras et de Hte Ubaye.

Catherine Mevel

► **To cite this version:**

Catherine Mevel. Les "pillow-lavas" spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises) . Structures et minéraux magmatiques reliques, étude chimique et zonations Comparaison avec les "pillow-lavas" métamorphisés du Queyras et de Hte Ubaye.. Pétrographie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1975. Français. NNT: . tel-00653900

HAL Id: tel-00653900

<https://theses.hal.science/tel-00653900v1>

Submitted on 20 Dec 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



MEVEL (Cath)

Catherine MEVEL

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

LES "PILLOW-LAVAS" SPILITIQUES
DES MASSIFS OPHIOLITIQUES
DU CHENAILLET ET DES GETS (Alpes françaises)

- Structures et minéraux magmatiques reliques, étude chimique et zonations
- Comparaison avec les "pillow-lavas" métamorphisés du Queyras et de Hte-Ubaye



4 JUIN 1975

Laboratoire de Pétrographie
Université Pierre et Marie CURIE
PARIS VI

THESE 3^{ème} CYCLE - 1975

207415

AVANT PROPOS

Lorsque j'étais étudiante à l'Institut de Géographie, Monsieur le Professeur P. BIROT m'a enseigné le rôle du substratum dans l'explication du paysage, et Madame TERS a su, peu à peu, me faire partager son goût pour la géologie et l'étude des roches.

Je tiens à remercier tous ceux qui m'ont permis de mener ce travail à sa fin :

- Monsieur le Professeur J. RAVIER qui m'a accueillie dans son laboratoire

- J.R. KIENAST qui a défini le sujet de cette étude, a accompagné mes débuts sur le terrain, et m'a fait profiter de ses conseils et de son expérience tout au long de sa réalisation

- P. SALIOT qui m'a indiqué les affleurements de "pillow-lavas" du Queyras et de Hte Ubaye

- D. VELDE qui a bien voulu relire et critiquer une partie de mon manuscrit

- MM les Professeurs GUITARD et ROCCI qui ont accepté de faire partie de mon jury

- M. le Professeur ROGNON qui a eu la gentillesse de me faire bénéficier de l'aide de sa dessinatrice. Je dois à Mme CHOLLET l'exécution d'un certain nombre de figures

Une grande partie des analyses chimiques a pu être effectuée au C.R.P.G. de Nancy grâce aux crédits de l'ATP Transport de la Matière.

Enfin je remercie tous les membres du laboratoire de Pétrographie qui ont participé, à des titres divers, à la réalisation de ce travail : S. ARBOUSOFF, A. BERARD-NETILLARD, C. DRAÏ, A. GOMES, G. HAMM, M. LENOBLE, I. LEVRAT, H. REMY, A. SEIJAS, N. VASSARD, M. VITALI, ainsi que Mme CHARPENTIER et M. BERTHET, du Laboratoire de Géologie Stucturale, et mes camarades de 3ème cycle.

5°) - Les matrices des coussins	85
V ORIGINE DES ZONATIONS CHIMIQUES DANS LES COUSSINS DE LAVE SPILITIQUES DU CHENAILLET.	87
1°) - Comparaison avec les effets de l'altération par l'eau de mer	87
2°) - Spilitisation	92
VI ESSAI DE CARACTERISATION DES LAVES DONT DERIVENT LES SPILITES DU CHENAILLET.	104
1°) - Eléments majeurs	104
2°) - Eléments traces	108
3°) - Les pyroxènes	113
4°) - Conclusion	115
B - LES GETS	119
I DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES.	120
1°) - Description de G 29	120
2°) - Classification des coussins de lave échantillonnés	122
3°) - Les matrices des coussins de lave	124
4°) - Le filon de diabase	125
II ETUDE MINERALOGIQUE	126
1°) - Les pyroxènes	126
2°) - Les feldspaths	129
3°) - La chlorite	130
4°) - Les autres minéraux	132
5°) - Comparaison avec le Chenaillet	132
III ETUDE CHIMIQUE.	133
1°) - Les coeurs de coussins et le filon	133
2°) - Zonations chimiques	139
3°) - Origine des zonations chimiques dans les coussins	147
4°) - Conclusion	153
IV ESSAI DE CARACTERISATION DES LAVES DONT DERIVENT LES COUSSINS SPILITIQUES DES GETS.	154
CONCLUSIONS A L'ETUDE DES COUSSINS SPILITIQUES	157

2ème Partie - LES COUSSINS DE LAVE METAMORPHISEES	159
I LES COUSSINS DU VALLON DE PEAS.	163
1°) - Descriptions pétrographiques	163
2°) - Etude chimique	167
II LES COUSSINS DU PIC MARCEL.	176
1°) - Descriptions pétrographiques	176
2°) - Etude chimique	178
III LES COUSSINS DE ROCHE NOIRE, versant Cristillan.	183
1°) - Descriptions pétrographiques	183
2°) - Etude chimique	184
IV LES COUSSINS DE HAUTE UBAYE.	188
1°) - Descriptions pétrographiques	188
2°) - Les clinopyroxènes reliques du massif de Pelvat - Chabrière	195
3°) - Etude chimique	199
V CONCLUSIONS A L'ETUDE DES LAVES EN COUSSINS METAMORPHISEES.	208
1°) - Les zonations chimiques	208
2°) - La dualité de faciès métamorphique coussin / matrice	215
3°) - Comparaison avec le Chenaillet	219

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES FIGURES

Liste des tableaux

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES



INTRODUCTION

14 JUN 1975

L'existence de zonations structurales et chimiques dans les "pillow-lavas" ou coussins de lave spilitiques est connue depuis longtemps. Ce travail est consacré à une étude détaillée de ce phénomène dans les coussins spilitiques de deux gisements des Alpes occidentales, le Chenaillet et les Gets et , à titre de comparaison, dans les coussins métamorphisés du Queyras et de Haute-Ubaye, dans le but :

- de caractériser les zonations existant à l'intérieur des coussins spilitiques tant du point de vue structural que chimique
- de discuter les processus à l'origine de la différenciation chimique que l'on y observe
- d'essayer de caractériser la nature originelle des laves dont dérivent ces spilites
- de préciser les éventuelles modifications chimiques subies par les coussins sous l'influence du métamorphisme

Les gisements étudiés appartiennent à deux domaines très différents (Fig 1) des Alpes occidentales :

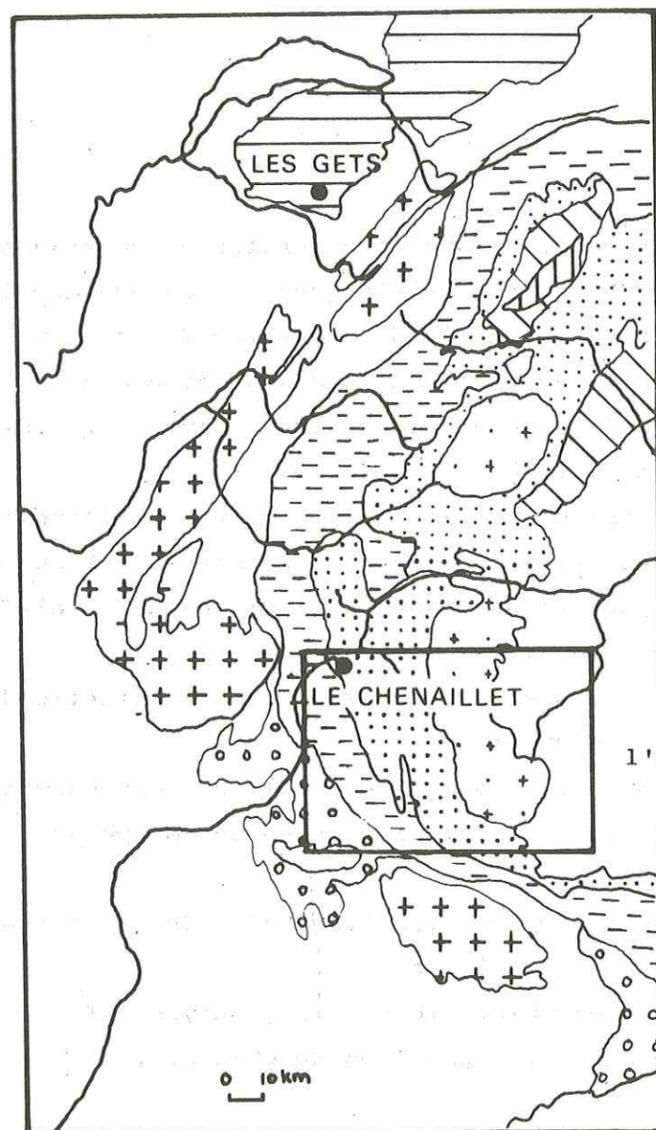
- la zone piémontaise (Chenaillet, Queyras et Hte-Ubaye)
- la nappe des Gets, préalpes du Chablais.

La bordure occidentale des schistes lustrés piémontais est jalonnée par une série de pointements ophiolitiques comprenant serpentines, gabbros, laves en coussins et jaspes. Du nord au sud se disposent ainsi : le massif du Chenaillet, le plus étendu, correspondant à un bloc effondré entre deux failles transversales, les ophiolites du Queyras (vallon de Péas, pic Marcel et Roche Noire) et de Hte-Ubaye (Fig 1 A).

Le problème de la continuité entre ces différents pointements a été posé depuis longtemps (LEMOINE, 1955 et 1962 notamment) mais n'est pas vraiment résolu en raison des déformations tectoniques et de l'absence

Fig 1

SCHEMA DE LOCALISATION DES MASSIFS ETUDIES



voir
l'agrandissement
Fig 1 A

- | | |
|--------------------------|----------------------------|
| couverture sédimentaire | zone Piémontaise |
| nappes des Préalpes | socle cristallin interne |
| socle cristallin externe | Sesia-Lanzo - Dent Blanche |
| flysch de l'Embrunais | zone diorito-kinzigitique |
| zone Briançonnaise | |

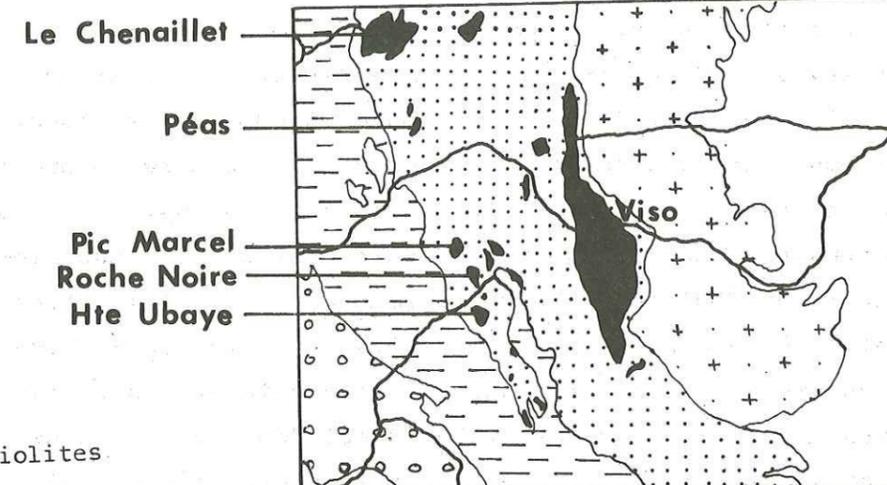


Fig 1 A

de fossiles dans les formations encaissantes.

La série de Chabrière définie par LEMOINE (1971) et composée de jaspes, de calcaires blancs et de la formation de la Replatte affleure tant au Chenaillet (LEMOINE, 1971), dans le Ht Cristillan, c'est-à-dire au Pic Marcel et à Roche Noire (LEMOINE, 1971; TRICART, 1974) qu'en Hte Ubaye (LEMOINE et al., 1970; LEMOINE, 1971). On ne l'observe cependant pas à Péas. Cette série n'est pas datée mais par analogie avec la succession radiolarites - calcaires à calpionelles - schistes à palombini de l'Apennin ligure (Malm - Néocomien), Lemoine propose de lui attribuer un âge Jurassique supérieur - Crétacé inférieur. Mais si elle est présente dans la plupart des gisements étudiés, sa position par rapport aux ophiolites n'est pas toujours la même. Dans le Ht Cristillan et en Hte Ubaye, elle repose en contact normal par l'intermédiaire des jaspes sur la partie supérieure des coussins, constituant une série stratigraphique (ophiolites - jaspes - calcaires blancs - formation de la Replatte) plus ou moins déformée, parfois inversée (LEMOINE et al., 1970; STEEN, 1972; TRICART, 1974). Par contre au Chenaillet, c'est la base des ophiolites qui repose en contact anormal, par l'intermédiaire des serpentines, sur la série de Chabrière. Selon LEMOINE (1971), la série de Chabrière forme

ici une écaïlle tectonique. Peut-être reposait-elle originellement sur les laves en coussins mais rien ne permet de l'affirmer.

A l'intérieur des séries ophiolitiques elles-mêmes, on observe également des différences. Au Chenaillet se pose le problème du contact entre les gabbros et les laves en coussins. Les coussins reposent apparemment sur les gabbros mais le contact est généralement masqué. Cependant DEBELMAS et LEMOINE (communication orale) ont observé de minces lentilles de serpentine intercalées entre les deux formations, impliquant là encore un contact tectonique. La continuité entre les gabbros et les laves en coussins du Chenaillet n'est donc pas non plus prouvée. On peut aussi y noter l'absence des "dolérites grossières" qui, en Hte Ubaye, constituent la masse principale du massif des deux Pelvats (STEEN, 1972) où par contre les gabbros grossiers sont quasiment absents. Les autres pointements sont plus réduits et essentiellement constitués de serpentines. On peut enfin remarquer la présence, tant au Chenaillet qu'en Haute Ubaye, d'un pointement de syénite albitique dans les serpentines.

On voit donc que si le problème de la continuité des ophiolites de la bordure occidentale des calcschistes piémontais n'est pas résolu, de fortes présomptions existent. Ces formations dateraient de la fin du Jurassique ou du début du Crétacé. Dans son étude consacrée au massif du Chenaillet, PUSZTASZERI (1969) donne deux datations absolues effectuées sur des échantillons de la syénite albitique. Les résultats diffèrent selon l'échantillon :

- autour de 100 millions d'années pour l'un (Crétacé inférieur)
- autour de 140 millions d'années pour l'autre (Jurassique supérieur)

Il faut cependant remarquer que ces mesures ont été effectuées sur la syénite dont la signification dans le massif n'est pas élucidée.

Le métamorphisme alpin a diversement affecté les différents gisements étudiés. Dans sa partie occidentale, celle que j'ai étudiée, le massif du Chenaillet a été très peu touché. Les laves en coussins y sont franchement spilitiques. Il a peut-être subi un léger métamorphisme régional (DIETRICH et al., 1974) mais les structures et certains minéraux magmatiques ont été préservés. Au Mont Cruzeau, que l'on peut considérer comme sa prolongation orientale, KOEHN et VUAGNAT (1970) signalent de la lawsonite, de la glaucophane et du pyroxène sodique, mais je n'ai pas étudié ce secteur. Les ophiolites du Queyras et de la

Haute Ubaye ont été, elles, fortement affectées par le métamorphisme alpin. Les roches présentent des associations minérales typiques des faciès de haute pression et basse température, à lawsonite, glaucophane et pyroxène sodique notamment.

Les ophiolites de la région des Gets appartiennent à un domaine totalement différent : les préalpes du Chablais. Elles ont été étudiées successivement par JAFFE (1955) et BERTRAND (1970). Elles forment divers pointements dans la "nappe des Gets" (ELTER et al., 1966 ; BERTRAND, 1970). Ces pointements sont considérés par Bertrand comme les témoins d'une série ophiolitique complètement démembrée, emballés dans du flysch Crétacé supérieur. Des datations absolues effectuées au potassium / argon sur des roches provenant de divers gisements ont donné des âges s'échelonnant entre 140 et 180 millions d'années, c'est-à-dire Jurassique - Crétacé.

Un seul affleurement présente des laves à débit en coussins en quantité importante, celui du Vuargne. C'est le seul que j'ai échantillonné. Les laves en coussins sont associées à des diabases massives et à des hyaloclastites mais on n'observe ni gabbros ni serpentines. Les coussins sont au contact direct de roches sédimentaires, ce qui contraste avec le mode de gisement du Chenaillet. Leur minéralogie est typiquement spilitique.

Des coussins de lave ont été échantillonnés dans tous les gisements cités. Leur étude a été effectuée en deux temps :

- l'essentiel du travail est consacré aux "pillow-lavas" spilitiques du Chenaillet et des Gets
- une comparaison, essentiellement chimique, entre les "pillow-lavas" métamorphisés du Queyras et de Haute Ubaye et ceux du Chenaillet permettra de tirer quelques conclusions sur l'influence du métamorphisme.

Première Partie

LES COUSSINS DE LAVE SPILTIQUES.

A - LE CHENAILLET

Le massif du Chenaillet a été étudié par PUSZTASZERI (1969). C'est un ensemble ophiolitique qui comprend des serpentines, des gabbros et des laves à débit en coussin, les deux derniers types de roches étant recoupés par des filons de diabase. Enfin dans la serpentine, Pusztaszeri signale un pointement de syénite albitique.

Cette étude étant consacrée aux zonations dans les coussins de lave, je n'ai échantillonné systématiquement que ce type de roche. A titre de comparaison, j'ai cependant prélevé quelques échantillons de filons diabasiques.

I - DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES.

1°) Modalités d'affleurement et échantillonnage des laves en coussins.

Les laves à débit en coussin, ou "pillow-lavas", constituent une masse considérable. Elles forment tous les sommets du massif : Chenaillet, Mont de la Plane, Grand Charvia. Les coussins s'empilent donc sur des dizaines de mètres d'épaisseur. En coupe, ils présentent généralement une forme ellipsoïdale, mais leur taille est variable. Leur grand axe peut mesurer de 0.20 à plusieurs mètres. En moyenne, cependant, il n'excède guère 1.50 m. Contrairement aux coussins métamorphisés qui seront étudiés dans la 2ème partie, les coussins du Chenaillet ne sont absolument pas déformés par la tectonique : ils ne présentent aucune schistosité. Leur aplatissement est modéré : le rapport petit axe sur grand axe varie de 0.5 à près de 1.

PUSZTASZERI (1969) fait remarquer qu'en fait, les coussins ne sont pas des ellipsoïdes isolés empilés les uns sur les autres mais sont reliés entre eux par des boyaux de lave qui ont servi à leur alimentation. Certaines coupes, notamment au-dessus du lac de Chaussé, donnent réellement l'impression d'un empilement de boudins. Probablement, une partie des sections elliptiques observées à l'affleurement et interprétées comme des coussins ne sont en fait que des coupes transversales dans ces boyaux ou tubes de lave. Ce débit est comparable à celui des laves des planchers océaniques : BELLAICHE et CHEMINEE (1975) décrivent, sur la ride médio-Atlantique, des "tubes de laves ramifiés en doigts", par où tombent des gouttes de lave qui forment de relativement rares pillows.

Le plus souvent, les coussins s'entassent les uns sur les autres sans matrice intersticielle. En certains endroits, une mince couche de hyaloclastite verte, parfois schistosée, s'intercale entre les individus. Localement, les hyaloclastites connaissent un grand développement, notamment près du sommet du Chenaillet. Elles forment alors des affleurements de roche verte, d'aspect finement bréchique, contenant des fragments anguleux de coussins.

Comme décrit CARLISLE (1963), le passage entre les coulées en coussin et les hyaloclastites ou tufs aquagènes se fait de manière

progressive. On observe ainsi des brèches dont les éléments présentent toutes les tailles intermédiaires entre les coussins entiers et les plus fins fragments (de quelques millimètres de long) des hyaloclastites. DIETRICH (1969) signale également ce passage graduel dans les ophiolites des Grisons : il l'a illustré par une série de schémas (p45).

Je ne m'étendrai pas sur le mode de formation de ces roches à débit si particulier. Il est admis que les laves en coussins se forment en milieu subaquatique, leur forme étant due à l'action conjointe de la pression d'eau et d'un refroidissement rapide (voir notamment RITTMANN, 1958). Les hyaloclastites proviennent, elles, de l'éclatement de la lave en fragments vitreux au contact de l'eau de mer (HONNOREZ, 1963).

Les coussins du Chenaillet sont ou non variolitiques. Une variole est un corps sphérique, de diamètre variable (0.1 à 1 cm généralement), à structure radiée, isolée dans une matrice de nature différente (VUAGNAT, 1946). Les varioles sont parfaitement distinctes des vacuoles, anciennes bulles de dégazage de la lave, qui sont parfois ultérieurement remplies par des minéraux secondaires : calcite, chlorite, épidote, etc... Ce sont les périphéries des coussins variolitiques du Chenaillet, qui ont donné les galets de variolite que l'on trouve dans les alluvions de la Durance.

Il aurait été intéressant d'étudier la répartition des coussins variolitiques et des coussins non variolitiques à l'intérieur du massif, pour essayer d'en comprendre la règle éventuelle. Cela dépassait le cadre de mon sujet car il aurait fallu entreprendre une cartographie systématique des laves en coussins. Je me suis intéressée qu'aux varioles à l'échelle du coussin et non aux coussins variolitiques à l'échelle du massif.

A l'échelle du coussin, il apparaît immédiatement que :

- la présence des varioles est indépendante de la taille du pillow-lava ; il existe des secteurs où les coussins sont variolitiques, d'autres où ils ne le sont pas.
- la taille des varioles et l'épaisseur de la zone variolitique ne semblent pas être fonction de la taille du coussin. Cependant il existe de rares coussins variolitiques jusqu'au coeur : ils sont

toujours petits (grand axe < 20 cm). Ils sont comparables aux "mini-pillows" décrits par DIETRICH (1969).

A l'affleurement, un coussin variolitique présente plusieurs zones concentriques qui se différencient par leur couleur ou leur structure, aucun minéral n'étant identifiable à l'oeil nu :

- le coeur, gris sombre
- une zone intermédiaire gris plus clair lui succède
- dans la zone périphérique, apparaissent des varioles grisâtres qui s'espacent dans une matrice vert foncé. Elles sont de plus en plus rares vers l'extérieur du coussin, et leur taille diminue progressivement, contrairement à ce qu'a dit PUSZTASZERI (1969).
- le coussin est parfois recouvert d'une croûte vert foncé piquetée de taches blanches aux contours diffus, dont la nature sera précisée lors de l'étude microscopique.

Certains coussins ont une structure porphyrique. Des phénocristaux de feldspath, dont la taille excède rarement 1 cm de long, sont alors répartis dans toute la section et non concentrés dans une zone.

Dans les coussins non variolitiques, la différence entre le coeur et la périphérie n'est guère appréciable sur le terrain.

En volume, le coeur constitue généralement l'essentiel d'un coussin variolitique. Les zones externes ne représentent que 20 à 30% du volume total d'un individu de taille moyenne.

Mais toutes les zones ne sont pas toujours présentes. Souvent, la zone intermédiaire n'est pas évidente parce qu'elle ne se distingue du coeur que par une couleur un peu plus claire. Il arrive aussi que les varioles restent abondantes jusqu'à la périphérie ; la surface du coussin revêt alors un aspect bosselé. Ainsi que l'a décrit Pusztaszéri, des bosses, dues aux varioles, se disposent parfois en traînées parallèles à l'allongement des boudins de lave. Cela semble prouver que les varioles étaient déjà formées avant la fin de la mise en place des laves, leur disposition évoquant une structure de flux. La présence de fragments de coussins variolitiques, présentant la même zonation, dans les brèches et les hyaloclastites, montre que la

formation des varioles est antérieure à l'éclatement des coussins. Il semble donc bien que la structure variolitique soit primaire et non pas due aux transformations postérieures subies par la lave. On verra ultérieurement que la minéralogie confirme cette hypothèse. Quoi qu'il en soit, l'existence de coussins de laves basaltiques variolitiques, dragués sur les planchers océaniques, présentant exactement cette succession de zones (MUIR et TILLEY, 1964, WATKINS et PASTER, 1971, par exemple), est un argument supplémentaire : la structure variolitique existe aussi bien dans les basaltes que dans les spilites.

Dans les coussins du Chenaillet, j'ai prélevé :

- 1 échantillon dans chacune des zones (présentant une différence de couleur ou de structure visible à l'oeil nu) de six coussins variolitiques.
- 1 échantillon du coeur et 1 de la périphérie d'un coussin non variolitique.
- 1 échantillon de matrice inter-coussins.
- 1 échantillon de hyaloclastite massive.

2°) Descriptions pétrographiques des laves en coussins.

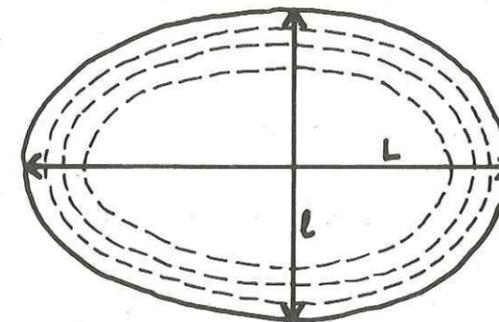
a) - Les coussins variolitiques.

On a vu qu'à l'affleurement, il est possible de reconnaître dans un coussin variolitique plusieurs zones concentriques. Au microscope, ces différentes zones se caractérisent par des structures très particulières.

Pour définir ces structures, je décrirai en détail toutes les zones d'un coussin pris comme exemple. Les termes ainsi précisés seront utilisés dans une brève description des autres échantillons.

Le but du travail était d'étudier les zonations dans les coussins. Mais il pouvait être intéressant également de connaître la composition globale d'un coussin. Pour pouvoir la reconstituer (il est possible d'échantillonner un coussin entier), j'ai essayé d'évaluer sur le terrain l'importance que chaque zone représente en volume. Pour cela, j'ai mesuré la petite (l) et la grande (L) largeur des sections elliptiques observées en coupe, qui donnent une idée de la taille globale. (Il est bien évident que ces valeurs ne sont qu'indicatives. En

effet, on n'observe les coussins en coupe que dans deux dimensions alors qu'en réalité ils se développent dans les trois dimensions, selon lesquelles leur taille varie. Pour tenter de me placer toujours dans des conditions analogues, j'ai choisi d'échantillonner les sections qui me semblaient perpendiculaires au plan de mise en place des coussins, mais c'était assez subjectif). J'ai mesuré ensuite l'épaisseur de chacune des zones. En supposant la coupe représentative du coussin entier, cela m'a permis de calculer la proportion de chaque zone au sein de l'individu. (Ces mesures sont rassemblées dans le tableau I).



L'étude des coussins de lave en lame mince pose des problèmes d'identification des minéraux car, sauf dans la zone centrale, le grain est d'une finesse extrême. Pour les zones variolitiques, des scannings ont été effectués à la microsonde pour faire ressortir l'opposition chimique entre les varioles et leur matrice.

Les structures microscopiques des différentes zones des laves en coussins spilites ont été parfaitement définies et illustrées par VUAGNAT (1946) dans son étude sur les spilites suisses. J'utiliserai ici le vocabulaire qu'il propose. Il distingue les structures intersertale, intersertale divergente, arborescente, sphérolitique et variolitique. A ces termes, il faut ajouter la structure hyaloclastitique que l'on observe parfois dans les croûtes de coussins.

Pour décrire la morphologie des minéraux eux-mêmes, je me suis servie notamment des termes définis par BRYAN (1972) et LOFGREN (1974).

x - Description détaillée d'un coussin : CH19

Le coussin CH19 (1) provient du versant est du massif du Chenaillet au sens strict. Quatre zones concentriques (voir tableau I p. 26) s'y distinguent nettement (photo 1, planche I).

. le coeur

Le coeur est formé d'une roche gris foncé à grain très fin, à rares phénocristaux de feldspath blanchâtres de taille modérée (<1cm de long), en dehors desquels aucun minéral n'est identifiable à l'oeil nu.

Au microscope, on observe une structure intersertale divergente à arborescente, porphyrique (photo 2, planche I). Les phénocristaux de feldspath ont une forme arrondie, avec parfois des figures de corrosion et sont souvent mâclés. Ils présentent quelquefois l'association en synneusis (VANCE, 1969), caractéristique des cristaux qui se sont formés à partir d'un liquide. Ils sont constitués d'albite, mais sont partiellement envahis de préhnite, accessoirement d'épidote et de calcite ; de la chlorite se développe dans les cassures.

Quelques phénocristaux, de taille nettement moindre, d'un minéral pseudomorphosé en chlorite, sont également présents. Très peu abondants, ils montrent des sections losangiques évoquant d'anciennes olivines.

(1) - La numérotation adoptée pour les coussins est la suivante :

- . le coussin global est désigné par des lettres indiquant la provenance (CH pour le Chenaillet) suivies d'un numéro
- . les échantillons des différentes zones sont affectés de lettres placées à la suite du numéro global, permettant de savoir à quel endroit du coussin ils ont été prélevés :

C = coeur

ZI = zone intermédiaire, éventuellement ZI1 du côté interne, ZI2 du côté externe

P = périphérie

La pâte est formée d'une trame de microlites d'albite très allongés, squelettiques, creux au centre et fourchus aux extrémités, se terminant parfois en "Swallow-tails" (queue d'hirondelle) selon la terminologie anglaise. En coupe transversale, on observe des sections rectangulaires, creuses au centre, en boucle de ceinture - belt-buckle selon BRYAN (1972). Ces albites se disposent généralement en faisceaux rayonnant autour d'un point, ou semblent s'être développés perpendiculairement aux phénocristaux. La signification de ces formes particulières sera traitée dans un chapitre spécial consacré aux structures. (photo 3, pl I)

Entre les albites se développent de fins cristaux de pyroxène fortement colorés en brun violacé. Ils forment généralement des baguettes jointives perpendiculaires aux microlites dont ils remplissent souvent les centres. On peut remarquer que cette disposition est différente de la structure "intrafasciculée" décrite par DREVER et al(1972) : l'allongement du pyroxène est différent de celui du feldspath (photo 4 , pl II). Ici, il semble bien que le pyroxène soit postérieur au feldspath. A ces clinopyroxènes sont associés des granules de sphène. Une chlorite vert pâle, très finement cristallisée, polarisant en bleu foncé, remplit les espaces intersticiels, occupant une position équivalente à celle du verre dans un basalte frais. De très rares cristaux d'épidote sont disséminés dans toute la roche.

La roche contient des vacuoles, généralement sphériques, remplies le plus souvent de chlorite à laquelle s'associent parfois de l'épidote, de la calcite ou des minéraux opaques. Enfin de rares filonnets d'albite parcourent la roche.

. La zone sphérolitique

Au coeur succède une zone d'environ 2 cm d'épaisseur, d'un gris plus clair. La section polie faite dans le coussin (photo 1, planche I) montre l'apparition de taches gris foncé, aux contours vaguement circulaires, cernées d'un liseré gris plus clair. Le plus souvent elles sont jointives, mais une matrice vert foncé très peu abondante s'intercale parfois entre elles. Les phénocristaux

restent présents.

Cela correspond, au microscope, à l'apparition de sphérolites et à la disparition de la chlorite intersticielle. Les micro-lites d'albite, cette fois en intercroissance avec les clinopyroxènes, s'assemblent en gerbes très fines soulignées par des granules de sphène qui leur donnent un aspect brun sale. Ces gerbes ("plumose intergrowths" de Bryan) rayonnent autour d'un centre, formant des sphérolites à structure radiée, tantôt partiels, tantôt complets (photo 5, pl II). Généralement, ils sont centrés sur un cristal d'albite, aux extrémités fourchues, un peu plus grand que les autres; parfois, ils se disposent autour des phénocristaux. Le bord des sphérolites est souligné par une zone brune finement cristallisée, dans laquelle il est impossible d'identifier les minéraux, et qui doit correspondre à la bordure claire visible sur l'échantillon. Du côté interne du coussin, ces sphérolites sont jointifs: la chlorite intersticielle observée dans le coeur disparaît. Vers le bord externe de la zone, les sphérolites commencent à s'individualiser. Une matrice de teinte jaunâtre, très peu abondante, apparaît. Elle est formée d'un enchevêtrement de fibres très fines, probablement d'actinote, piquetées de grains de sphène.

Les phénocristaux d'albite et l'olivine (?) pseudomorphosée sont encore présents. De même, des vacuoles, identiques à celles du coeur, se répartissent indifféremment dans les sphérolites, leur matrice, ou à cheval sur les deux.

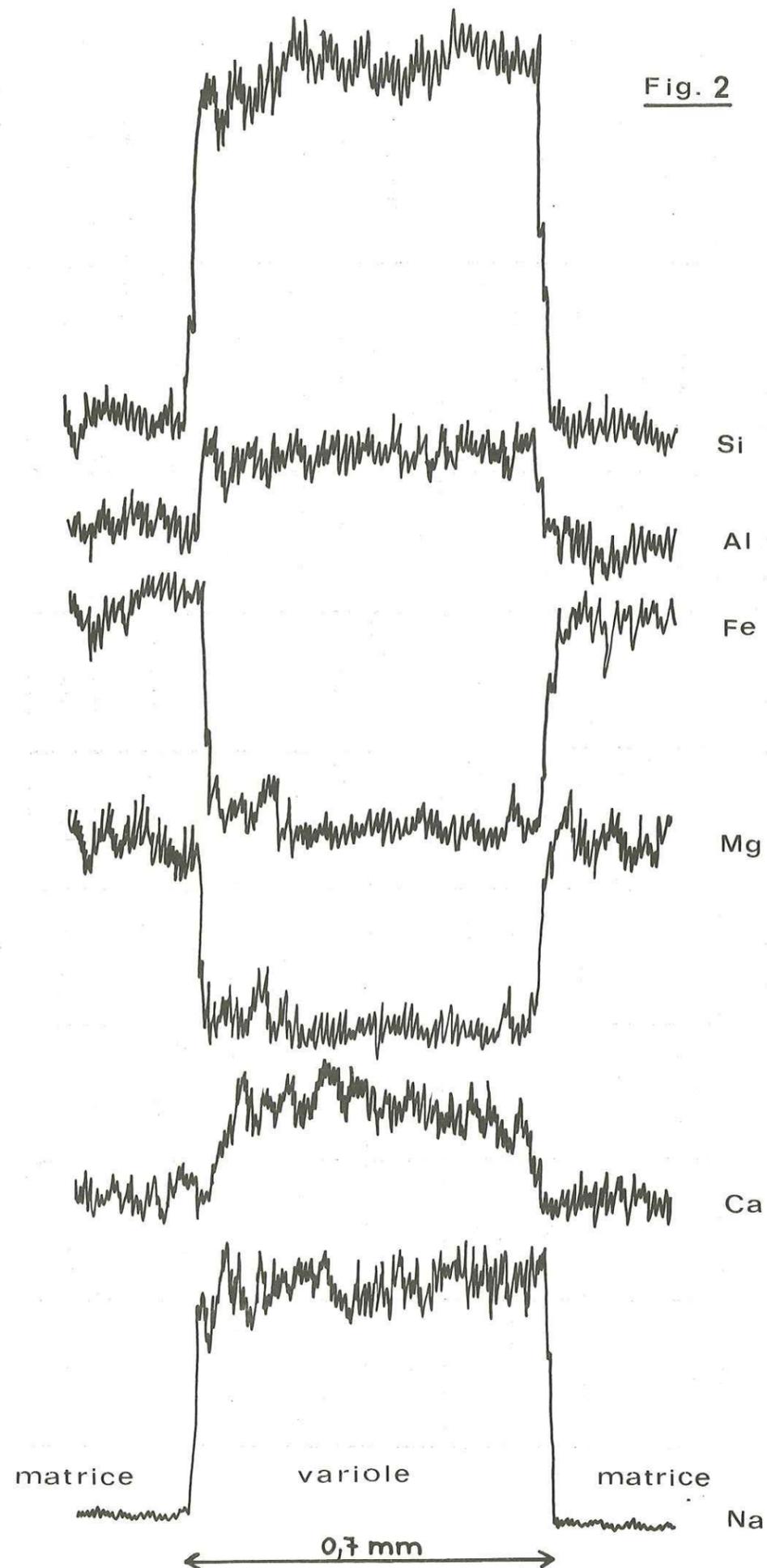
La zone variolitique.

La zone suivante a environ 1.5 cm d'épaisseur. A l'oeil nu, on y observe des varioles grossièrement sphériques, aux contours nets, dans une matrice vert foncé (photo 1, pl I). Leur diamètre varie de 0.05 à 0.3 cm. Le centre des varioles est gris foncé, leur bordure gris clair. Les phénocristaux de feldspath, toujours présents, sont également cernés d'un liseré gris clair.

Au microscope, il paraît évident qu'il n'existe pas de solution de continuité entre la zone précédente et celle-ci. Les varioles sont en fait des sphérolites qui s'individualisent franchement dans une matrice. Ils ne sont plus jointifs, mais conservent leur struc-

N° du coussin	Dimensions globales L x l (en cm)		N° échantillon	zone	N° échantillon	épaisseur	N° échantillon	épaisseur	zone hyaloclastitique
CH19	40	60	CH19 C	Sphérolitique	CH19 ZI1	2 cm	CH19 P	1.5 cm	
CH18	40	60	CH18 C	Sphérolitique	CH18 ZI	3 cm			
CH14	30	50	CH14 C	Sphérolitique	CH14 ZI1	4 cm	CH14 P	2 cm	
CH30	40	60	CH30 C	Sphérolitique	CH30 ZI	2 cm			
CH43	100	130	CH43 C	Sphérolitique			CH43 P	2.5 cm	
CH23	40	60	CH23 C	Sphérolitique					
CH36	180	80	CH36 C	Sphérolitique	CH36 P	5 cm			
				Variolitique					

Tableau I - Coussins de lave échantillonnés au Chenaillet



ture radiée. Vers l'extérieur, la taille et le nombre des varioles diminuent (Photo 2, Planche II). L'olivine pseudomorphée est toujours présente, de même que les phénocristaux d'albite. Les varioles sont cristallisées tellement finement que les minéraux ne sont pas identifiables au microscope. Par analogie avec les sphérolites, avec lesquels elles sont en continuité, on peut supposer qu'elles sont constituées d'albite, de clinopyroxène et de sphène.

La matrice, vert pâle, est principalement formée de chlorite finement cristallisée, à biréfringence quasiment nulle. Des amas de fibres d'actinote enchevêtrées, abondants du côté interne comme je l'ai décrit dans la zone sphérolitique, disparaissent progressivement vers l'extérieur du coussin. La matrice est ponctuée de grains de sphène et de rares cristaux de pumpellyite faiblement colorés en vert.

Des scannings qualitatifs à la microsonde électronique (voir au chap. III les conditions d'utilisation de cet appareil) soulignent l'opposition entre les varioles et leur matrice : la différence de composition minéralogique se traduit par une différence de composition chimique. J'ai observé une discontinuité franche entre les deux (Fig. 2), ce qui correspond aux résultats de GELINAS (1974). Les traversées étaient uniquement qualitatives (il est impossible d'analyser les varioles car elles sont multicristallines et les résultats obtenus sont hétérogènes). Cependant elles montrent que, par rapport à la variolle, la matrice présente des teneurs en Si, Na, et à un moindre degré, Ca et Al plus faibles, et des teneurs en Fe total et Mg nettement plus fortes. Cela correspond à la prédominance de la chlorite (responsable de l'augmentation de Fe et Mg) dans la matrice et à l'association albite-clinopyroxène (responsable de l'augmentation de SiO₂, Na₂O et CaO) dans les varioles. Le profil du titane n'a pas été effectué car la répartition de cet élément est trop irrégulière : dans la matrice, il est concentré dans les grains de sphène. Pour le calcium, je n'ai pas tenu compte de ces mêmes grains de sphène qui engendrent des pics de calcium et des chutes de Fe et Mg ponctuels.

Fig 2 : scannings à la microsonde à travers une variolle et sa matrice dans CH19 ZI2, pour les principaux éléments majeurs. Ces scannings sont qualitatifs.

Les varioles elles-mêmes ne présentent pas de zonation systématique du centre vers les bords. Les variations qu'elles montrent doivent correspondre à des zones plus ou moins riches en albite ou en clinopyroxène. La bordure claire semble donc n'être qu'un liseré plus finement cristallisé mais de composition minéralogique identique.

En conclusion, la zone variolitique s'oppose à la zone sphérolitique par l'apparition d'une matrice essentiellement chloriteuse entre les sphérolites. Elle est donc caractérisée par l'abondance de la chlorite.

La zone périphérique

L'épaisseur de la zone périphérique atteint 1,5 cm. Les varioles deviennent extrêmement fines, à peine décelables à l'oeil nu. Elles sont cernées d'une bordure blanchâtre, aux contours irréguliers, qui enveloppe aussi les phénocristaux de feldspath. Vers l'extérieur, les varioles disparaissent complètement : seules subsistent des taches blanchâtres dans une matrice vert foncé. Une fine croûte revêt la surface extérieure du coussin.

Au microscope, la structure devient très complexe. On reconnaît les varioles brun foncé de la zone précédente (photo 7, pl II). Mais elles ont servi de germe à la cristallisation d'une seconde génération de minéraux qui semblent parfois les corroder (photo 8, pl III). Ces minéraux forment une couronne radiée, brun plus clair, autour des varioles et des phénocristaux d'albite. Quand les varioles disparaissent ils constituent une seconde génération de sphérolites, beaucoup plus finement cristallisés, correspondant aux taches claires observées sur l'échantillon, isolés dans une matrice toujours de même nature (chlorite + sphène). A l'extrême bord, la matrice est remplacée par des plages de chlorite aux contours anguleux, cernées de traînées d'opacités, entre lesquelles on observe les sphérolites de seconde génération plus ou moins destabilisés (photo 9, pl III). Des fragments de sphérolites subsistent en effet dans des plages de chlorite arrondies, dont la forme rappelle leur ancien contour, bordées de minéraux opaques. Cette structure évoque celle des hyaloclastites, les plages de chlorite anguleuses pouvant être d'anciens morceaux vitreux (les hyaloclastites seront décrites ultérieurement, p. 25).

Des scannings à la microsonde effectués sur les varioles et leur couronne radiée montrent qu'il n'existe pas, du point de vue chimique, de limite franche entre les deux, comparable à celle qu'on observe optiquement.

En résumé, la structure que l'on observe actuellement dans la périphérie du coussin CH 19, semble s'être établie en trois temps :

- 1) cristallisation des varioles
- 2) cristallisation d'une seconde génération de minéraux, qui corrodent plus ou moins les varioles
- 3) destabilisation de ces minéraux en chlorite et minéraux opaques.

La matrice séparant les divers éléments, actuellement constituée de chlorite, évoque le verre des coussins basaltiques frais.

* - Remarque sur la zonation structurale des coussins variolitiques.

La description détaillée de CH 19, a permis de bien définir la structure et la minéralogie des quatre zones concentriques observées sur l'échantillon. On peut définir celles-ci de la manière suivante :

- le coeur, à structure intersertale divergente = C
- une zone intermédiaire interne, à structure sphérolitique = ZS
- une zone intermédiaire externe, à structure variolitique = ZV
- la périphérie, à structure complexe, que je résume par le terme hyaloclastitique, bien qu'il ne s'applique réellement qu'à la partie plus externe = P.

Ces zones, bien nettes dans CH 19, sont plus ou moins développées ou plus ou moins évidentes à l'affleurement. Ainsi dans certains coussins (CH43, CH23), je n'ai pas observé de zone sphérolitique sur le terrain. Peut-être m'a-t-elle simplement échappé car sa seule différence, en macro-échantillon, est sa teinte légèrement plus claire, caractère pas toujours facile à apprécier. La périphérie hyaloclastitique est, dans certains cas (CH30, CH23), manifestement absente : la zone variolitique constitue la zone externe du coussin.

Si les structures des différentes zones observées dans les coussins échantillonnés sont toujours comparables, il n'en est pas de même de la minéralogie. C'est la nature de la matrice des varioles qui change,

la composition minéralogique du coeur et des varioles elles-mêmes ne variant pas (1). Cette constatation conduit à décrire la zone variolitique d'un deuxième exemple de coussin : CH43.

x - Description de CH43.

Le coussin CH43 présente lui aussi plusieurs zones concentriques :

- le coeur est analogue à celui de CH19, toutefois sans phénocristaux d'albite
- je n'ai pas observé de zone sphérolitique
- la zone variolitique se caractérise par la nature de la matrice des varioles.

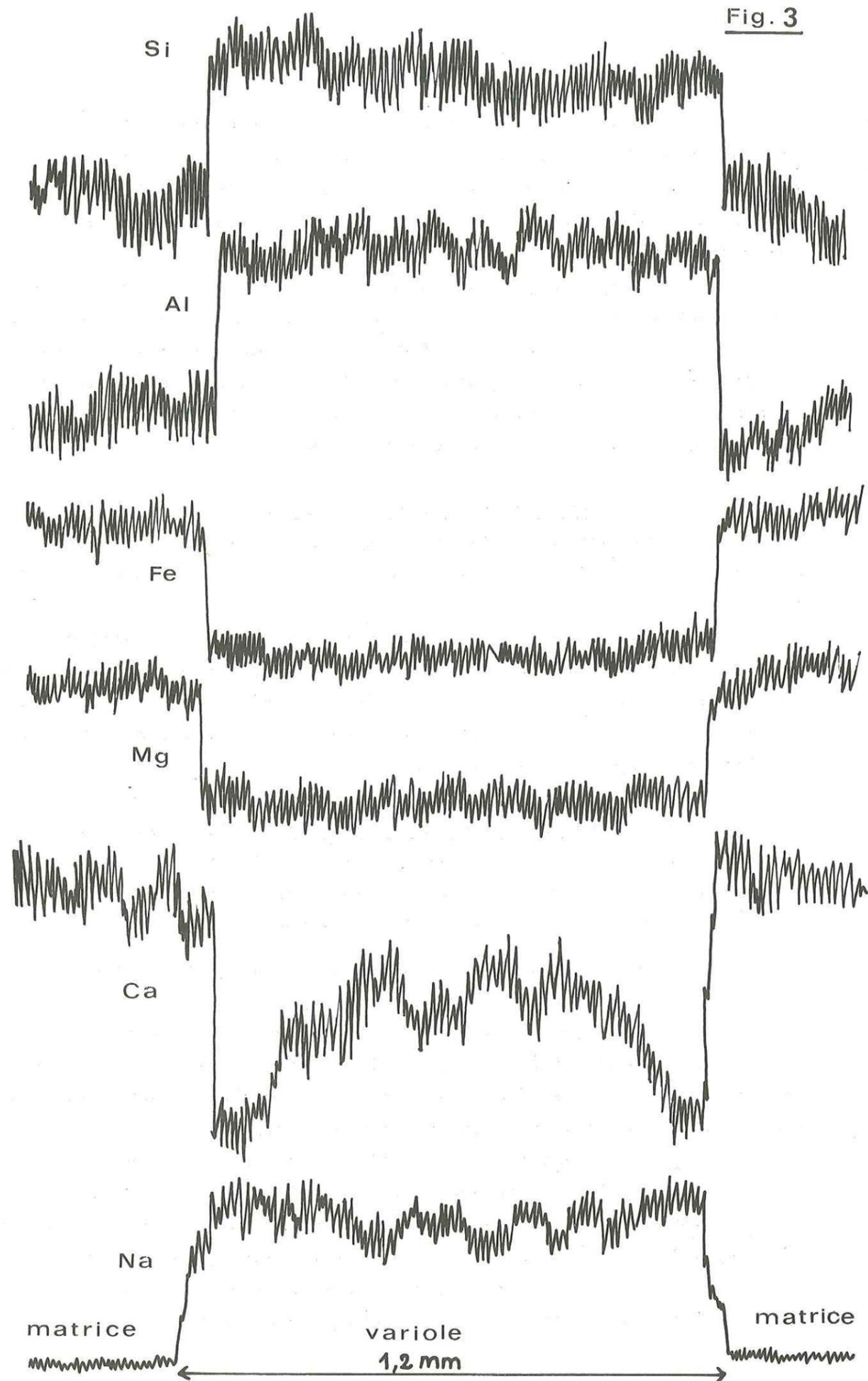
Les varioles sont toujours constituées d'albite, de clinopyroxène et de sphène, mais la matrice qui les relie n'est pas chloriteuse. Elle est formée de très fins cristaux de clinopyroxènes, aux formes parfois en dents de peigne, frangés d'amphibole vert pâle. Des traînées de poussières de minéraux opaques se disposent en plages aux contours rectilignes.

Des scannings à la microsonde soulignent les différences avec le coussin CH19 (fig. 3). Les limites sont toujours franches mais l'on observe :

- . une baisse de la silice moins marquée dans la matrice par rapport à la variole que dans CH19
- . une baisse de l'alumine dans la matrice plus marquée
- . les variations de Fe, Mg et Na sont comparables à celles observées dans CH19, mais sont moins accentuées.
- . la différence essentielle concerne le calcium : il augmente dans la matrice pour CH43, contrairement à CH19.

(1) : Dans certains coeurs de coussins, le clinopyroxène est parfois frangé d'actinote mais ce n'est qu'un phénomène mineur.

Fig. 3 : scannings à la microsonde à travers une variole et sa matrice dans CH43 ZI pour les principaux éléments majeurs. Ces scannings qualitatifs ont été effectués avec les mêmes réglages que ceux de la Fig. 2 et sont représentés à la même échelle. Pour chaque élément, les hauteurs du décrochement entre variole et matrice sur les deux graphiques sont donc proportionnelles aux différences de teneur.



Cela s'explique bien par la composition minéralogique : le clinopyroxène de la matrice de CH 43 est en effet plus riche en calcium que l'association albite + clinopyroxène de la variole. Par contre, il est moins riche en Fe, Mg et Al, et plus riche en Si que la chlorite de la matrice CH 19.

- la zone périphérique présente une structure et une minéralogie assez proches de celles de la zone variolitique. Mais les varioles s'espacent, deviennent très fines ($d < 0.1$ mm) et on voit apparaître des taches brunes à structure radiée, dont la composition minéralogique est indiscernable, qui sont peut-être l'équivalent de la deuxième génération de sphérolites de CH 19.

b) - Les coussins non variolitiques.

A l'affleurement, les coussins non variolitiques semblent homogènes. Leur périphérie paraît seulement un peu plus compacte que leur coeur.

Au microscope, le coeur présente une structure analogue à celle du coeur des coussins variolitiques. La périphérie s'en distingue essentiellement par un grain un peu plus fin et un début d'assemblage des microlites d'albite en sphérolites. Le coussin échantillonné, CH 36, ne contient pas de phénocristaux d'albite.

c) - Classification des coussin échantillonnés.

Si l'on considère l'ensemble des coussins variolitiques échantillonnés, tous présentent la même zonation de structures plus ou moins complète. Deux caractères essentiels permettent de les différencier :

- la présence éventuelle de phénocristaux : on distingue des coussins porphyriques et aphyriques
- la nature minéralogique de la matrice des varioles.

Le second critère m'a paru plus important car il a une influence essentielle sur les zonations chimiques, comme on le verra au chapitre IV. J'ai donc regroupé les coussins en 2 types :

- Type I : matrice des varioles = chlorite + actinote
- Type II : matrice des varioles = clinopyroxène + actinote

A l'intérieur du type I, une subdivision entre coussins porphyriques et non porphyriques est possible, cet adjectif s'appliquant aux phénocristaux d'albite, ceux d'olivine étant très petits, à peine discernables à l'oeil nu. Les coussins du type II ne sont jamais porphyriques.

Le coussin non variolitique, constitue un type III.

Dans le tableau I, j'ai indiqué toutes les caractéristiques dimensionnelles (voir p.13 comment ont été effectuées ces mesures) des coussins échantillonnés et dans le tableau II leurs caractéristiques minéralogiques. L'échantillon CH 11 C, coeur de coussin isolé, a été placé dans le type I car il est porphyrique. CH 23 a été placé dans le type II : la matrice des varioles est cristallisée beaucoup trop finement pour que les minéraux soient identifiables, mais les scannings effectués à la microsonde à travers variole et matrice, ont donné des résultats identiques à CH 43.

3°) Les matrices des laves en coussin

Au Chenaillet, les coussins de lave sont le plus souvent empilés les uns sur les autres sans matrice intersticielle. Parfois, une mince couche de roche schisteuse, vert foncé, riche en chlorite, s'intercale entre les coussins. Localement, la matrice devient très abondante : c'est alors une hyaloclastite massive.

* - Hyaloclastite massive

Les hyaloclastites sont des roches provenant de l'éclatement de la lave en fins éclats vitreux au contact de l'eau (HONNOREZ, 1964). A l'affleurement, les hyaloclastites du Chenaillet sont des roches vertes, d'aspect finement bréchique, contenant parfois des morceaux de coussin grossiers.

Au microscope, la structure est très complexe (photo pl III). Il s'agit d'une brèche dont les éléments sont de taille millimétrique, et séparés par de minces plages de chlorite. La nature des éléments de la brèche est variable. On observe : des varioles brun foncé, analogues à celles des zones variolitiques des coussins, centrées sur des microlites de feldspath; des phénocristaux d'albite aux formes arrondies, envahis de préhnite et de pumpellyite ; des plages brun clair microcristallines, souvent cernées d'opacités ; des plages aux contours anguleux, cernées d'une bordure de minéraux opaques et remplies de chlorite parfois associée à de la pumpellyite. Tous ces éléments se juxtaposent sans ordre apparent. Il est remarquable que comme dans les coussins, la position de la chlorite correspond à celle du

	type I		type II		type III
coeur	Cpx - Ab - Chl		Cpx - Ab - Chl		Cpx - Ab - Chl
zone sphéro- litique	S	Cpx - Ab			Cpx - Ab - Chl
	M	Act			
zone vario- litique	V	Cpx - Ab	V	Cpx - Ab	
	M	Chl - (Act - Pompe)	M	Cpx - Act	
périphérie	Chl - (Pompe) - (Ab)		Cpx - Act - (Ab)		
coussins échantillon- nés	porphyr.	non porphyr.	non porphyriques		non porphyrique
	CH19 CH18 CH11 C	CH14 CH30	CH23	CH43	CH36

Tableau II - Minéraux essentiels des différentes zones
et classification des coussins du
Chenaillet

S = sphérolites

V = varioles

M = matrice

verre dans les hyaloclastites fraîches.

✕ - Matrice schisteuse

A l'affleurement, les matrices schisteuses n'ont pas l'aspect bré-
chique mais celui d'un schiste chloriteux.

Au microscope, la structure rappelle pourtant celle de la hyalo-
clastite. Mais les divers éléments sont étirés et l'ancienne présen-
ce des varioles n'est rappelée que par des plages circulaires de
chlorite cernées d'une bordure de minéraux opaques provenant sans
doute de leur destabilisation. Ces plages rappellent celles décrites
dans les croûtes hyaloclastitiques des coussins. Un peu de quartz
est également présent en plages diffuses. Enfin certaines zones, es-
sentiellement le ciment entre les éléments bréchiques, sont envahies
de fibres d'une phyllite potassique, probablement de l'illite
(photo 11, planche III).

4°) Les autres roches

A titre de comparaison avec les coussins, j'ai échantillonné quel-
ques autres roches dans le massif du Chenaillet :

- les gabbros
- les filons de diabase dans les gabbros
- les filons de diabase dans les laves en coussins

✕ - Les gabbros

D'après PUSZTASZERI (1969), les gabbros affleurent en deux en-
droits : dans le massif du Chenaillet au sens strict et au-dessus du
lac de Chaussé. Au Chenaillet, ils se situent directement sous les
coulées en coussins. Le contact direct entre les deux formations est
généralement masqué par des éboulis mais on a vu que Lemoine et De-
belmas ont observé des lentilles de serpentine entre les deux ce qui
implique un contact tectonique.

Le gabbro présente des faciès assez variés (GIROD, CABY, 1975) mais
c'est généralement une roche à grain grossier, apparemment assez alté-
rée : les feldspaths sont d'un blanc laiteux et les minéraux ferro-
magnésiens cernés de taches verdâtres. Localement, les cristaux de
pyroxène atteignent plusieurs centimètres de long.

J'ai prélevé un échantillon de gabbro grossier sur l'arête ouest
du Chenaillet. Au microscope, la roche présente une structure ophitique.
Les lattes de plagioclase sont complètement envahies d'une

poussière microcristalline d'apparence brunâtre dans laquelle on reconnaît de l'épidote, de la chlorite et de l'albite. Le clinopyroxène, beige pâle, est parfois frangé de fines aiguilles d'amphiboles très pâles, cerné d'une auréole chloriteuse. Je n'ai pas observé la transformation du clinopyroxène en hornblende brune signalée par GIROD et CABY (1975). Mais ce n'est guère surprenant puisque j'ai examiné un seul échantillon. Par contre, la hornblende est présente dans les filons à amphiboles qui recourent les gabbros (voir plus loin).

Un gabbro fin forme un affleurement très localisé à proximité du col du Chenaillet. C'est une roche vert foncé à grain assez fin dans laquelle on reconnaît des lattes de feldspath verdâtres séparant des minéraux ferromagnésiens.

Au microscope, on reconnaît une structure intersertale. Le centre des lattes de plagioclase est altéré, mais sur le pourtour, on observe une frange limpide d'albite de néoformation. Le clinopyroxène, beige rosé, est parfois frangé d'amphibole vert pâle mais le plus souvent il est englobé dans des plages de chlorite qui remplissent les espaces intersertaux. Des cristaux d'ilmenite, partiellement cernés de sphène, parsèment la roche.

En conclusion, les gabbros du Chenaillet sont fortement transformés. Le seul minéral de la paragenèse magmatique qui subsiste est le clinopyroxène. Ni PUSZTASZERI (1969), ni GIROD et CABY (1975) ne signalent d'orthopyroxène, minéral que je n'ai pas observé non plus. Mais en la présence de grandes plages de chlorite secondaire, on ne peut affirmer que ce minéral n'a jamais existé. Le même problème se pose pour l'olivine.

* - Les filons dans les gabbros.

De nombreux filons de diabase recourent les gabbros du massif (PUSZTASZERI, 1969 ; GIROD et CABY, 1975). D'après leur minéralogie, on peut les classer en deux types : à amphibole et à pyroxène.

- Les filons à amphiboles ont été échantillonnés sur l'arête ouest du Chenaillet. L'un d'eux présente un centre grenu à cristaux de feldspath bien identifiables, et une périphérie à grain beaucoup plus fin que l'on peut interpréter comme une bordure figée.

Au centre (CH3), on observe une structure intersertale. Les lattes

de plagioclase sont altérées au coeur et présentent une frange d'albite limpide. Des cristaux bien formés de hornblende verte, avec parfois des amas de chlorite au centre, se moule sur les feldspaths. Des plages de fibres de pumpellyite et d'actinote tapissent le fond de la roche. Des cristaux d'ilmenite, frangés de sphène, sont disséminés.

La bordure figée (CH4) montre une structure analogue mais avec un grain plus fin. La minéralogie est comparable, mais les lattes d'albite sont quasiment limpides. La roche est traversée de veinules d'épidote, à proximité desquelles elle est envahie de cristaux de ce minéral.

Un autre filon à structure microgrenue porphyrique (CH5) a été échantillonné. Il présente au microscope une structure et une minéralogie comparables à celles du filon précédent, avec un grain intermédiaire. Mais il contient en outre, des phénocristaux d'albite, riches en inclusions d'épidote.

Puzstazseri décrit des filons analogues dans lesquels il a observé des reliques de clinopyroxène partiellement chloritisées. Dans les roches que j'ai échantillonnées, je n'ai jamais observé ces reliques, mais peut-être les inclusions de chlorite au centre des plages de hornblende verte en sont-elles les témoins.

- Le filon à pyroxène recoupe les gabbros du lac Chaussé. C'est une roche microgrenue porphyrique à phénocristaux de feldspaths et de ferromagnésiens de très petite taille (quelques millimètres). Le microscope révèle, à côté des phénocristaux d'albite partiellement envahis d'épidote, des phénocristaux de forme losangique, pseudomorphosés en chlorite, qui évoquent d'anciennes olivines. Le fond de la roche est constitué d'une association très finement cristallisée d'albite, de clinopyroxène, de chlorite et de sphène.

* - Les filons dans les laves en coussins.

Les coulées de laves à débit en coussin sont également recoupées par des filons de diabase. D'après Puzstazseri, certains ont servi à l'alimentation des coussins.

J'ai échantillonné un filon à proximité du sommet du Chenaillet. C'est une roche vert sombre, grenue. Au microscope, elle présente une structure doléritique. Les lattes de plagioclase sont altérées au cen-

tre et montrent des franges d'albite limpide. Les clinopyroxènes, beige-rosé au coeur et un peu plus foncés à la périphérie, sont parfois englobés dans des plages de hornblende verte. Dans un cas, on observe un liseré intermédiaire d'amphibole brune. Des cristaux d'ilménite sont cernés de sphène. Tout le fond de la roche est envahi d'un feutrage de pumpellyite verte, brônâtre ou incolore, de préhnite en gerbes et de chlorite.

Dans les dolérites de Bretagne, D. VELDE (1970) décrit du clinopyroxène entouré d'une amphibole brun-vert dans un filon traversant des roches sédimentaires non modifiées. Les transformations subies par cette dolérite ne peuvent donc être dues à des phénomènes régionaux. Au Chenaillet, on se trouve dans un cas analogue. Les clinopyroxènes des coussins que traverse la dolérite ne se transforment jamais en hornblende mais toujours en actinote. Il est probable que la hornblende de la dolérite est une phase tardi-magmatique et n'a rien à voir avec les transformations ultérieures subies par la roche, responsables de la formation de la chlorite, la pumpellyite et l'albite. GIROD et CABY (1975) interprètent la transformation du clinopyroxène des gabbros en hornblende brune et/ou hornblende verte comme étant le résultat d'un métamorphisme dans le faciès amphibolite, comparable à celui qui affecte les gabbros de la croûte océanique. Pour les amphiboles que j'ai observées dans les filons qui recoupent les gabbros et les laves en coussins, il ne me semble pas nécessaire d'invoquer un tel processus.

II - LES STRUCTURES DES LAVES EN COUSSINS

Les descriptions pétrographiques permettent de résumer la composition minéralogique des coussins du Chenaillet de la manière suivante :

Albite - clinopyroxène - chlorite - actinote - pumpellyite - sphène -
épidote - préhnite - calcite

La proportion de ces différents minéraux varie suivant les zones.

Cette minéralogie est typiquement spilitique : voir la revue exhaustive des minéraux des spilites faite par VALLANCE (1960). Par contre les structures des roches sont analogues à celles des roches magmatiques non transformées. Ce chapitre sera consacré à l'étude des structures des laves en coussins; celles des filons étant banales.

Les spilites du Chenaillet présentent un débit en coussins associés à des hyaloclastites, caractéristique d'une mise en place subaquatique. C'est donc aux basaltes sous-marins qu'il faut les comparer. Les dragages effectués sur les planchers océaniques y ont révélé la présence de basaltes à débit en coussins. On peut essayer de voir si les structures des coussins du Chenaillet sont comparables à celles de ces basaltes et peuvent apporter, grâce aux données de la littérature, des renseignements sur :

- la profondeur de mise en place
- la vitesse de refroidissement

1°) Vésicularité des coussins de lave

Les laves présentent généralement des vésicules ou vacuoles qui sont des trous de forme sphérique, de taille variable. Elles correspondent aux bulles de dégazage de la lave lors de la cristallisation. Les vacuoles des basaltes sont souvent vides. Dans les spilites, elles sont remplies de minéraux secondaires tels que chlorite, épidote et calcite. Dans les laves en coussins, elles se distinguent très bien des varioles qui présentent toujours une structure radiée et sont constituées de feldspath et de pyroxène.

Dans les roches sous-marines, MOORE (1965) a montré qu'il existe un rapport entre la taille des vacuoles ainsi que leur pourcentage en volume et la profondeur de mise en place des coussins de lave. Dans les basaltes sous-marins proches de Hawaii, il a observé que plus la profondeur est grande, plus la taille et le nombre des vacuoles sont réduits.

Au Chenaillet, les vacuoles des coussins ont toujours un très petit diamètre ($d < 0.1 \text{ cm}$) et ne représentent jamais plus de 2 % du volume de la roche. Selon Moore, cela tendrait à prouver que ces coussins se sont mis en place à plus de 2 km de profondeur.

2°) Structures microscopiques des laves en coussins

La description détaillée des laves en coussins a permis de définir quatre types de zones :

- le coeur
- la zone sphérolitique
- la zone variolitique
- la périphérie à tendance hyaloclastitique

Cette zonation structurale a été souvent décrite, plus ou moins précisément - la zone sphérolitique est souvent omise - dans les spilités : VUAGNAT (1946), VALLANCE (1965), PETERLONGO (1970), DIETRICH (1969), ANTOINE et al. (1973), FURNES (1973), etc...

Mais comme le remarque BATTEY (1974), ces structures sont également typiques des basaltes en pillow-lavas dragués sur les planchers océaniques. MUIR et al. (1966), MELSON et THOMPSON (1973), MARSHALL et COX (1971) notamment en décrivent d'analogues. WATKINS et al. (1970) donnent en particulier une coupe de pillow-lava dont la structure est identique à celle observée au Chenaillet, à la différence près que dans les coussins du Chenaillet, le verre est remplacé par chlorite + (actinote) + (pumpellyite) + sphène et que l'écorce n'est pas nécessairement éclatée en hyaloclastite.

A propos des varioles, FURNES (1973) remarque que dans l'état actuel des connaissances, elles semblent limitées aux pillow-lavas dragués à assez grande profondeur : entre 1600 et 5000 m. La présence de varioles au Chenaillet pourrait donc être un argument supplémentaire, si cette caractéristique se confirme, en faveur d'une mise en place à profondeur importante.

Je reprendrai ici et tenterai d'expliquer certains traits particuliers que j'ai signalés au cours des descriptions.

Les coeurs présentent une structure intersertale divergente avec comme ordre de cristallisation apparent :

- éventuellement phénocristaux de feldspath et petits cristaux d'olivine
- microlites de feldspath
- clinopyroxène

Je précise ordre apparent car cette succession est fondée sur les relations structurales entre les minéraux et non leur nature actuelle, les

roches étant spilitisées.

C'est exactement l'ordre décrit par MUIR et TILLEY (1966) pour les pillow-lavas de la ride médio-Atlantique. MIYASHIRO et al (1969 a), sans toutefois préciser l'ordre de cristallisation de la pâte, décrivent des roches analogues avec des phénocristaux de plagioclases arrondis et corrodés. En règle générale, le pyroxène en phénocristaux est peu répandu dans les basaltes des planchers océaniques. MIYASHIRO et al (1969 b) suggèrent d'ailleurs de classer les tholeiites abyssales en olivine-tholeiites et plagioclase-tholeiites suivant la nature de leurs phénocristaux.

La forme des minéraux eux-mêmes est également comparable à celle décrite pour les roches basaltiques des planchers océaniques. La structure qui en résulte est typique des roches ayant subi un refroidissement rapide. Des plagioclases squelettiques, au centre creux rempli par du clinopyroxène, ont été décrits par BRYAN (1972 a, 1972 b) qui les explique par des phénomènes de trempe, le refroidissement rapide intervenant sur la diffusion des ions dans le liquide. On peut remarquer que dans les basaltes, les plagioclases qui présentent ces formes sont toujours calciques. Au Chenaillet, le feldspath est toujours de l'albite.

Vers la périphérie, ces plagioclases deviennent de plus en plus fibreux et s'associent en sphérolites partiels ou complets, les "plumose intergrowths" de BRYAN (1972 a). Ceux-ci s'isolent en varioles dans une matrice vitreuse dans les coussins basaltiques. Au Chenaillet la matrice est constituée de chlorite. Le plagioclase est en intercroissance avec le pyroxène et des minéraux opaques dans les varioles des basaltes : de la titanomagnétite selon WATKINS et al (1970) et MARSHALL et COX (1971). MUIR et TILLEY (1966) décrivent cependant des varioles constituées uniquement de clinopyroxène dans les basaltes de la ride médio-Atlantique. Dans les varioles du Chenaillet, le feldspath est de l'albite et le minéral opaque est remplacé par du sphène.

Quant aux hyaloclastites du Chenaillet, elles présentent la structure caractéristique de ce type de roche, mais le verre est transformé en chlorite.

La structure variolitique des pillow-lavas a suscité diverses interprétations. Un certain nombre d'auteurs (CARSTENS (1964), FURNES (1973), GELINAS (1974)), à la vue de ces corps sphériques plus ou

moins coalescents, ont suggéré qu'ils pouvaient provenir de l'immiscibilité de deux liquides. D. VELDE (1971) et PHILPOTTS (1972) évoquent aussi cette interprétation pour des structures globulaires observées dans des formations filoniennes. La discussion de l'origine des varioles dans le cas de pillows spilitiques est compliquée par le fait que la roche a subi des transformations depuis sa mise en place, et que l'on ne peut pas raisonner sur la composition chimique des varioles et de la matrice : la chloritisation du verre, l'albitisation du plagioclase modifient considérablement leur composition chimique, comme on le verra ultérieurement.

Certains faits méritent cependant d'être soulignés.

- La structure variolitique des coussins spilitiques est une structure primaire. On a vu qu'elle est identique à celle des coussins basaltiques, la seule différence résidant dans la nature des minéraux. Par ailleurs, les varioles du Chenaillet existaient avant le refroidissement complet de la lave puisqu'elles se disposent parfois en traînées parallèles à sa direction d'écoulement (voir p. 11).

- contrairement aux structures globulaires décrites par les deux derniers auteurs, elles présentent toujours une structure sphérolitique radiée, généralement centrée sur un microlite de feldspath.

- il y a un passage continu dans la structure entre le coeur et la zone variolitique, le grain devenant de plus en plus fin ; d'autre part, les varioles elles-mêmes ont un grain de plus en plus fin du centre à la bordure.

Les récentes expériences de LOFGREN (1972, 1974) permettent, me semble-t-il, d'expliquer les zonations structurales des pillow-lavas. LOFGREN (1974) a fait fondre des échantillons de différentes compositions. Il a porté brusquement les liquides ainsi obtenus à des températures situées sous le liquidus et les a laissé cristalliser. Il appelle ΔT le degré de "supercooling", c'est-à-dire la différence entre la température du liquidus et la température à laquelle le liquide cristallise. Suivant la valeur de ΔT , la morphologie des cristaux change. Pour une composition de basalte océanique, il établit ainsi un tableau donnant la morphologie des plagioclases et des pyroxènes pour les différents ΔT . Il obtient notamment une structure intrafasciculaire pour $\Delta T = 30-70^\circ\text{C}$ et sphérolitique entre 70° et 90° .

Quand il existe des phénocristaux, ils servent de germes à la cristallisation des sphérolites. Lofgren explique cette succession d'habitats différents par le rapport entre le taux de croissance des cristaux et la vitesse de diffusion des ions dans le liquide, qui varie selon ΔT .

Les formes décrites par Lofgren sont comparables à celles que l'on observe dans les laves en coussins, la zonation des structures du coeur à la périphérie correspondant à des ΔT de plus en plus grands. En effet, la lave qui arrive au contact de l'eau de mer est brusquement refroidie : la bordure externe est "trempée" et il y a formation de verre, parfois même éclatement en hyaloclastite. Mais à l'intérieur de cette écorce vitreuse protectrice, il subsiste du liquide qui cristallise à des températures de plus en plus élevées vers le coeur du coussin, c'est-à-dire que ΔT diminue vers le coeur : il se forme ainsi des sphérolites puis des gerbes, puis des cristaux squelettiques suivant la valeur de ΔT .

La zonation des structures dans les coussins pourrait donc s'expliquer, selon les expériences de Lofgren, par la diminution de ΔT du bord vers le centre. Il ne me paraît pas nécessaire d'invoquer l'immiscibilité de deux liquides, hypothèse que rien ne me permet cependant de rejeter formellement. Pour discuter de ce problème, il serait intéressant de connaître la composition chimique des varioles et celle de leur matrice vitreuse dans un pillow-lava basaltique frais. Mais si les expériences de Lofgren semblent bien expliquer les varioles, un problème reste posé par la deuxième génération de sphérolites brun-clair que l'on observe dans la périphérie de certains coussins. Tout se passe comme si la cristallisation de deux générations de sphérolites qui sont identiques du point de vue chimique dans leur état actuel, se succédait dans le temps.

Dans le cas des coussins de type II, le liquide résiduel, après la formation des varioles, n'a pas été figé en verre. Il a cristallisé, mais les minéraux présentent d'évidentes formes de trempe, caractère confirmé par leur composition chimique comme on le verra ultérieurement.

L'existence des coussins de type III, non variolitiques, dont la bordure est simplement sphérolitique, est sans doute imputable à des conditions locales de température.

En résumé, les structures des coussins spilitiques du Chenaillet sont comparables à celles des coussins basaltiques des planchers océaniques. Elles sont caractéristiques des roches ayant cristallisé à partir d'un liquide. Les minéraux présentent généralement des formes de trempe, typiques d'une cristallisation rapide. Mais la nature des phases est différente. L'albite occupe la position du plagioclase, la chlorite celle du verre, seul le clinopyroxène est conservé. Or il semble impossible que la chlorite ait cristallisé à partir d'un liquide, et que l'albite se soit formée avant le clinopyroxène. Ici intervient le mécanisme de la spilitisation. Mais avant de s'intéresser à ce phénomène, une étude plus précise des minéraux des spilites du Chenaillet est nécessaire.

III - ETUDE MINÉRALOGIQUE.

Si les structures des roches du Chenaillet peuvent se rapporter à celles des roches ignées, il n'en est pas de même des minéraux qui les constituent à l'exception du clinopyroxène. Une étude minéralogique permettra de discuter l'assemblage que l'on observe dans ces roches.

Les minéraux ont été identifiés au microscope polarisant. Un certain nombre d'entre eux ont, en outre, été analysés à la microsonde électronique CAMECA MS 46 commune aux Laboratoires de Pétrographie et Minéralogie de Paris VI (1). Des précisions sur l'utilisation de la microsonde sont données par LATTARD (1974). Les mesures ont été effectuées par rapport à des standards qui étaient des minéraux naturels. L'exploitation de ces mesures a été faite sur l'ordinateur IBM 370 du CIRCE grâce au programme EMPADR (RUCKLIDGE et GASPARRINI, 1969, Toronto). Les conditions de travail sont indiquées p. 38, tableau III.

1°) Les pyroxènes.

Les pyroxènes sont représentés dans presque tous les types de roches du Chenaillet. Mais leur position est très différente dans les roches grenues (gabbros, dolérites) où ils forment de grands cristaux et dans les coussins de lave où ils constituent le dernier stade de cristallisation à partir du liquide.

* - Composition chimique des pyroxènes

Avant de commencer l'étude des pyroxènes, il faut noter qu'il n'a jamais été observé d'orthopyroxène dans les roches du Chenaillet, à l'exception des serpentines qui contiennent parfois des reliques de bronzite. Dans les roches grenues, il existe cependant de grandes plages de minéraux secondaires provenant de la destabilisation d'anciens minéraux ferromagnésiens magmatiques. Mais étant donné que des reliques

(1) Je remercie B. VELDE qui m'a initiée au fonctionnement de cet appareil et J.R. KIENAST et M.C. MAGONTHIER qui m'ont fait profiter de leur expérience, en particulier dans le choix des standards.

Tableau III

Clinopyroxènes des roches grenues du Chenaillet

	CH32	CH13 1	CH13 2A	CH13 2B	CH42 A	CH42 B
SiO ₂	48.68	50.09	49.23	49.29	47.94	48.39
Al ₂ O ₃	4.01	3.16	2.83	1.64	4.33	3.29
TiO ₂	1.32	0.72	1.19	0.72	1.37	1.39
Fe ^x	5.95	6.64	10.10	12.56	7.19	10.45
MnO	0.30	0.19	0.27	0.39	0.24	0.32
MgO	16.11	17.07	16.62	15.43	16.59	14.45
CaO	22.83	21.05	19.59	18.73	21.03	20.78
Na ₂ O	0.67	0.50	0.64	0.56	0.47	0.54
Total	99.87	99.42	100.47	99.32	99.17	99.61
Si ^{IV}	1.816	1.866	1.843	1.883	1.803	1.837
Al ^{VI}	0.175	0.134	0.125	0.074	0.192	0.147
Al ^{VI}	-	0.004	-	-	-	-
Ti	0.036	0.020	0.033	0.021	0.039	0.040
Fe ^x	0.186	0.205	0.316	0.401	0.226	0.332
Mn	0.009	0.007	0.008	0.013	0.008	0.010
Mg	0.894	0.947	0.927	0.879	0.930	0.818
Ca	0.912	0.838	0.786	0.767	0.847	0.845
Na	0.050	0.036	0.047	0.042	0.035	0.040
Ca	45.6	42.0	38.6	37.2	42.2	42.1
Fe ^x +Mn	9.7	10.6	15.9	20.1	11.6	17.1
Mg	44.7	47.4	45.5	42.7	46.2	40.8

-
- CH32 : pyroxène du gabbro grossier (moyenne)
- CH13 1 : pyroxène non zoné du gabbro fin (moyenne)
- CH13 2A : le moins riche en Fe)
- CH13 2B : le plus riche en Fe) Pyroxènes zonés du gabbro fin (analyses extrêmes)
- CH42 A : le moins riche en Fe)
- CH42 B : le plus riche en Fe) pyroxènes du filon de dolérite dans les coussins (analyses extrêmes)
-

Conditions de travail à la microsonde

- 15 KV comme énergie d'activation
- 30 VA pour SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO
- 20 VA pour les alcalins
- temps de comptage = 50 secondes
- standards utilisés = minéraux naturels

d'orthopyroxènes existent dans les serpentines, il est étonnant qu'il n'en ait jamais été observé dans les gabbros. Je pense donc que les plages pseudomorphosées témoignent plutôt d'anciennes olivines. Dans les laves en coussins, la chlorite pseudomorphosé l'olivine ou occupe la position du verre. La structure ignée étant parfaitement préservée, on peut affirmer que l'orthopyroxène n'a jamais existé car on ne retrouve pas le site qu'il aurait occupé.

Les clinopyroxènes ont été analysés dans des roches grenues et des coussins :

- le gabbro grossier (CH32), le gabbro fin (CH13) et le filon doléritique dans les laves en coussins (CH42)
- plusieurs coeurs de coussins (CH11 C, CH19 C, CH30 C, CH43 C) et, pour CH43 P, en matrice des varioles.

Les analyses, effectuées à la microsonde, donnent le fer total sous forme de FeO. Les résultats sont donc donnés avec le fer total en FeO et les formules structurales ont été calculées en Fe²⁺total. Cela ne permet pas de calculer les composants polaires par la méthode de KUSHIRO (1962) puisqu'il est nécessaire de connaître le Fe³⁺. Pour les clinopyroxènes des coeurs de coussins, il était intéressant de connaître la proportion de molécule de Tschermak titanifère. J'ai donc calculé le Fe³⁺ de ces pyroxènes par la méthode de HAMM et VIETEN (1971) afin de pouvoir évaluer les composants polaires.

Les compositions chimiques montrent une opposition fondamentale entre les pyroxènes des roches grenues et ceux des coussins. Mais elles restent toujours comparables à celles des roches doléritiques ou basaltiques non transformées.

- Roches grenues.

Les analyses des pyroxènes des roches grenues sont rassemblées dans le tableau III. Pour les minéraux non zonés, chaque analyse représente la moyenne de 7 à 10 mesures. Pour les minéraux zonés j'ai donné les deux analyses correspondant aux valeurs extrêmes de l'élément qui varie le plus, à savoir le fer. Mais, j'ai placé dans les diagrammes toutes les analyses effectuées réellement dans chaque roche.

Dans le diagramme Ca-Fe^x+Mn-Mg, les pyroxènes du gabbro grossier se placent à la limite du champ du diopside et de l'augite tandis que ceux du gabbro fin et de la dolérite tombent dans le champ des augites (Fig. 4).

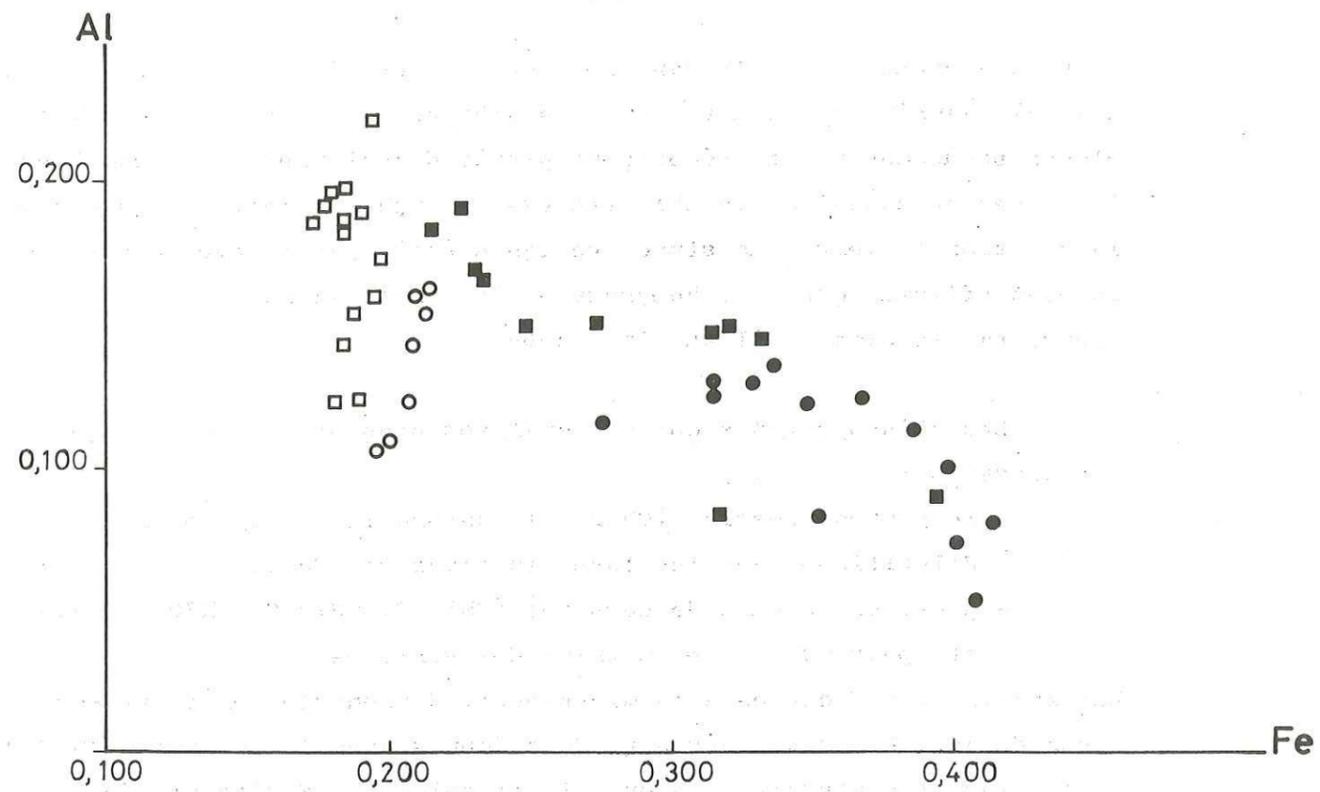


Fig. 5 - Diagramme Al / Fe pour les pyroxènes des roches grenues du Chenaillet

- CH32
- CH13 1 (non zonés)
- CH13 2 (zonés)
- CH42

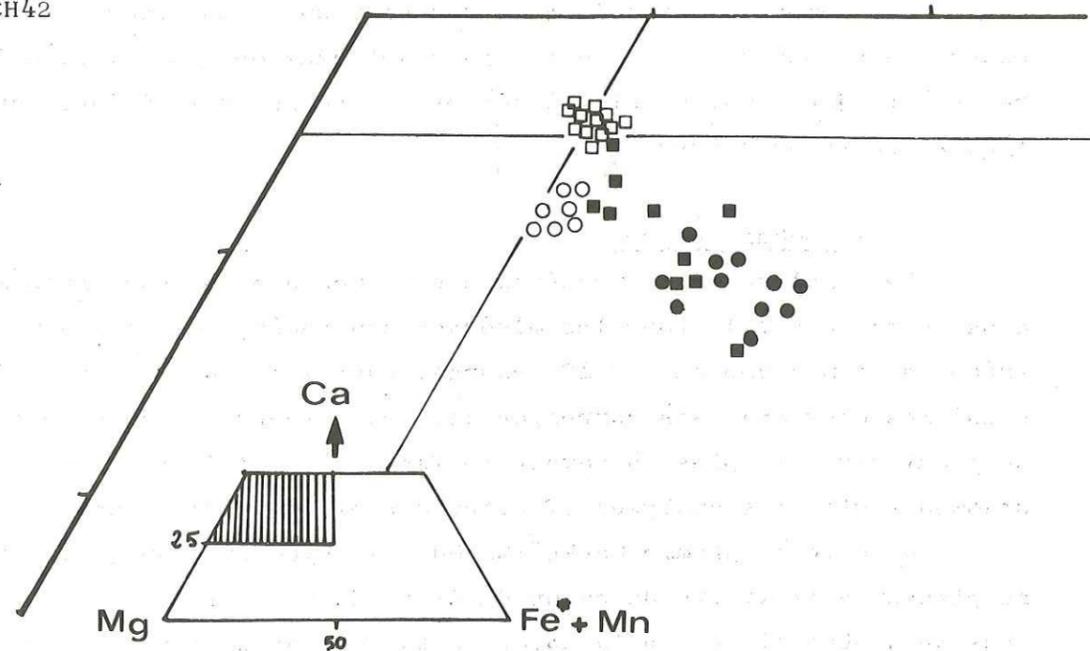


Fig. 4 - Diagramme Ca - Fe²⁺+Mn - Mg pour les pyroxènes des roches grenues du Chenaillet

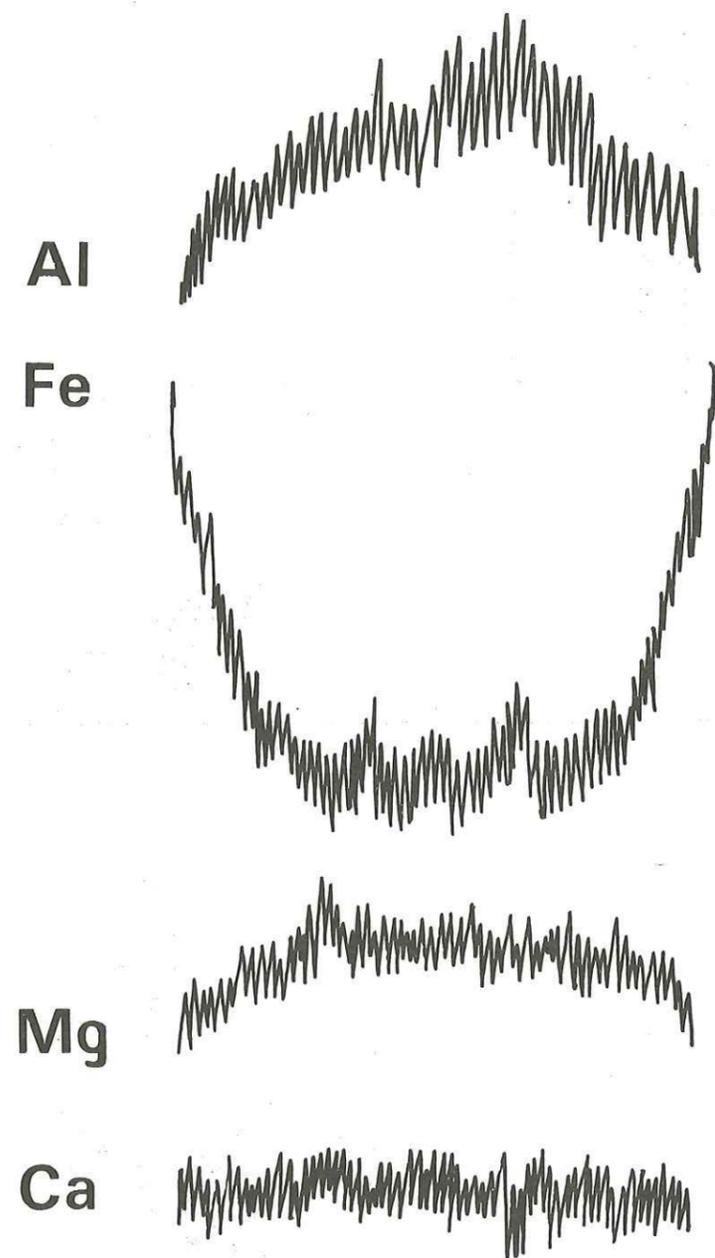


Fig. 6 - Scannings qualitatifs à la microsonde à travers un clinopyroxène zoné de CH42

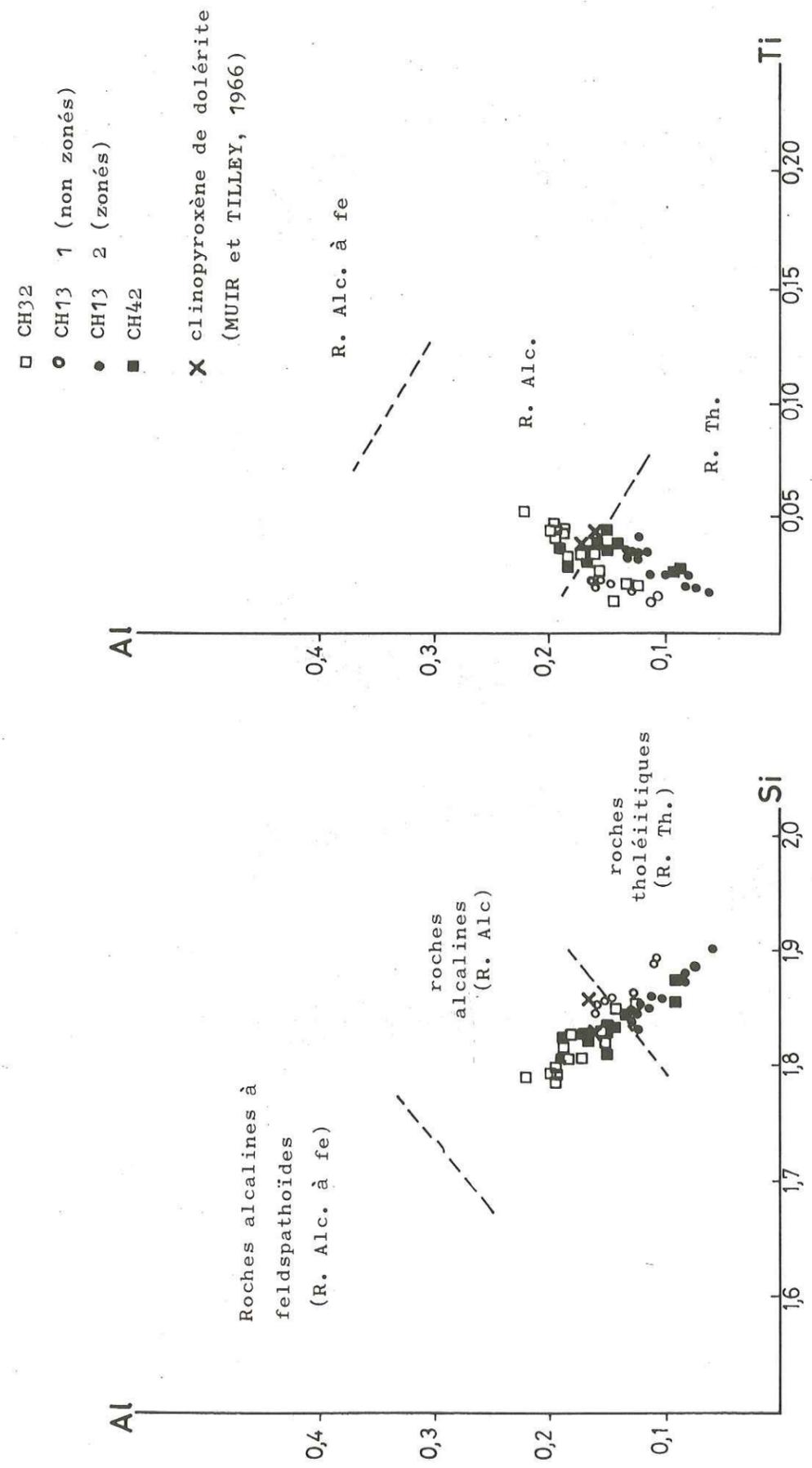


Fig. 7 - Diagrammes Al / Ti et Al / Si pour les pyroxènes des roches grenues du Chenaillet

Les pyroxènes de CH32 ne sont pas zonés. Dans CH13, deux populations s'individualisent : une de pyroxènes zonés et une de pyroxènes non zonés. Les pyroxènes de CH42 sont tous zonés.

Il est difficile de cerner les zonations dans des roches à structure ophitique à doléritique, et où le pyroxène est partiellement destabilisé : on n'est jamais sûr d'être réellement au centre ou au bord d'un cristal. Un certain nombre de caractéristiques ont cependant pu être mises en évidence. Dans CH13 comme dans CH42, la zonation est marquée par un enrichissement en fer du centre à la périphérie, parallèle à une baisse du magnésium et de l'aluminium. Le calcium est à peu près constant. Dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg, on observe bien la baisse de Mg quand le fer augmente. L'apparente baisse du calcium est due au type de représentation (diagramme ternaire). La corrélation inverse Al-Fe est nette dans la Fig. 5, les pyroxènes de CH42 étant dans l'ensemble moins riches en Al et plus riches en Fe que ceux de CH13. Des scannings qualitatifs effectués à la microsonde (Fig.6) dans un pyroxène de CH42 soulignent les traits essentiels des zonations.

Les pyroxènes non zonés (CH32, CH13) sont peu riches en fer (de 5 à 7 % en poids d'oxyde). Ils se distinguent nettement des précédents par une variation assez large de leur teneur en alumine pour des teneurs en fer quasiment constantes (fig. 5).

Pour l'ensemble des pyroxènes des roches grenues, les teneurs en sodium sont faibles (0.40 à 0.70 %). Les teneurs en silice sont moyennes celles en titane et en alumine assez faibles. Dans les diagrammes de KUSHIRO (1960) qui montrent les variations de l'alumine en fonction de la silice et du titane suivant les types de roches (fig. 7), ils présentent une bonne corrélation positive Al/Ti et négative Al/Si ce qui est habituel. Ils tombent à cheval sur les champs des tholeiites et des roches alcalines, avec un léger décalage du côté des tholeiites pour CH13. La validité de ces diagrammes, établis pour des compositions moyennes et non pour des analyses à la microsonde, sera discutée ultérieurement. L'analyse de diallage de gabbro donnée par PUSZTASZERI (1969) est très proche de CH32.

- les pyroxènes des coussins

Les analyses de ces pyroxènes sont rassemblées dans le tableau IV. Chacune représente une moyenne de 6 à 8 sections (ces minéraux étant extrêmement fins, leur analyse à la microsonde est difficile). Les

Tableau IV

Compositions chimiques des clinopyroxènes des coussins

de lave du Chenaillet

	CH11 C	CH19 C	CH30 C	CH43 C	CH43 P
SiO ₂	43.34	41.47	46.15	43.42	46.62
Al ₂ O ₃	5.65	5.90	5.52	4.98	7.11
TiO ₂	3.29	4.91	2.37	3.14	1.38
FeO ^{3x}	12.63	16.41	11.84	15.66	14.21
MnO	0.66	0.60	0.44	0.30	0.37
MgO	10.71	8.63	11.97	9.66	12.18
CaO	21.57	20.59	21.12	21.66	17.73
Na ₂ O	1.13	1.27	1.14	0.60	0.60
Total	98.97	99.78	100.55	99.42	100.20

Si ^{IV}	1.701	1.647	1.759	1.715	1.768
Al ^{VI}	0.259	0.276	0.241	0.232	0.232
Al	-	-	0.006	-	0.087
Ti	0.096	0.145	0.069	0.092	0.044
Fe ^{3x}	0.415	0.544	0.378	0.517	0.451
Mn	0.021	0.019	0.014	0.009	0.016
Mg	0.627	0.511	0.680	0.569	0.689
Ca	0.908	0.876	0.861	0.915	0.721
Na	0.084	0.096	0.082	0.048	0.046

Coordonnées dans le diagramme Ca - Mg - Fe^{3x}+Mn

Ca	45.5	44.9	44.5	46.3	38.4
Mg	32.3	26.2	35.2	27.6	36.7
Fe ^{3x} +Mn	22.2	28.9	20.3	26.1	24.9

CH11 C, CH19 C, CH30 C, CH43 C = clinopyroxènes de coeur de coussin
 CH43 P = clinopyroxène de matrice des varioles

FeO^{3x} = Fer total sous forme de FeO
 Fe^{3x} = Fer total sous forme de Fe²⁺

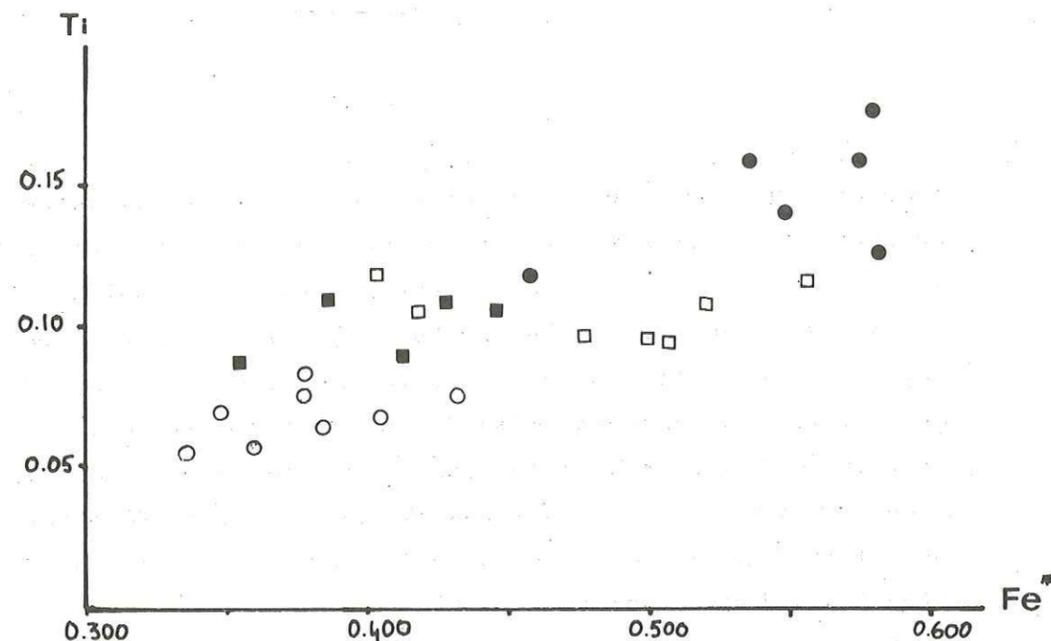


Fig 9 - Diagramme Fe* / Ti pour les pyroxènes des coeurs de coussins

- CH19 C
- CH11 C
- CH30 C
- CH43 C
- × CH43 P

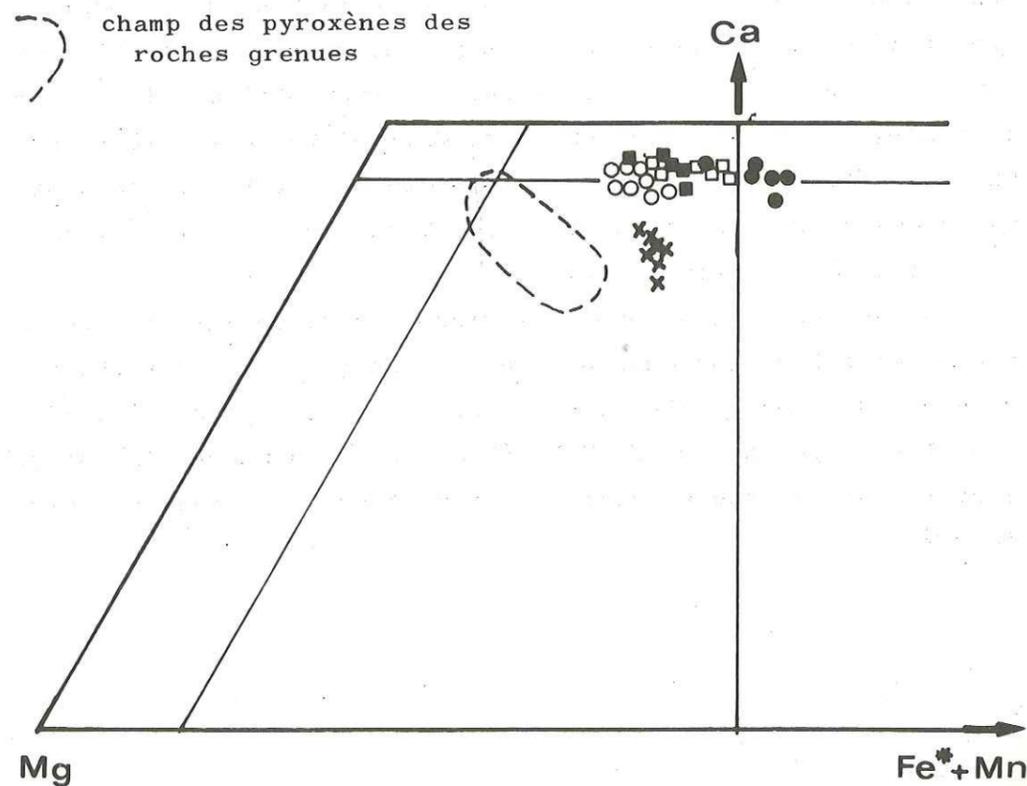


Fig. 8 - Diagramme Ca - Fe*+Mn - Mg pour les pyroxènes des coussins du Chenaillet

compositions sont très différentes de celles des pyroxènes des roches grenues. Mais à l'intérieur de ce groupe, il faut distinguer les pyroxènes des coeurs et ceux de la périphérie des coussins.

Dans le diagramme Ca-Fe³⁺+Mn-Mg (Fig. 8), les pyroxènes des coeurs tombent essentiellement à la limite inférieure du champ des salites, ceux de CH19 C débordant même jusqu'aux ferrosalites. Ils sont beaucoup trop fins pour que l'on puisse y observer une zonation mais si l'on juxtapose les analyses des pyroxènes des différentes roches, on peut mettre en évidence un enrichissement en fer aux dépens du magnésium à calcium constant.

Les teneurs en TiO₂ sont élevées : de 2 % en poids d'oxyde pour CH30 C à 5 % pour CH19 C. Elles augmentent à peu près parallèlement au fer qui atteint 17 % (Fig. 9) maximum tandis que la silice diminue jusqu'à 41 %. Généralement, la teneur en alumine est le double de celle du titane, mais dans CH19 C, le rapport alumine/titane est à peine supérieur à 1. A titre indicatif, j'ai calculé les composants polaires des pyroxènes de coussins, après avoir estimé le Fe³⁺ avec la méthode de HAMM et VIETEN (1971). Le tableau V regroupe ces résultats (les formules structurales sont données également car le calcul du Fe³⁺ modifie les autres éléments). Les pyroxènes de CH19 C se différencient des autres : la quantité de Ti est trop grande pour être saturée par l'Al dans la molécule titanifère CaTiAl₂O₆. Pour utiliser le titane restant, on fabrique une molécule ferrifère CaTiFe³⁺₂O₆, comme le proposent ONUMA et YAGI (1971). Le total des molécules titanifères dans les pyroxènes des coeurs est très élevé (de 6.64 à plus de 14 %), caractère qui sera discuté ultérieurement.

Ces pyroxènes, beaucoup plus riches en titane et en alumine et moins riches en silice que ceux des roches grenues, tombent à cheval sur les domaines des roches alcalines et des roches alcalines à feldspathoïdes dans les diagrammes de KUSHIRO (Fig. 10). Ils ne présentent pas la corrélation inverse alumine/fer et sont assez riches en sodium (autour de 1 %).

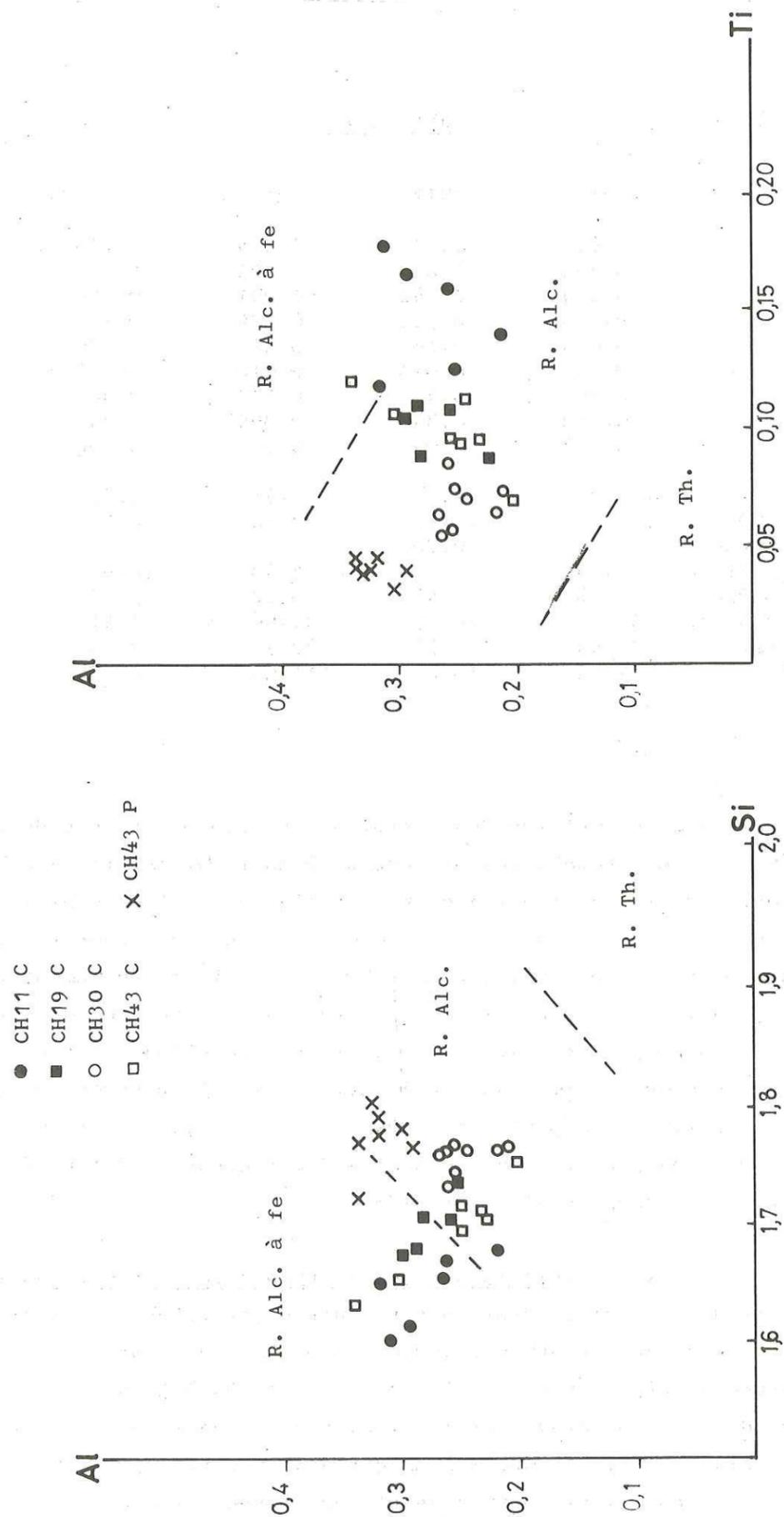


Fig. 10 - Diagramme Al / Si et Al / Ti pour les pyroxènes des coussins du Chenaillet

Tableau V

	CH11 C	CH19 C	CH43 C	CH30 C
Si	1.653	1.599	1.674	1.719
Al	0.254	0.268	0.225	0.242
Ti	0.094	0.142	0.091	0.066
Fe ³⁺	0.334	0.344	0.289	0.269
Fe ²⁺	0.069	0.186	0.216	0.100
Mn	0.021	0.020	0.010	0.014
Mg	0.609	0.496	0.555	0.664
Ca	0.882	0.850	0.895	0.844
Na	0.084	0.095	0.045	0.082
Acmite	8.36	9.49	4.48	8.23
CaTiAl ₂ O ₆	9.44	13.39	9.10	6.64
CaTiFe ³⁺ ₂ O ₆	-	0.80	-	-
CaFe ³⁺ AlSiO ₆	6.53	-	4.42	10.95
CaFe ³⁺ ₂ SiO ₆	9.26	11.69	10.00	3.87
Wollastonite	31.46	29.53	32.96	31.41
Enstatite	30.44	24.79	27.74	33.22
Ferrosilite	4.52	10.29	11.29	5.68

Le pyroxène en matrice des varioles dans une périphérie de coussin (CH43 P) est totalement différent. Dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg, il tombe dans le champ des augites. La lignée qu'il dessine est marquée par une baisse rapide du calcium quand le fer augmente, le magnésium restant à peu près constant (Fig. 8). Il est également plus riche en silice et moins riche en titane que le pyroxène du coeur (CH43 C) correspondant, alors que sa teneur en Al₂O₃ est assez voisine. Le rapport Al/Ti passe de 2 environ dans le pyroxène du coeur à 4 dans celui de la périphérie. Dans les diagrammes de Kushiro (Fig. 10), les pyroxènes de CH43 P se distinguent nettement des autres par leur rapport Al/Ti et Al/Si.

⌘ - Comparaison avec les pyroxènes de roches spilites.

Il existe peu d'analyses de pyroxènes de spilites, et spécialement peu de séries ophiolitiques. La plupart du temps, il s'agit de minéraux qui ont été séparés et non analysés à la microsonde, ce qui rend les comparaisons difficiles. Placées dans un diagramme Ca-Fe^{*}-Mg (Fig. 11), les compositions que j'ai relevées présentent une grande dispersion. Les points se placent essentiellement dans le champ

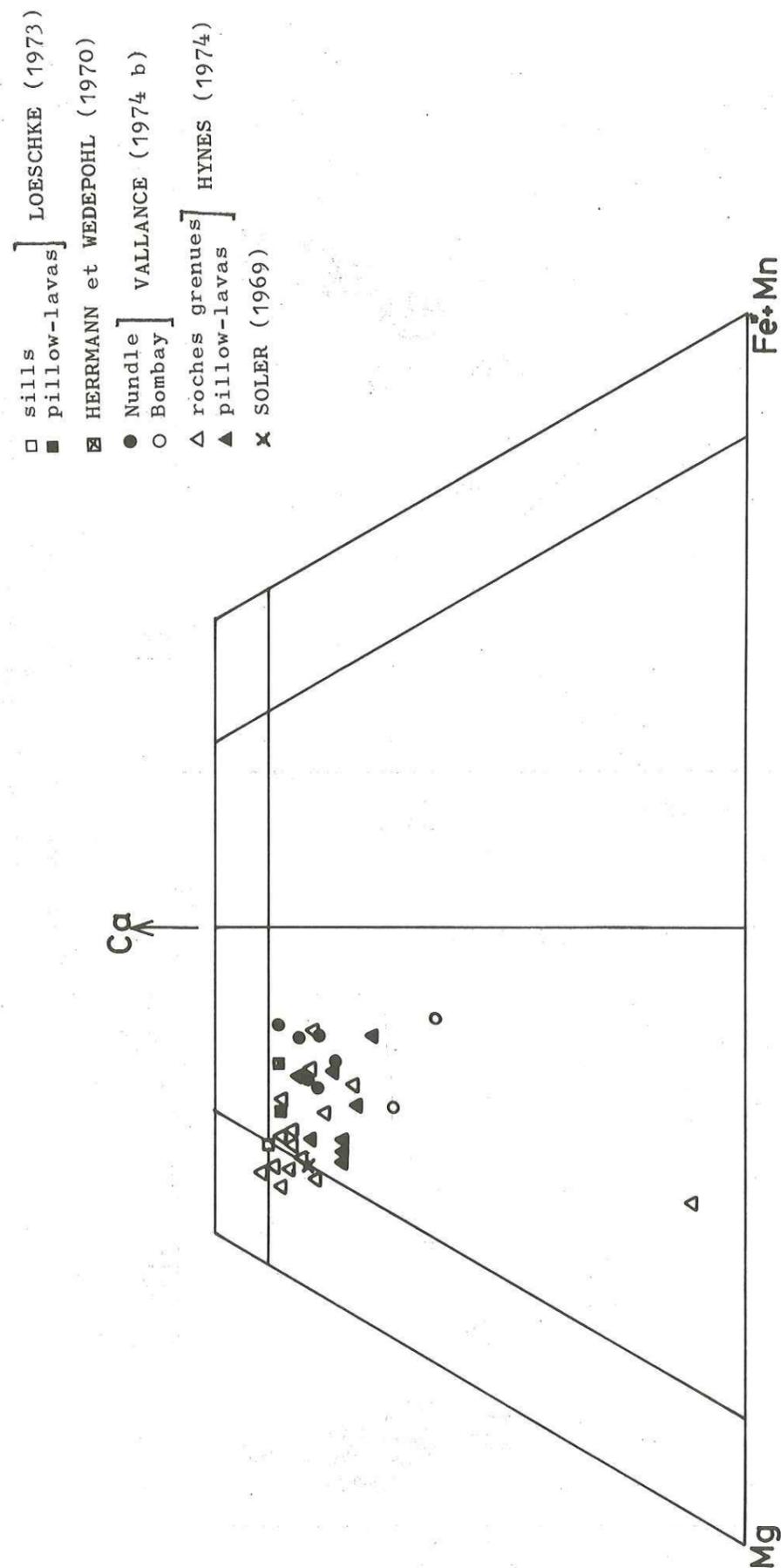
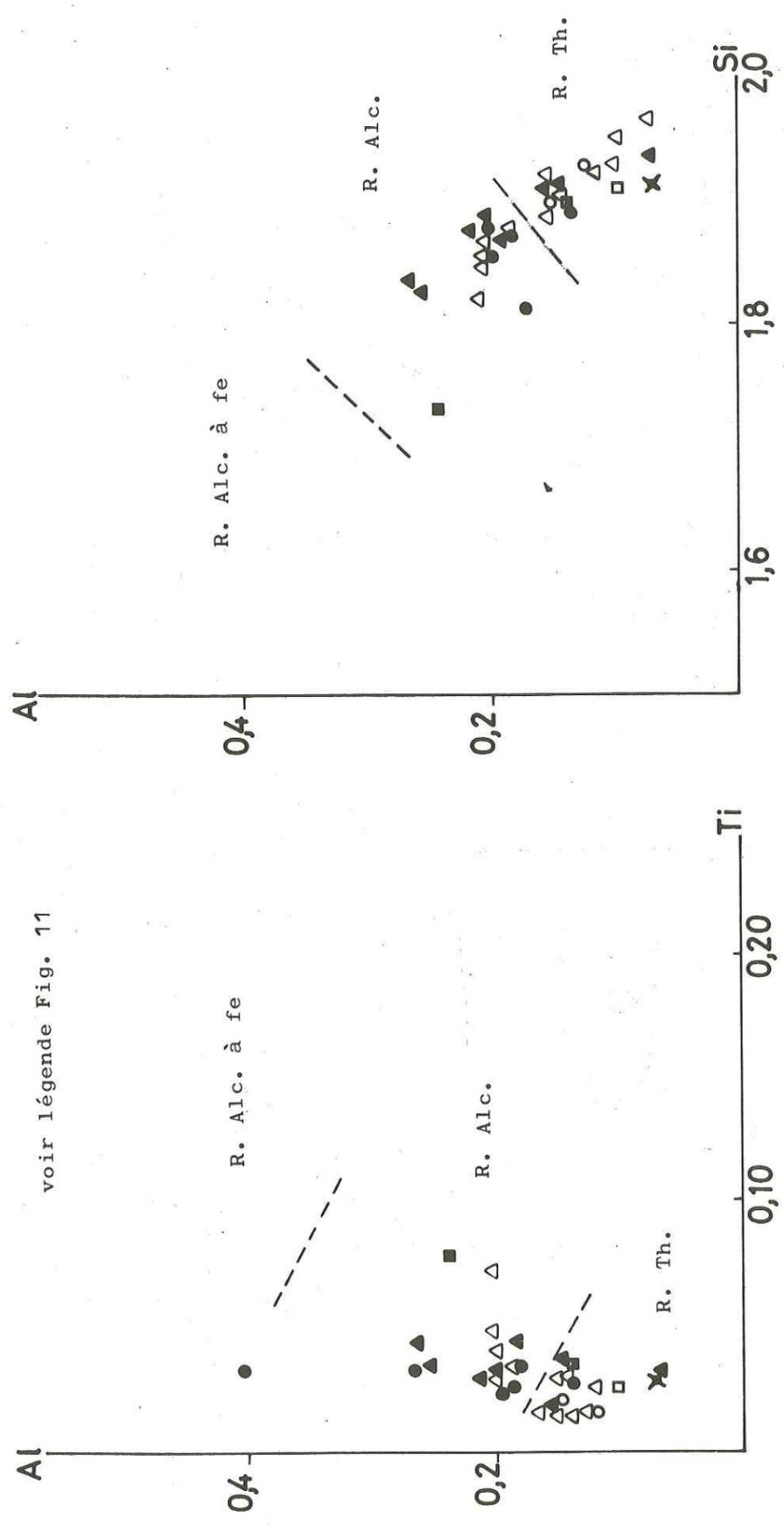


Fig. 11 - Diagramme Ca - Fe +Mn - Mg pour les pyroxènes de spilites de la littérature



voir légende Fig. 11

Fig. 12 - Diagrammes Al / Ti et Al / Si pour les pyroxènes de spilites de la littérature

des augites. Dans les diagrammes de Kushiro (Fig. 12), ils tombent tantôt dans le champ des roches tholéitiques, tantôt dans celui des roches alcalines. Les analyses chimiques sont tout à fait comparables à celles des roches basaltiques. Un pyroxène de composition particulière, une augite aegyrienne $Di_{67}Hd_{15}A_{18}$, a été observé par MERILAINEN (1961) et est cité par FONTEILLES (1968). Celui-ci le compare aux pyroxènes des gabbroïdes alcalins et des syénites : sa composition est compatible avec les roches magmatiques.

On peut déduire de cette analyse bibliographique qu'il n'existe pas un type de pyroxène de spilite mais des compositions variées, qui dépendent de la nature originelle de la roche qui a subi la spilitisation. Le fait que l'on ne décrive pas de salite titanifère comparable à celles des coeurs de coussin du Chenaillet, est probablement un hasard, dû en particulier à la rareté des analyses à la microsonde.

Deux exemples sont particulièrement intéressants dans le cas présent. HYNES (1974) a analysé à la microsonde les pyroxènes de la série ophiolitique d'Othrys depuis les lherzolites jusqu'aux pillow-lavas. Je tiens à le remercier ici d'avoir bien voulu me communiquer le détail de ses analyses. Dans le diagramme Ca-Fe-Mg (Fig. 11), ses analyses tombent toutes dans le champ des augites et se confondent en une lignée comparable à celle des roches grenues du Chenaillet, à la différence qu'il a observé de l'orthopyroxène dans un gabbro. Il n'existe pas non plus d'opposition marquée entre les teneurs en silice, titane et alumine des différents termes de sa série. L'opposition roches grenues - coeurs de coussins, observée au Chenaillet, ne se retrouve donc pas ici où tous les pyroxènes ont des affinités tholéitiques.

Dans les spilites des Karawanken, LOESCHKE (1970) a observé la superposition de sills et de coulées de laves en coussins. Quoique très proches dans le diagramme Ca-Fe-Mg, les compositions des pyroxènes des sills et des coeurs de coussin (également analysés à la microsonde), montrent de nettes différences dans les diagrammes faisant intervenir la silice, le titane et l'alumine (KUSHIRO, 1960 ; LE BAS, 1962). Les premiers tombent dans le champ des roches tholéitiques, les seconds dans le champ des roches alcalines. On retrouve ici une tendance analogue à celle du Chenaillet.

* - Comparaison avec les pyroxènes des roches magmatiques.

Dans le diagramme Ca-Fe^{*}+Mn-Mg, les pyroxènes des roches grenues présentent une lignée de type tholéiitique (voir notamment BROWN, 1967 ; CARMICHAEL et al, 1974). Cette affinité semble appuyée par les diagrammes de Kushiro et par la corrélation inverse Al/Fe (CARMICHAEL et al, 1974) existant dans les pyroxènes zonés. Les roches ne contiennent pas d'orthopyroxène, ce qui peut paraître surprenant. Deux explications sont possibles :

- il peut avoir été détruit lors de la transformation de la roche,
- il peut ne jamais avoir existé. MUIR et TILLEY (1964) décrivent une dolérite d'affinité tholéiitique draguée sur un plancher océanique, qui ne contient que du clinopyroxène. L'analyse de ce dernier est assez proche de celles des pyroxènes des roches grenues du Chenaillet, comme on peut le voir dans la Fig. 7.

Le problème posé par les pyroxènes des coussins est différent. Les salites titanifères, montrant une lignée parallèle au côté Fe-Mg dans le triangle Ca-Fe^{*}+Mn-Mg, sont considérées comme caractéristiques des roches alcalines (voir notamment AOKI, 1962 ; CARMICHAEL et al, 1974). La présence d'une telle quantité de titane dans le pyroxène est un indice de sous-saturation. Quand l'activité de la silice dans le magma diminue, la proportion de titane qui entre dans le pyroxène augmente (GUPTA et al, 1973). D'après ONUMA et YAGI (1971), les pyroxènes qui contiennent plus de 11 % de molécule $\text{Ca Ti (Al, Fe}^{3+})_2\text{O}_6$ comme c'est parfois le cas au Chenaillet (voir tableau V), cristallisent dans des roches fortement sous saturées, à mélilite par exemple, et ont peu de chances de coexister avec du plagioclase. Or, au Chenaillet, le feldspath représente la phase essentielle des coeurs de coussins, ce qui paraît peu compatible.

Par rapport aux pyroxènes des roches alcalines, ceux des coeurs de coussins du Chenaillet se distinguent cependant par :

- un enrichissement en fer très marqué (jusqu'à 17 %), peu habituel dans ce type de roches ; mais cela est peut-être dû à la rareté des analyses à la microsonde

- une teneur en calcium qui n'augmente pas
- une teneur en alumine peu élevée par rapport à celle du titane.

Il faut cependant remarquer que les pillow-lavas du Chenaillet sont caractérisés par un ordre de cristallisation particulier comparable à celui des basaltes océaniques : les clinopyroxènes cristallisent en dernier dans les coeurs. Malheureusement, dans les spilites, il est impossible de raisonner sur les autres phases minérales puisqu'on ne connaît pas leur composition originelle. La basicité du plagioclase serait en particulier essentielle à connaître. Etant donné qu'il cristallise en premier, il appauvrit le liquide en certains éléments. Le labrador de composition An50 contient 55 % de SiO₂, nettement plus qu'un liquide basaltique de composition moyenne (les tholéiites océaniques contiennent 50 % de SiO₂ en moyenne : ENGEL et al (1965), CANN (1971)). Si l'on suppose que l'albite actuelle provient de la transformation d'un labrador, composition de feldspath commune dans les roches basaltiques, en cristallisant, ce dernier a appauvri le liquide originel en silice. Cela pourrait expliquer la "sous-saturation" des pyroxènes et leur richesse en titane, reflétant la composition du liquide résiduel au moment de leur cristallisation. On pourrait bien sûr imaginer que l'albite a cristallisé directement à partir du liquide, appauvrissant d'autant plus celui-ci en silice. Mais, ainsi qu'en a discuté FONTEILLES (1968), l'albite ne peut cristalliser directement à partir d'un liquide contenant du calcium, en raison du "plagioclase effect" (BOWEN, 1945). Par ailleurs, les formes de trempe montrent que les cristaux n'ont pas eu le temps de réagir avec le liquide. Il est donc probable que l'albitisation du feldspath est postérieure à sa cristallisation. C'est un plagioclase calcique qui a cristallisé. Mais la composition particulière du clinopyroxène, peu compatible avec le type de roche dans lequel il se trouve, s'explique semble-t-il par son stade de cristallisation. La différence avec les roches grenues peut tenir à la présence d'olivine dans celles-ci (actuellement transformée en chlorite), dont la cristallisation a empêché l'appauvrissement du liquide en silice, l'olivine étant très rare dans les coussins.

Les différences de lignée observées entre les pyroxènes d'un coeur de coussin (CH43 C) et ceux de sa bordure (CH43 P) peuvent être comparées à celles observées par SMITH et LINDSEY (1971), EVANS et

MOORE (1968) et BENCE et PAPIKE (1974). Dans les trois cas, les auteurs arrivent à la conclusion que plus la lave cristallise vite, plus le pyroxène qui cristallise est pauvre en calcium. Smith et Lindsey ont montré l'opposition de composition chimique entre les pyroxènes de la bordure figée et ceux du centre d'une coulée de lave. Les premiers montrent notamment un enrichissement en fer aux dépens du calcium à magnésium constant, tandis que dans les seconds l'enrichissement en fer s'accompagne d'une baisse simultanée du magnésium et du calcium. Les autres éléments ne montrent pas de variations de teneur particulières. Au Chenaillet, on retrouve deux lignées analogues à celles mises en évidence par Smith et Lindsey dans le diagramme Ca-Fe-Mg. Mais d'une part elles sont décalées vers le pôle fer, d'autre part les pyroxènes du coeur ne sont pas des augites mais des salites. Il existe par ailleurs d'autres différences entre les deux types de pyroxène, notamment au niveau de la silice et du titane. Malgré ces différences de composition, il est probable que l'on peut interpréter les deux lignées comme résultant d'un phénomène analogue. En effet, la bordure du coussin, essentiellement formée de varioles dans une matrice de clinopyroxènes en dents de peigne, habitus caractéristique de minéraux de trempe, a cristallisé plus vite que son coeur, à structure intersertale divergente. Les autres différences de composition entre les deux types de pyroxène (Si, Ti et Al) pourraient provenir d'une différence de composition du liquide résiduel au moment où ils cristallisent.

Cette explication ne peut être invoquée pour interpréter l'opposition entre pyroxènes des roches grenues et pyroxènes des coeurs de coussins. En effet, étant donné que ce sont les coussins qui refroidissent le plus vite, ce sont eux qui devraient présenter une lignée de trempe, avec un enrichissement en fer aux dépens du calcium alors que c'est l'inverse que l'on observe.

En conclusion, les clinopyroxènes du Chenaillet doivent être considérés comme des minéraux magmatiques. Un problème est posé par l'opposition entre les pyroxènes des roches grenues, d'affinité tholéitique, et ceux des coeurs de coussins, d'affinité alcaline. Une discussion sur les conclusions que l'on peut tirer de la composition des clinopyroxènes quant à la nature du magma dont proviennent ces roches sera menée au chapitre VI.

2°) les feldspaths.

Dans les coussins comme dans les roches grenues, les feldspaths présentent toujours des habitus comparables à ceux observés dans les roches ignées. Mais leur composition est albitique.

Dans les coussins, les feldspaths sont le constituant essentiel des coeurs et des zones sphérolitiques, mais ils sont peu abondants dans les zones externes. Ils se présentent essentiellement en microlites squelettiques, de plus en plus fins vers la périphérie du coussin. Ils ont alors des contours nets et sont relativement limpides. Les phénocristaux, présents dans quelques échantillons, sont au contraire riches en inclusions de minéraux secondaires : préhnite principalement, épidote, chlorite, plus rarement calcite et pumpellyite. Ces amas de minéraux se développent de préférence au centre des cristaux.

J'ai analysé les feldspaths de plusieurs coeurs de coussins (CH19 C, CH11 C, CH43 C) à la microsonde : analyses ponctuelles dans les microlites, quadrillage systématique dans les phénocristaux. La composition est toujours albitique, la teneur en calcium variant entre 0.20 et 0.40 %. Je n'ai jamais observé de relique de plagioclase calcique. Dans les filons doléritiques, les feldspaths sont altérés au centre en un agrégat finement cristallisé d'épidote, de préhnite et d'albite. Mais ils présentent souvent une frange limpide, apparemment de néoformation. Analysée à la microsonde, cette frange s'est avérée également albitique. Mais sa teneur en calcium est plus élevée que dans les feldspaths des coussins : 1 à 1,5 %. La composition, toujours albitique, des feldspaths du Chenaillet contraste donc avec celle que l'on s'attendrait à trouver dans ce type de roches si elles n'étaient pas transformées. Pour les phénocristaux des coussins et les lattes des roches grenues, l'albitisation semble évidente, le calcium libéré entrant dans les silicates calciques qu'on y observe en inclusion. Pour les microlites, aucune phase calcique ne témoigne d'une libération de calcium. On a vu cependant qu'il était impossible que l'albite pure cristallise avant une salite dans un liquide contenant du calcium. Là encore, l'albitisation doit être secondaire.

3°) La chlorite.

Dans les filons et les gabbros, la chlorite est toujours présen-

te en grandes plages, pseudomorphoses probables d'anciens minéraux ferromagnésiens. Elle remplace probablement l'olivine, mais le problème de l'orthopyroxène reste posé.

Dans les coussins, la chlorite occupe trois sites :

- dans les coeurs, elle occupe dans le fond de la roche une position analogue à celle du verre dans les basaltes frais.
- dans les périphéries, elle forme la matrice des varioles des coussins de type I, toujours en position analogue à celle du verre.
- elle pseudomorphose d'anciens phénocristaux d'olivines, très rares et de taille réduite, répartis dans tout le coussin.

La chlorite est enfin le constituant essentiel des hyaloclastites, dans lesquelles elle semble le principal produit de dévitrification.

La chlorite a été analysée à la microsonde dans plusieurs coussins. Les analyses figurent dans le tableau VI (chacune d'elle représente la moyenne d'une dizaine de mesures).

- dans CH19, dans le fond de la roche, en matrice des varioles, et en pseudomorphose d'olivine.
- dans CH11 C, dans le fond et en pseudomorphose.
- dans CH43 C, dans le fond.
- dans CH30, dans le fond et en matrice des varioles.

Les compositions sont assez homogènes. Les teneurs en silice (27 à 28 %) et en alumine (19 à 20 %) sont parfaitement constantes. Le titane est très faible (≤ 0.10 %), manganèse et calcium sont peu abondants. Ce dernier élément a une teneur un peu plus élevée dans les chlorites des matrices de varioles mais cette différence ne me paraît pas réellement significative. Le rapport entre fer et magnésium est proche de 1 et varie modérément. Dans la classification de HEY (1954), ces chlorites se placent dans le champ des picnochlorites.

Dans le diagramme Al - Fe - Mg, les chlorites du Chenaillet sont très groupées, avec toutefois une légère tendance à une dispersion parallèle au côté Fe* - Mg (Fig. 13).

On remarque que les compositions des chlorites du fond et de celles des pseudomorphoses d'un même échantillon sont quasiment identiques. Maintenant si l'on considère l'ensemble des chlorites analysées et les roches correspondantes, il semble exister un rapport

Tableau VI

Analyses chimiques des chlorites du Chenaillet (microsonde)

	CH11 F	CH11 P	CH19 C F	CH19 C P	CH19 ZI2	CH30 C F	CH30 P	CH43 C F
SiO ₂	28.31	28.57	27.55	27.85	27.64	27.77	29.31	27.67
Al ₂ O ₃	20.12	19.54	19.42	19.03	19.42	19.24	20.86	19.73
TiO ₂	0.10	0.04	0.07	-	0.06	0.06	0.08	0.06
FeO ³⁺	20.49	19.85	22.47	22.27	20.90	19.35	17.19	20.05
MnO	0.30	0.20	0.20	0.20	0.32	0.34	0.47	0.25
MgO	18.75	19.57	18.67	17.18	17.74	20.06	21.56	18.33
CaO	0.16	0.28	0.20	0.30	0.97	0.16	0.60	0.27
Total	88.23	88.05	88.58	86.83	87.05	86.98	90.07	86.36
Si ^{IV}	5.750	5.797	5.650	5.817	5.736	5.710	5.732	5.743
Al ^{IV}	2.250	2.203	2.350	2.183	2.264	2.290	2.268	2.257
Al ^{VI}	2.567	2.471	2.344	2.502	2.486	2.373	2.541	2.570
Ti	0.010	0.006	0.011	-	0.009	0.009	0.012	0.009
Fe ³⁺	3.481	3.369	3.854	3.890	3.627	3.327	2.812	3.480
Mn	0.052	0.034	0.035	0.035	0.056	0.059	0.078	0.044
Mg	5.676	5.918	5.706	5.347	5.486	6.147	6.284	5.670
Ca	0.035	0.061	0.044	0.067	0.216	0.035	0.126	0.060
	11.826	11.860	11.994	11.841	11.880	11.950	11.850	11.834

Coordonnées dans le triangle Al-Fe*-Mg

Al	34.5	35.5	32.9	33.7	34.3	33.0	34.6	34.5
Fe	24.9	24.1	27.0	27.9	26.1	23.5	20.2	24.9
Mg	40.6	42.4	40.1	38.4	39.6	43.5	45.2	40.6

FeO³⁺ : Fer total sous forme de Fe³⁺
 Fe³⁺ : Fer total sous forme de Fe²⁺

CH11, CH19 C, CH30 C, CH43 C : coeurs de coussins

- F = Chlorite du fond
- P = Chlorite de pseudomorphose d'olivine

CH19 ZI2, CH30 P : zones variolitiques de coussins - chlorite de matrice des varioles.

Fig. 13 - Diagramme Al - Fe - Mg des chlorites et actinotes du Chenaillet

Analyses de chlorites de la littérature

- * BATTEY (1956) • HERRMANN - WEDEPOHL (1970)
 X CANN (1969) † JOLLY - SMITH (1972)

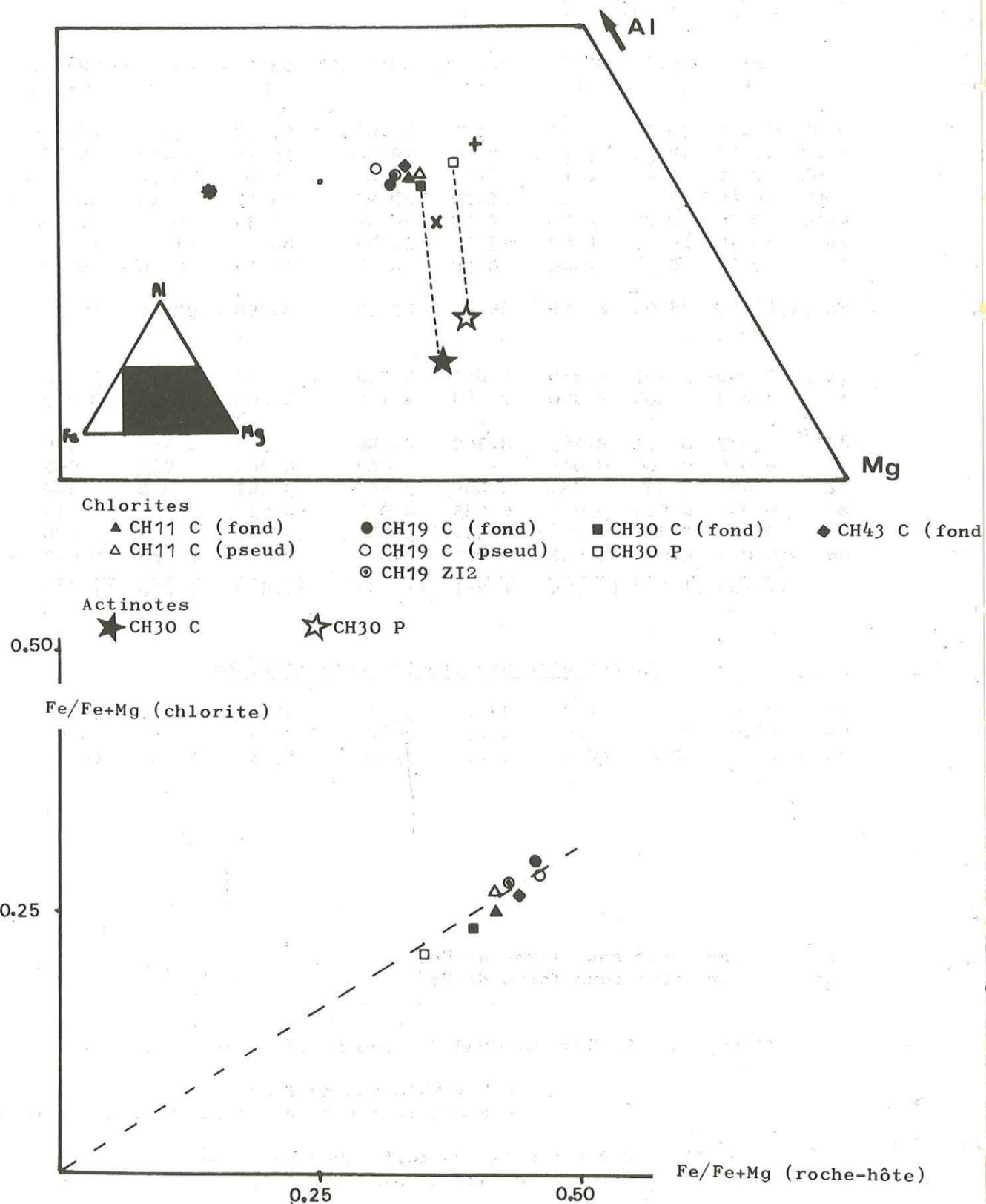


Fig. 14 - Fe / Fe+Mg des chlorites du Chenaillet en fonction de la roche-hôte

entre la teneur en fer et en magnésium du minéral et celle de la roche totale (voir les analyses dans le tableau A, fascicule annexe). J'ai placé dans un diagramme les coefficients de partage $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ de la chlorite en fonction de la roche-hôte (Fig. 14). Bien que les valeurs soient peu différenciées, on observe une nette corrélation positive. La composition de la chlorite est donc liée à la composition de la roche. Les compositions des chlorites de spilites données dans la littérature sont variées. Dans le diagramme Al-Fe-Mg (Fig. 13), elles montrent une grande dispersion. A l'exception des chlorites de la Carlsberg Ridge (CANN, 1969), leur teneur en alumine semble cependant constante.

4°) Les amphiboles.

L'amphibole est un minéral fréquent au Chenaillet. En fait, il en existe deux types très différents :

- dans les roches grenues, on observe de grands cristaux bien formés de hornblende, soit isolés, soit englobant du clinopyroxène. On a vu que l'on pouvait la considérer comme une phase tardimagmatique, sans rapport avec les minéraux spilites.
- l'actinote est présente dans tous les types de roches : dans les coussins on l'observe dans deux situations :
 - en remplacement des clinopyroxènes qu'elle frange de fines aiguilles bien visibles notamment dans CH30 C.
 - dans les matrices des varioles : elle se dispose en fibres, piquetées de grains de sphène, enchevêtrées avec la chlorite.

Dans le coussin CH30, j'ai analysé l'actinote dans les deux situations : provenant de la destabilisation du pyroxène dans le coeur (CH30 C) et en matrice des varioles dans la périphérie (CH30 P). Les compositions figurent dans le tableau VII.

Les compositions sont riches en alumine pour des actinotes : respectivement 4.5 et 6.6 %. Elles sont assez proches des hornblendes. Cependant, MELSON et VAN ANDEL (1966) signalent des teneurs analogues pour les actinotes de basaltes métamorphisés dans le faciès schiste vert, provenant de la ride médio-Atlantique. Les teneurs en Na₂O sont faibles (< 1 %). Le rapport Fe^{2+}/Mg varie légèrement entre les deux analyses. Dans le diagramme Al-Fe-Mg (Fig. 13), on retrouve le même résultat que pour

Tableau VIII

Compositions chimiques des actinotes de CH30

	CH30 C	CH30 P
SiO2	50.29	49.04
Al2O3	4.49	6.60
TiO2	0.16	0.31
FeO*	15.07	12.80
MnO	0.25	0.25
MgO	14.30	16.68
CaO	12.77	12.62
Na2O	0.65	0.78
total	97.98	99.08
Si ^{IV}	7.362	7.044
Al ^{VI}	0.638	0.956
Al	0.095	0.163
Ti	0.017	0.034
Fe*	1.847	1.533
Mn	0.026	0.026
Mg	3.122	3.565
Ca	1.996	1.937
Na	0.176	0.206

Coordonnées triangulaires

	CH30 C	CH30 P
Al	12.9	17.9
Fe	32.4	24.9
Mg	54.7	57.2

FeO* = fer total sous forme de FeO

Fe* = fer total sous forme de Fe²⁺

CH30 C = actinote provenant de la destabilisation du pyroxène dans le coeur du coussin

CH30 P = actinote en matrice des varioles dans la périphérie du coussin

les chlorites : l'actinote de la périphérie du coussin est plus magnésienne que celle du coeur, ce qui correspond au chimisme global des roches. Par contre, la plus grande richesse en alumine des amphiboles de la périphérie ne traduit pas de différence de composition globale. Elle provient peut-être du fait qu'elles ont cristallisé à partir d'un verre, celles du coeur s'étant formées aux dépens du pyroxène. Le verre était en effet probablement plus riche en alumine que le pyroxène.

5°) Les autres minéraux

L'épidote est assez répandue dans les roches du Chenaillet. On l'observe souvent en filons - clinozoïsite et pistachite en équilibre généralement - ou en remplissage de vacuoles. Mais dans les roches elles-mêmes, elle n'existe qu'en inclusion dans les phénocristaux d'albite. Dans un seul échantillon, CH11, par ailleurs plus riche en calcium que les autres (près de 9 %), l'épidote est présente en cristaux disséminés dans la roche. Cette épidote a été analysée. Sa composition est banale : modérément riche en fer, elle est très proche de celle donnée par JOLLY et SMITH (1972) pour les laves du Keweenawan (voir tableau VIII).

Tableau VIII - Epidote de CH11 C (moyenne).

SiO2	38.25	Si	3.112	
Al2O3	22.42	Al	2.147] 2.997
FeO*	12.50	Fe ³⁺	0.850	
MnO	0.20	Fe ²⁺	-] 2.199
MgO	-	Mn	0.015	
CaO	25.04	Mg	-	
		Ca	2.184	
Total	98.42			

Tout le fer a été mis sous forme de Fe³⁺ dans la formule structurale de manière à saturer le site des cations trivalents.

L'illite a été observé dans une matrice schisteuse de coussins (CH25). Les essais d'analyse à la microsonde se sont révélés infructueux car les résultats étaient très hétérogènes. J'ai mesuré des teneurs en K2O variant de 6 à 9 % environ, mais les analyses totales ne sont pas satisfaisantes.

La préhnite est fréquente dans les coussins de laves. Le plus souvent elle est en inclusion dans les phénocristaux de feldspath qu'elle envahit parfois totalement, en taches incolores polarisant dans les jaunes. Elle est également présente en filons, souvent associée à de la calcite. Dans les dolérites on l'observe en agrégats radiés, avec la pumpellyite, dans les espaces intersertaux.

La pumpellyite est rare dans les pillow-lavas. Son occurrence essentielle est dans la matrice des varioles où elle forme des amas verts dispersés dans la chlorite. Dans les dolérites, on la trouve dans les pseudomorphoses de ferromagnésiens. Mais c'est surtout un constituant très important des hyaloclastites. J'ai analysé la pumpellyite d'une bordure de coussin (CH30 P). Comme l'analyse donnée par HERMANN et WEDEPOHL (1970), elle est très riche en fer, pas du tout magnésienne et assez peu riche en alumine (Tableau IX).

Tableau IX - Pumpellyite de CH30 P (moyenne)

SiO ₂	36.54	Si	6.093	
Al ₂ O ₃	21.93	Al	4.313	5.000
TiO ₂	0.29	Ti ₃₊	0.036	
FeO ^x	10.86	Fe ₂₊	0.651	
MnO	0.40	Fe ₂₊	0.863	0.977
MgO	0.58	Mn	0.056	
CaO	22.67	Mg	0.058	
		Ca	4.052	
Total	<u>93.27</u>			

(Le Fe³⁺ a été calculé de manière à saturer le site des cations trivalents).

Le sphène est le minéral accessoire le plus répandu. Il est présent dans toutes les zones des coussins : en granules dans les coeurs, soulignant les structures sphérolitiques, en amas aux formes circulaires dans les périphéries et les matrices.

La calcite est rare : en vacuoles, en filons et dans les phénocristaux d'albite.

Enfin de rares minéraux opaques sont disséminés dans les roches.

En conclusion, l'assemblage minéralogique que l'on observe dans les roches du Chenaillet, en particulier dans les coussins, est typiquement spilitique. Les minéraux peuvent se classer en 2 groupes :

- les clinopyroxènes qui par leur habitus et leur composition montrent qu'ils sont des reliques magmatiques, et les hornblendes
- les autres minéraux qui peuvent se rattacher à un faciès métamorphique de faible degré. L'assemblage typique est albite-actinote-chlorite-pumpellyite. L'épidote et la préhnite sont présents en filons ou en inclusions dans les phénocristaux d'albite.

Il semble que l'évolution des coussins se soit opérée en deux temps :

- cristallisation d'une roche magmatique, dont subsistent les structures et le clinopyroxène relique
- transformation postérieure au refroidissement, responsable de la formation d'une seconde génération de minéraux, compatible avec un métamorphisme léger (faciès schiste vert), qui a préservé les structures magmatiques et le clinopyroxène.

On peut maintenant essayer de voir si cette seconde phase a eu une influence sur les compositions chimiques des coussins.

IV - ETUDE CHIMIQUE DES ROCHES DU CHENAILLET.

Remarque sur les analyses chimiques.

Une partie des analyses chimiques a été effectuée au Laboratoire de Pétrographie de Paris VI. Les éléments majeurs ont été analysés par voie humide ou en fluorescence X. Les éléments traces ont été dosés en ppm au quantomètre. L'autre partie a été analysé au quantomètre au C. R. P. G. de Nancy, pour les éléments majeurs et les éléments traces. Dans ce cas, le fer total a été dosé sous forme de Fe_2O_3 , et les teneurs en H_2O^+ , H_2O^- et CO_2 sont regroupées dans la perte au feu, P. F.. Les roches du Chenaillet contenant peu de calcite, on peut considérer que la perte au feu est égale à H_2O . Dans les diagrammes faisant intervenir H_2O , j'ai donc utilisé P. F. L'origine des analyses est précisée chaque fois (voir p. 1 du fascicule annexe). Pour vérifier que les analyses de Paris et de Nancy étaient comparables, j'en ai doublé quelques unes (cinq dont deux par voie humide et trois pour la fluorescence X) pour les éléments majeurs, et un nombre plus important pour les éléments traces. La fig. 15 montre la corrélation pour les éléments majeurs entre les analyses de Paris et celles de Nancy. Dans l'ensemble, les résultats sont satisfaisants, mis à part quelques points (un pour SiO_2 , un pour CaO notamment). On remarque cependant que les teneurs en TiO_2 sont systématiquement un peu plus élevées à Paris. Pour les éléments traces, la précision des résultats est moins bonne. La fig. 16 montre les corrélations pour les différents éléments. Elles sont satisfaisantes pour le Cr, le Ni et le Cu. Les teneurs en Sr sont systématiquement plus forte à Paris. Pour le cobalt, les différences semblent importantes mais elles portent sur des teneurs peu élevées. Seul le vanadium présente des variations marquées et non systématiques. Mais les teneurs ne dépassant pas 400ppm pour le vanadium, l'ordre de grandeur est conservé.

Quoi qu'il en soit, les différentes zones d'un même coussin ont toujours été analysées au même endroit. Elles sont donc toujours comparables. A la suite de ce que l'on vient de voir, il semble que les comparaisons soient également possibles entre les différents coussins, au moins pour les éléments majeurs.

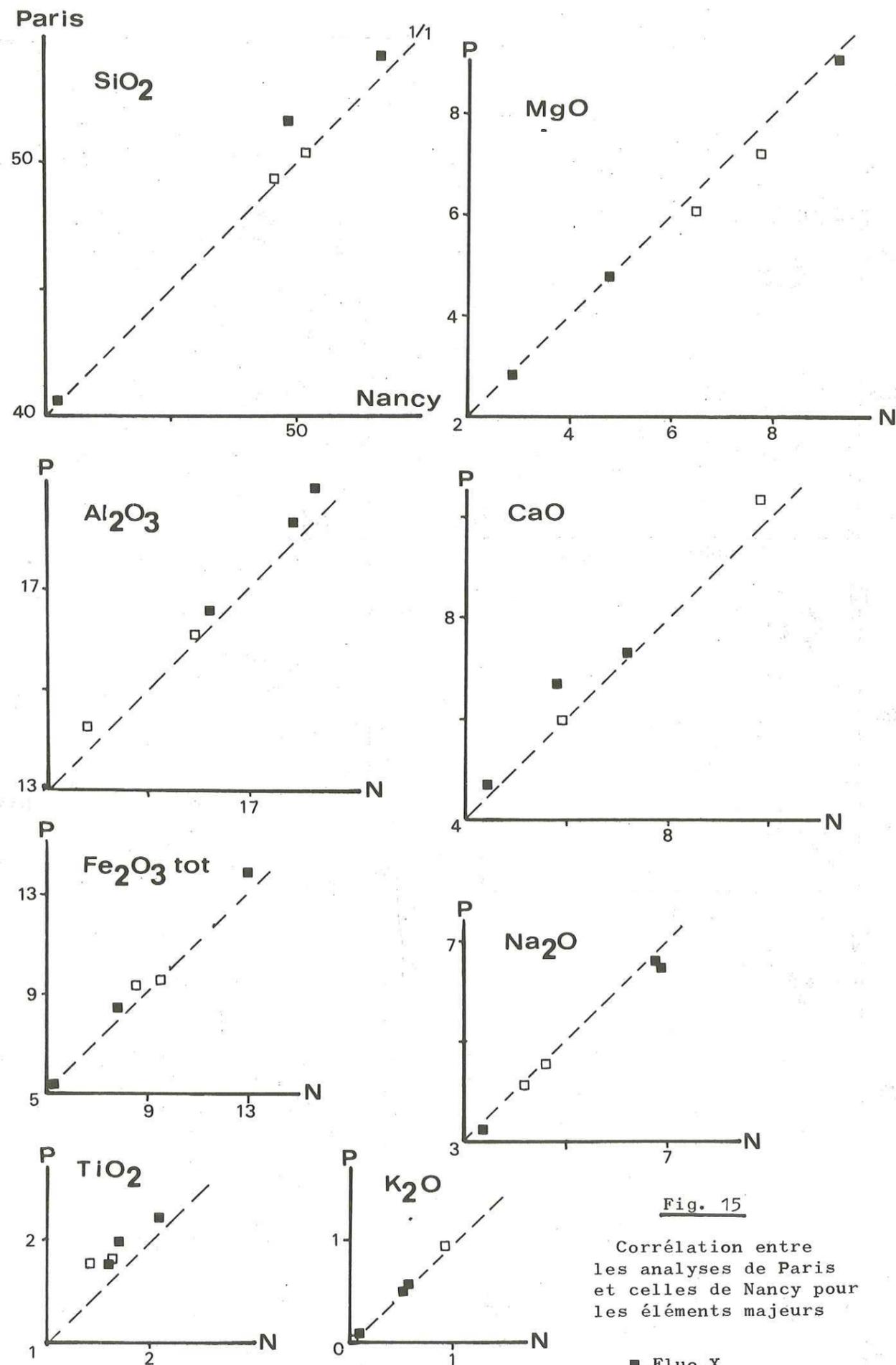


Fig. 15

Corrélation entre les analyses de Paris et celles de Nancy pour les éléments majeurs

■ Fluo X
□ Voie humide
(pour les analyses de Paris)

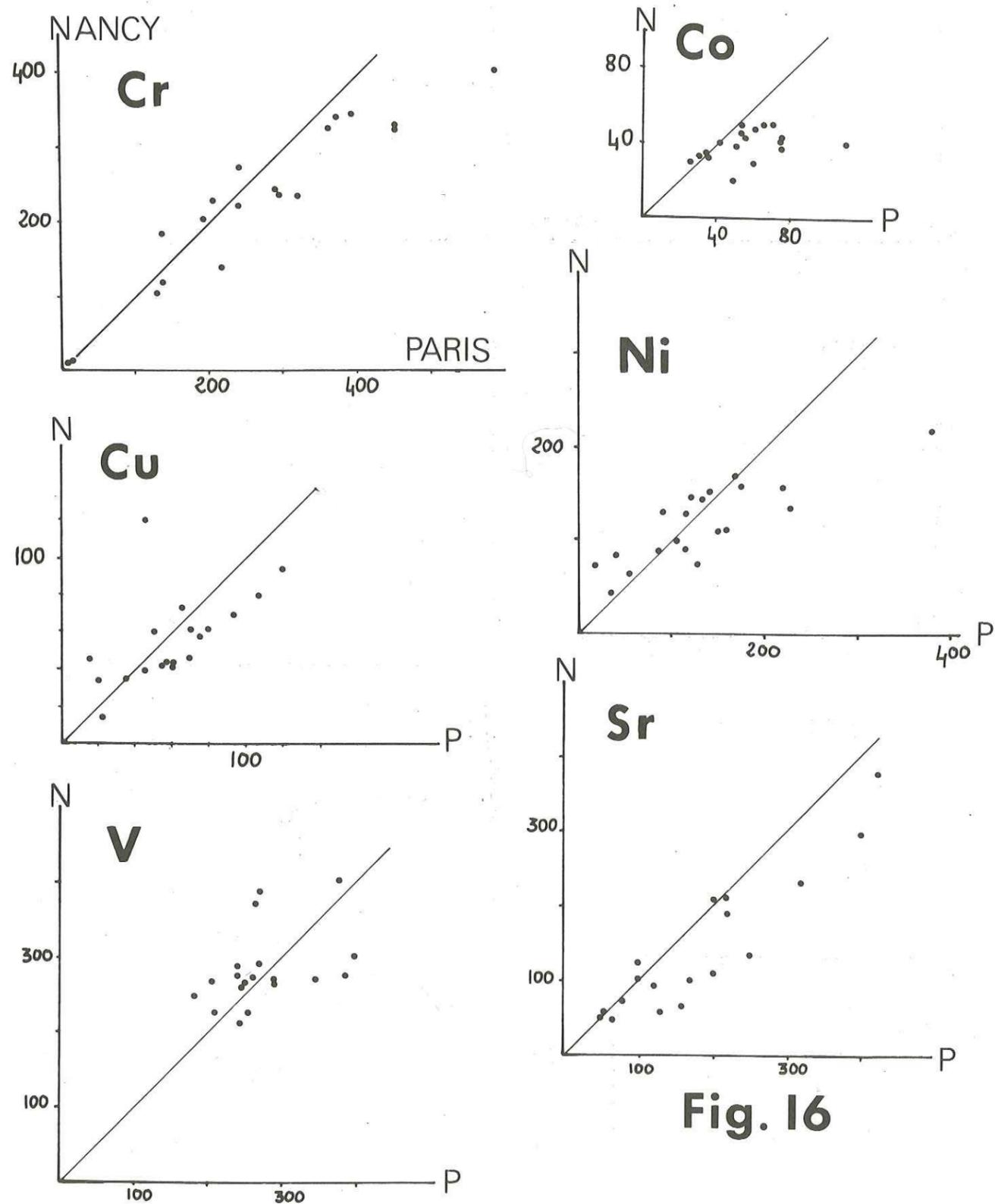


Fig. 16

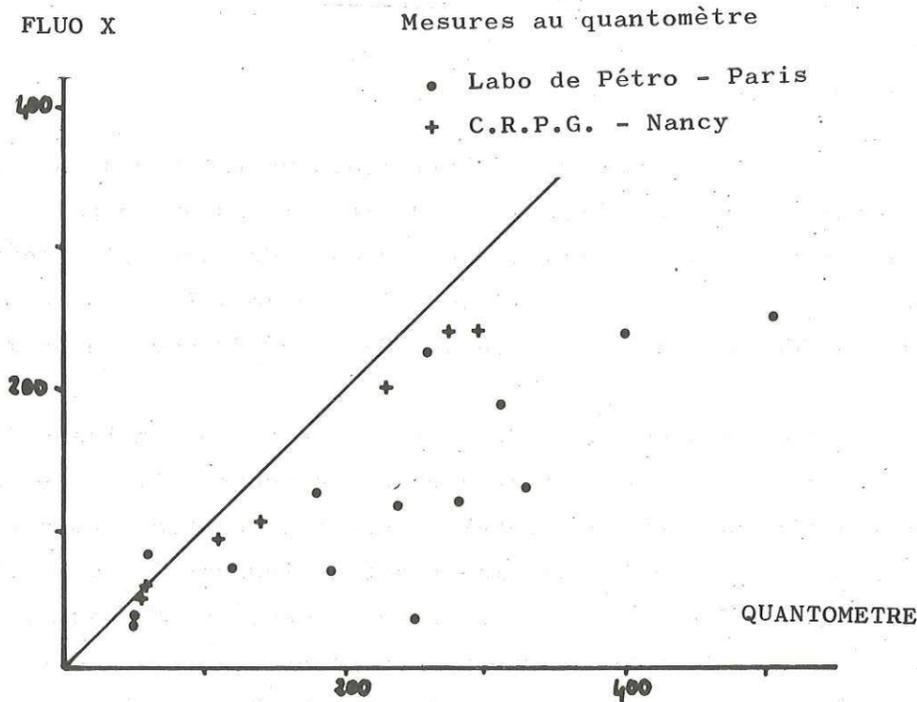


Fig. 17 - Comparaison entre les teneurs en strontium dosées au quantomètre et à la fluorescence X

Pour un certain nombre d'échantillons, j'ai dosé le rubidium, l'yttrium, le zirconium et le strontium à la fluorescence X. La méthode a été mise au point par B. Velde et M. Lenoble que je tiens à remercier ici. Elle consiste à mesurer l'intensité du pic correspondant à la raie $K\alpha$ pour ces 4 éléments. Ces mesures étaient ensuite reportées sur des courbes d'étalonnage, permettant d'obtenir la valeur en ppm correspondante. Les courbes ont été établies à partir d'étalons préparés en ajoutant à un échantillon de basalte des quantités connues des différents éléments à doser (respectivement 0, 100, 300, 600 et 1000 ppm pour les cinq étalons utilisés). Le strontium ayant déjà été dosé au quantomètre, j'ai pu comparer les résultats. Dans la fig. 17, il est évident que les mesures effectuées à la fluorescence X sont systématiquement plus faibles. Je n'ai pas pu faire de vérification pour les autres éléments, si bien que je considère ces résultats comme indicatifs.

Les sept coussins spilites échantillonnés ont été analysés zone par zone. A titre de comparaison, les filons et le gabbro fin ont également été analysés. Les analyses des roches du Chenaillet sont rassemblées dans le tableau A (p. 2 à 7 du fascicule annexe). Le tableau B (p. 8 du fascicule annexe) donne les teneurs en Sr, Rb, Y et Zr dosés à la fluorescence X.

Pour les coussins de lave, à partir des analyses des différentes zones et de leurs mesures effectuées sur le terrain (voir le tableau I p. 17), j'ai calculé la composition globale. Vues les restrictions apportées à propos des mesures, cette composition n'est qu'indicative. Cependant j'ai fait un test sur le coussin CH18. J'ai broyé et carté un morceau représentant environ le 1/8 du coussin et représentatif de l'ensemble, que j'ai fait analyser. La composition obtenue est très proche de celle que j'ai calculée à partir des compositions des différentes zones (voir tableau X). Le calcul est donc représentatif. Cela est dû au fait que les coussins du Chenaillet n'étant pas déformés, l'épaisseur des différentes zones concentriques est à peu près constante. Il n'existe pas, comme on le verra pour les roches métamorphiques, de zones où la périphérie variolitique est étirée et qui fausseraient le calcul.

Les analyses des roches du Chenaillet présentent deux caractéristiques principales :

- une homogénéité de composition entre les différents coeurs de coussins et, à un moindre degré, les filons
- à l'intérieur d'un même coussin, une hétérogénéité entre les différentes zones c'est-à-dire une zonation chimique plus ou moins marquée.

Cette opposition est nette dans les histogrammes des différents éléments (Fig. 18) : les points représentatifs des coeurs de coussins sont groupés, mais si l'on place toutes les zones, on observe une grande dispersion pour SiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO et Na₂O essentiellement. L'étude chimique des roches du Chenaillet se fera donc en deux temps :

- 1 - Caractérisation du chimisme des coeurs et des filons et comparaison avec les autres spilites
- 2 - Mise en évidence des types de zonations chimiques dans les coussins.

	CH18	CH18 Tot
SiO ₂	50.65	50.43
TiO ₂	1.91	2.00
Al ₂ O ₃	15.23	15.46
Fe ₂ O ₃	9.44	9.99
MnO	0.16	0.17
MgO	5.92	6.19
CaO	6.79	6.99
Na ₂ O	5.50	5.28
K ₂ O	0.	0.01
P.F.	2.92	3.19
Total	98.52	99.71

CH18 = composition calculée

CH18 Tot = analyse d'un échantillon représentatif du coussin entier (effectuée au C. R. P. G., Nancy).

Tableau X

Comparaison de la composition globale calculée d'un coussin avec l'analyse chimique d'un échantillon représentatif de ce même coussin

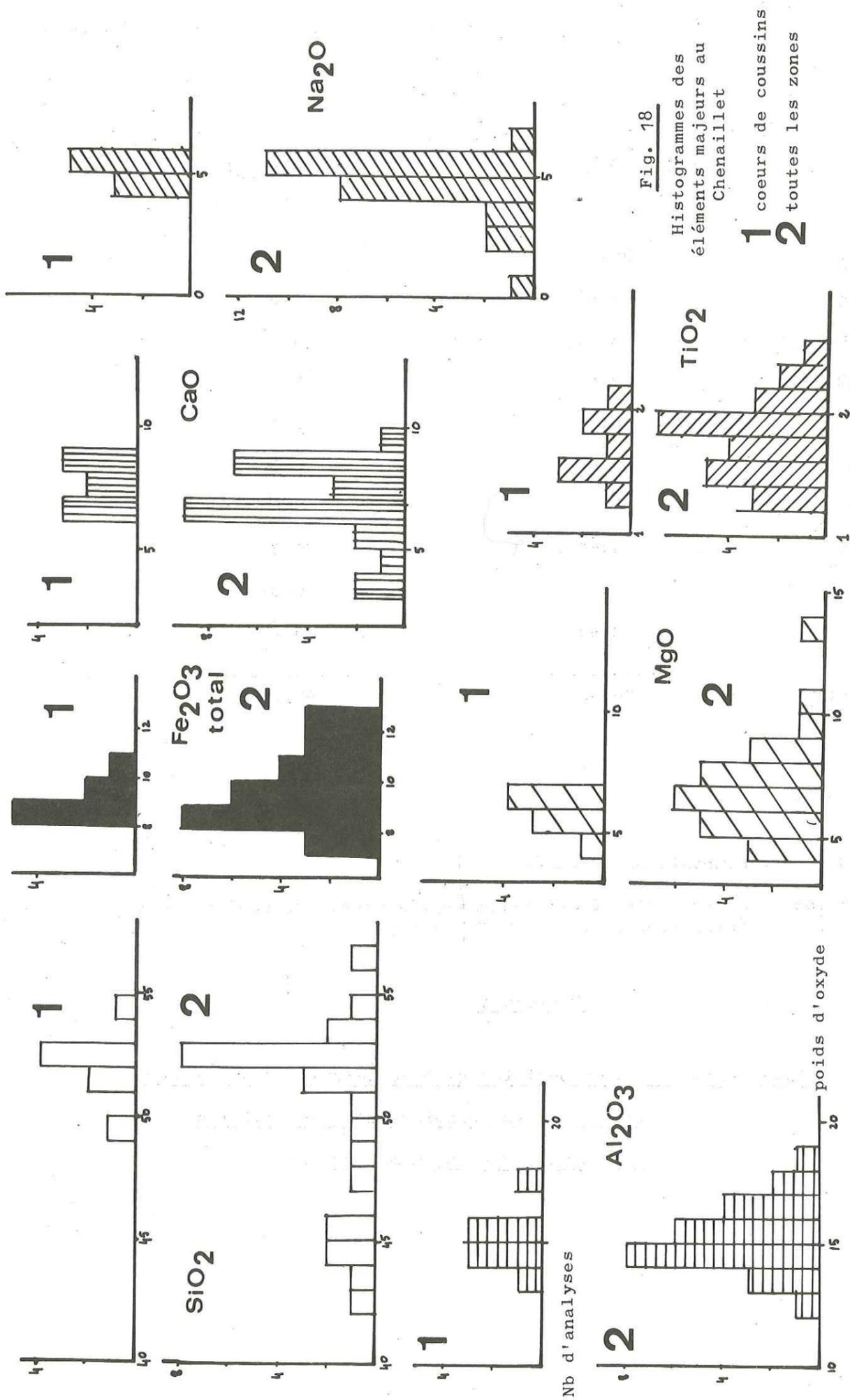


Fig. 18
 Histogrammes des
 éléments majeurs au
 Chenaillet
 1 coeurs de coussins
 2 toutes les zones

1°) Les coeurs et les filons.

Les coeurs des coussins spilittiques du Chenaillet ont des compositions chimiques très homogènes (voir fig. 18). Ils sont caractérisés par :

- des teneurs en SiO₂ et Na₂O élevées.
- une teneur en K₂O très faible, quasiment nulle sauf pour CH₂₃ C.
- bien que le feldspath soit uniquement de l'albite, la teneur en CaO est importante (6 à 8 %), cet élément étant contenu dans le clinopyroxène.
- le titane varie de 1,5 à 2 %.
- la teneur en eau est élevée (supérieure à 2 %).

Les compositions des filons sont assez proches de celles des coeurs de coussins, mais plus dispersées. Dans l'ensemble (à l'exception de CH₄), ils sont moins riches en SiO₂ et Na₂O et plus riches en calcium. Cette différence tient à une moindre proportion d'albite par rapport au pyroxène ou à l'amphibole selon les cas.

J'ai calculé les normes CIPW correspondant à ces analyses. N'ayant que le fer total pour la plupart d'entre elles, j'ai donné au rapport Fe₂O₃/FeO la valeur 0.30, ce qui m'a permis de fixer Fe₂O₃ et FeO. Ce rapport est proposé par HART et NAWALK (1968) pour les basaltes océaniques. Par ailleurs, il correspond au rapport effectif du fer dans la moyenne des tholéiites océaniques de ENGEL et al. (1965). Dans les quelques analyses pour lesquelles fer ferreux et fer ferrique ont été distingués, le rapport Fe₂O₃/FeO est beaucoup plus élevé que 0.30, approchant parfois 1, sauf dans de rares cas. J'ai préféré calculer les normes avec toujours le même rapport pour le fer, en le choisissant analogue à celui des basaltes (le plus fort degré d'oxydation du fer dans les spilites pouvant correspondre à des phénomènes postérieurs à la cristallisation), afin de pouvoir les comparer. Dans la norme, la richesse en sodium se traduit par une forte proportion d'albite. Malgré les teneurs en SiO₂ élevées, un seul coeur de coussin contient du quartz normatif. Les autres sont soit à olivine-hypersthène, soit pour la plupart à néphéline normative. Une discussion sur la signification de la norme pour ces roches sera menée au chapitre VI.

Les concentrations en éléments traces sont compatibles avec celles des roches basaltiques. Les très faibles teneurs en Ba et Rb peuvent

être mises en relation avec la quasi-absence de potassium. Les teneurs en Ni, Co et Cu sont bien regroupées mais le chrome présente une grande dispersion (de 180 à 500ppm). La concentration en zirconium (de 200 à 400 ppm) est relativement élevée. Dans l'ensemble, les compositions se recouvrent pour coeurs et filons, mais ces derniers présentent un léger enrichissement en Cr, Ni et Co.

Les analyses étant homogènes, il est difficile de mettre en évidence des corrélations entre les différents éléments : sur les diagrammes binaires les points restent très groupés. Certaines corrélations signalées dans les roches basaltiques se retrouvent cependant ici. La fig. 19 montre la corrélation positive MgO/Ni signalée par KAY et al. (1970) dans les basaltes océaniques ; la corrélation positive V/Ti décrite dans les ophiolites du pinde (MONTIGNY et al., 1973) et dans les basaltes océaniques (BOUGAULT et HEKINIAN, 1974) existe également au Chenaillet (Fig. 20). Par contre la corrélation positive Cr/Ni qui caractérise les roches basiques (TUREKIAN, 1963) n'existe pas : pour des teneurs en Ni équivalentes, le chrome permet de distinguer deux groupes. De toutes manières, les teneurs sont assez voisines les unes des autres.

2°) Comparaison des coeurs et des filons avec d'autres spilites

Dans la plupart des cas, la principale caractéristique chimique des spilites est leur richesse en alcalins (on verra cependant en étudiant les zonations que pour certaines roches spilitiques particulières, cette propriété n'est pas vraie). D'autre part, le rapport K_2O/K_2O+Na_2O des spilites est faible. HUGHES (1973) l'utilise d'ailleurs comme critère de distinction entre les spilites et les roches ignées. On a décrit cependant des spilites potassiques, en particulier dans les roches du Pelvoux (VATIN-PERIGNON et al, 1974).

Les coeurs des coussins spilitiques du Chenaillet répondent bien à ces caractéristiques puisqu'ils ont 5 à 6 % de Na_2O et quasiment pas de K_2O . Dans le diagramme de Hughes (Fig. 21), ils tombent même en dehors du champ des spilites que cet auteur définit tant ils sont pauvres en potassium. Les filons sont un peu moins riches en alcalins, notamment CH_3 et CH_4 , mais leur rapport $K_2O/Na_2O + K_2O$ est également très faible. Généralement, la teneur en potassium des spilites n'est tout de même pas si basse. Mais CANN (1969) dans les spilites de la Carlsberg Ridge et ANTOI-

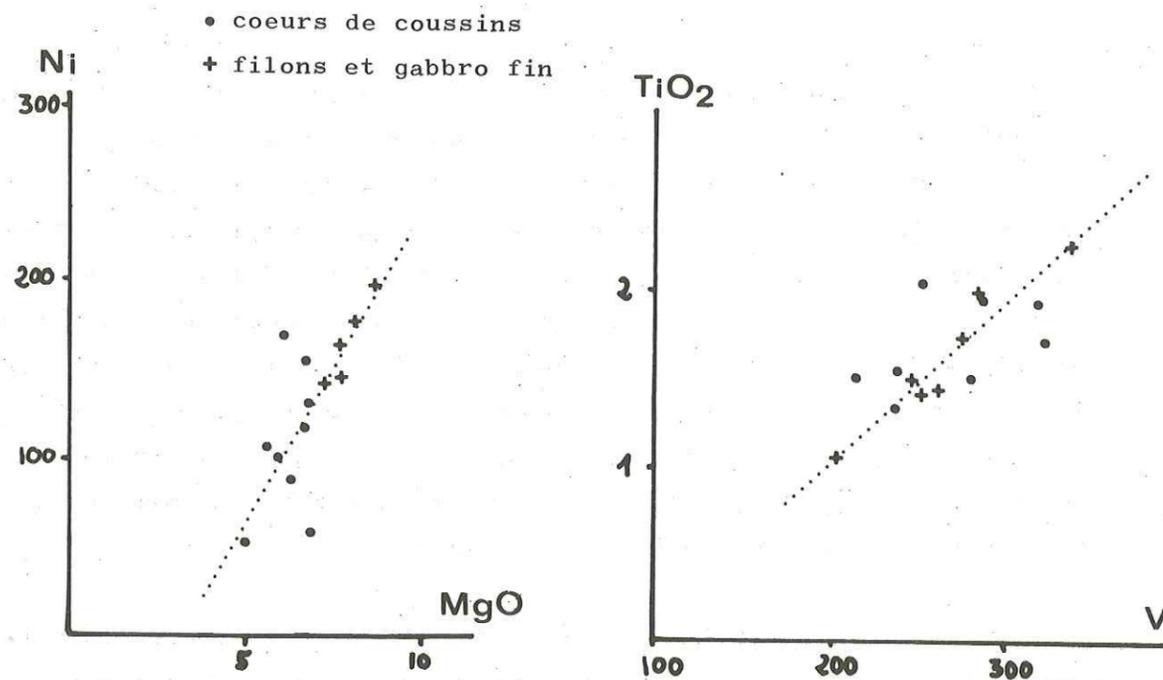


Fig. 19

Fig. 20

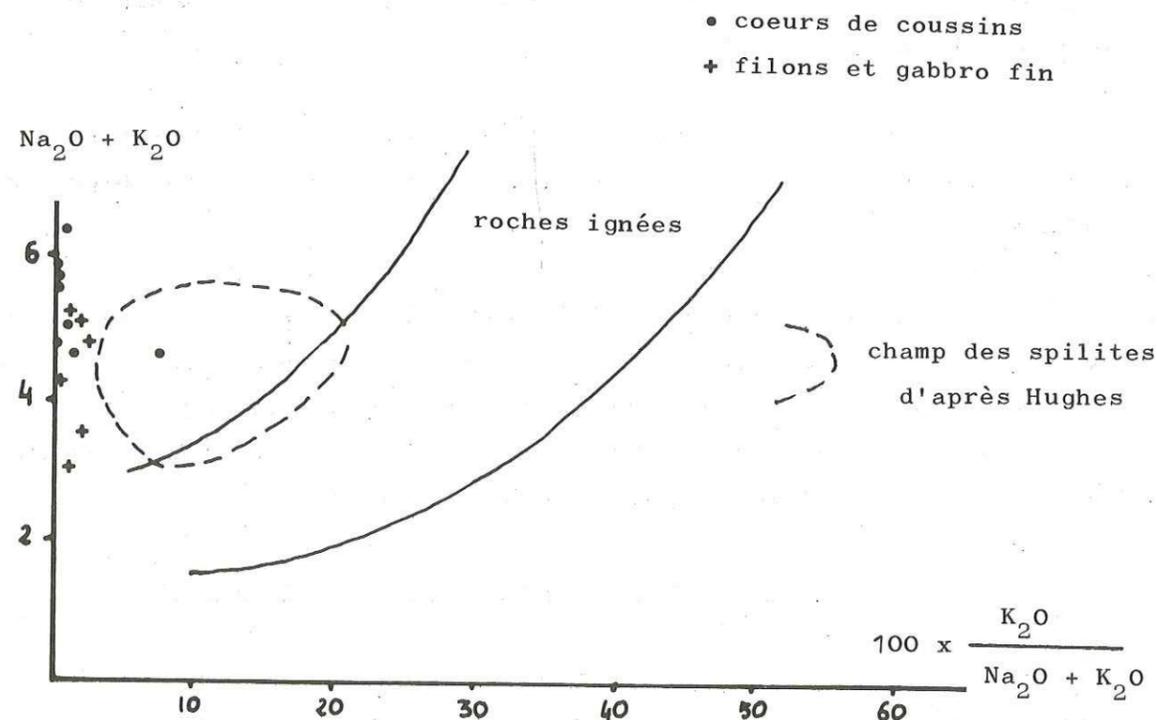


Fig. 21 - Diagramme de HUGHES (1973)

NE et al (1974) dans les pillow-lavas spilites du Versoyen, notamment, en décrivent d'analogues. On verra par ailleurs qu'aux Gets, les teneurs sont identiques. HYNES (1974) qui tente de souligner les différences entre les spilites de couverture continentale et les spilites des séries ophiolitiques, signale la très faible teneur en potassium des secondes, ce qui correspond à ce que l'on observe ici. Quoi qu'il en soit, le rapport $K_2O/Na_2O + K_2O$ des spilites du Chenaillet est différent de celui des roches ignées. D'autre part, l'existence d'un coeur de pillow (CH23), plus riche en potassium que les autres (0.36 %) alors qu'il appartient au même ensemble, et ne présente pas de différence de structure, semble impliquer le caractère secondaire de la répartition de cet élément.

Par rapport à la moyenne des spilites, la teneur en silice des coeurs et filons du Chenaillet est assez élevée. Mais elle n'est pas vraiment inhabituelle. Dans sa revue des analyses de spilites, VALLANCE (1960) en cite de nombreuses dont la teneur en silice est comprise entre 50 et 55 %.

Le calcium relativement abondant permet de classer les roches du Chenaillet dans la catégorie des "spilites intermédiaires" définie par FONTEILLES (1968).

Les autres éléments ne présentent pas de caractéristiques particulières. Leurs teneurs sont analogues à celles qu'on observe généralement dans les spilites.

Le gaz carbonique n'a pas été dosé dans les roches du Chenaillet. On a vu lors des descriptions pétrographiques que la calcite est quasiment absente dans les laves en coussins. On l'observe par contre en filons ou en amas que j'ai évités lors de l'échantillonnage mais dont il faudra tenir compte dans le bilan chimique global.

3°) Zonations chimiques dans les pillow-lavas

On a vu que, si les compositions chimiques des coeurs sont à peu près homogènes, il n'en est pas de même si l'on considère toutes les zones des coussins. Cela conduit par conséquent à étudier les zonations existant à l'intérieur d'un coussin pris individuellement, tant pour les

éléments majeurs que pour les éléments traces et de voir les rapports éventuels entre le comportement des différents éléments.

Les pillow-lavas variolitiques sont ceux qui présentent les différences de structure les plus marquées. Ce sont également ceux qui présentent la plus grande différenciation chimique. A titre de comparaison, le coussin non variolitique CH36, quasiment homogène du point de vue de la structure, a également été étudié.

* - Eléments majeurs.

Un certain nombre de traits se dégagent de l'étude des zonations chimiques. Dans les coussins variolitiques, par rapport au coeur, la zone sphérolitique présente :

- une teneur en SiO_2 et Na_2O à peu près constante ou légèrement supérieure.
- un enrichissement plus ou moins marqué en CaO
- une baisse du fer total, du magnésium et de l'eau
- une teneur en Al_2O_3 variable
- une teneur en titane constante
- le K_2O reste quasiment nul.

- la zone variolitique et la croûte hyaloclastitique quand elle existe, présentent toutes deux les mêmes tendances, plus exagérées dans la seconde. Elles sont de deux types : dans les coussins de Type I, c'est-à-dire quand la matrice des varioles est constituée essentiellement de chlorite et d'actinote, on observe (Fig. 22) :

- . une baisse de la teneur en silice, sodium et calcium plus ou moins marquée selon la proportion des varioles par rapport à la matrice et de l'actinote par rapport à la chlorite.
- . une forte augmentation de H_2O , MgO et du fer total, le manganèse suivant ces éléments tout en conservant une teneur très faible.
- . un comportement variable de l'alumine, qui augmente ou diminue selon les cas
- . une teneur en titane quasiment constante ou augmentant légèrement
- . le potassium, toujours très faible ne varie pas.

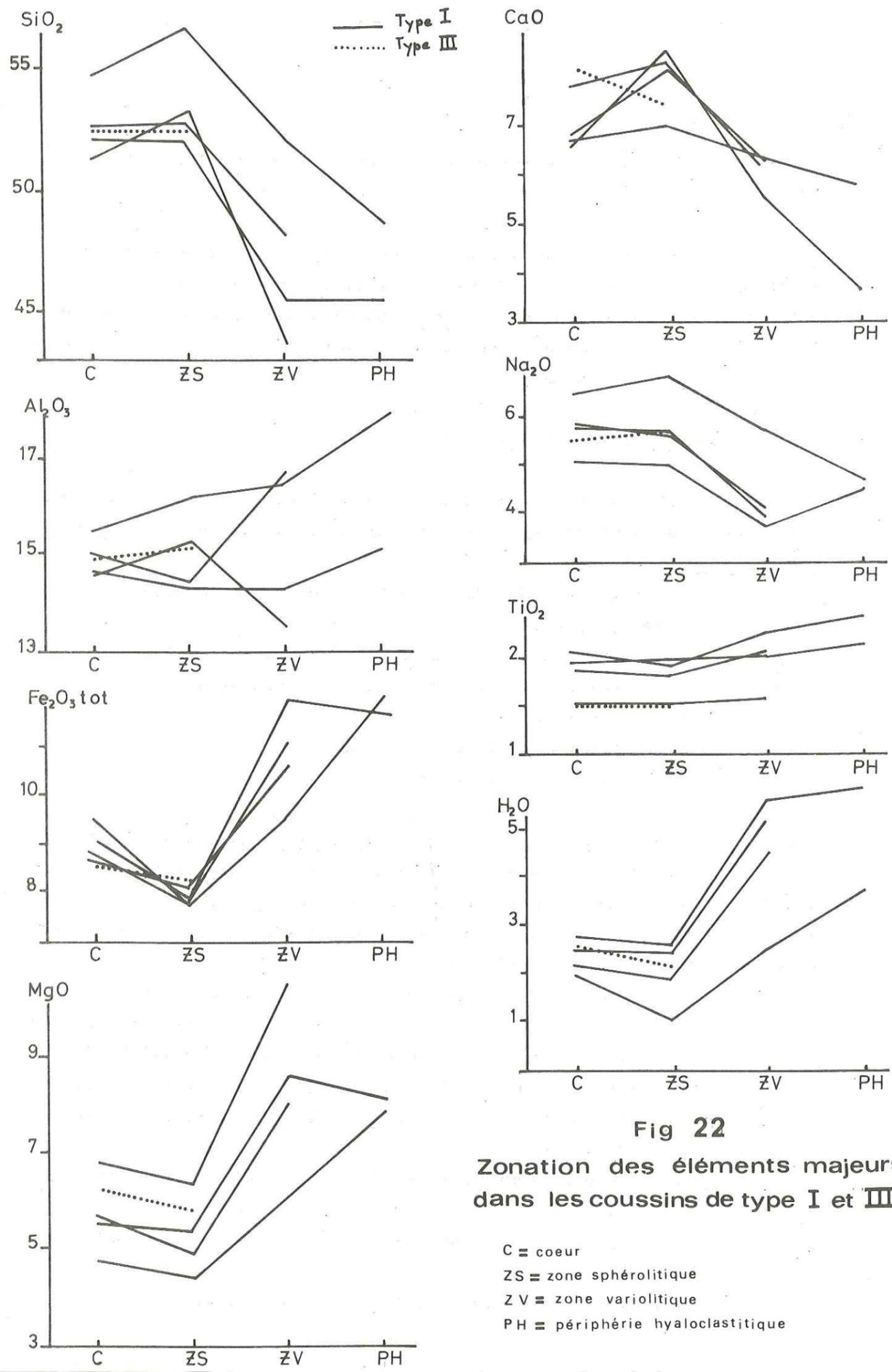


Fig 22
Zonation des éléments majeurs
dans les coussins de type I et III

C = coeur
ZS = zone sphérolitique
ZV = zone variolitique
PH = périphérie hyaloclastitique

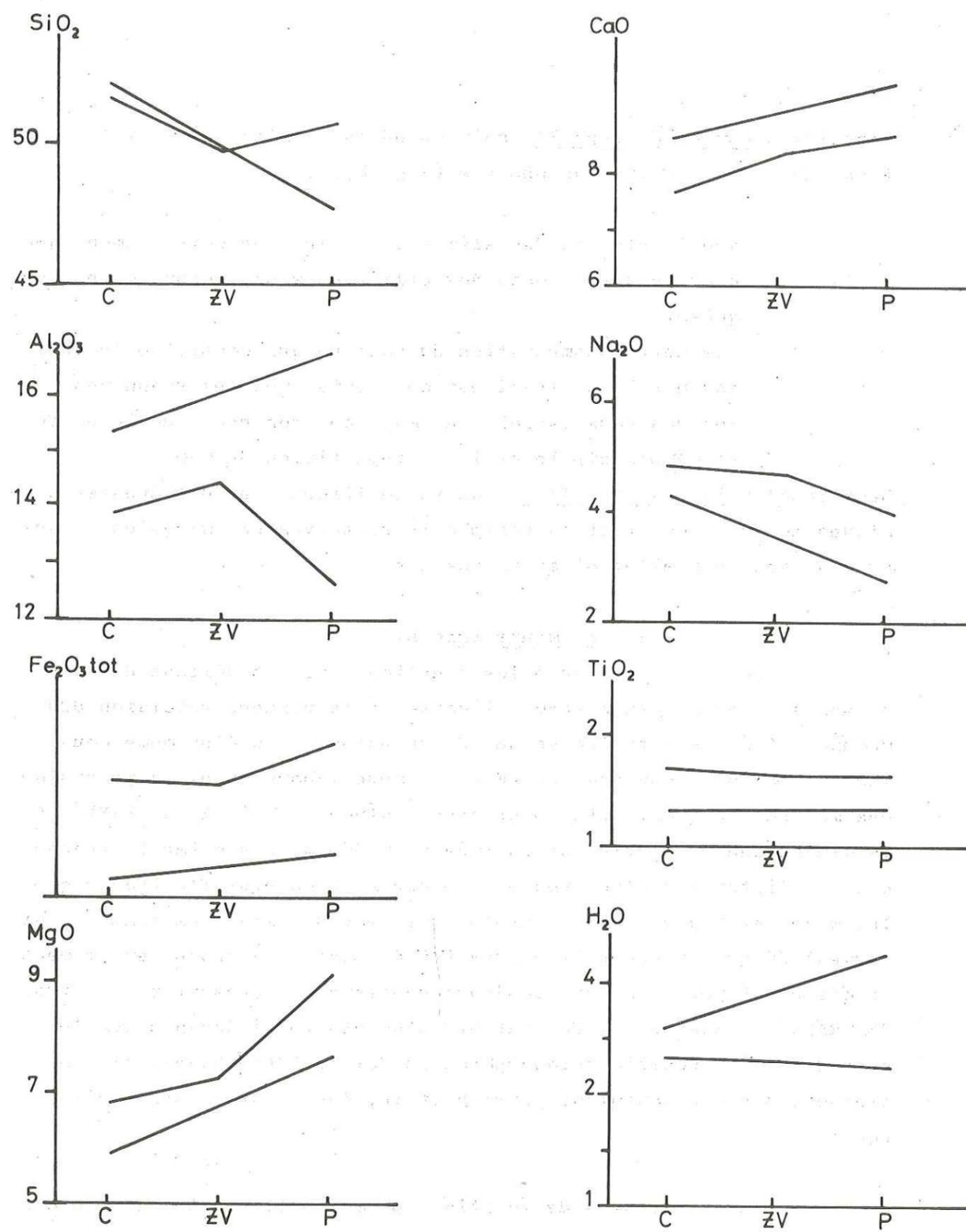


Fig 23 - Zonation des éléments majeurs
dans les coussins de type II

C = coeur
ZV = zone variolitique
P = périphérie

Dans les coussins de type II, soit quand la matrice des varioles contient du clinopyroxène, on observe (Fig. 23) :

- que la plupart des éléments ont le même comportement que dans le type I mais des différences de teneurs moins marquées.
- une nette augmentation du calcium qui constitue le trait essentiel. Celle-ci est cohérente avec les scannings effectués dans varioles et matrice, montrant que la différence principale était la répartition du CaO.

Dans le coussin de type III, non variolitique, les différences chimiques entre le coeur et la périphérie sont très peu marquées et aucune ne semble réellement significative.

* * * Eléments traces.

En ce qui concerne les zonations, il est délicat de raisonner sur les éléments traces à cause de la moindre précision des mesures. Les éléments traces des différentes zones d'un même coussin ont toujours été analysés dans le même laboratoire. La précision des mesures au quantomètre peut être évaluée à $\pm 10\%$ (H. REMY). A la fluorescence X, elle est estimée à $\pm 25\text{ppm}$. Les éléments traces ont, à l'intérieur d'une roche, une répartition plus fluctuante que les majeurs. A cause de la faible épaisseur des zones externes, j'ai souvent dû broyer une petite quantité de roche. La teneur en éléments traces n'est peut-être pas toujours réellement représentative. Ainsi BERTRAND et DELALOYE (1970) ont effectué plusieurs dosages sur le bord d'un même coussin métamorphisé du Pelvat (Hte Ubaye). Ils obtiennent parfois, notamment pour Rb et Sr, des résultats très différents.

Les diagrammes de zonations permettent, compte tenu de ces restrictions, de faire les remarques suivantes pour les coussins variolitiques (type I et II) : (Fig. 24)

- les teneurs en barium sont toujours très faibles, la plupart du temps inférieures à la sensibilité de l'appareil.
- le chrome, le cobalt, le vanadium et le cuivre présentent dans l'ensemble des variations peu marquées à l'intérieur

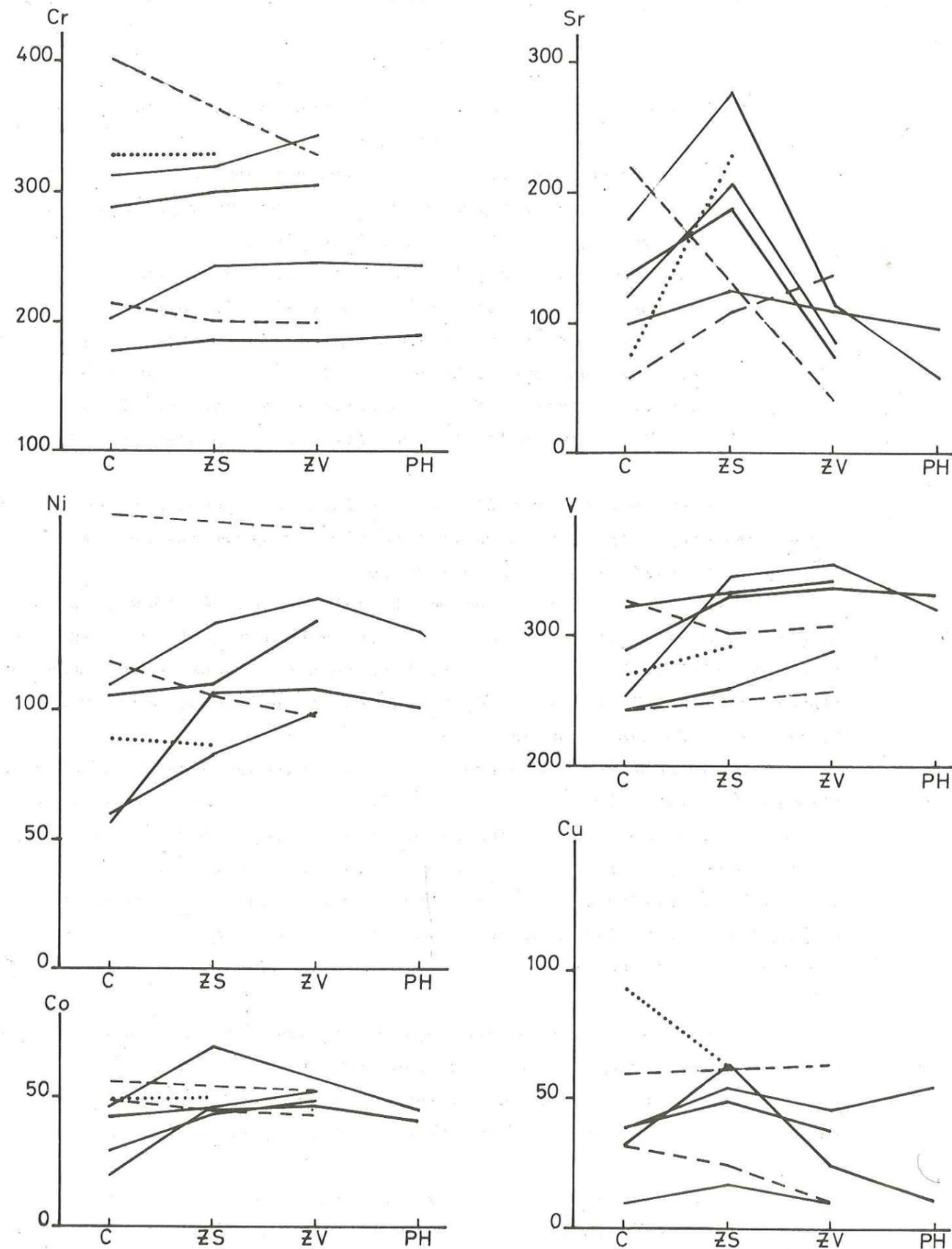


Fig 24 - Zonation des éléments traces

— COUSSIN DE TYPE I - - - DE TYPE II DE TYPE III

d'un coussin bien que les différences d'un coussin à l'autre soient parfois importantes.

- les teneurs en nickel sont assez dispersées avec une tendance à l'enrichissement des zones externes par rapport au coeur dans CH19, CH18, CH30 et CH14.
- seul le strontium présente des variations marquées qui ne peuvent être imputables à la précision des mesures. On observe un net enrichissement dans la zone sphérolitique, les teneurs des zones externes étant à peu près équivalentes à celles des coeurs dans les pillow-lavas de type I. Dans les pillows de type II, les résultats sont opposés pour CH23 et CH43.

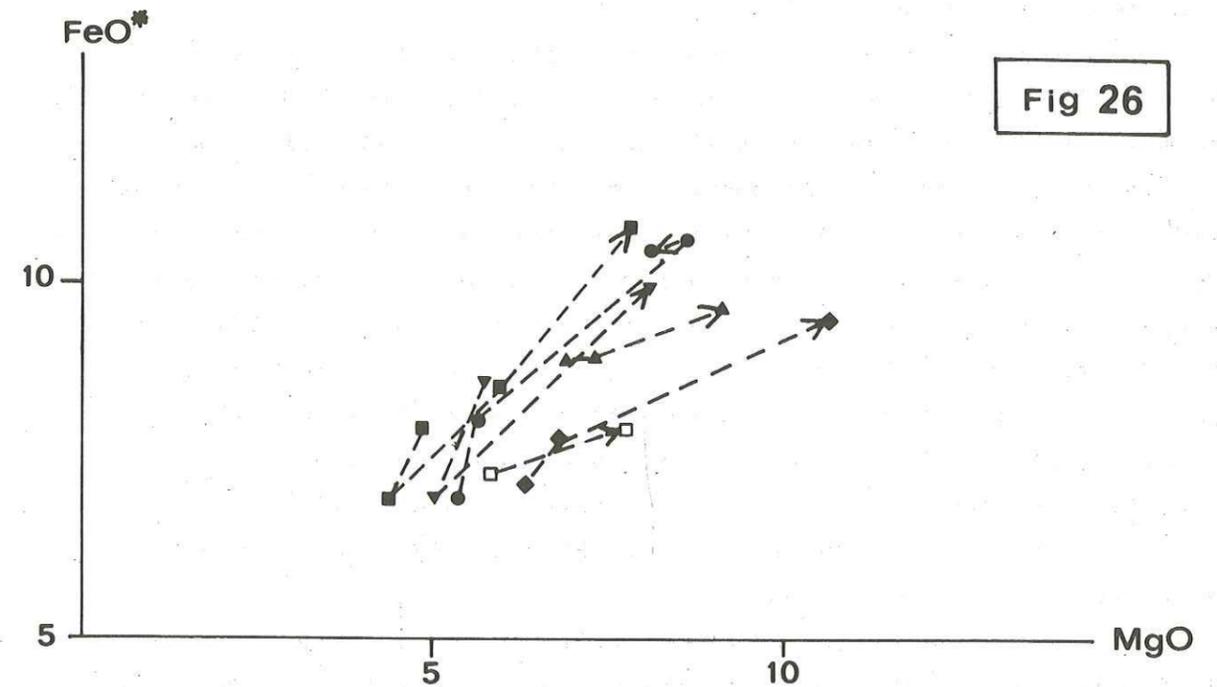
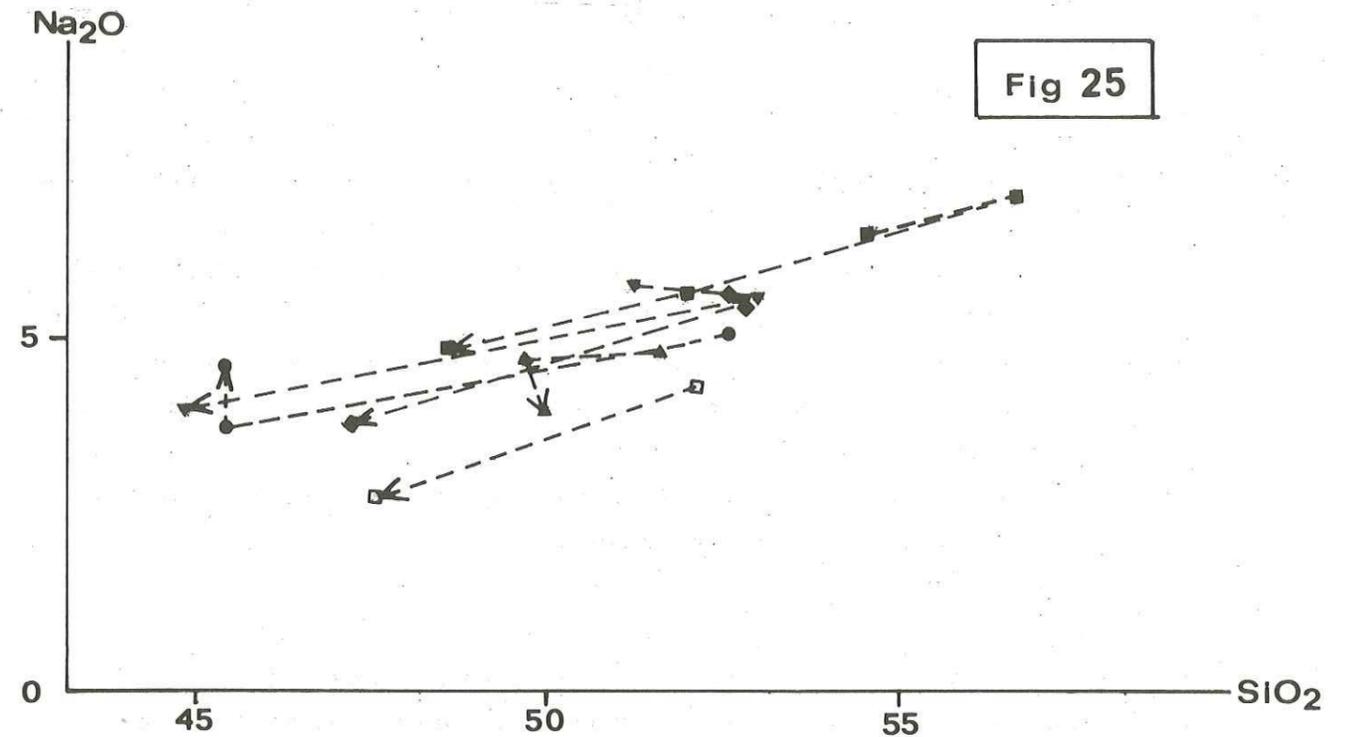
Le coussin de type III, non variolitique, présente des teneurs à peu près constantes sauf pour le strontium qui augmente nettement et le cuivre qui diminue dans la périphérie.

Le rubidium, le zirconium et l'yttrium ont été dosés sur CH19 et CH43. Dans les deux cas, les teneurs en rubidium sont inférieures à la sensibilité de l'appareil. Zr et Y peuvent être considérés comme constants, bien que Zr augmente légèrement en périphérie de CH19 (voir tableau B p. 8 du fasc. annexe).

Les résultats du Chenaillet sont analogues à ceux de BERTRAND et DELALOYE (1970) pour Ba, Rb, Cr et Cu. Mais ces auteurs n'observent pas d'enrichissement en Ni dans la périphérie. La dispersion des valeurs de Sr peuvent provenir de l'échantillonnage. En effet, c'est la zone sphérolitique qui présente la plus nette variation en strontium. Bertrand et Delaloye n'ont distingué que centre et bord et c'est peut être de là que vient la différence.

Les zonations chimiques des pillow-lavas sont évidemment liées aux différences de minéralogie existant entre les zones. Les corrélations entre les éléments majeurs en témoignent parfaitement. Les minéraux essentiels sont l'albite, la chlorite et le clinopyroxène. On observe ainsi :

- une corrélation positive Fer total/MgO/H₂O liée à la chlorite (Fig. 26)
- une corrélation positive Na₂O/SiO₂ (Fig. 25) liée à l'albite, déjà signalée par VALLANCE (1965).
- une corrélation négative entre silice et sodium d'une part,



Le Chenaillet

- | | | |
|---------|---------|---------|
| ■ CH 14 | ▼ CH 18 | ● CH 19 |
| □ CH 23 | ◆ CH 30 | ▲ CH 43 |

Les flèches indiquent les variations du coeur à la périphérie d'un coussin

fer, magnésium et eau d'autre part, les zones riches en albite étant pauvres en chlorite et inversement.

- l'alumine entrant en proportions identiques (environ 20 %) dans l'albite et la chlorite, son comportement est lié à la répartition des autres phases, notamment du clinopyroxène.
- la répartition du calcium est liée à celle du clinopyroxène magmatique relique.
- le titane, qui entre à la fois dans le pyroxène et le sphène, est à peu près constant.

Il est intéressant de voir si les corrélations entre éléments majeurs et éléments traces caractéristiques des roches magmatiques mises en évidence dans les coeurs de coussins sont conservées si l'on considère toutes les zones.

Dans les coeurs, on observait une corrélation positive MgO/Ni et V/TiO₂. Dans chaque coussin pris individuellement (dans les diagrammes, les points représentatifs de chaque zone sont reliés par une flèche qui va du coeur à la périphérie), MgO et Ni (Fig. 27) et V et TiO₂ (Fig. 28) ne sont pas corrélés positivement. Dans le diagramme MgO/Ni, il semble exister dans la périphérie des coussins une augmentation du magnésium à nickel à peu près constant. Dans le diagramme V/TiO₂, si l'on considère non pas chaque coussin mais l'ensemble des points représentatifs de toutes les zones, la corrélation positive semble conservée. Etant donnée la moins grande précision des mesures pour les éléments traces, il est difficile de conclure.

Les faibles teneurs en Ba et Rb sont, ici encore, à mettre en liaison avec le potassium.

Il existe une corrélation positive TiO₂/Zr (Fig. 29), comme différents auteurs le signalent dans les roches basaltiques (voir chapitre VI).

Enfin le strontium, seul éléments trace qui présente des variations marquées, non imputables aux mesures, ne semble lié à aucun élément majeur, en particulier pas au calcium.

4°) Comparaison avec d'autres coussins spilitiques.

On a reconnu depuis longtemps les différences de composition

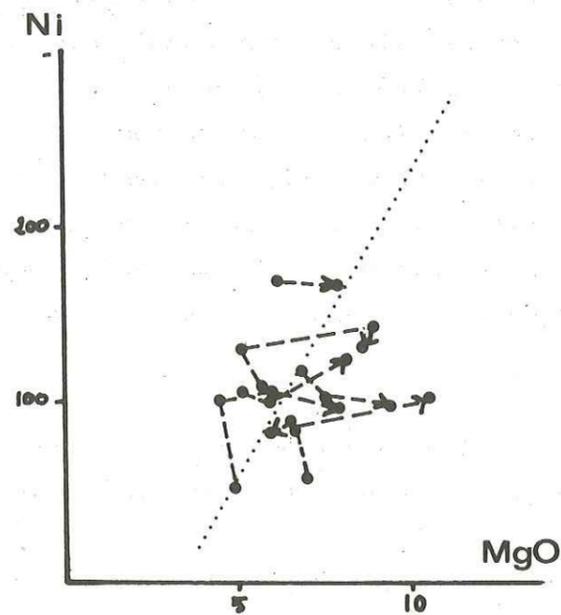


Fig 27

Diagramme MgO / Ni pour toutes les zones des coussins

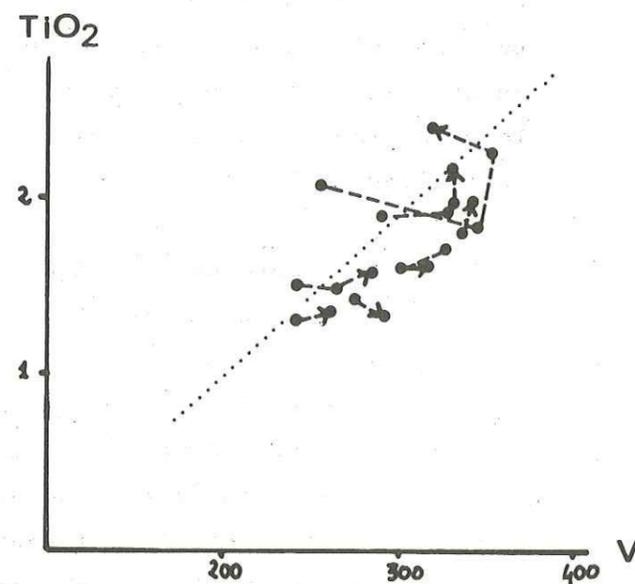


Fig 28

Diagramme V / TiO₂ pour toutes les zones des coussins

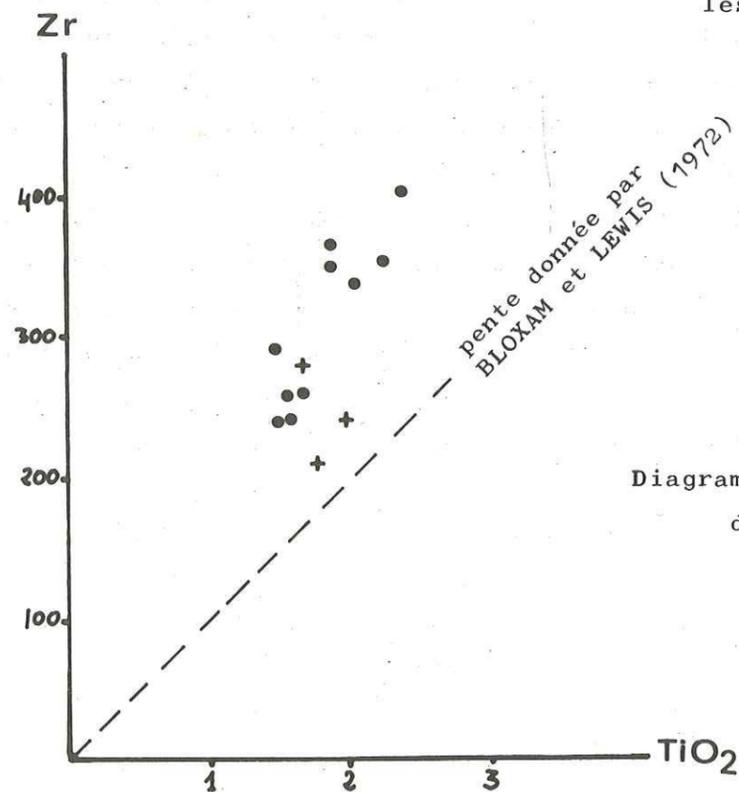


Fig 29

Diagramme TiO₂ / Zr pour les roches du Chenaillet

● coussins
+ filons

chimique existant entre les zones des coussins spililitiques (voir ci-dessous les différents auteurs qui ont signalé ce phénomène). Dans la littérature, les analyses de coeur et périphérie d'un même coussin sont assez nombreuses, celles des zones intermédiaires, plus rares.

L'opposition coeur-périphérie présente diverses tendances pour les éléments majeurs. Pour simplifier, j'ai essayé de les classer en quatre types principaux auxquels correspond une particularité dans la minéralogie. (Cette classification est notamment basée sur les réflexions de VALLANCE, 1965).

- A - périphérie riche en chlorite, montrant une baisse de SiO₂ Na₂O et CaO et une hausse de H₂O, FeO et MgO par rapport au coeur.
- B - périphérie riche en albite, montrant une hausse de SiO₂ et Na₂O au détriment des autres éléments.
- C - périphérie riche en épidote, montrant un enrichissement en CaO et un appauvrissement en SiO₂ et Na₂O.
- D - périphérie riche en hématite, montrant une concentration de Fe₂O₃.

Les pillow-lavas décrits par VALLANCE (1960, 1965, 1969) appartiennent aux types A, C et D qu'il définit. Les pillow-lavas des Kaczawa Mountains (NAREBSKI, 1968) se rattachent essentiellement aux types A et C. Ceux des Karawanken (LOESCHKE, 1973) sont de type C. Les pillow-lavas suisses décrits par VUAGNAT (1946, 1949) et ceux des Gets (BERTRAND, 1970 et ce mémoire) sont de type B.

CANN (1969) décrit trois types de roches dans les spilites de la Carlsberg Ridge. Les premières, orthospilites, peuvent être considérées d'après leur structure comme des coeurs de pillow-lavas ; les secondes, hyalospilites, riches en chlorite, correspondent aux périphéries ; les troisièmes ont une structure de hyaloclastite plus ou moins envahie de quartz et peuvent être considérées comme matrices. Ces pillow-lavas se rattachent donc au type A.

Quand il existe des analyses de zone intermédiaire (PETERLONGO 1970, VALLANCE, 1965, etc...) elles sont généralement proches de celles des coeurs, avec parfois un léger enrichissement en silice et sodium ce qui correspond à ce que l'on observe au Chenaillet.

Les matrices décrites sont généralement hyaloclastitiques, mais parfois franchement chloriteuses ou bien très riches en épidote.

Les corrélations entre les éléments majeurs - SiO₂/Na₂O, FeO/MgO/H₂O - existent toujours, sauf dans le cas des coussins enrichis en hématite.

Si l'on compare les pillow-lavas du Chenaillet à ceux de la littérature il est évident qu'ils se rapprochent du type A. Cependant, les coussins à matrice des varioles contenant du clinopyroxène ne peuvent se rattacher à aucune catégorie car leur enrichissement en calcium dans la périphérie ne correspond pas à la présence d'épidote.

Il faut également remarquer que si la plupart des auteurs considèrent le titane comme constant, VALLANCE (1965) signale des pillow-lavas dont la périphérie est considérablement enrichie en TiO₂ (jusqu'à 15 %) ce qui prouve que cet élément réputé inerte doit migrer dans certaines conditions.

Les informations concernant les éléments traces sont beaucoup moins nombreuses et peu concordantes. Les principales données sont celles de VALLANCE (1969) et NAREBSKI (1968).

Le comportement du strontium est variable dans les résultats de Vallance : 3 pillow-lavas montrent une bonne corrélation positive CaO-Sr mais les 2 autres ont une teneur en Sr constante pour les teneurs en CaO très variables.

La corrélation positive TiO₂/Zr se retrouve également chez Vallance. Enfin, la corrélation positive TiO₂/V existe bien dans les roches de Vallance mais n'est toujours pas vérifiée dans celles de Narebski.

On verra ultérieurement que, sauf pour le barium, le comportement des éléments traces dans les coussins des Gets est comparable à ce que l'on observe au Chenaillet.

5°) Les matrices des coussins.

La hyaloclastite massive et la matrice schisteuse ont été analysées (voir tableau A p. 7 dans le fasc. annexe).

Par rapport aux coeurs des coussins, ces roches sont assez pauvres en silice (42 à 44 %) et riches en fer, magnésium et eau, caractères qui reflètent bien l'abondance de la chlorite observée en lame mince. Ces deux roches sont également riches en alumine.

Dans la hyaloclastite massive, le sodium reste relativement abondant. Cette roche contient en effet des phénocristaux d'albite et des

varioles non destabilisées. Au contraire, dans la matrice schisteuse qui ne contient à peu près pas d'albite, la teneur en Na₂O est très faible. La quantité de silice relativement abondante pour une roche essentiellement chloriteuse s'explique par la présence de quartz. Cette matrice est également considérablement enrichie en K₂O (plus de 3 %), fixé dans l'illite, alors que la hyaloclastite massive n'en contient pas. Ainsi cette roche, qui peut être considérée comme une spilite, ne contient à peu près pas de sodium;

Les teneurs en calcium, plus faibles que dans les coeurs de coussins, ne sont pas négligeables, cet élément entrant essentiellement dans la pumpellyite.

Mise à part l'abondance du K₂O dans CH25, ces analyses diffèrent peu de celles des périphéries hyaloclastitiques des coussins.

V ORIGINE DES ZONATIONS CHIMIQUES DANS LES COUSSINS DE LAVE SPILITQUES DU CHENAILLET

Malgré les différences de structure que l'on observe entre le coeur et la périphérie et qui ont été précisées au chapitre II, un coussin de lave basaltique frais présente une composition chimique à peu près homogène. La croûte vitreuse est l'équivalent figé du coeur à structure intersertale.

Pour le vérifier, un certain nombre d'auteurs ont analysé le coeur et la périphérie de coussins basaltiques : VUAGNAT (1959), un coussin d'une coulée de lave récente de Sicile, épanchée dans la mer ; MOORE (1965), MIYASHIRO et al. (1969 a), MELSON et al. (1968), des coussins de lave basaltique provenant des planchers océaniques. MUIR et al. (1966) donnent les analyses de deux morceaux de coussins provenant de la ride médio-Atlantique qui n'ont malheureusement pas été prélevés sur le même individu. En dépit de cela, et bien que présentant des structures très différentes, l'un étant intersertal, l'autre variolitique (leurs photos illustrent parfaitement l'analogie avec les coussins du Chenaillet), ils ont des compositions chimiques équivalentes.

On peut donc, dans cette étude, partir du fait qu'un coussin de lave basaltique est homogène du point de vue chimique, même s'il présente une zonation structurale. Les différenciations chimiques observées dans les coussins du Chenaillet (et dans la plupart des coussins spilitiques) doivent donc résulter d'une action secondaire qu'il convient maintenant d'essayer de préciser.

1°) Comparaison avec les effets de l'altération par l'eau de mer

Beaucoup d'auteurs, ces derniers temps, se sont penchés sur le problème de l'altération chimique des basaltes par l'eau de mer. On sait

que celle-ci engendre des transformations chimiques parfois très importantes, notamment en transformant le verre de ces roches en palagonite. BATTEY (1974) suggère de rechercher l'origine des zonations chimiques observées dans les coussins spilitiques dans ce type de processus, la spilitisation n'intervenant qu'après sur un corps déjà différencié chimiquement. Les pillow-lavas s'épanchant sous la mer, on peut en effet imaginer que les zonations chimiques que l'on y observe sont dues à l'altération sous-marine. A partir des données bibliographiques, j'ai essayé de préciser les caractéristiques de l'altération par l'eau de mer afin de les comparer aux résultats du Chenaillet.

Il existe de nombreuses études sur les effets chimiques de l'altération par l'eau de mer sur les basaltes océaniques. A côté de celles de HART (1970, 1973) on peut citer MATTHEWS (1971), AUMENTO et al. (1971), MIYASHIRO et al. (1969a) etc... Je me suis également servie des résultats de MELSON (1973) qui a analysé à la microsonde des paires de verre basaltique frais et de palagonite correspondante provenant de planchers océaniques.

Pour la plupart des éléments majeurs, les résultats concordent parfaitement. Le trait essentiel est naturellement l'enrichissement en eau. Parallèlement, on observe un lessivage de la silice, du magnésium et du calcium (sauf selon Aumento et al. pour qui ce lessivage n'apparaît qu'à un stade très poussé de l'altération). Le comportement du fer est plus complexe : globalement, il a tendance à se concentrer mais le trait le plus caractéristique est qu'il prend la forme de Fe^{3+} . Le sodium présente une légère tendance à la concentration mais le potassium se concentre très nettement. Le comportement du titane varie selon les auteurs : selon Hart, il se concentre et sa teneur peut être multipliée par 2 ou 3 ; selon CANN (1970), il est parfaitement immobile. Enfin l'alumine et le manganèse sont considérés comme immobiles par tous les auteurs.

Ces résultats sont résumés dans la fig. 30 où j'ai essayé d'exprimer de façon graphique les tendances mises en évidence par ces différents auteurs.

des éléments

A côté du comportement individuel, il est intéressant de préciser les corrélations éventuelles qu'ils présentent entre eux. A partir des résultats précédents, on peut voir qu'il existe notamment :

- une corrélation positive entre H_2O , Fe^{3+} , le fer total, K_2O et Na_2O d'une part, SiO_2 , MgO et CaO d'autre part.

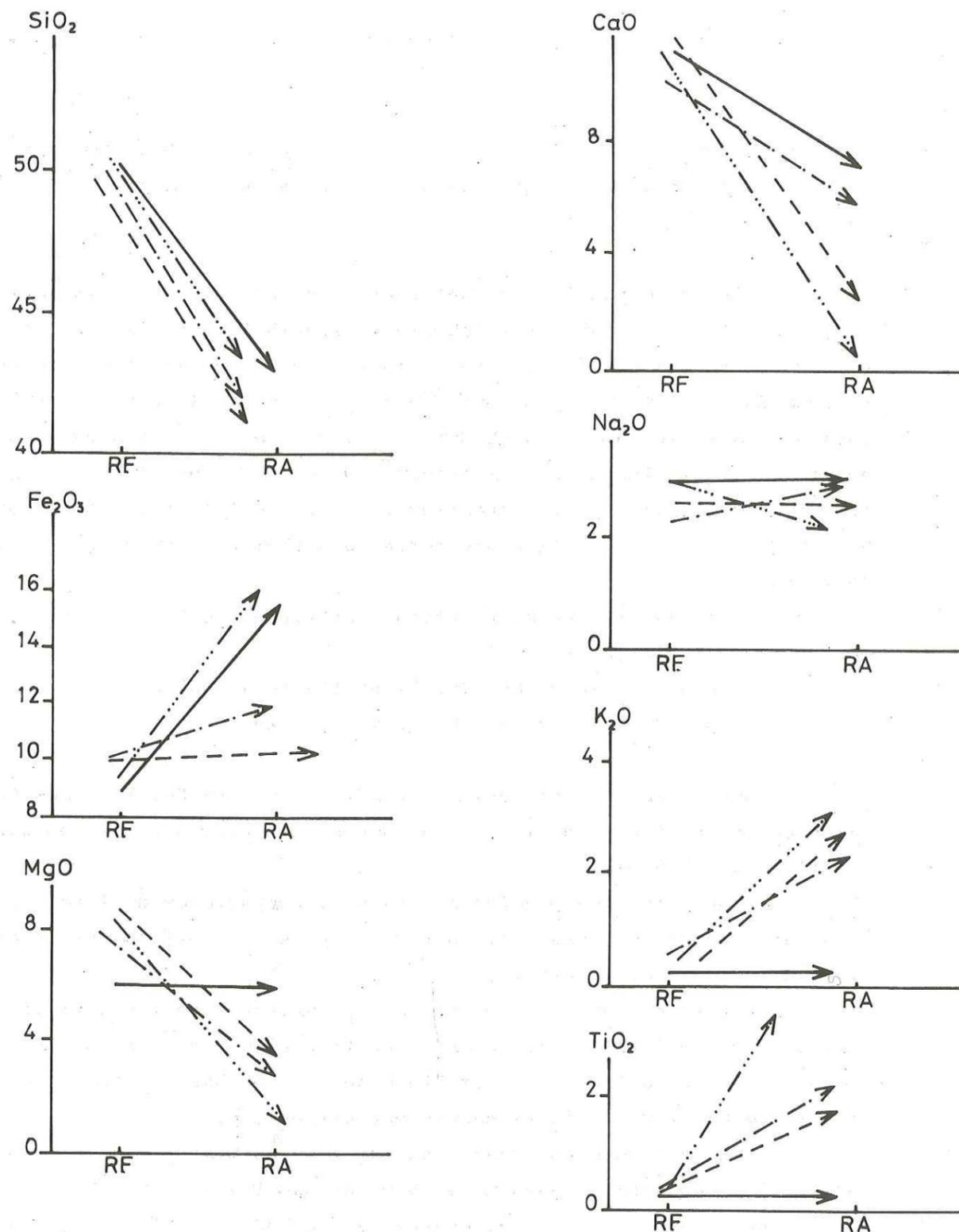


Fig 30 - Comportement des éléments majeurs dans les basaltes sous-marins sous l'effet de l'altération par l'eau de mer (schématisation).

-----> Hart (1970) - - - - -> Matthews (1971)
 —————> Miyashiro et al. (1969) ······> Melson (1973)

R.F. = basalte frais ; R.A. = basalte altéré

- une corrélation inverse Fer total/ MgO, SiO₂/Na₂O, etc...

Ces caractéristiques seront comparées plus loin à celles mises en évidence au Chenaillet.

Les éléments traces sont également sensibles à l'altération. S.R. HART (1971) a établi une échelle de sensibilité à l'altération pour un certain nombre d'éléments. Selon lui, le rubidium se concentre très rapidement et sa teneur peut être multipliée par 5. Il reste corrélé au potassium mais le rapport K/Rb diminue. Barium et strontium ont des comportements variables selon les auteurs. Mais sauf pour CANN (1970), selon qui il suit le calcium, le strontium est peu sensible à l'altération. R.A. HART (1973) résume le comportement des éléments traces de la manière suivante :

- il existe une corrélation positive entre Ba, Rb, Sr, V et Zr et l'altération
- négative entre Co, Cr, Ni et l'altération
- pas de corrélation de Cu, Ga, Sc, Zn.

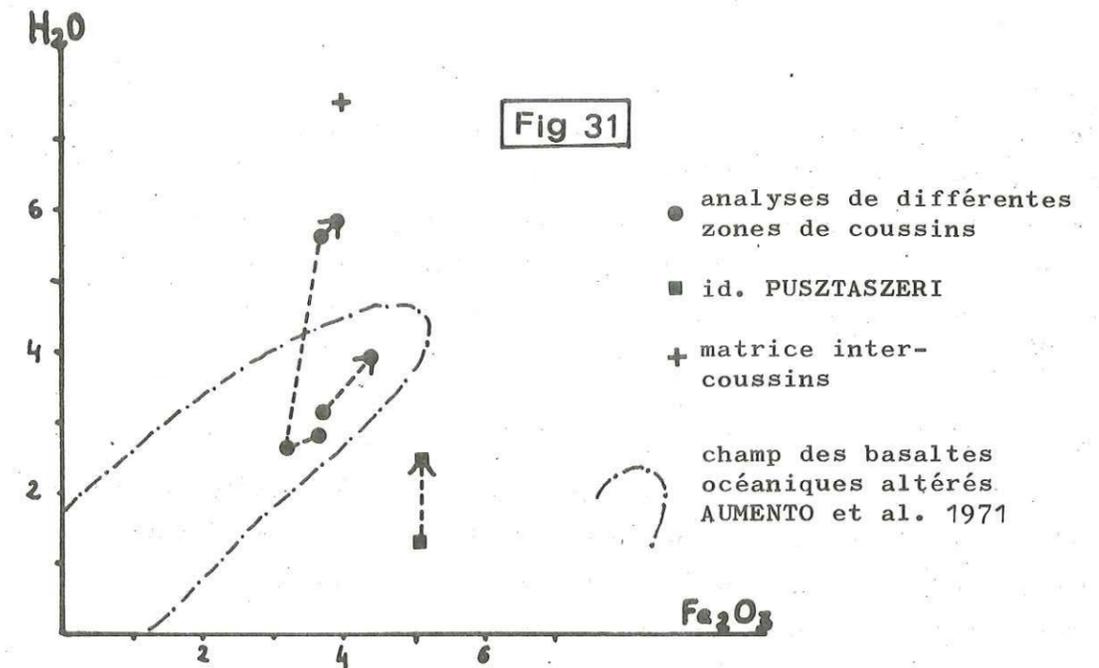
Cependant, le zirconium, au même titre que Nb, Y et les terres rares est considéré comme insensible par de nombreux auteurs, en particulier CANN (1970).

Une fois bien précisées les caractéristiques de l'action de l'eau de mer sur les basaltes, on peut comparer ses effets aux observations effectuées au Chenaillet.

L'altération d'un pillow-lava progressant de l'extérieur vers l'intérieur, on devrait retrouver entre la périphérie et le coeur les mêmes variations qu'entre un basalte altéré et un basalte frais. Or immédiatement, les résultats paraissent différents.

On observe bien, dans l'ensemble un enrichissement en H₂O, fer total et un appauvrissement en SiO₂ et CaO (sauf pour le type II) dans la périphérie. Mais la concentration en K₂O et le lessivage du MgO n'existent pas. Les corrélations positives SiO₂/Na₂O, Fer total/MgO sont incompatibles avec l'altération. Le Fe₂O₃ a été analysé dans deux pillow-lavas seulement. Pour ces échantillons, de même que pour l'analyse donnée par Puztaszeri, on observe des teneurs en H₂O très dispersées pour une teneur en Fe₂O₃ à peu près constante (Fig. 31).

Le fait que les variations des éléments ne soient pas progressives à l'intérieur des pillow-lavas du Chenaillet mais présentent sou-



vent un maximum ou un minimum dans la zone intermédiaire ne me semble pas être un argument contre l'altération par l'eau de mer. En effet la palagonite est produite à partir du verre. La zone sphérolitique ne contenant quasiment pas de verre, son évolution peut être différente. D'ailleurs MIYASHIRO et al. (1969a) ont analysé les différentes zones d'un pillow-lava altéré et montrent que pour certains éléments, la concentration ou le lessivage ne progresse pas linéairement vers l'intérieur.

R.A. HART (1973) compare le comportement des différents éléments en fonction de l'eau dans les roches altérées et métamorphosées (faciès schiste vert et faciès amphibolite) des roches des planchers océaniques. J'ai placé indistinctement (sans tenir compte de leur situation à l'intérieur du pillow-lava) toutes les roches du Chenaillet dans les diagrammes qu'il propose (Fig. 33, p.103). A l'exception de l'alumine, pour laquelle la lignée se rapproche du faciès amphibolite, le comportement des éléments est comparable aux lignées qu'il donne pour le faciès schiste vert. En aucun cas il n'est identique à l'altération. Ces diagrammes seront discutés ultérieurement.

Les éléments traces non plus ne suivent pas les tendances caractéristiques à l'altération sous-marine. On n'observe pas d'enrichissement en Rb dans la périphérie. On a vu que la plupart de ces éléments peuvent être considérés comme constants.

Si l'on considère que l'augmentation en eau est la caractéristique principale de l'altération, l'absence des corrélations positives ou négatives avec H₂O des éléments cités par Hart prouve bien que le processus responsable de la différenciation chimique au sein des pillow-lavas du Chenaillet est distinct de l'altération par l'eau de mer.

2°) La spilitisation.

Les zonations chimiques mises en évidence dans les coussins spilitiques du Chenaillet ne peuvent être imputées à l'altération par l'eau de mer. C'est bien dans le mécanisme de la spilitisation qu'il faut rechercher leur origine.

Beaucoup d'auteur se sont interrogés sur la nature du phénomène de spilitisation. Une revue des différentes théories est faite par AMSTUTZ (1967). Sans préjuger du mécanisme lui-même, il me paraît évident au Chenaillet que la spilitisation a eu lieu après la solidification des roches. Les arguments essentiels sont :

- les structures des laves en coussins, calquées sur celles des coussins basaltiques, montrant une cristallisation rapide (formes de "quenched") alors que toutes les théories invoquant une cristallisation directe des spilites font appel à des processus lents permettant des échanges chimiques.
- les relations structurales entre l'albite et le pyroxène semblant montrer que celui-ci a cristallisé en dernier. Ceci n'est guère imaginable en raison de la composition du pyroxène (salite titanifère) et parce que l'albite pure ne peut pas se former à partir d'un liquide contenant du calcium.

On peut donc considérer que la spilitisation est intervenue sur un coussin basaltique déjà consolidé. Ceci est appuyé par les travaux de différents auteurs (FONTEILLES, 1968 ; VALLANCE, dans tous ses travaux cités ; CANN, 1969 ; etc...).

La conservation des structures est une preuve que la spilitisation s'est opérée à volume à peu près constant, si l'on ne tient pas compte des vacuoles. Tous les éléments qui présentent des variations de teneur d'une zone à l'autre peuvent donc théoriquement être considérés comme mobiles au cours de la spilitisation. Cependant, la densité de la

roche a pu varier entre la paragenèse basaltique et la paragenèse spilitique, faisant apparaître des différences en pourcentages pondéraux qui ne sont que relatives.

Les diagrammes de zonation ont montré que, à l'exception du titane et du potassium, tous les éléments majeurs présentent des variations de teneur d'une zone à l'autre. A l'échelle du coussin, on peut donc les considérer comme mobiles au cours de la spilitisation. Pour les éléments traces, seul le strontium présente des variations significatives. Je vais tenter, à l'aide de ces données, d'établir un bilan du comportement des différents éléments. Mais le problème, pour les roches du Chenaillet, est que l'on ne connaît pas la composition du basalte originel (voir chapitre VI les difficultés que posent les tentatives de reconnaissance du type de basalte).

x - Essai de bilan du comportement des éléments.

Les transformations minéralogiques liées à la spilitisation engendrent une redistribution des éléments à l'intérieur du coussin. Pour simplifier, on peut considérer que la transformation basalte → spilite correspond, du point de vue minéralogique, au passage de l'assemblage Cpx+plagioclase+verre à l'assemblage Cpx+Ab+Chl. Les réactions essentielles sont la transformation du plagioclase en albite et du verre en chlorite.

Les corrélations positives entre SiO₂ et Na₂O d'une part, FeO^x, MgO et H₂O d'autre part, caractérisent la plupart des coussins spilitiques, en particulier ceux du Chenaillet. Il est évident qu'elles sont en liaison avec la formation de l'albite et de la chlorite lors de la spilitisation. Au Chenaillet, il existe une opposition entre les zones riches en albite et des zones riches en chlorite. On peut se demander pourquoi l'albite a tendance à se former au coeur des coussins et la chlorite à la périphérie. VALLANCE (1965) et CANN (1969) ont bien montré le rôle de la structure primaire (magmatique) de la roche lorsque celle-ci est transformée en spilite. Selon eux, l'albite se forme de préférence à la place des anciens cristaux de plagioclase basique par un échange d'ions SiNa \rightleftharpoons CaAl- tandis que la chlorite provient de la dévitrification qui s'accompagne d'une hydratation marquée et d'un lessivage du calcium, du sodium, et de la silice. L'opposition de com-

position chimique entre coeur-zone sphérolitique et zones externes dans les spilites traduit l'opposition de structure des différentes zones du basalte originel : richesse en microlites de plagioclase et rareté du verre d'une part, abondance du verre d'autre part. Le rôle de la structure est bien souligné par les différences de zonation chimique existant entre les différents types de coussin. Les coussins de type II dont la zone externe n'était pas vitreuse mais contenait du pyroxène, restent riches en CaO dans la périphérie. Le coussin de type III, à peu près homogène de structure, ne présente pas de différenciation chimique marquée.

Le rôle essentiel des minéraux de la paragenèse spilitique (albite et chlorite) dans les migrations chimiques à l'échelle du coussin est illustré par le diagramme $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-FeO}^{\text{Fe}}\text{+MgO}$ (Fig. 32). J'ai placé dans le triangle l'albite, la chlorite et le clinopyroxène. Tous les points représentatifs des différentes zones des coussins du Chenaillet, se placent parallèlement au joint albite-chlorite, mais sont décalés vers le pôle Cpx. Les coeurs, et plus encore les zones sphérolitiques, se situent du côté de l'albite, les zones externes du côté de la chlorite. La différenciation chimique est bien dictée par la répartition de l'albite et de la chlorite dans le coussin.

La structure cependant n'explique pas tout : on a vu qu'il existe des pillow-lavas dont l'écorce est enrichie en épidote ou en hématite. L'enrichissement en épidote prouve que le calcium libéré par l'albitisation du plagioclase et la chloritisation du verre, n'est pas lessivé mais est fixé sur place par formation de ce minéral. VALLANCE (1969, 1974a) attribue cette différence à l'influence du CO_2 . Si la pression de gaz carbonique est élevée, le calcium a tendance à être emporté en solution. Si elle est faible, il migre peu : dans ce cas, il peut y avoir formation d'épidote. Au Chenaillet, calcite et épidote coexistent, mais en très faible quantité, dans les coussins. La pression de CO_2 devait être moyenne. Mais on observe souvent la calcite en filons ou en amas, dans le massif.

Compte tenu des conditions ambiantes, on voit donc l'importance des transformations minérales sur la redistribution des éléments majeurs dans le coussin. En fonction de la structure des différentes zones, un réajustement s'opère. Je vais donc essayer de préciser le comportement des différents éléments dans le coussin.

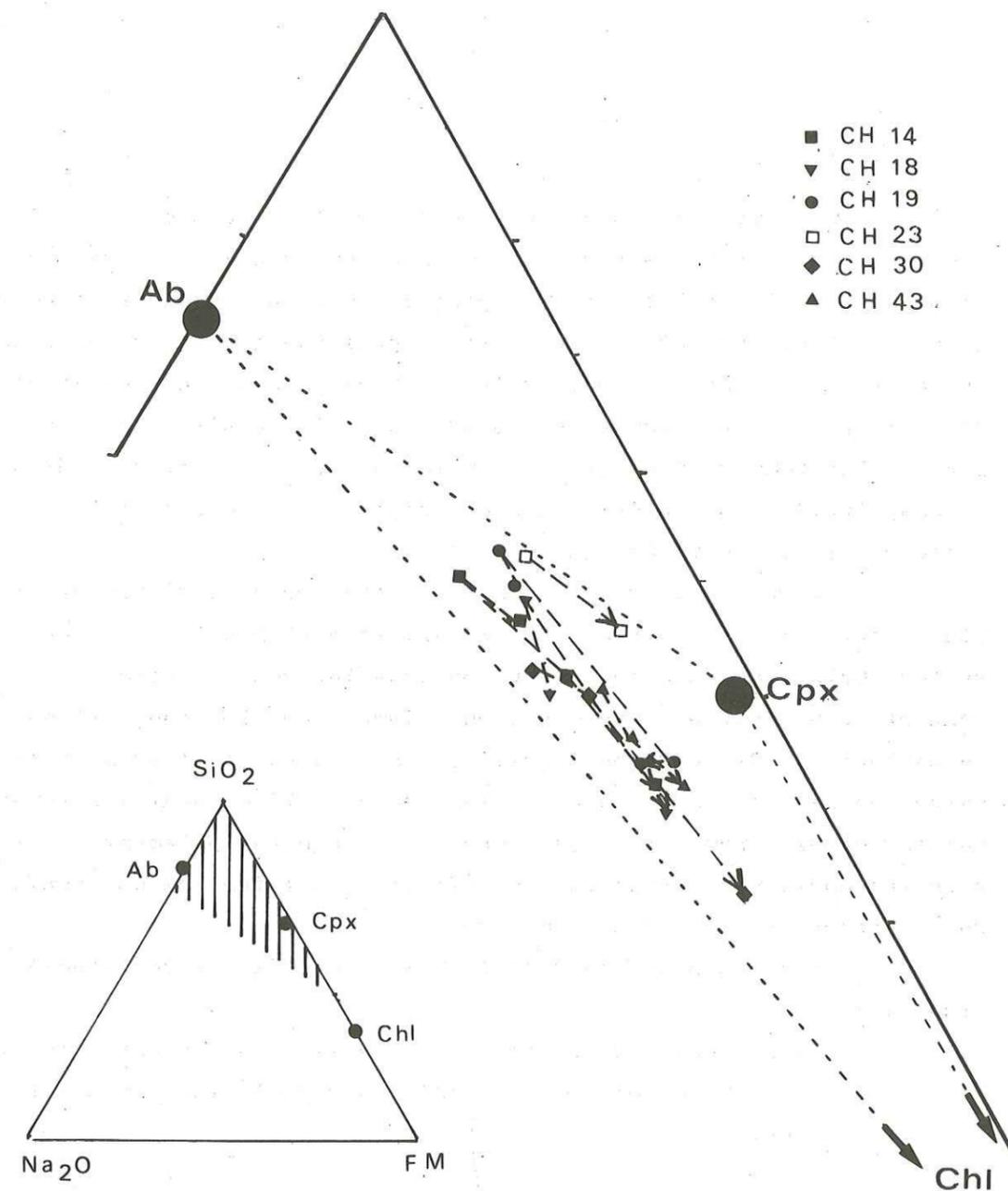


Fig. 32 - Diagramme $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-FM}$

proportions moléculaires - $\text{FM} = \text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO}$

Mais parallèlement, un second problème se pose : celui de la composition globale des coussins. Ceux-ci évoluent-ils en système fermé ou bien la spilitisation implique-t-elle des échanges avec l'extérieur ? Ceci revient à voir si la composition globale d'un coussin est comparable à celle d'un basalte ou bien présente des caractères "spilitiques". Pour tenter de répondre à cette question, on peut considérer les compositions globales calculées par la méthode indiquée au chapitre IV, en tenant compte des restrictions exposées (voir tableau C p.9, fascicule annexe).

On voit tout de suite que les teneurs en H₂O, CaO et alcalins sont comparables à celles des spilites et non à celles des basaltes. Cela n'est pas surprenant puisque les zones externes ne représentent qu'un faible pourcentage en volume, donc les compositions globales sont peu différentes de celles des coeurs. D'ailleurs si le calcul de la composition globale fait baisser légèrement les teneurs en Na₂O et SiO₂ par rapport au coeur, il accentue également (sauf pour les coussins de type II) le déficit en calcium, ce qui confère un caractère spilitique plus marqué.

Ainsi le problème des migrations d'éléments se situe à deux niveaux :

- à l'échelle du coussin, une redistribution entre les zones
- un échange entre le coussin considéré globalement et l'extérieur.

Un certain nombre d'éléments sont fixés (ou libérés) par une réaction, sans intervenir dans une autre. Le problème qu'ils posent est relativement simple.

- la chloritisation du verre nécessite de l'eau. Globalement le coussin est enrichi en H₂O, élément par conséquent mobile, et inégalement réparti dans les différentes zones en fonction de la proportion du verre originel.
- les teneurs globales en fer total et magnésium sont compatibles avec celles des basaltes. Cependant ces éléments n'interviennent que dans la production de la chlorite. L'on peut considérer la teneur en MgO des coeurs comme analogue à celle des basaltes puisqu'on y observe la corrélation positive MgO/Ni. Mais la périphérie des coussins est fortement

enrichi en MgO. Le comportement du fer est parallèle. Cet enrichissement périphérique peut avoir deux origines :

- . il peut être relatif, la densité de la zone externe étant inférieure à celle du coeur.
- . il peut provenir d'un apport extérieur en FeO et MgO mais rien ne permet de le montrer.

Il est donc difficile de trancher sur la mobilité éventuelle de ces deux éléments.

Le calcium au contraire, est libéré tant par l'albitisation du plagioclase que par la chloritisation du verre. Une faible partie est fixée dans l'actinote, le sphène, les silicates calco-alumineux (pumpellyite, épidote, préhnite) et la calcite. Mais l'essentiel est lessivé. Cet élément est donc mobile. Au Chenaillet, les coussins restent cependant assez riches en calcium puisque le clinopyroxène ne se destabilise pas, la répartition de ce minéral dictant la répartition de l'élément.

Le titane, sur les diagrammes de zonations, paraît constant. En dehors des clinopyroxènes, il est contenu dans le sphène qui se forme lors de la spilitisation. C'est un élément qui peut être considéré comme inerte tant au niveau des zones qu'au niveau global. La légère augmentation qu'il présente parfois en périphérie est sans doute relative.

Le potassium est quasiment absent des roches du Chenaillet ce qui lui confère une apparente stabilité. Cependant il existe un coussin qui en contient 0.40 %. Sa juxtaposition avec les autres coussins semble impliquer le caractère secondaire de la répartition de cet élément. Le K₂O contenu dans le verre a dû être lessivé lors de la dévitrification. Le lessivage de cet élément est confirmé par l'existence d'une matrice présentant une forte concentration de K₂O (plus de 3 %) , fixé dans l'illite.

Pour les autres éléments, le problème est plus complexe puisqu'ils sont fixés par certaines réactions mais utilisés par d'autres dans des proportions qu'il est difficile d'évaluer.

Na₂O et SiO₂, libérés par la dévitrification, sont fixés par l'albitisation. La proportion de chlorite dans un pillow-lava est de

loin inférieure à celle de l'albite. Par ailleurs, la teneur globale en Na₂O est élevée par rapport à celle d'un basalte. Il semble qu'un apport en Na₂O, et peut-être en SiO₂ puisque cet élément lui est corrélié, soit à invoquer. Ces deux éléments seraient donc mobiles à l'échelle des zones et à l'échelle globale.

Le problème de l'alumine est le même, mais sa teneur globale est compatible avec celle des basaltes et il ne présente de corrélation avec aucun autre élément. Pour des raisons de proportions relatives, il semble qu'une partie de l'alumine a dû être lessivée. La cristallisation de minéraux alumineux dans des filons (pumpellyite épидote) qui parcourent le massif semble être un argument en faveur de cette hypothèse.

En conclusion, tous les éléments, à l'exception du titane, semblent migrer entre les différentes zones des coussins, en fonction des minéraux spilitiques susceptibles de cristalliser, engendrant une différenciation chimique (le problème reste posé pour le fer et le magnésium).

A l'échelle globale, il est évident que les coussins du Chenaillet n'ont pas réagi à la spilitisation en systèmes fermés. Des échanges avec l'extérieur sont évidents pour :

- un apport de Na₂O, H₂O
- un lessivage de CaO, K₂O

Le problème d'un éventuel apport de SiO₂, fer total et MgO et lessivage de Al₂O₃ reste posé. Il pourrait peut-être être résolu en raisonnant en poids par unité de volume, ce qui permettrait d'éliminer le facteur densité.

Pour les éléments traces, on a vu que seul le strontium présente des variations d'une zone à l'autre qui ne peuvent être imputables à la marge d'erreur des mesures. On peut considérer que le strontium est mobile lors de la spilitisation. Son absence de corrélation positive avec le calcium a déjà été signalé dans d'autres spilitites : VATIN-PERIGNON et al. (1974) l'ont observé dans les spilitites en filons et en coulées du Pelvoux. Les autres éléments traces paraissent inertes. Le Barium et le rubidium, qui présentent de très faibles teneurs, doivent cependant être examinés à part. En effet ces éléments sont généralement considérés comme étant liés au potassium. Le K₂O

semblant avoir été lessivé, il est possible que les très faibles quantités de Ba (généralement < 10 ppm) et Rb (< 25 ppm) que l'on observe dans les roches du Chenaillet soit un caractère acquis lors de la spilitisation.

Si l'on considère que les coussins n'ont pas réagi à la spilitisation en systèmes fermés, il faut trouver des sources possibles pour les éléments en lesquels ils sont enrichis (le problème de l'eau sera évoqué ultérieurement). Bien que les matrices des coussins soient peu abondantes au Chenaillet, elles sont parfois présentes et leurs caractéristiques chimiques sont marquées. Si l'on tente d'établir un bilan chimique entre coussins et matrice, on voit que :

- la dévitrification des matrices libère de la silice et éventuellement du sodium (voir CH25), disponibles pour l'albitisation du coussin
- la matrice schisteuse présente une très forte concentration en K₂O. Celle-ci peut correspondre à la fixation du potassium libéré par le coussin
- les matrices sont enrichies en Al₂O₃, fer total et magnésium et ne peuvent donc libérer ces éléments. Le problème de l'enrichissement réel ou relatif reste posé
- le calcium qui part des coussins n'est pas fixé dans les matrices. On peut pourtant s'étonner de l'abondance de la pumpellyite dans les plages dévitrifiées des hyaloclastites alors que ce minéral est peu représenté dans les matrices des varioles. Cela provient peut-être des différences de composition du verre initial, celui des hyaloclastites devant avoir une composition sensiblement basaltique tandis que celui des matrices de varioles devait être moins riche en calcium par séparation des varioles de plagioclase + clinopyroxènes.

On peut donc considérer que globalement, l'association coussin - matrice est appauvrie en calcium. Pour faire le bilan global de cet élément, il faudrait tenir compte, à l'échelle du massif, des nombreux filons de calcite et d'épidote que j'ai toujours éliminés en broyant mes échantillons. Pour les autres éléments, se pose la question des quantités relatives de parties cristallisées et de parties originellement vitreuses qu'il m'est impossible de résoudre.

* - Comparaison avec les résultats d'autres auteurs.

Différents auteurs se sont posés le problème de la mobilité des éléments au cours de la spilitisation. Leurs résultats sont variables.

Pour les spilites de la Carlsberg Ridge, CANN (1969) avait l'avantage de connaître la composition du basalte originel. Par rapport à celui-ci, il observe, pour les roches qu'il considère comme des coeurs de coussins,

- une augmentation de SiO₂, Na₂O et H₂O
- une diminution de CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃ total et K₂O à un moindre degré les autres éléments variant peu.

À l'échelle du coussin, ces éléments peuvent donc être considérés comme mobiles. Globalement, Cann a montré que ses roches sont nécessairement appauvries en Al₂O₃ et CaO et enrichies en H₂O, éventuellement en SiO₂, Na₂O, et fer total. À l'exception du fer total, qui au Chenaillet ne me semble pas pouvoir être dissocié du magnésium, ces résultats sont comparables à ce que j'ai observé.

En ce qui concerne les éléments traces, seul le strontium semble sensible à la spilitisation, mais il présente une corrélation avec le calcium, ce qui diffère avec les résultats du Chenaillet.

Les résultats de VALLANCE (1974a) pour les spilites du Deccan sont différents. Lui aussi connaissait la composition du basalte originel. Il montre que les caractères principaux sont :

- une baisse de SiO₂ et CaO dans les spilites par rapport au basalte
- une augmentation des alcalins, mais surtout du potassium (il évoque à cet effet la présence de sédiments riches en K₂O, voisins)
- une augmentation de l'eau.

Le barium et le rubidium sont aussi enrichis, parallèlement à K₂O. Les spilites du Deccan ne sont généralement pas en coussins. Mais pour les coussins spilitiques, VALLANCE (1965) considère que sauf dans de rares cas, leur composition globale est différente de celles des basaltes frais, même si l'on ne tient compte de l'eau.

LOESCHKE (1973) a montré que les coussins spilitiques des Karawanken peuvent être considérés comme des systèmes fermés, la spilitisation n'engendrant qu'une redistribution interne. Cela est dû au fait que ses coussins présentent une écorce enrichie en épidote, minéral qui a fixé le calcium libéré par l'albitisation du plagioclase.

Selon FONTEILLES (1968), seuls, CaO, Na₂O et K₂O sont entièrement mobiles au cours de la spilitisation, éventuellement MgO. Il a montré en particulier que la silice ne migre pas.

Cette brève analyse bibliographique (il existe de nombreuses autres études des spilites faites dans cette optique) montre que les conclusions sont différentes selon les cas. Les effets de la spilitisation doivent varier en fonction des conditions dans lesquelles elle s'opère : pression de gaz carbonique, voisinage de roches sédimentaires, structure des roches originelles, etc... Il est intéressant de remarquer que les résultats du Chenaillet sont comparables à ceux de Cann, concernant les spilites de plancher océanique.

3°) Conclusion

Ainsi, on peut donc considérer que les zonations chimiques mises en évidence dans les coussins spilitiques du Chenaillet sont liées au processus de spilitisation. La nature elle-même de ce processus reste à préciser.

L'une des caractéristiques essentielles des spilites est leur forte teneur en eau par rapport aux basaltes frais. La spilitisation peut donc être considérée, à la suite de ce que l'on a vu, comme un processus secondaire affectant une roche basaltique en présence d'eau.

L'origine de l'eau a fait l'objet de nombreuses discussions : est-ce une eau juvénile ou bien simplement de l'eau de mer ? Pour expliquer le métamorphisme qui affecte les roches des rides océaniques, SPOONER et FYFE (1973) proposent un modèle faisant intervenir l'eau de mer. Celle-ci est piégée par la croûte océanique, réchauffée par le flux de chaleur existant au niveau des rides et remonte vers la sur-

face, engendrant des recristallisations métamorphiques dans des roches qu'elles traversent, pour donner une paragenèse spilitique.

Les laves en coussins du Chenaillet présentent des assemblages minéralogiques comparables à ceux des roches du faciès schiste-vert, le clinopyroxène magmatique étant métastable. J'ai placé toutes les analyses dans les diagrammes de HART (1973), déjà évoqué au Ch. V p. 92. Les lignées qu'elles dessinent (Fig. 33) sont analogues à celles des basaltes des planchers océaniques métamorphisés dans le faciès schiste-vert, sauf pour l'alumine. Cela incite à penser qu'au Chenaillet, la spilitisation a été un phénomène analogue au métamorphisme schiste-vert des planchers océaniques, peut être selon le processus supposé par Spooner et Fyfe. Ce métamorphisme n'est pas isochimique, (MIYASHIRO, 1971 ; CANN, 1969). Selon Cann, l'absence de stress qui explique la conservation des structures magmatiques, fait que l'énergie nécessaire à la nucléation de l'albite dans du verre est supérieure à l'énergie nécessaire aux échanges d'ions ou à la diffusion des éléments jusqu'aux sites préférentiels pour la formation des minéraux nouveaux. Ceci expliquerait la redistribution des éléments. Ainsi la spilitisation, opérant sur un coussin homogène du point de vue chimique mais hétérogène du point de vue structural, engendre une redistribution des éléments majeurs à l'intérieur de ce coussin en fonction des minéraux susceptibles de se former dans les zones différentes. Mais ce processus, valable, semble-t-il, pour les pillow-lavas des séries ophiolitiques, qui se sont manifestement épanchés en milieu sous-marin, n'explique sans doute pas tous les types de spilites.

Le problème de la superposition du métamorphisme alpin aux paragenèses spilitiques se pose pour le massif du Chenaillet. DIETRICH et al. (1974) considèrent que le Chenaillet, dans sa partie occidentale, a subi un métamorphisme léger responsable de la formation de préhnite, épidote et actinote. Cette question est difficile à trancher car ces minéraux peuvent très bien exister dans les spilites (VALLANCE 1960). La cristallisation de l'épidote, la pumpellyite et parfois la préhnite dans les filons qui recoupent le massif peut effectivement être due à un métamorphisme postérieur. Mais l'actinote, notamment quand elle est présente en fibres dans les matrices de variole, intimement associée à la chlorite, me paraît faire réellement partie de la paragenèse spilitique.

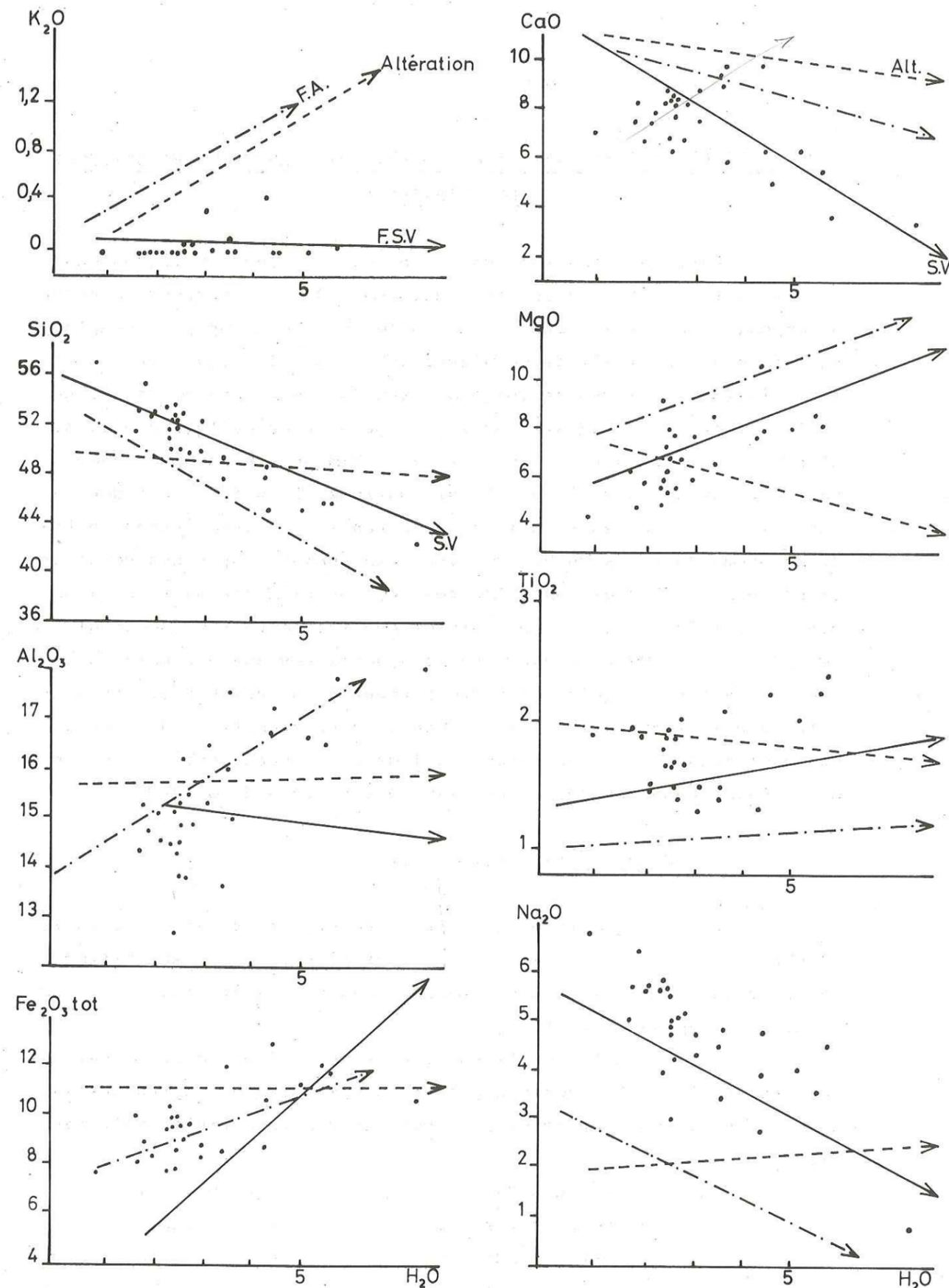


Fig 33. - LE CHENAILLET - ELEMENTS MAJEURS EN FONCTION DE H₂O

Les flèches indiquent les lignées des basaltes sous-marins altérés (Altération) et métamorphisés dans les faciès schiste-vert (F.S.V.) et amphibolite (F.A.) données par R. HART (1973)

VI - ESSAI DE CARACTERISATION DES LAVES DONT DERIVENT LES SPILITES
DU CHENAILLET.

Dans les basaltes frais, les compositions chimiques des roches sont l'élément essentiel qui permet de caractériser la nature du magma. Dans les spilites, le problème est beaucoup plus complexe à cause des modifications chimiques subies par la roche lors de la spilitisation. D'après ce que l'on vient de voir, seuls les coeurs et les filons, dont la structure se rapproche de celle des basaltes et des dolérites, ont des compositions chimiques à peu près homogènes, bien qu'ayant subi des transformations. Je m'appuierai donc exclusivement sur leurs analyses pour tenter de caractériser le type de magma dont ces roches dérivent, en tenant compte des résultats précédents sur les éléments inertes et les éléments mobiles. J'ai préféré utiliser ces analyses plutôt que les compositions globales de coussins, d'une part parce que ces dernières ont été calculées, d'autre part parce qu'elles correspondent à un ensemble de zones hétérogènes ayant évolué différemment. Les compositions des pyroxènes magmatiques reliques seront également évoquées, car on les considère généralement comme caractéristiques du type de magma.

1°) Eléments majeurs.

On a vu que la plupart des éléments majeurs n'ont plus leur teneur originelle, soit parce qu'ils ont migré, soit éventuellement par concentration relative par rapport aux autres éléments, la densité de la roche ayant varié.

Globalement, par leurs teneurs en SiO₂ et en alcalins, les analyses sont assez proches de celles d'hawaiites ou de mugéarites. Elles en diffèrent cependant par trois points essentiels (voir tableau XI) :

- le rapport K_2O/Na_2O+K_2O est beaucoup trop faible
- la teneur en titane est également trop faible
- le rapport FeO^x/MgO est nettement inférieur à 2 (il se situe entre 1 et 1.5 pour la majorité des roches) alors que dans les hawaiites et les mugéarites, termes déjà différenciés, il dépasse 2.

On peut noter ici que le rapport FeO^x/MgO est un bon critère pour les roches étudiées. On a vu en effet que la corrélation MgO/Ni caractéristique des basaltes existe dans les coeurs de coussins et les filons, et que le fer et magnésium varient ensemble. On peut donc considérer le rapport FeO^x/MgO comme correspondant à celui du basalte originel.

Les différences existant avec hawaiites et mugéarites confirment les résultats du ch. V concernant les alcalins et la silice. La teneur en sodium des coeurs est acquise, de même que celle en SiO₂ qui lui est corrélée. Tous les diagrammes faisant intervenir ces éléments ne peuvent être utilisés pour caractériser le magma.

J'ai placé les analyses dans le diagramme des alcalins en fonction de la silice : comme pour les spilites en général, elles tombent dans le champ des basaltes alcalins (Fig. 34) mais cela n'a pas de signification,

De la même manière, dans le diagramme AFM, les points sont décalés vers le pôle A (Fig. 42).

Le calcul de la norme est naturellement complètement faussé. Les spilites, à cause de leur rapport Na_2O/CaO élevé, présentent une tendance à la sous-saturation. Pour les roches du Chenaillet, dans le diagramme Qz-Di-Hy-Ol-Ne, établi à partir des pourcentages pondéraux des minéraux normatifs, les points représentatifs se placent dans les trois champs (Fig. 35) avec une plus grande concentration dans le triangle Di-Ol-Ne. Il faut cependant remarquer que le rapport Fe_2O_3/FeO a été fixé à 0.30. Un rapport plus élevé aurait décalé les points vers des compositions moins sous-saturées. De toutes manières, ce diagramme, dans l'état actuel des roches, ne peut renseigner sur le type de magma.

Les diagrammes proposés par FONTEILLES (1968) ne sont pas utilisables au Chenaillet parce que les roches ne sont pas différenciées.

Pour le massif du Trodoos, MIYASHIRO (1973) propose 3 diagrammes permettant de différencier les tholeiites abyssales, les séries tholéiitiques et les séries calcoalcalines. La validité de ces diagrammes a fait l'objet d'une vive discussion (voir Earth and Planet. Sci. Letters, Vol 25 N° 2, 1975). On a vu que le rapport FeO^x/MgO des

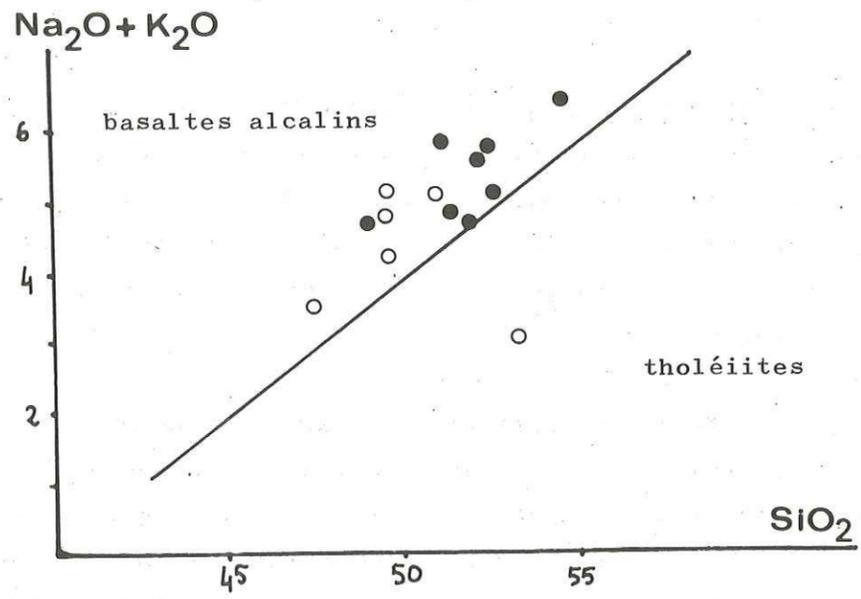


Fig 34 - Diagramme alcalins / silice

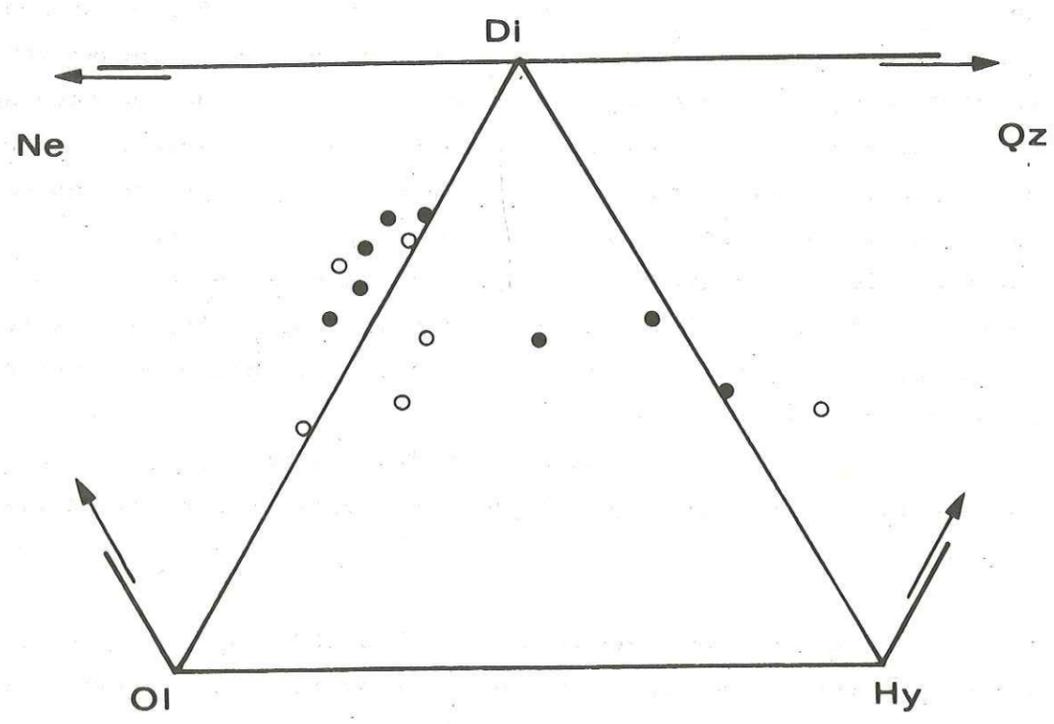
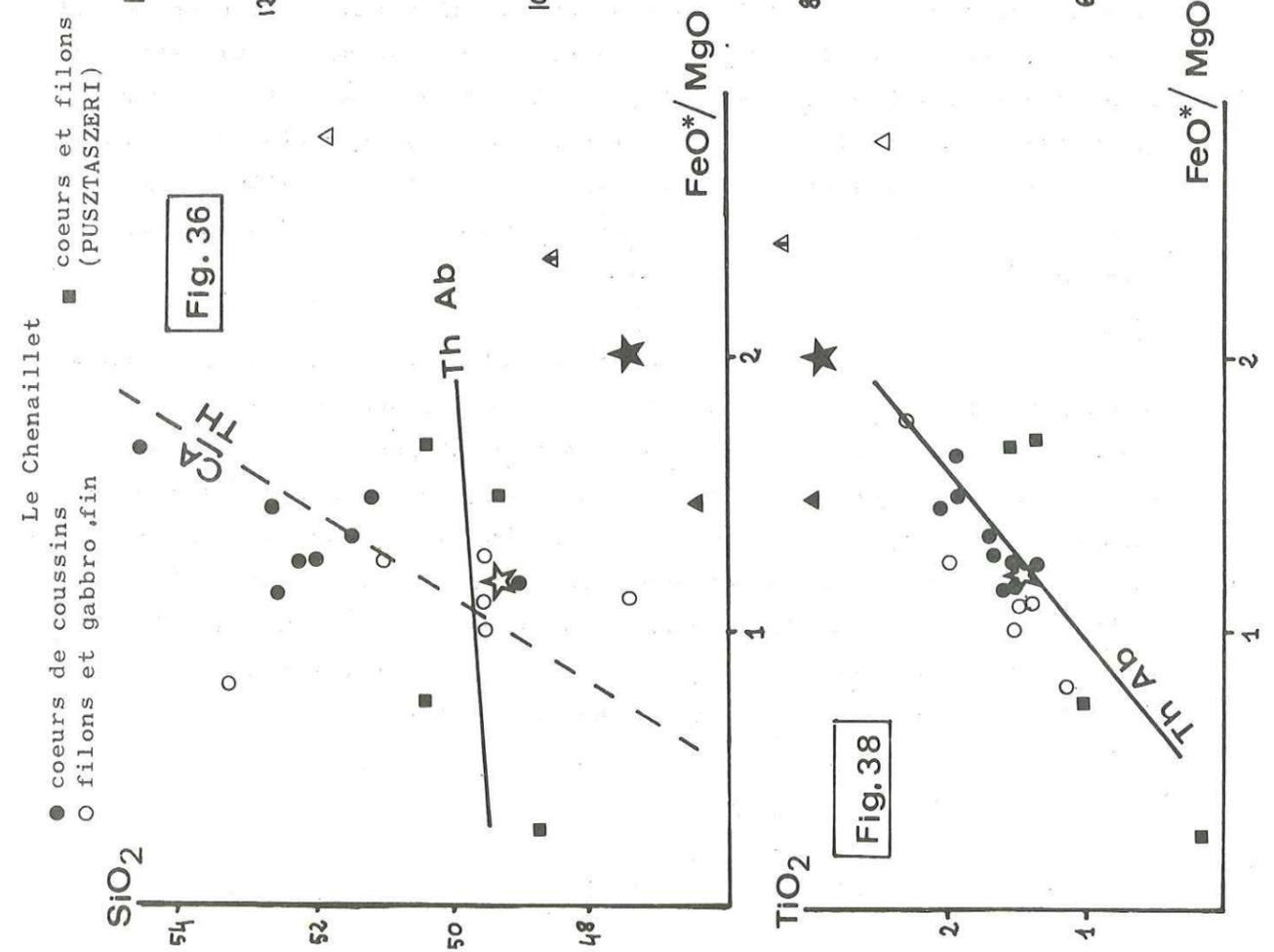


Fig 35 - Diagramme Quartz-Hypersthène-Diopside-Olivine-Néphéline
(pourcentages pondéraux des minéraux normatifs)

● coeurs de coussins
○ filons et gabbro fin



Le Chenaillet
● coeurs de coussins
○ filons et gabbro fin

■ coeurs et filons
(PUSZTASZERI)

☆ tholéiites océan. ENGEL et al. (1965)
★ basalte alc. océan. MAC DONALD et KATSURA (1964)
▲ basalte alc. hawaïite
△ mugéarite

TH = séries tholéitiques
CA = séries calco-alcalines
Th Ab = tholéiites abyssales

FeO*

SiO2

FeO*/MgO

TiO2

FeO*/MgO

FeO*/MgO

Fig. 37

Fig. 36

Fig. 38

coeurs de coussins devait être comparable à celui du basalte original. De même, les valeurs absolues du fer et du titane peuvent être prises en considération. Par contre, on ne peut tenir compte de SiO₂.

Dans le diagramme SiO₂/FeO^{3x}/MgO (Fig. 36), les roches du Chenaillet montrent une dispersion assez grande de la silice pour un rapport fer/magnésium qui varie peu. Cela confirme la mobilité de la silice lors de la spilitisation, rendant ce diagramme inutilisable.

Dans le diagramme FeO^{3x}/FeO^{3x}/MgO (Fig. 37), les points du Chenaillet se placent à peu près sur la lignée des tholeiites abyssales (les analyses de PUSZTASZERI (1969) sont très différentes des miennes). Il en est de même dans le diagramme TiO₂/FeO^{3x}/MgO (Fig. 38). Selon ces deux diagrammes, les roches du Chenaillet auraient donc plutôt des affinités avec les tholeiites abyssales.

La teneur en titane elle-même est un critère de distinction entre les différents types de basaltes. CHAYES (1965) a montré que les teneurs en titane des basaltes circumocéaniques et des basaltes alcalins des îles sont très différentes. Sur un diagramme de fréquence, il existe un creux vers 1.75 %. Les tholeiites océaniques se placent juste à ce niveau (ENGEL et al., 1965). L'histogramme du titane pour les roches du Chenaillet (Fig. 39) montre une concentration des points à ce niveau, les valeurs se répartissant entre 1.50 et 2.00. Le titane est donc compatible avec les teneurs observées dans les tholeiites océaniques.

L'aluminium est un élément considéré par tous les auteurs comme peu mobile. De fait, dans les pillow-lavas du Chenaillet, je n'ai pas pu mettre en évidence un comportement logique de l'alumine et ne peux me prononcer. La teneur en alumine des coeurs et filons du Chenaillet est moyenne : autour de 15 %. Une seule analyse contient plus de 17 % d'Al₂O₃ : elle correspond à un coeur de pillow-lava (CH11 C) riche en phénocristaux de feldspath. Si la teneur en alumine est originelle, ce qui, comme on l'a vu, n'est pas certain, les spilites du Chenaillet dérivent de basaltes moyennement alumineux.

3°) Eléments traces

Certains éléments traces sont réputés insensibles à la spili-

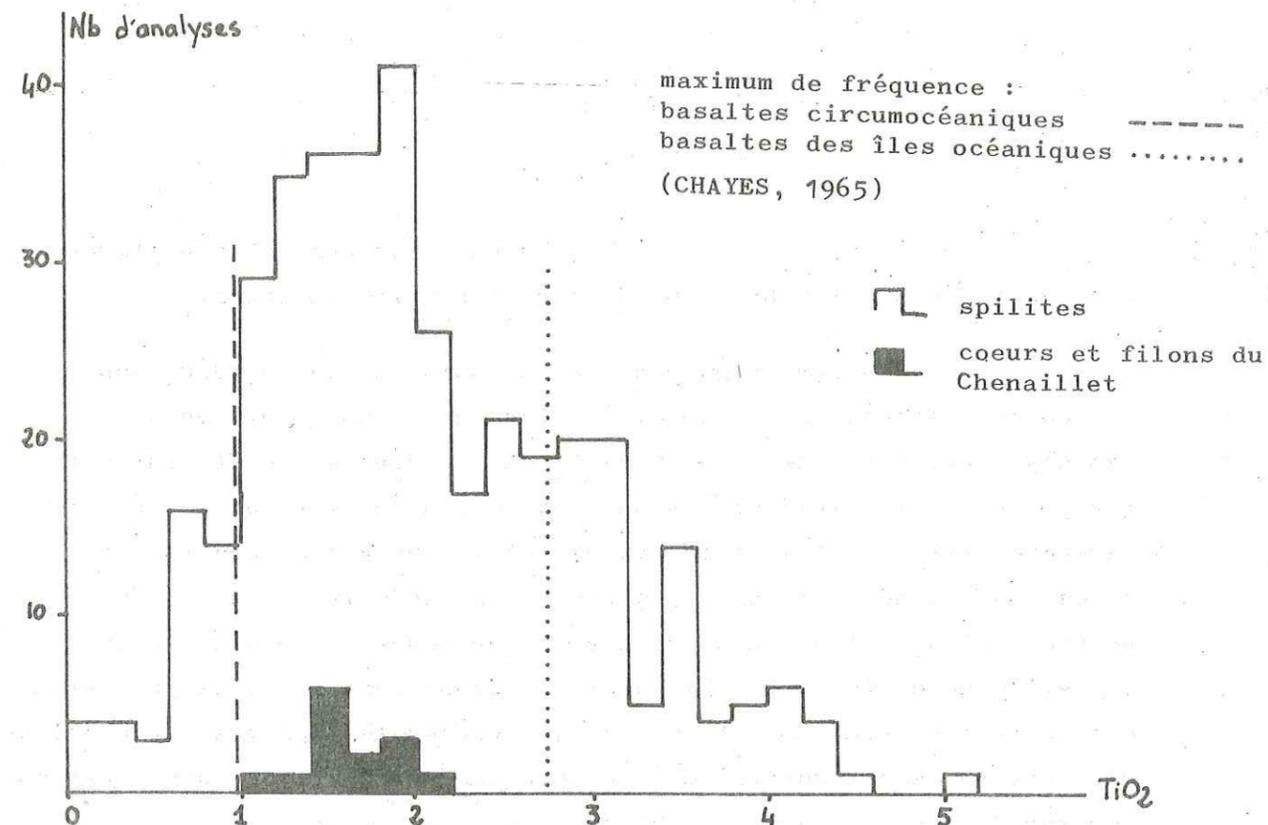


Fig 39 - Teneur en titane des coeurs et filons du Chenaillet -
Comparaison avec l'histogramme du titane dans les spilites

Remarque : L'histogramme des teneurs en titane des spilites, établi à partir des données bibliographiques ci-dessous, montre une concentration marquée entre 1.20 et 2 % en poids d'oxyde. La courbe présente cependant un léger épaulement vers 1 % et un autre plus marqué vers 3 %. Si l'on considère que le titane est caractéristique du type de basalte et qu'il est inerte lors de la spilitisation (ce qui semble plausible dans la plupart des cas) cela pourrait signifier que la plupart des spilites dérivent de tholéiites océaniques. Les épaulements correspondraient aux spilites dérivant respectivement de basaltes circumocéaniques et de basaltes alcalins.

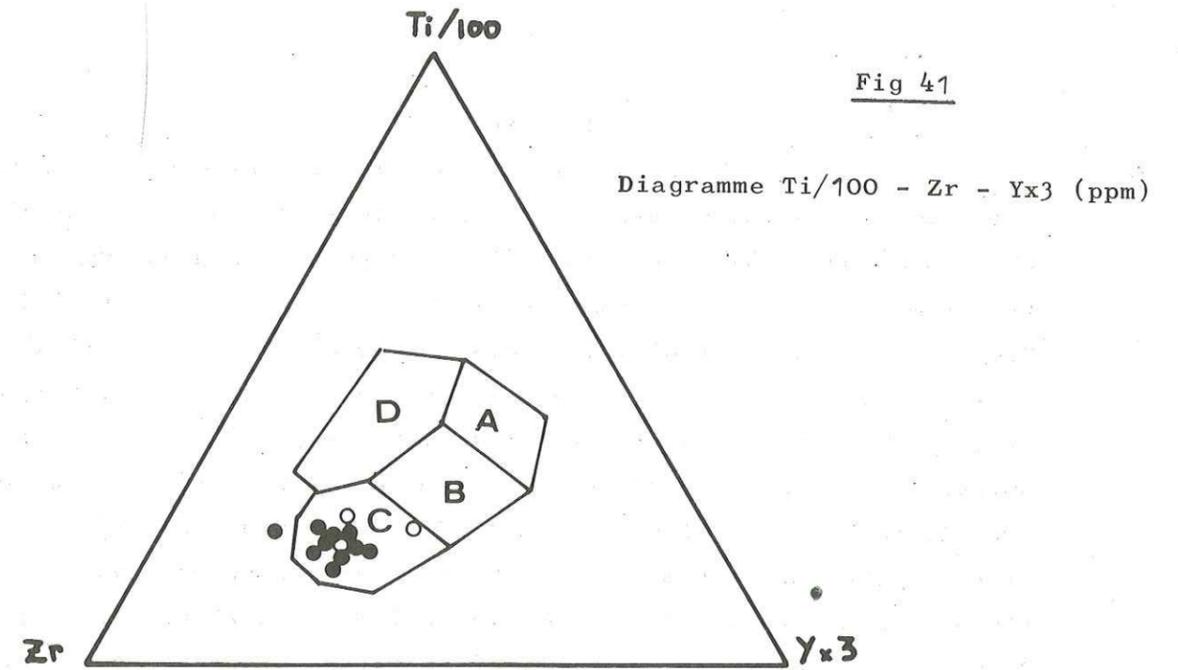
Références bibliographiques

- | | |
|----------------------------|------------------------------------|
| ALSAC, 1961 | JUTEAU et ROCCI, 1974 |
| ANTOINE et al., 1973 | LOESCHKE, 1973 |
| CANN, 1969 | SHILOV, 1974 |
| DIETRICH, 1969 | SOLER, 1969 |
| DURAND et GAGNY, 1965 | SPADEA, 1974 |
| FONTEILLES, 1968 | SUKHESLAVA, 1974 |
| HERRMANN et WEDEPOHL, 1970 | TANE, 1962 |
| HOGPOOD, 1962 | VALLANCE, 1960, 1965, 1969, 1974 a |
| HYNES, 1974 | NAREBSKI, 1968 |

tisation. Aussi un certain nombre d'auteurs ont pensé les utiliser pour caractériser les basaltes dont dérivent les spilites.

On a vu que le barium, le strontium et le rubidium sont fortement affectés par la spilitisation, par conséquent, on ne peut pas s'y fier. Les teneurs en Cobalt, en Vanadium et en Yttrium quoique peu sensibles aux actions secondaires, ne permettent pas de différencier les basaltes tholéitiques et les basaltes alcalins car elles sont du même ordre de grandeur. Pour le cuivre, les moyennes de ENGEL et al. (1965) donnent une valeur double (77ppm) pour la tholéiite de celle du basalte alcalin (36ppm). Mais vue la précision des mesures - et notamment le fait que toutes les analyses ne proviennent pas du même laboratoire - je ne pense pas que l'on puisse raisonner sur des teneurs aussi faibles.

Le zirconium est un élément réputé insensible aux action secondaires : - altération par l'eau de mer, spilitisation et métamorphisme (CANN, 1970 ; PEARCE et CANN, 1971). Sa teneur étant très différente dans les basaltes alcalins et les tholéiites océaniques, il est particulièrement utile dans la caractérisation des roches. Dans les basaltes alcalins, sa teneur dépasse 200ppm, dans les tholéiites océaniques, elle se situe autour de 100ppm. HUBBARD (1969) a montré que les tholéiites océaniques se distinguent bien des tholéiites et des basaltes alcalins de Hawaii dans un diagramme TiO₂-Zr. Par ailleurs, il existe une très bonne corrélation entre le titane et le zirconium. Ce diagramme a été repris par BLOXAM et LEWIS (1972) pour caractériser les pillow-lavas spilitiques. J'ai placé les roches du Chenaillet dans ce diagramme (j'ai utilisé toutes les analyses c'est-à-dire aussi bien les périphéries que les coeurs de pillow et les filons). La corrélation TiO₂-Zr, est moyenne mais la pente de la droite est nettement plus forte que celle observée par Hubbard et Bloxam. et Lewis : la teneur en zirconium est très élevée par rapport à celle du titane (Fig. 29, p. 83). Pearce et Cann proposent un diagramme Ti-Zr dans lequel ils délimitent les champs des basaltes des planchers océaniques, les tholéiites pauvres en potassium et les basaltes calco-alcalins. FLOYD(1972) y a ajouté le champ des basaltes alcalins des îles océaniques. Placées dans ce diagramme, les roches du Chenaillet sont en dehors de tous les champs, toujours à cause de leur richesse en



- les basaltes des planchers océaniques se placent dans les champs D et B
- les tholéiites pauvres en potassium dans les champs A et B
- les basaltes calco-alcalins dans les champs C et B
- dans le diagramme ternaire seulement, les basaltes continentaux et ceux des îles océaniques se placent dans le champ D

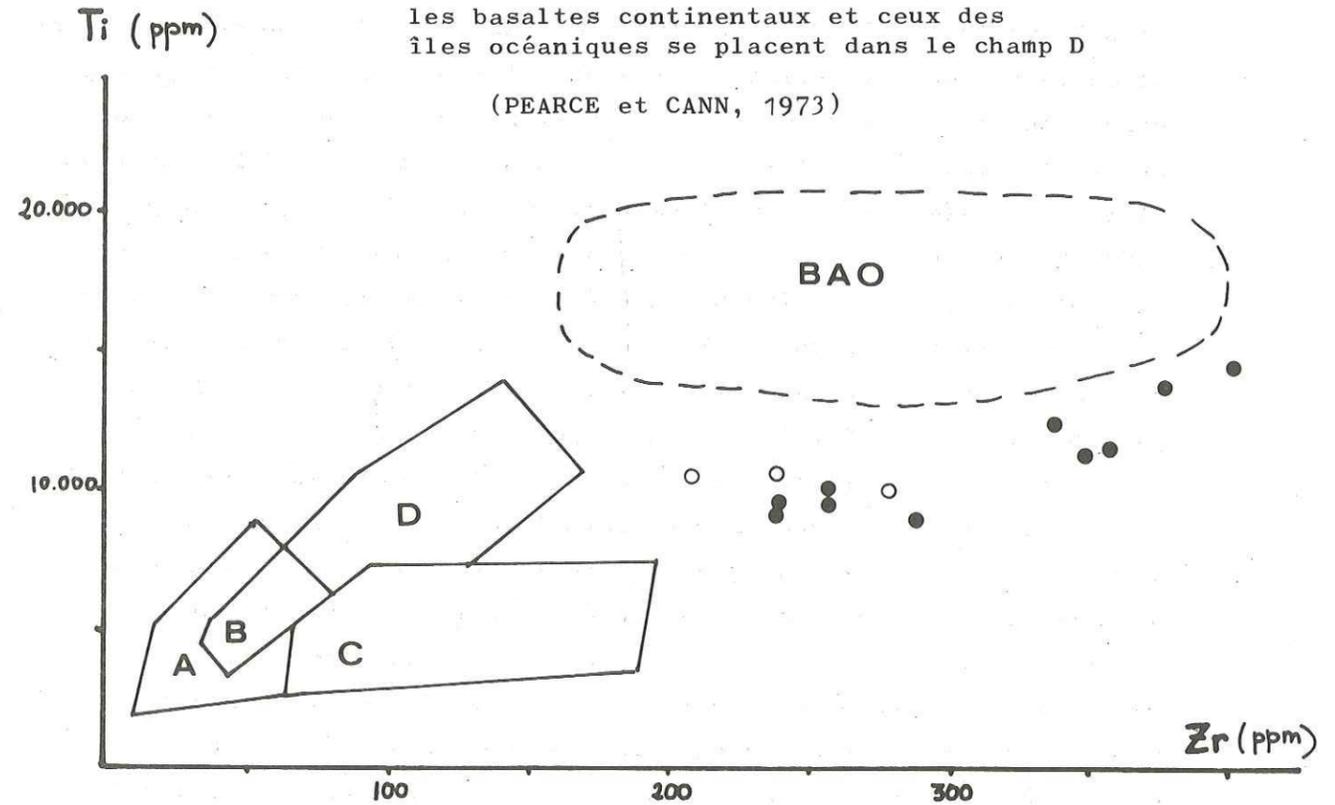


Fig 40 - Diagramme Ti / Zr (ppm)

BAO = champ des basaltes alcalins des îles océaniques (FLOYD, 1972)

zirconium par rapport au titane (Fig 40).

Considérant que le titane, le zirconium et l'yttrium sont les éléments les moins sensibles aux actions secondaires, BICKLE et NISBET (1972) puis PEARCE et CANN (1973) proposent un diagramme ternaire. Les premiers ont choisi comme pôles Ti/100-Zr-Y, les seconds Ti/100-Zr-Yx3. Ils y délimitent les champs correspondant aux divers types de basaltes. Dans ces deux diagrammes, les roches du Chenaillet tombent dans le champ des basaltes calco-alcalins (Fig 41). Ceci est surprenant puisque leur teneur en titane est beaucoup plus élevée que celle de ce type de basalte. D'ailleurs dans le diagramme binaire Ti/Zr, les spilites du Chenaillet tombent nettement en dehors de ce champ. VALLANCE (1974 a) s'est trouvé devant une situation analogue pour les spilites du Deccan. Il peut affirmer grâce à d'autres critères que ces spilites dérivent de tholéiites et pourtant dans ces diagrammes, elles se placent dans le champ des basaltes calco-alcalins. Encore une fois, bien que les valeurs absolues du titane dans ces roches soient beaucoup plus faibles qu'au Chenaillet, c'est le rapport Zr/TiO₂ qui est trop élevé. Cela met en doute la validité de ces diagrammes pour les spilites. D'après VALLANCE, il n'existe pas de phase minérale dans les spilites dans laquelle Ti, Zr et Y entrent simultanément. Si l'on admet que ces éléments ne sont pas aussi inertes que l'on pensait, leur rapport peut donc changer au cours de la spilitisation. Or VALLANCE (1965) signale des pillow-lavas dont l'écorce est considérablement enrichie en TiO₂ (4 à 5 % et même exceptionnellement 15 %). Placées dans le diagramme TiO₂/Zr, ces roches montrent une grande dispersion. Cela tend à prouver que le rapport Zr/TiO₂ n'a pas été conservé. Si l'on se reporte aux roches du Chenaillet, celles-ci auraient subi un enrichissement en zirconium par rapport au titane, soit par concentration de Zr, soit par lessivage de TiO₂. La seconde hypothèse me semble toutefois peu vraisemblable car selon tous les auteurs, le titane soit est inerte, soit a tendance à se concentrer, mais il n'est jamais lessivé. Par ailleurs il n'est pas exclu que la teneur élevée en zirconium soit originelle puisqu'il est toujours corrélé positivement au titane.

Enfin je tiens à souligner le caractère indicatif que j'accorde à mes dosages du zirconium (voir p. 67). La seule conclusion que l'on puisse tirer de tous ces diagrammes est que dans l'état actuel des connaissances, ils ne permettent pas de caractériser les roches du Chenaillet.

Les teneurs en chrome et en nickel sont relativement élevées. Le chrome notamment, dont les valeurs s'échelonnent entre 150 et 500ppm avec une concentration entre 200 et 300ppm, présente des teneurs comparables à celles des tholéiites océaniques. NICHOLLS et ISLAM (1972) considèrent le chrome comme un élément insensible aux actions secondaires. Ils proposent un diagramme binaire TiO₂/Cr dans lequel ils ont pointé différents types de basaltes. Dans ce diagramme, les roches du Chenaillet présentent une grande dispersion du chrome pour des teneurs en titane variant peu. Ceci confirme la remarque de PEARCE et CANN (1973) selon lesquels le chrome est sujet à des variations locales liées notamment au fractionnement de l'olivine et que l'on ne peut pas tellement s'y fier. A cause des remarques concernant le zirconium, les autres diagrammes (Zr/Cr et TiO₂-Zr-Cr) de Nicholls et Islam sont peu caractéristiques pour le Chenaillet.

3°) Les pyroxènes.

Les spilites ayant subi des transformations chimiques plus ou moins marquées suivant les éléments à partir de la roche originelle, il est délicat de raisonner sur les analyses pour caractériser le type de magma. VALLANCE (1974a, 1974b) propose de se fonder sur la composition des pyroxènes reliques, celle-ci devant refléter la nature du magma à partir duquel ils ont cristallisé.

Au Chenaillet, un problème se pose. Si l'on fait abstraction des pyroxènes de matrice des varioles, les diagrammes classiques permettent de distinguer deux types d'affinités.

- une affinité tholéiitique pour les pyroxènes des roches grenues,
- une affinité alcaline pour les pyroxènes des coeurs de coussins.

On peut imaginer deux explications à cette opposition.

Si l'on considère que les diagrammes sont valables, les roches grenues et les laves doivent provenir de deux magmas différents qui se sont superposés. Le premier dans le temps, d'affinité alcaline, se serait épanché sous la mer, donnant les laves en coussins à salites titanifères. Postérieurement, un magma d'affinité tholéiitique se serait mis en place sous la masse des laves, pénétrant celle-ci par des

filons, et aurait donné les roches grenues et microgrenues. On a vu lors de l'introduction qu'il existe, sur le terrain, un contact anormal entre gabbros et laves en coussins, qui permet de faire douter de la continuité des deux ensembles. Cependant ce contact anormal ne sépare pas les roches à pyroxènes d'affinité tholéiitique d'une part, celles à affinité alcaline d'autre part, puisque le filon de dolérite recoupant les laves en coussins présente des pyroxènes comparables à ceux des gabbros. La composition du pyroxène semble plutôt liée au type de roche qu'à la situation géologique.

On peut se poser le problème de la validité des diagrammes. M.C. Magonthier (communication personnelle) a analysé les pyroxènes d'une dolérite triasique d'Algérie. Dans les diagrammes de Kushiro, ils recouvrent les trois champs. Les pyroxènes du Chenaillet ayant cristallisé en phase tardive, leur composition peut, comme on l'a vu, ne pas refléter la composition initiale du liquide. Il faudrait pouvoir comparer leur composition à celles de pyroxènes de roches présentant une structure identique. Dans les coeurs de coussin de la ride Médio-Atlantique, MUIR et TILLEY (1966) décrivent des pyroxènes de fin de cristallisation, de couleur brune, alors que les roches sont, du point de vue normatif, des tholéiites à olivine. Malheureusement, ils n'ont pas été analysés, mais leur teinte peut faire penser qu'ils sont titanifères. Dans une tholéiite océanique à olivine normative encore une fois, KEMPE (1973) décrit une salite à 2.1 % de titane, mais il ne donne pas son analyse globale. De même FREY et al. (1974) signalent des clinopyroxènes contenant plus de 2 % de titane en poids d'oxyde dans la pâte de basaltes océaniques, mais ils sont beaucoup plus riches en silice que ceux du Chenaillet. Je pense que la progression des connaissances sur les pyroxènes des basaltes dragués pourra résoudre le problème de la composition particulière des pyroxènes des coussins du Chenaillet. En attendant, si l'on considère que les ophiolites du Chenaillet proviennent d'un magma unique, il est plus logique de s'appuyer sur la composition des pyroxènes des dolérites pour caractériser ce magma, puisqu'ils sont les seuls à avoir cristallisé dans des conditions "normales".

4°) Conclusion.

Les coussins spilitiques du Chenaillet présentent donc des affinités chimiques avec les tholéiites océaniques. Cela n'est pas surprenant étant donné leur débit et leurs structures microscopiques caractéristiques des roches sous-marines. Compte tenu des résultats concernant les migrations d'éléments lors de la spilitisation (enrichissement des coeurs en SiO₂, Na₂O et appauvrissement en CaO, K₂O éventuellement en Al₂O₃), la moyenne des coeurs de coussins du Chenaillet est comparable à celle des basaltes océaniques donnée par ENGEL et al. (1965). (Voir tableau XI). Les premiers sont légèrement moins riches en fer et en magnésium et plus riches en titane. Pour les éléments traces, un problème reste posé par la teneur élevée en zirconium. Mais il ne faut pas oublier les compositions des clinopyroxènes, les salites titanifères étant généralement caractéristiques des basaltes alcalins. Il est donc impossible, dans l'état actuel des connaissances, de trancher définitivement. De toutes manières, si les tholéiites à olivine sont le type de roche le plus répandu sur les planchers océaniques, on y connaît également des basaltes alcalins et des basaltes transitionnels (BASS, 1972), et les roches du Chenaillet n'appartenaient peut-être pas à un type bien tranché.

Si on replace les coussins spilitiques dans l'ensemble du massif du Chenaillet, il peut être intéressant de les comparer aux termes basaltiques des séries ophiolitiques, tout en gardant à l'esprit que le contact laves en coussins - gabbros est probablement tectonique (voir introduction). Dans leur étude sur les ophiolites de la Coast Range en Californie, BAILEY et BLAKE (1974) ont placé dans un diagramme A F M les basaltes des planchers océaniques et les termes basiques (basaltes, diabases, spilites) de diverses séries ophiolitiques. Dans ce même diagramme (Fig. 42), coeurs de coussins et filons du Chenaillet sont décalés par rapport aux tholéiites océaniques vers le pôle A. Ceci tient, on l'a vu, à leur enrichissement en sodium dû à leur composition spilitique. Par contre, leur champ recouvre à peu près celui des roches de la Coast Range, de Terre Neuve ou de l'île de Macquarie.

Depuis le développement de la théorie des plaques, les ophiolites sont considérées par de nombreux auteurs comme des fragments de

d'après BAILEY et BLAKE (1974), champs des basaltes et spilites des ophiolites de

Coast Range
Macquarie
Terre-Neuve

champ des basaltes des planchers océaniques

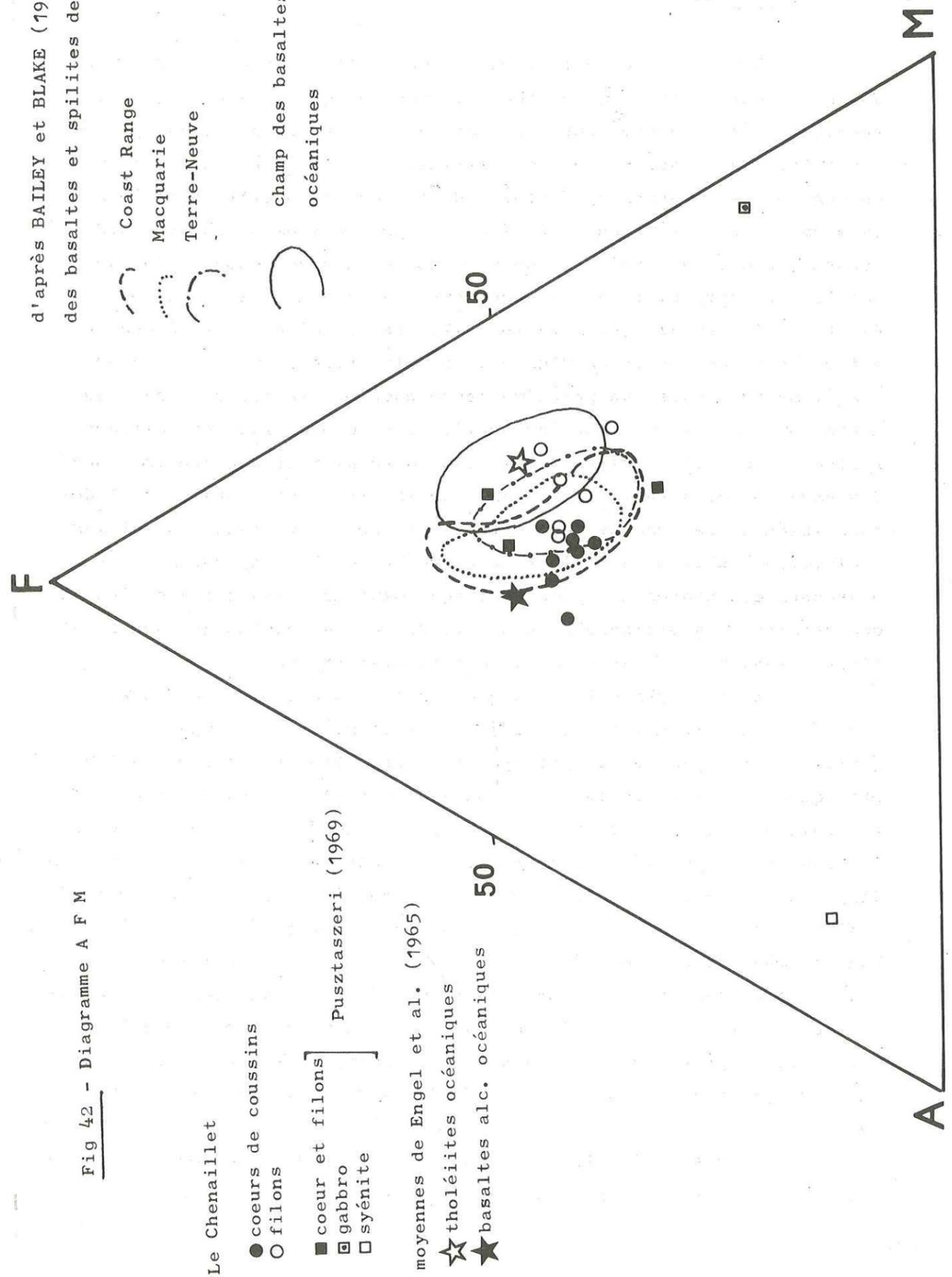


Fig 42 - Diagramme A F M

Le Chenaillet

● coeur de coussins
○ filons

■ coeur et filons
□ gabbro
□ syénite

Pusztaszeri (1969)

moyennes de Engel et al. (1965)

☆ tholéiites océaniques

★ basaltes alc. océaniques

50

Tableau XI

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52.46	49.61	49.34	47.41	48.60	51.90
TiO ₂	1.71	1.43	1.49	2.87	3.16	2.57
Al ₂ O ₃	14.85 ⁺	16.01	17.04	18.02	16.49	16.65
Fe ₂ O ₃	9.02 ⁺		1.99	4.17	4.19	4.25
FeO	n.d.	11.49 [✕]	6.82	5.80	7.40	6.17
MnO	n.d.	0.18	0.17	0.16	0.18	0.21
MgO	6.01	7.84	7.19	4.79	4.70	3.56
CaO	7.40	11.32	11.72	8.65	7.79	6.30
Na ₂ O	5.38	2.76	2.73	3.99	4.43	5.22
K ₂ O	0.06	0.22	0.16	1.66	1.60	2.01
H ₂ O ⁺	2.60 ⁺⁺		0.69	0.79		
H ₂ O ⁻			0.58	0.61		
P ₂ O ₅	n.d.	0.14	0.16	0.92	0.69	0.93
Total	99.49	101.00	100.08	99.84	99.23	99.47
Fe ₂ O ₃ [✕]	9.02	12.75	9.56	10.60	12.40	11.09
FeO [✕] /MgO	1.35	1.47	1.20	1.99	2.38	2.81
K ₂ O						
Na ₂ O+K ₂ O	0.01	0.07	0.05	0.29	0.27	0.28

- 1 = moyenne des 7 coeurs de coussins du Chenaillet
- 2 = moyenne des tholeiites océaniques (Cann, 1971)
- 3 = moyenne des tholéiites océaniques (Engel et al., 1965)
- 4 = moyenne des basaltes alcalins océaniques (Engel et al., 1965)
- 5 = hawaïite (Mac Donald et Katsura, 1964)
- 6 = mugéarite (Mac Donald et Katsura, 1964)

Fe₂O₃[✕] = fer total sous forme de Fe₂O₃
 FeO[✕] = fer total sous forme de FeO

Pour le Chenaillet :
 + = fer total sous forme de Fe₂O₃
 ++ = moyenne des teneurs en H₂O et P.F.

croûte océaniques pris dans les mouvements tectoniques (DEWEY et BIRD, 1970 ; MOORES et VINE, 1971 ; JUTEAU et al, 1973, etc..)

Du point de vue chimique, certaines séries ophiolitiques présentent en effet des lignées tholéitiques comparables à celles des roches de la croûte océanique, avec éventuellement des termes basaltiques alcalins : Vourinos, (MOORES, 1969), Othrys (HYNES, 1974) Coast Range (BAILEY et BLAKE, 1974), Pinde (PARROT, 1967), Inzecca (OHNENSTETTER et OHNENSTETTER, 1975). Les profils des diagrammes des terres rares effectués sur les roches du Pinde (MONTIGNY et al 1973) et du Vourinos (ALLEGRE et al, 1973) soulignent cette analogie. Cependant, d'autres séries semblent plutôt présenter des affinités calco-alcalines. Le massif du Troodos fait l'objet d'une discussion entre MIYASHIRO (1973, 1975), HYNES (1975) et d'autres. Le profil des terres rares des ophiolites de Bou Azzer (NOIRET et ALLEGRE, 1975) montre une tendance calco-alcaline.

Les résultats du Chenaillet ne concernent que les laves, et il faudrait étudier l'ensemble du massif. Le chimisme des coussins présente des tendances plutôt tholéitique, les pyroxènes des tendances alcalines, et dans l'état actuel des connaissances il est impossible de trancher. De toutes manières, l'affinité calco-alcaline semble peu probable. Si toutefois l'on peut considérer le Chenaillet comme un ensemble unique, ces ophiolites appartiendraient plutôt au premier type.

B - LES GETS

Dans la nappe des Gets, préalpes du Chablais, un certain nombre de pointements ophiolitiques ont été reconnus. Un seul présente des laves à débit en coussins sur une épaisseur importante, celui du Vuargne (coordonnées Lambert feuille 1/20.000 Samoëns : 135.4 X 937.3). C'est le seul qui a été échantillonné pour ce travail. Il a été étudié successivement par JAFFE (1955) et BERTRAND (1970). Jaffé donne une photo d'ensemble du massif où il a replacé les différentes unités : diabases en coussins, diabases en filons et roches sédimentaires.

L'étude des coussins des Gets a été menée essentiellement dans un but de comparaison avec le Chenaillet. Elle sera plus rapide, mais selon un plan analogue.

I - DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES

Bien qu'il soit le plus important de la nappe des Gets, l'affleurement des laves en coussins du Vuargne paraît réduit par rapport à l'énorme masse du Chenaillet. Les coussins s'empilent sur une cinquantaine de mètres de hauteur. De minces bandes de roches sédimentaires - des argilites - sont parfois intercalées, ce qui contraste également avec le Chenaillet.

La structure des coussins est beaucoup plus simple qu'au Chenaillet. Sur le terrain, on n'observe que deux zones concentriques : le coeur, constitué d'une roche verte à grain très fin et la périphérie, gris-vert, plus compacte, qui représente entre le 1/3 et le 1/4 du volume total. La surface des coussins est parfois couverte de petites bosses, phénomène déjà décrit au Chenaillet. Ceci correspond à un début d'individualisation de varioles mais je n'ai jamais observé de zone variolitique franche. Les individus sont très fragmentés. Les cassures, souvent radiales, sont remplies de calcite. Une mince couche de matrice s'intercale parfois entre les coussins. Sa nature sera précisée ultérieurement. La différence essentielle avec le Chenaillet est donc le fait que les coussins ne sont pas variolitiques.

JAFFE (1955) et BERTRAND (1970) décrivent des "vestiges de filons" dans les laves en coussins. Afin de le comparer à celui du Chenaillet, j'en ai échantillonné un : il s'agit d'une roche verte, comparable aux coeurs de coussins.

1°) Description de G29

Comme pour le Chenaillet, je décrirai en détail un coussin qui servira de point de comparaison avec les autres.

A l'affleurement, G29 présente, comme les autres, deux zones concentriques discernables à l'oeil nu. A l'examen microscopique, celles-ci se différencient nettement par leur structure :

- le coeur présente une structure intersertale divergente à arborescente (photo 12, planche IV). L'albite forme des microlites dont la taille diminue graduellement depuis les cristaux squelettiques, à section transversale en boucle de ceinture, jusqu'à de fines gerbes qui occupent le fond de la roche. Des clinopyroxènes, décrits ni par

Jaffé ni par Bertrand, ont été observés. Peu abondants, ils se présentent en prismes ou en baguettes bien individualisées. Ils n'occupent pas le fond de la roche comme au Chenaillet : leur stade de cristallisation semble antérieur à celui des fines gerbes d'albite (photo 13, planche IV). De la chlorite occupe les espaces intersticiels. On l'observe en deux situations : s'insinuant entre les microlites d'albite ou en situation analogue à celle du verre dans les basaltes frais. Des grains de sphène et de leucoxène parsèment la roche, piquetant les plages de chlorite ou soulignant les gerbes d'albite. Quelques petits phénocristaux d'un minéral pseudomorphosé en chlorite présentant de belles sections losangiques, sont groupés en amas de 5 ou 6. Ce sont probablement d'anciennes olivines.

Ainsi on peut dire que la structure d'un coeur de coussin des Gets est proche de celle des coeurs du Chenaillet. La nature des minéraux est comparable et on retrouve les habitus caractéristiques d'un refroidissement rapide. La différence essentielle concerne le clinopyroxène : il est beaucoup moins abondant qu'au Chenaillet et ne représente pas le dernier stade de cristallisation.

- La périphérie présente une structure sphérolitique à subvariolitique (1). Selon un processus déjà décrit au Chenaillet, les gerbes d'albite s'assemblent en sphérolites jointifs, souvent centrés sur un microlite un peu plus grand, toujours piquetés de sphène et de leucoxène (photo 14 et 15, planche IV). Comme le décrit BERTRAND (1970), ce dernier minéral forme souvent "de très fins développements réticulés" ou en dents de peigne". Une fine poussière opaque envahit certains sphérolites, leur donnant une teinte brunâtre qui tranche avec celle des autres, beige-pâle. A l'extrême bord, les sphérolites bien formés, de 0.05 cm de diamètre, commencent à s'individualiser dans une matrice chloriteuse très peu

(1) la structure subvariolitique se distingue de la structure sphérolitique par un début d'individualisation des sphérolites dans une matrice, sans qu'il y ait passage à de vraies varioles. Elle se traduit, à l'affleurement, par la présence de bosses sur la surface du coussin.

abondante. Cette zone "subvariolitique" forme une croûte qui ne dépasse guère 0.5 cm et qu'il est impossible d'isoler. Les pseudomorphoses d'olivine sont encore présentes dans la périphérie. La différence principale avec le Chenaillet réside dans l'absence manifeste de pyroxène dans les sphérolites : ils sont constitués essentiellement d'albite, d'un peu de chlorite, de sphène et de leucoxène.

Au total, la périphérie des coussins des Gets est nettement moins riche en chlorite et plus riche en albite que le coeur. D'anciens phénocristaux d'olivine, actuellement pseudomorphosés en chlorite, sont répartis dans tout le coussin. Des vacuoles de forme sphérique, remplies de chlorite et surtout de calcite, sont également présentes. Mais le volume qu'elles occupent ne dépasse jamais 1 % du total.

2°) Classification des coussins de lave échantillonnés

Tous les coussins de lave du Vuargne présentent cette zonation structurale, la périphérie étant sphérolitique à subvariolitique mais jamais franchement variolitique. Cependant, les coeurs ont un grain plus ou moins fin : leur structure peut être intersertale divergente ou déjà nettement arborescente à tendance sphérolitique. Peut-être cette différence vient-elle de ce que je n'ai pas échantillonné réellement le coeur du coussin. En effet, les sections transversales sur lesquelles j'ai prélevé mes échantillons ne passaient peut-être pas par le centre du coussin, mais il m'était impossible de le voir sur le terrain. J'ai rassemblé dans le tableau XII les différents coussins échantillonnés avec leurs principales caractéristiques dimensionnelles et minéralogiques.

Le critère permettant de différencier entre eux les coussins des Gets est en effet leur composition minéralogique. On peut les classer en deux groupes :

- les coussins dont le coeur contient du clinopyroxène relique (G29 et G17)
- les coussins sans pyroxène relique, analogues aux précédents, mais dans lesquels le seul minéral ferromagnésien est la chlorite.

N° du coussin	Dimensions globales (en cm)		N° échantillon	structure	minéralogie	N° échantillon	épaisseur	structure
G31	80	150	G31 C	arborescente	Ab - Chl	G31 P	5 cm	sphérol.
G29	100	180	G29 C	intergertale arborescente	Ab - Chl - Cpx	G29 P	5 cm	sphérol.
G26	50	70	G26 C	arborescente	Ab - Chl	G26 P	5 cm	sphérol. à sub-variol.
G17	45	60	G17 C	arborescente	Ab - Chl - Cpx	G17 P	3 cm	sphérol. à sub-variol.
G9	40	60	G9 C	arborescente	Ab - Chl	G9 P	4 cm	sphérolitique

Tableau XII - Coussins échantillonnés aux Gets - Dimensions, structure, minéraux.

Les principales différences entre les pillow-lavas des Gets et ceux du Chenaillet sont :

- l'absence de zone variolitique et de croûte hyaloclastitique : la périphérie des coussins des Gets équivaut, du point de vue structural à la zone sphérolitique des coussins du Chenaillet
- la rareté et plus souvent encore l'absence du clinopyroxène. Dans G29, il a nettement cristallisé avant les fines gerbes de feldspath du fond ; dans G17, il forme des baguettes plus fines en intercroissance avec le feldspath. Mais il ne semble jamais représenter l'ultime stade de cristallisation.
- l'abondance de la calcite, présente en filons, mais qui parfois envahit des zones entières de roche. Parallèlement on peut noter l'absence de la préhnite, la pumpellyite, l'épidote et l'actinote, minéraux fréquemment observés au Chenaillet. Comme il sera discuté ultérieurement ce fait est sans doute lié à la pression de gaz carbonique.

Je ne reprendrai pas en détail les structures des coussins des Gets. Encore une fois, elles sont comparables à celles des coussins dragués sur les planchers océaniques. On observe les formes de trempe déjà décrites. L'absence de la zone variolitique et de la croûte vitreuse doit correspondre à des conditions de refroidissement différentes. D'après les résultats de LOFGREN (1974), cela doit être dû à un refroidissement moins brutal, laissant aux sphérolites le temps de cristalliser alors que dans le cas d'écorces vitreuses ou variolitiques, une grande partie du liquide est figée sous forme de verre. Enfin, aux Gets, encore, la faible vésicularité des coussins indique une mise en place à grande profondeur.

3°) Les matrices des coussins de lave.

J'ai observé deux types de matrice de coussins dans l'affleurement du Vuargne :

Le premier type a déjà été décrit par BERTRAND (1970). Il s'agit d'une roche schisteuse vert foncé, constituée essentiellement de chlorite. Elle est parfois parcourue de filonnets de calcite qui lui

donnent un aspect reticulé. Au microscope, la structure rappelle un peu celle de la matrice schisteuse du Chenaillet, avec des plages de chlorites cernées de grains opaques. Du sphène aux formes contournées est également présent. Enfin certaines zones sont partiellement envahies de quartz en plages diffuses.

Le deuxième type de matrice est une roche sédimentaire bréchique, essentiellement siliceuse, contenant des fragments de lave en coussin que l'on reconnaît bien au microscope à cause de leur structure sphérolitique. Elle est parcourue de traînées de minéraux phylliteux vert pâle, probablement du groupe des illites, et est recoupée de filonnets de calcite.

4°) Le filon de diabase.

Il s'agit d'une roche verte, finement grenue, dont l'aspect à l'échantillon rappelle celui des coeurs de coussin.

Au microscope, la structure est franchement intersertale. Des lattes d'albite forment la trame de la roche. Elles sont piquetées d'inclusions de chlorite. Les plages intersticielles sont remplies de chlorite, parsemée de sphène qui provient sans doute, vue sa forme, de la transformation de l'ilmenite. De la calcite diffuse envahit certaines zones de la roche. Je n'ai pas observé de clinopyroxène comme dans les filons du Chenaillet.

II - ETUDE MINÉRALOGIQUE.

Les descriptions pétrographiques permettent de faire le bilan des minéraux constitutifs des coussins des Gets. Les phases essentielles sont :

Albite- Chlorite- clinopyroxène- sphène- leucoxène- calcite.

Encore une fois, c'est une composition minéralogique typiquement spilitique. Une étude minéralogique permettra de préciser certains traits.

1°) Les pyroxènes

Je n'ai observé le clinopyroxène que dans 2 coeurs de coussins. Dans G29, il est présent en baguettes ou en prismes bien individualisés, ayant nettement cristallisé avant les fins microlites de feldspath de la pâte. Dans G17, le grain de la roche est beaucoup plus fin. La structure est arborescente et le pyroxène forme de fines baguettes en intercroissance avec les microlites de feldspath. Ainsi les deux roches diffèrent par le stade de cristallisation du pyroxène : avant les derniers microlites de feldspath dans G29, en même temps dans G17. Il n'a jamais cristallisé en dernier comme au Chenaillet.

Les pyroxènes des 2 roches ont été analysés à la microsonde : voir tableau XIII. Les compositions diffèrent suivant la roche. Les minéraux sont trop petits pour que l'on puisse y mettre en évidence des zonations, mais les compositions des sections analysées sont hétérogènes, surtout pour G29. Elles sont toutefois comparables à celles des pyroxènes des roches basaltiques.

Dans le diagramme Ca-Fe^x+ Mn-Mg (Fig. 43), tous les points représentatifs des sections analysées dans les 2 roches tombent dans le champ des augites mais :

- les pyroxènes de G29 C montrent une lignée comparable à celle des roches grenues du Chenaillet, avec un enrichissement en fer (qui va de 7.75 à 14 %) aux dépens du calcium et du magnésium (qui diminuent respectivement de 20.14 à 17.80 % et de 17.14 à 13.60 % en poids d'oxyde).
- Les pyroxènes de G17 C sont décalés vers le pôle Ca et sont beaucoup plus groupés. Leur teneur en fer varie entre 12 et 14 % aux dépens du magnésium, à calcium sensiblement constant.

Tableau XIII

Compositions chimiques des clinopyroxènes des coeurs de coussins des Gets (moyennes)

	G17	G29
SiO ₂	45.33	48.37
Al ₂ O ₃	5.85	3.83
TiO ₂	2.42	1.28
FeO ^{3x}	12.97	10.28
MnO	0.23	0.39
MgO	12.25	15.48
CaO	20.61	19.32
Na ₂ O	0.49	0.69
<hr/>		
Total	100.15	99.64
Si ^{IV}	1.739	1.829
Al ^{VI}	0.261	0.168
Al	0.002	-
Ti	0.069	0.036
Fe ^{3x}	0.417	0.325
Mn	0.007	0.014
Mg	0.700	0.872
Ca	0.845	0.781
Na	0.036	0.050

Coordonnées triangulaires.

Ca	42.9	39.2
Fe ^{3x} +Mn	21.5	17.0
Mg	35.6	43.8

 FeO^{3x} = fer total sous forme de FeO
 Fe^{3x} = fer total sous forme de Fe²⁺

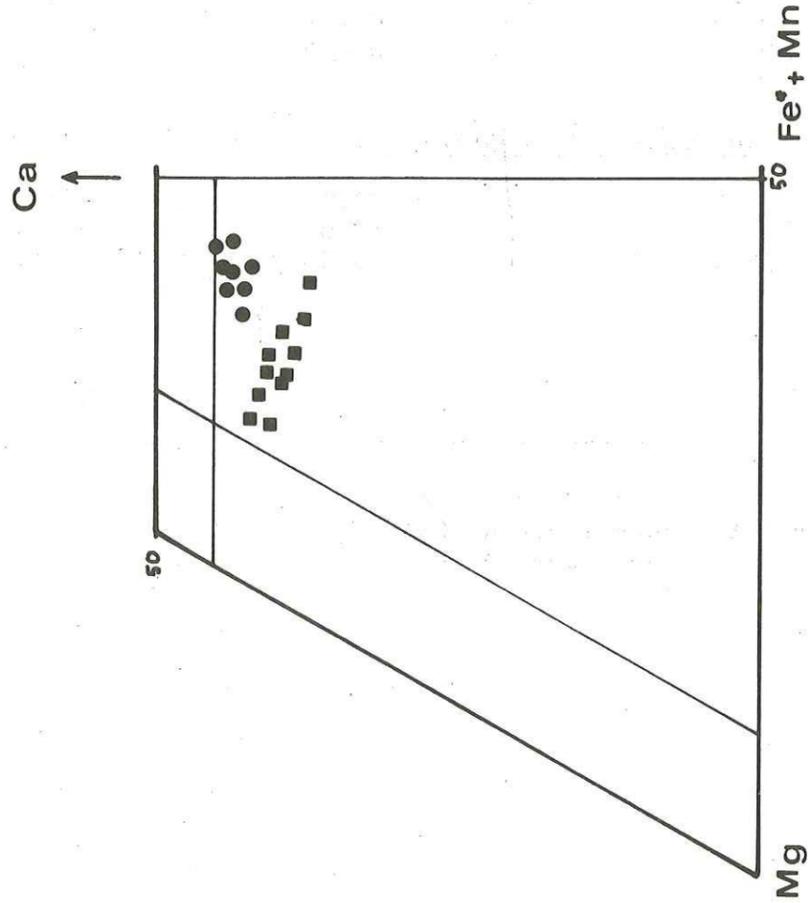


Fig 43 - Diagramme Ca - Fe⁺Mn - Mg
Pyroxènes des coeurs de coussins

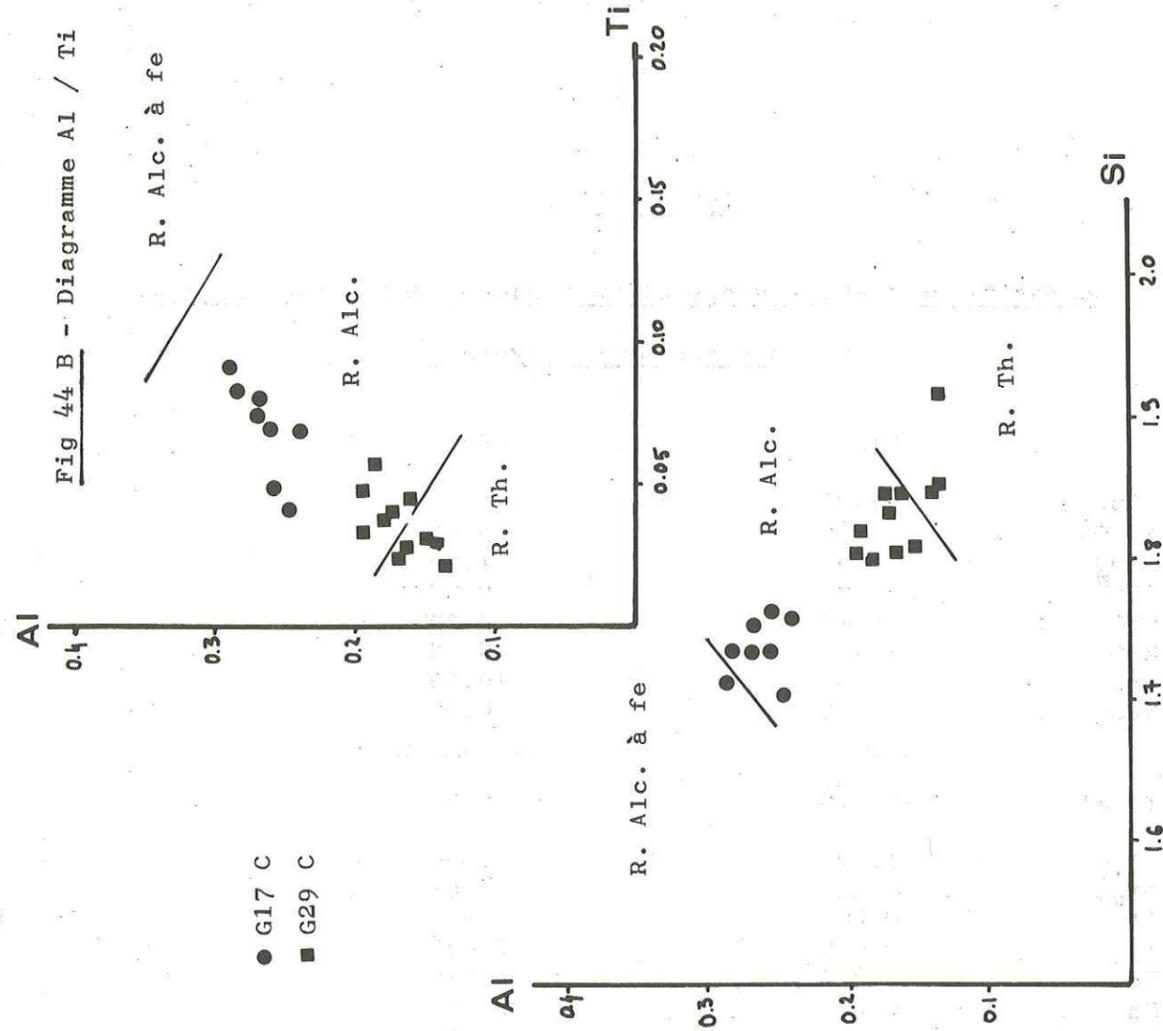
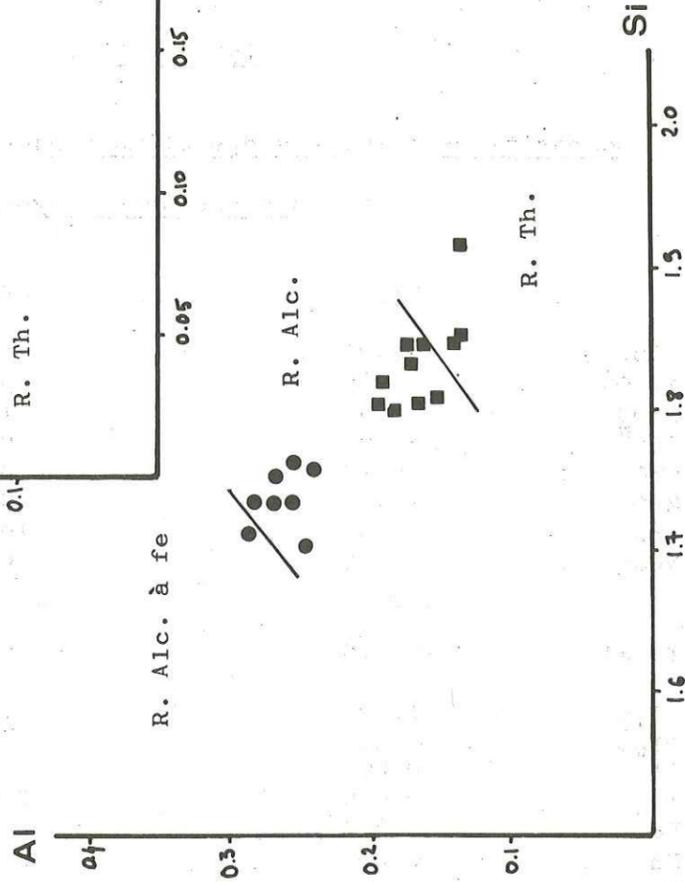


Fig 44 A - Diagramme Al / Si
Pyroxènes des coeurs de coussins



Les pyroxènes des 2 roches sont peu riches en sodium (0.50 et 0.70 %). Mais ils diffèrent également par leurs teneurs en silice, alumine et titane :

- les pyroxènes de G29 sont assez riches en silice, pauvres en alumine et en titane.
- ceux de G17 sont au contraire pauvres en silice, et riches en alumine et en titane, les teneurs maximum en ces deux éléments étant respectivement de 6% et 3%.

Cette opposition se traduit très bien dans les diagrammes de KUSHIRO (1960). Les premiers tombent à cheval sur les champs des tholéiites et des roches alcalines, les seconds franchement dans le champ des roches alcalines (fig. 44 A et B).

Si l'on compare ces résultats à ceux du Chenaillet, il apparaît que les pyroxènes de G29 se rapprochent de ceux des roches grenues à tendance tholéiitique et ceux de G17 de ceux des coeurs de coussins à tendance alcaline. Cependant, les premiers ne présentent pas la corrélation inverse Al/Fe : l'enrichissement en fer se fait à aluminium quasiment constant. Les seconds sont par ailleurs moins riches en calcium que les salites du Chenaillet : ce sont des augites titanifères.

Ce qui frappe surtout ici, c'est l'opposition de composition entre les pyroxènes de 2 coussins faisant partie de la même formation. Il faut remarquer que la seule différence réside dans la structure qui reflète l'ordre de cristallisation. Dans G29, les pyroxènes ont commencé à cristalliser avec les derniers microlites de feldspath, dans G17, ils ont cristallisé en même temps. Comme au Chenaillet, les différences de composition doivent traduire les différences de composition du liquide au moment où le pyroxène se forme.

Quoiqu'il en soit, ces minéraux sont des reliques magmatiques ainsi qu'en témoignent leurs compositions. L'absence de pyroxène dans les autres coeurs doit être liée à la spilitisation, comme il sera discuté ultérieurement.

2°) Les feldspaths

Comme au Chenaillet, le seul feldspath présent est l'albite. C'est le minéral le plus répandu dans les coussins de lave aussi bien

que dans le filon. Son habitus est toujours comparable à celui des plagioclases calciques dans les roches non transformées.

Dans le filon de diabase, l'albite se présente en lattes limpides, contenant des inclusions de chlorite, qui forment la trame de la structure intersertale.

Dans les laves en coussins, on observe les mêmes formes de trempe qu'au Chenaillet. L'albite contient également des inclusions de chlorite et certains cristaux sont parfois envahis de calcite. Mais on n'observe ni épidote ni préhnite. Des analyses à la microsonde sur les feldspaths de G29 ont donné des teneurs en CaO de 0.30 à 0.65 %.

3°) La chlorite.

Dans les filons de diabase, la chlorite occupe une position intersertale entre les lattes de feldspath.

Dans les coeurs de coussin, on l'observe en 3 situations :

- pseudomorphosant d'anciens minéraux losangiques, probablement des olivines
- s'insinuant entre les microlites des gerbes d'albite
- dans le fond de la roche, occupant la position du verre.

Dans les périphéries de coussins, la chlorite semblant provenir de la transformation du verre disparaît. Ce minéral n'est plus présent que s'insinuant entre les gerbes de feldspath ou en pseudomorphose. A l'extrême périphérie, elle réapparaît cependant dans certains coussins, où elle forme la matrice dans laquelle s'individualisent les sphérolites.

J'ai analysé à la microsonde électronique les chlorites de pseudomorphose et les chlorites du fond d'un coeur de coussin (G29). Leurs compositions sont à peu près identiques. Placées dans un diagramme Al-Fe-Mg (Fig. 45), elles tombent quasiment au même endroit que les chlorites du Chenaillet. (voir tableau XIV).

Un problème est posé par la chlorite associée aux microlites d'albite. Dans les roches, elle occupe une situation analogue à celle du pyroxène dans les coussins du Chenaillet. Aux Gets, quand ce minéral existe, il ne semble pas avoir tendance à se transformer en chlorite. Aussi il est difficile de dire si cette chlorite provient de la destabilisation du pyroxène, de celle d'un autre minéral ou tout simplement d'une dévitrification, le verre initial ayant été beaucoup plus abondant

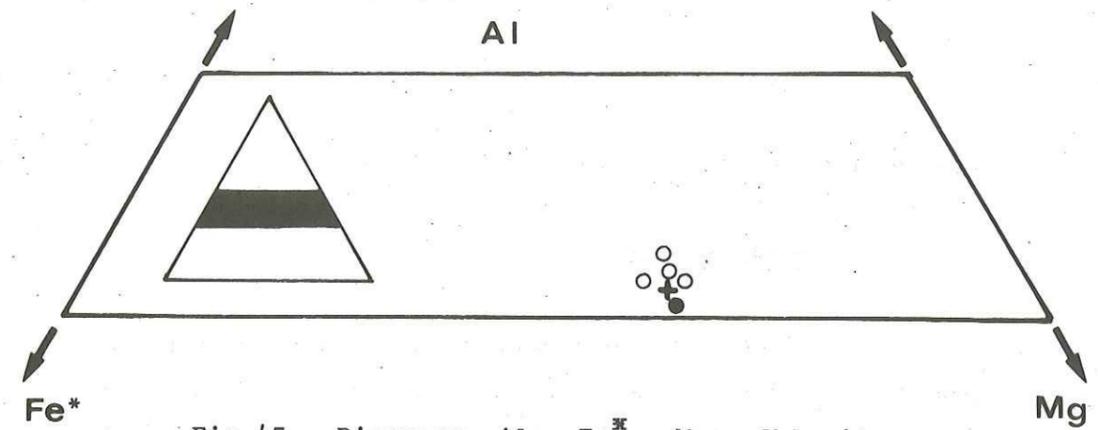


Fig 45 - Diagramme Al - Fe^x - Mg : Chlorites

- G29 C : chlorite du fond
- + G29 C : chlorite de pseudomorphose
- chlorites des coeurs des coussins du Chenaillet

Tableau XIV

Compositions chimiques des chlorites de G29 C (moyennes)

	F	P		F	P
SiO ₂	28.29	28.11	Si	5.885	5.823
Al ₂ O ₃	17.80	18.47	Al ^{IV}	2.115	2.177
TiO ₂	0.03	0.03	Al ^{VI}	2.250	2.331
FeO ^x	19.80	19.80	Ti	0.005	0.005
MnO	0.28	0.28	Fe ^x	3.444	3.429
MgO	19.92	19.77	Mn	0.050	0.050
			Mg	6.177	6.013
Total	86.13	86.45			
				11.926	11.918

FeO^x = fer total en FeO
 Fe^x = fer total en Fe²⁺

Al	31.2	32.1
Fe	24.6	24.4
Mg	44.2	43.5

F = Chlorite du fond

P = Chlorite de pseudomorphose d'olivine.

aux Gets qu'au Chenaillet.

4°) Autres minéraux

Sphène et leucoxène sont des minéraux accessoires très largement répandus. La calcite est présente en filons, à partir desquels elle semble envahir les roches en plages diffuses. Parfois elle pseudomorphose totalement un sphérolite, un phénocrystal d'olivine supposé ou un feldspath. Mais en volume, elle est malgré tout peu importante.

5°) Comparaison avec le Chenaillet

Sur le plan minéralogique, la grande différence entre les laves en coussin des Gets et celles du Chenaillet est l'abondance du clinopyroxène. Au Chenaillet, c'est un constituant essentiel des roches alors qu'aux Gets il est soit très peu abondant, soit absent. Un autre fait remarquable est la fréquence de la calcite. Par contre, les silicates alumino-calciques, préhnite, pumpellyite et épidote, sont inexistantes. De même, je n'ai jamais observé d'actinote.

Mais comme au Chenaillet, la composition minéralogique actuellement observée dans les roches semble s'être établie en deux phases successives

- 1 - cristallisation des coussins à partir d'un liquide, phase dont subsistent les structures magmatiques et parfois le pyroxène
- 2 - transformation de la roche après sa solidification pour donner la paragenèse à albite-chlorite-calcite-sphène, les structures étant préservées.

III - ETUDE CHIMIQUE

Le coeur et la périphérie des cinq coussins décrits ont été analysés, de même que la diabase en coussin et un échantillon de matrice sédimentaire. Les analyses sont groupées dans le tableau D, p. 10 à 13 du fascicule annexe. J'y ai également placé l'analyse de matrice hyaloclastitique donnée par BERTRAND. Enfin deux analyses d'une bande de roches sédimentaires intercalée entre deux niveaux de coussins ont également été effectuées. Au broyage, j'ai éliminé systématiquement tous les filons de calcite mais il est resté la calcite diffuse. Le strontium, le rubidium, l'yttrium et le zirconium ont été dosés à la fluorescence X sur quelques échantillons. Les résultats figurent dans le tableau E p. 14 du fascicule annexe.

Comme au Chenaillet, les analyses chimiques montrent une différence entre les coeurs et les périphéries des coussins. Le plan d'étude sera donc le même : caractérisation chimique des coeurs et du filon puis zonations.

1°) Les coeurs de coussins et le filon.

x - Eléments majeurs.

Contrairement à ceux du Chenaillet, les coeurs de coussins des Gets présentent une assez forte hétérogénéité de composition (Fig. 46).

Celle-ci est surtout nette pour la silice qui s'échelonne entre 50 et 55 %. Les teneurs en sodium sont très fortes (> 6 %) mais le potassium est quasiment absent (< 0.10 %).

Le calcium permet d'opposer les deux types de coussins :

- les coeurs contenant du pyroxène ont une teneur > 4%
- les coeurs sans pyroxène ont une teneur < 3%

Cette opposition est nette dans l'histogramme du CaO (Fig. 46)

Les teneurs en fer, magnésium et alumine sont moyennes.

Le titane varie de 1.30 à 1.70 %

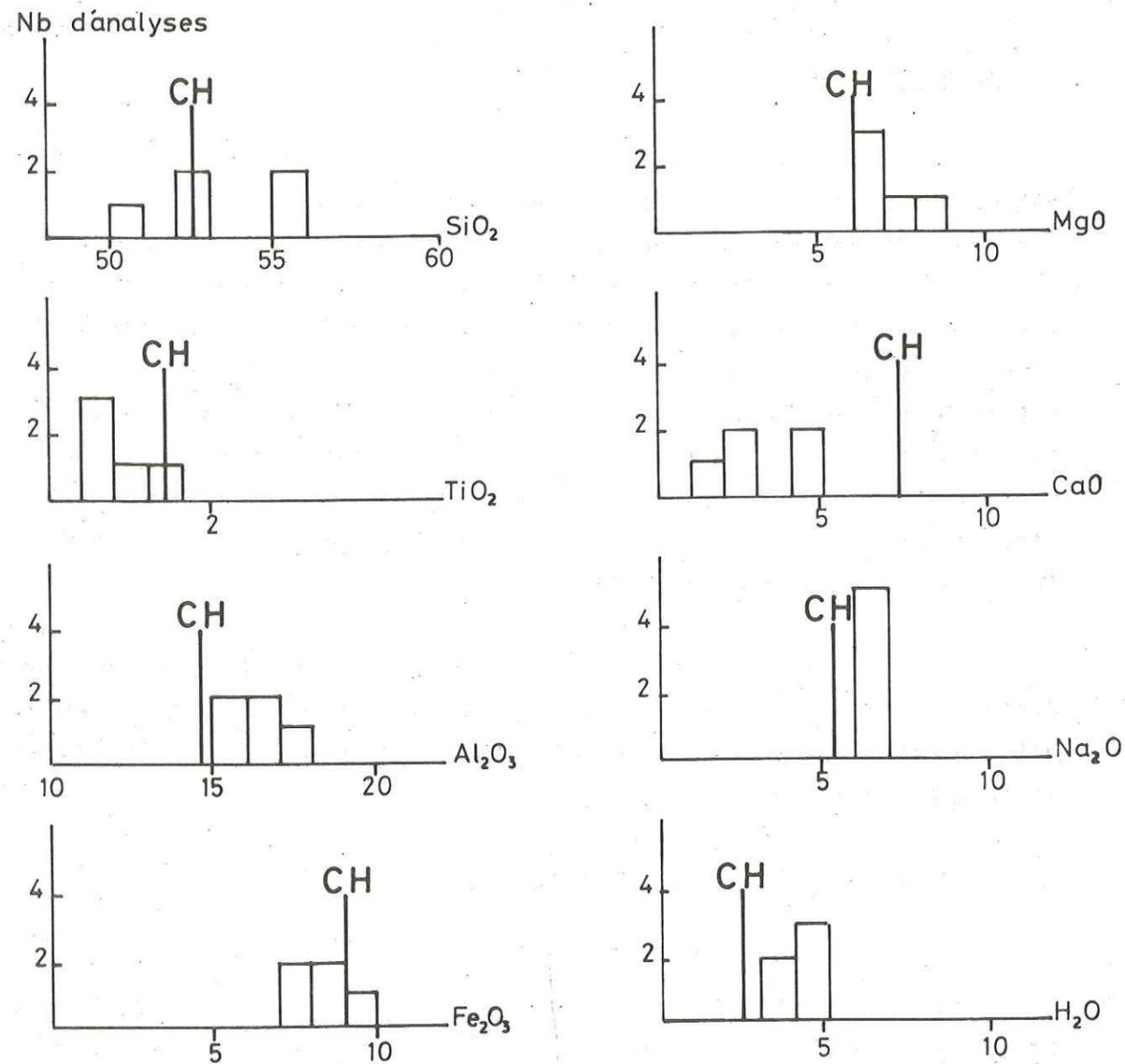


Fig 46 - Histogrammes des éléments majeurs dans les coeurs de coussins des Gets

Comparaison avec la moyenne des coeurs de coussins du Chenaillet

Enfin l'eau est relativement abondante (3 à 5 %) (1).

Dans la fig. 46, j'ai placé la moyenne des coeurs de coussins de lave du Chenaillet. Par rapport à ceux des Gets, ils présentent une teneur en SiO₂ intermédiaire, une teneur en Fe₂O₃ équivalente, et des teneurs en MgO, Al₂O₃, Na₂O et H₂O (2), plus faibles. La teneur moyenne en titane est un peu plus forte au Chenaillet. La différence essentielle réside dans la teneur en CaO, nettement plus élevée au Chenaillet, qui correspond à l'abondance du clinopyroxène. Il faut cependant noter ici que, comme je l'ai déjà précisé, j'ai éliminé au broyage tous les filons de calcite. J'ai procédé de cette manière parce que leur répartition étant irrégulière, il m'était impossible d'évaluer quel volume de filons correspondait à un volume donné de roche. Mais dans le bilan global, il est évident qu'il faut tenir compte de cette calcite. Le fait qu'elle soit beaucoup plus abondante qu'au Chenaillet, où les pyroxènes sont conservés, est à souligner.

Comparées aux analyses de spilites de la littérature, les compositions des coeurs des Gets montrent une teneur en SiO₂ élevée. Leur faible pourcentage en CaO les fait tomber dans la catégorie des "spilites vraies" définie par FONTEILLES (1968).

(1) : comme pour le Chenaillet, les analyses des Gets effectuées à Nancy ne donnent que la perte au feu. Les diagrammes ultérieurs montreront que dans la plupart des cas, la teneur en CO₂ doit être faible. Malgré tout, la P.F. est sans doute supérieure à H₂O⁺, de même que corrélativement, le calcium est certainement légèrement surestimé à cause de la présence de calcite.

(2) : Après la remarque concernant la perte au feu, on pourrait penser que si l'on prend sa valeur comme teneur en H₂O, celle-ci est surestimée ce qui expliquerait la différence avec le Chenaillet. Cependant la chlorite étant le seul minéral ferromagnésien, il est normal que pour des pourcentages en fer et magnésium équivalents, la teneur en eau soit plus forte. Le fait que ce sont justement les coeurs à clinopyroxène qui contiennent le moins d'eau vient appuyer cette supposition.

La norme a été calculée en prenant un rapport $Fe_2O_3/FeO = 0.30$. Par rapport au Chenaillet, la principale caractéristique est la faible teneur en anorthite. Dans les coussins sans clinopyroxène, la quantité de CaO est insuffisante pour que toute l'alumine soit utilisée dans l'anorthite : cela se traduit par la présence de corindon. Le corindon normatif est fréquent dans les spilites à cause justement de leur faible pourcentage en calcium. Il ne traduit pas du tout une teneur particulièrement élevée en Al_2O_3 .

Le filon de diabase G24 a également été analysé. Il est moins riche en silice et en sodium que les coeurs de coussin ce qui doit correspondre à une moindre abondance de l'albite. On retrouve ici une caractéristique déjà observée au Chenaillet dans la plupart des filons. Cependant globalement, la composition de G24 est assez proche de celle du coeur de coussins le moins riche en silice.

* - Eléments traces.

Aux Gets, les éléments en traces des coeurs de coussin présentent généralement des valeurs bien groupées sauf pour le barium et le strontium. Les teneurs les plus élevées en Cr et Ni de G26 correspondent à des analyses faites au Laboratoire de Pétrographie de Paris alors que toutes les autres ont été effectuées à Nancy. Cependant comme je l'ai indiqué plus haut, je ne pense pas que la différence soit due à l'analyse. Cr et Ni étant deux éléments qui présentent une corrélation positive, les plus hautes valeurs de cet échantillon doivent correspondre à un enrichissement local.

Les teneurs sont comparables à celles du Chenaillet pour un certain nombre d'éléments, quoique moins dispersées : Co, Cr, Cu, Ni. (Fig. 47). Cependant on remarque que :

- les teneurs en vanadium et zirconium sont nettement moins élevées aux Gets. Or, V et Zr sont des éléments liés au titane. Dans l'ensemble les teneurs en titane des roches des Gets sont inférieures à celles du Chenaillet. Dans le diagramme V/TiO_2 , on n'observe pas de corrélation positive car les valeurs sont groupées (Fig 48). On peut cepen-

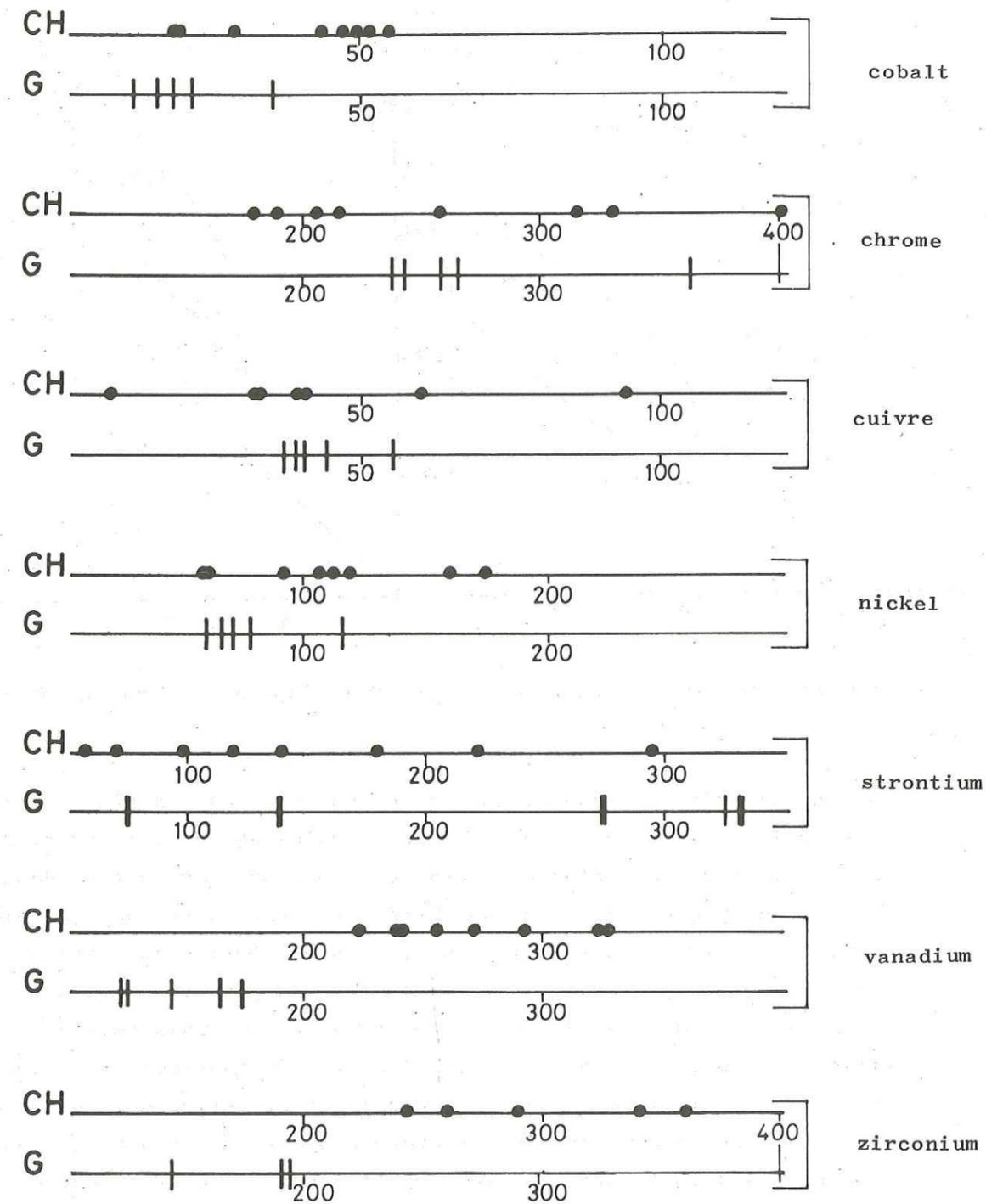


Fig 47 - Eléments traces dans les coeurs de coussins des Gets
 Comparaison avec les coeurs de coussins du Chenaillet

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

CH = champ des coeurs du Chenaillet

- coeurs de coussins des Gets
- X filon des Gets

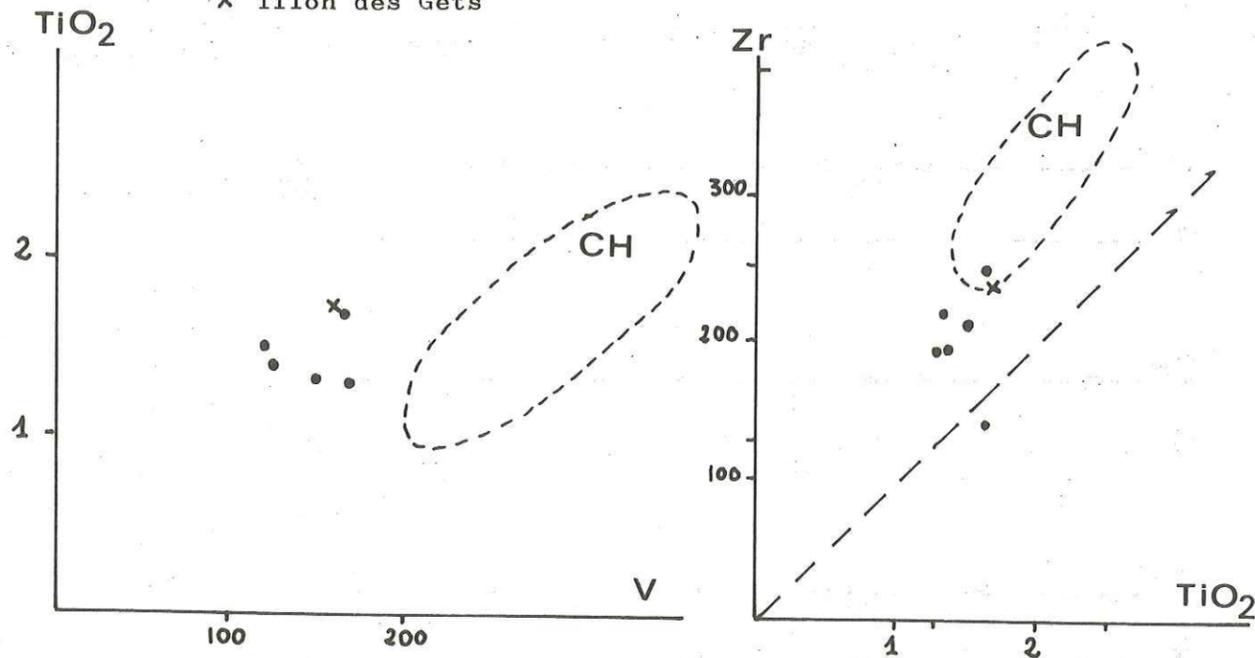


Fig 48 - Diagramme TiO₂ / vanadium Fig 49 - Diagramme zirconium / titane

dant noter qu'à des teneurs en titane équivalentes aux plus faibles du Chenaillet, le vanadium est beaucoup moins abondant : les points représentatifs des roches des Gets ne se placent pas du tout dans le même champ que les roches du Chenaillet. Par contre dans le diagramme Zr / TiO₂ (Fig 49), les points représentatifs des Gets se situent dans la prolongation, vers des teneurs plus faibles, des points du Chenaillet. On a vu que la pente de la droite ainsi dessinée était plus forte que celles citées dans la bibliographie (Le Chenaillet, chapitre XI). Les roches du Chenaillet et celles des Gets provenant de deux ensembles n'ayant aucun rapport sur le plan géologique, cela semble prouver que le rapport Zr / TiO₂ élevé a des chances d'être dû à l'analyse.

- les teneurs en barium ne sont pas négligeables, malgré des teneurs en rubidium (< 25 ppm) et en potassium (< 0.1%) très faibles. Ceci contraste avec les résultats du Chenaillet où ces trois éléments semblaient liés. Ici le comportement du barium est dissocié de celui du potassium.

- les teneurs en chrome, nickel et magnésium sont très groupées, aussi il est impossible de mettre une corrélation positive en évidence.

2°) Les Zonations chimiques dans les coussins.

Aux Gets, la simplicité des zonations reflète la simplicité de la structure.

* - Les Eléments majeurs.

La fig. 50 montre les zonations pour les différents éléments. Dans tous les cas, la périphérie est marquée par rapport au coeur par :

- une augmentation de la silice et du sodium
- une diminution du fer total, du magnésium et de l'eau (1)
- une comportement variable de l'alumine et du calcium
- la constance du potassium, dont la teneur reste quasiment nulle
- la constance du titane.

Placées dans les mêmes diagrammes, les analyses du coeur et de la périphérie d'un coussin données par BERTRAND (1970) présentent les mêmes caractéristiques. Cependant les teneurs en titane sont nettement supérieures à celles que j'ai observées (> 2%).

* - Eléments traces.

Comme au Chenaillet, la plupart des éléments traces, sont remarquablement constants entre le coeur et la périphérie : Co, Cr, Cu, Ni, V. (On peut attribuer la baisse du chrome et du nickel dans la périphérie de G26 aux teneurs anormalement élevées de ces éléments signalées dans le coeur). Le zirconium semble augmenter en périphérie mais il n'a été dosé que dans deux échantillons, aussi les résultats ne sont-ils guère significatifs. (Fig 51)

Les seuls éléments à présenter des variations marquées, non imputables à la précision des mesures sont le strontium et le barium.

(1) : Un seul coussin, G9, présente une augmentation de la perte au feu en périphérie. Cela est dû à la présence de calcite, comme en témoigne la forte augmentation parallèle de CaO.

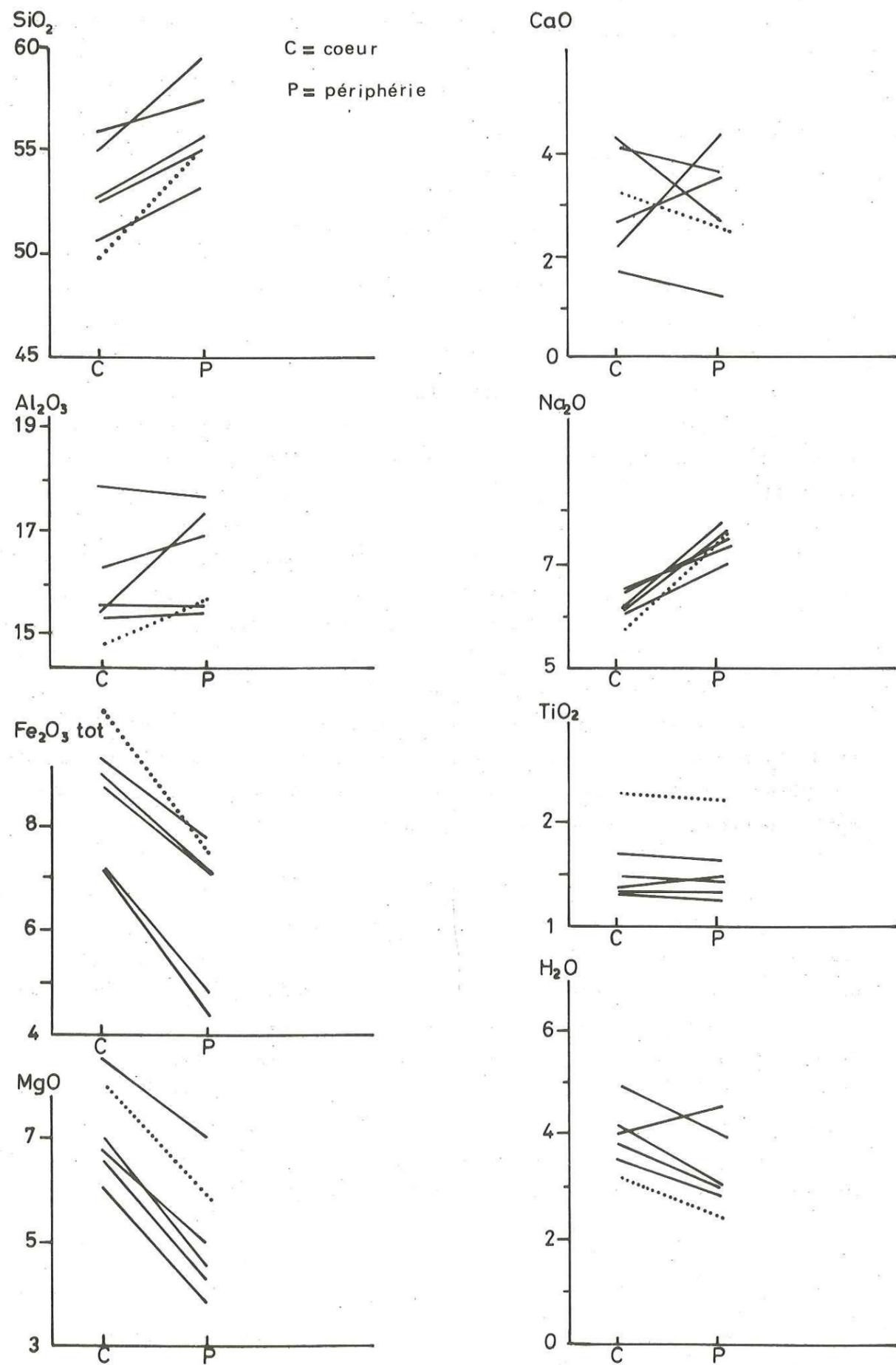


Fig 50 - Zonation des éléments majeurs dans les coussins des Gets

— Coussins analysés dans cette étude
 Coussin analysé par BERTRAND (1970)

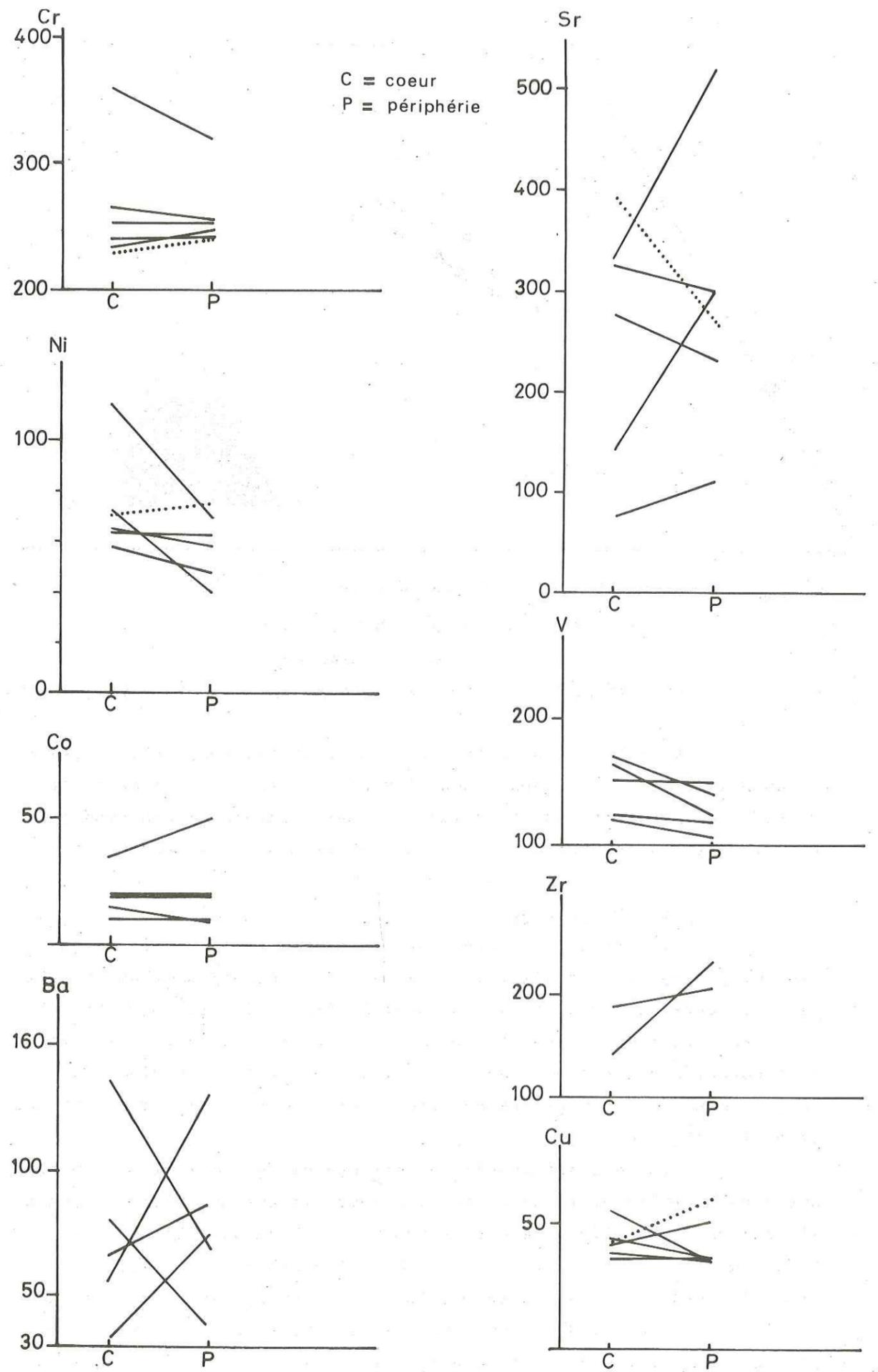


Fig 51 - Zonation des éléments traces dans les coussins des Gets

— Coussins analysés dans cette étude
 Coussin analysé par BERTRAND (1970)

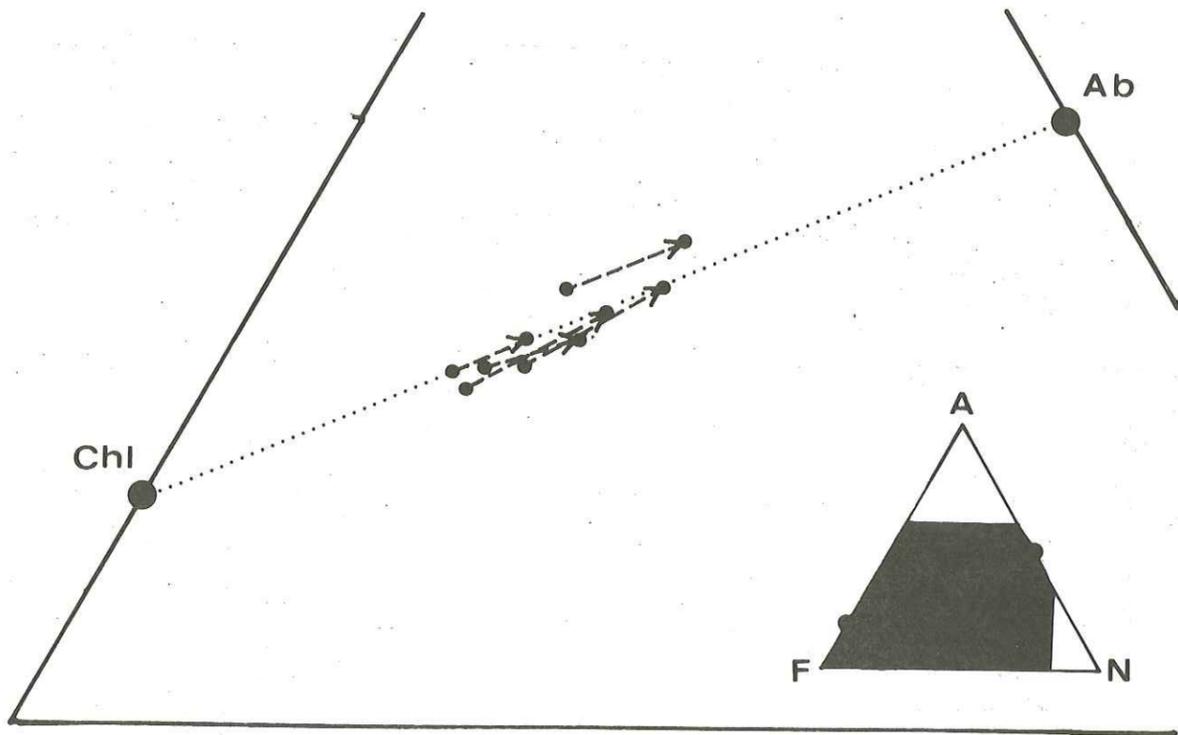
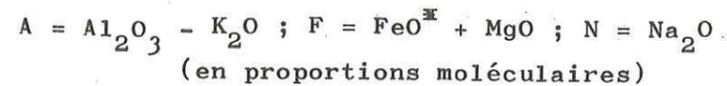


Fig 54 - Diagramme A F N - coussins des Gets



Les flèches joignent le coeur à la périphérie d'un même coussin

On retrouve donc aux Gets, un résultat comparable à celui du Chenaillet pour la plupart des éléments : inertie de la majorité d'entre eux, mobilité du strontium. La seule différence concerne le barium dont les teneurs aux Gets sont relativement élevées.

Discussion

Là encore, les zonation chimiques reflètent la composition minéralogique des différentes zones. On observe comme au Chenaillet les corrélations positives Na_2O/SiO_2 (Fig. 52), FeO^{\times}/MgO (Fig. 53), et entre fer et magnésium et H_2O . De la même manière sodium et silice sont corrélés négativement avec l'eau, le fer et le magnésium. Le comportement de ces éléments est dicté par la répartition de l'albite et de la chlorite.

En la quasi absence de clinopyroxène, l'alumine n'entre que dans l'albite et la chlorite. Son comportement doit être également lié à leur répartition. Cela se traduit très bien dans le diagramme ternaire A F N ($A = Al_2O_3$, $F = FeO^{\times} + MgO$, $N = Na_2O$) (Fig. 54), le sodium n'entrant que dans l'albite, le fer et le magnésium que dans la chlorite. Dans ce diagramme, toutes les analyses des coussins se placent bien sur le joint albite-chlorite, les périphéries étant plus

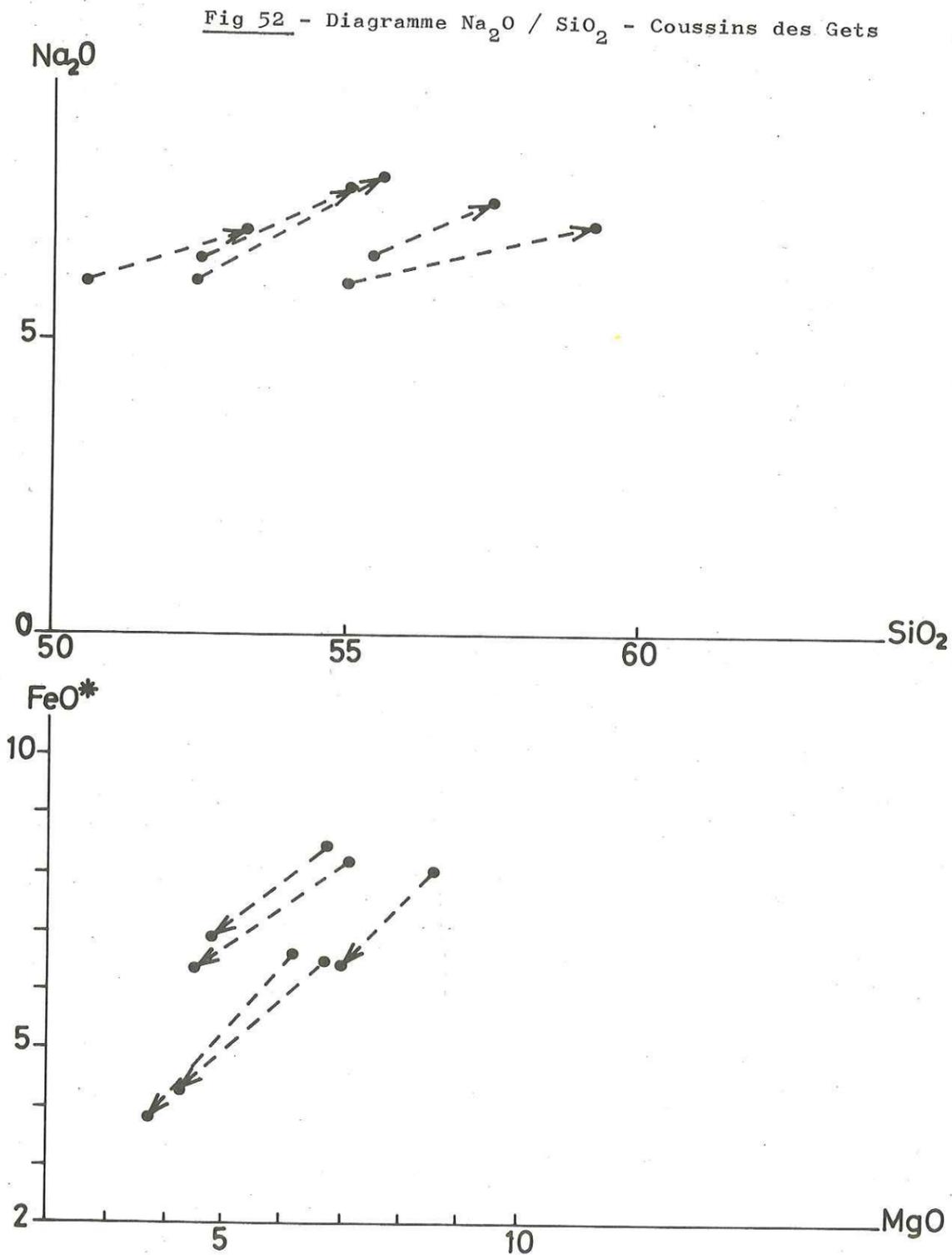


Fig 53 - Diagramme FeO total / MgO - Coussins des Gets

Les flèches joignent le coeur à la périphérie d'un même coussin

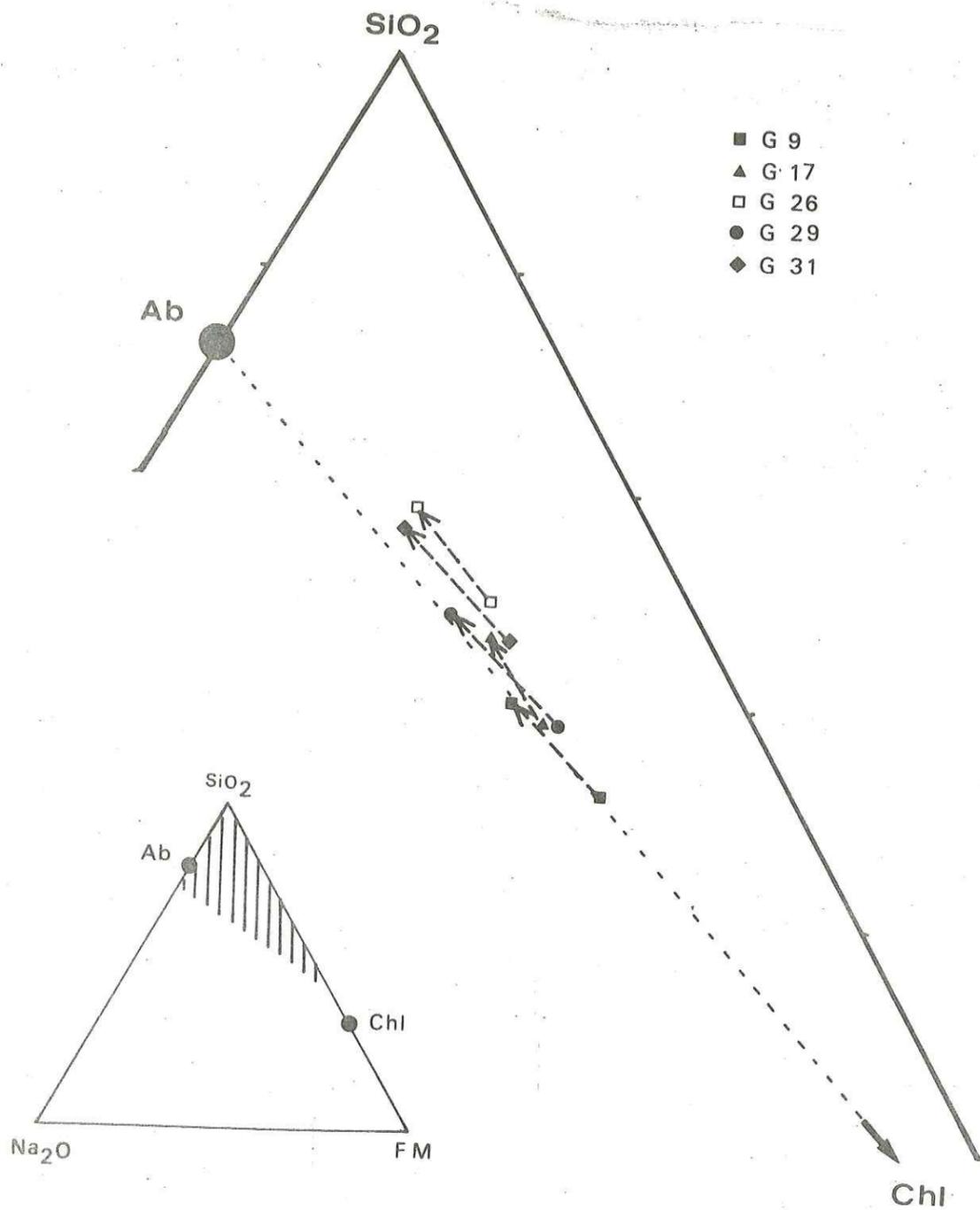


Fig 55 - Diagramme SiO₂ - Na₂O - FM : coussins des Gets

(en proportions moléculaires) FM = FeO total + MgO

proches du pôle albite. Ainsi les teneurs en alumine qui paraissaient quelconques dans les diagrammes de zonation, cet élément augmentant ou diminuant dans les périphéries selon les cas, deviennent ainsi cohérentes : elles sont liées au rapport $Na_2O/FeO^{3+}+MgO$.

J'ai placé les points représentatifs des coussins des Gets dans le diagramme ternaire SiO₂-Na₂O-FM (Fig. 55). Contrairement au Chenaillet, les points se situent franchement sur le joint albite-chlorite puisque le clinopyroxène est quasiment absent. Ce diagramme souligne encore une fois le rôle de la répartition albite/chlorite.

Mais les coussins des Gets diffèrent de ceux du Chenaillet par un point essentiel : leur périphérie est plus riche en albite que leur cœur. Ainsi, tous les éléments qui, au Chenaillet, présentaient une baisse dans la périphérie des coussins de type I (les coussins de type II contenant du clinopyroxène en matrice des varioles ne peuvent être comparés à ceux des Gets), augmentent au contraire dans les périphéries du Chenaillet. Ainsi, apparemment, les zonations sont différentes aux Gets et au Chenaillet. Cette opposition se traduit très bien par exemple dans le diagramme binaire Na₂O en fonction de H₂O (Fig. 56). J'ai placé les coussins de type I du Chenaillet et les coussins des Gets : les premiers montrent un enrichissement en eau et une baisse de sodium en périphérie par rapport au cœur, ce qui correspond à l'abondance de la chlorite, les seconds une zonation inverse, ce qui correspond à l'abondance de l'albite en périphérie. (Un seul coussin des Gets (G9) présente une augmentation de l'eau parallèle à celle du sodium. On a déjà vu qu'en fait cela devait correspondre à la présence de CO₂).

Si l'on considérait seulement les coeurs, vanadium et titane d'une part, magnésium et nickel d'autre part, étaient trop groupés pour que puisse se dessiner une corrélation. Cette absence de corrélation se retrouve pour les coussins entiers en ce qui concerne le vanadium et le titane. Par contre, à l'intérieur d'un coussin, magnésium et nickel semblent liés (Fig. 57). Sauf G17, les coussins présentent tous une baisse simultanée de MgO et Ni en périphérie.

Pour des teneurs en calcium variant modérément, la dispersion du strontium est grande. Cependant, dans l'ensemble, ces deux éléments varient dans le même sens, sauf dans G31 (Fig. 58).

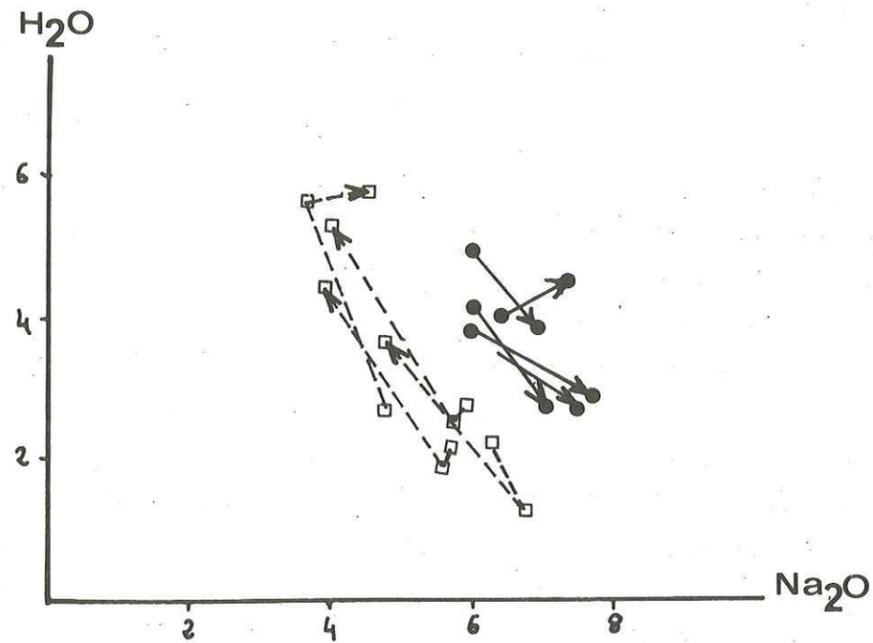


Fig 56 - Diagramme H₂O / Na₂O : Comparaison entre le Chenaillet et les Gets

Le Chenaillet
Les Gets
Les flèches joignent le coeur à la périphérie d'un même coussin

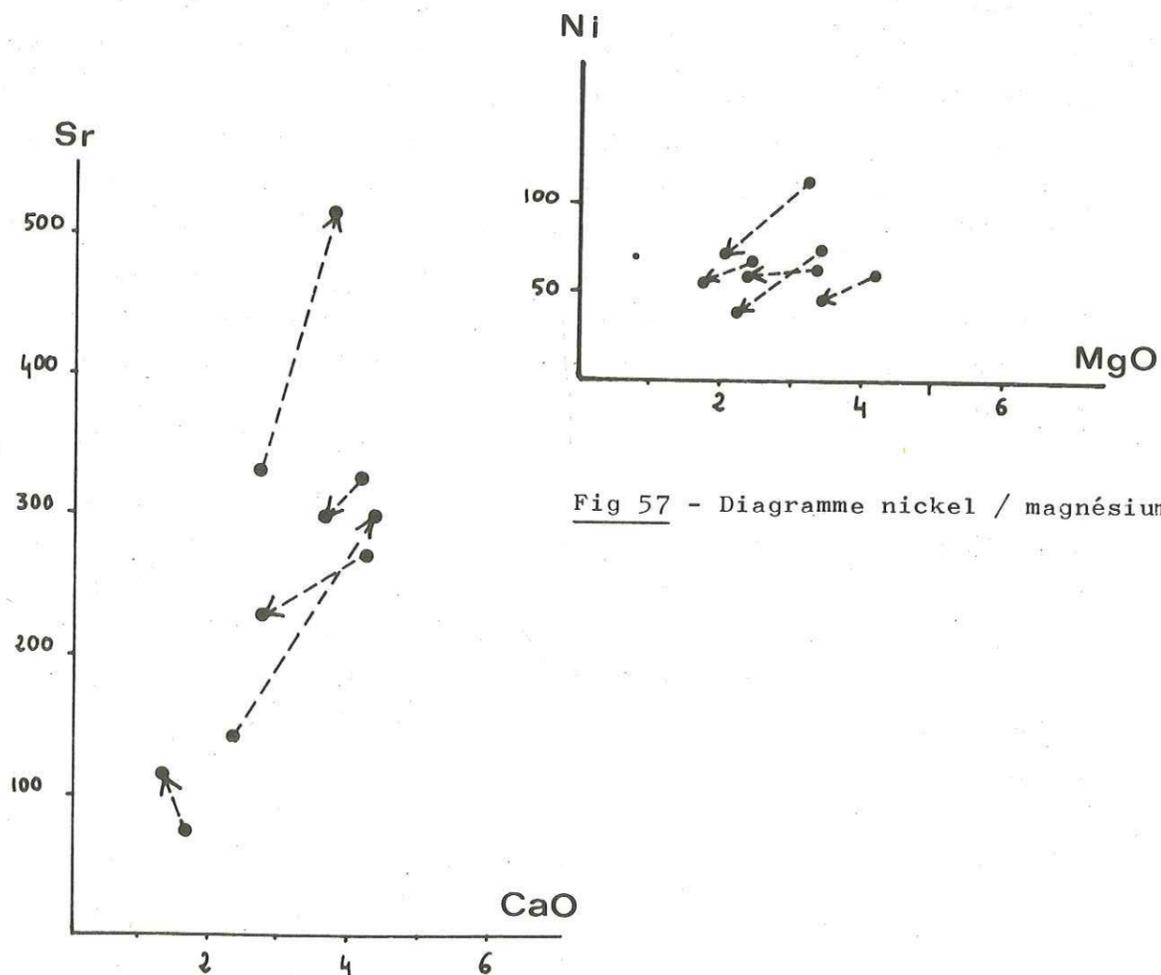


Fig 58 - Diagramme strontium / calcium : coussins des Gets

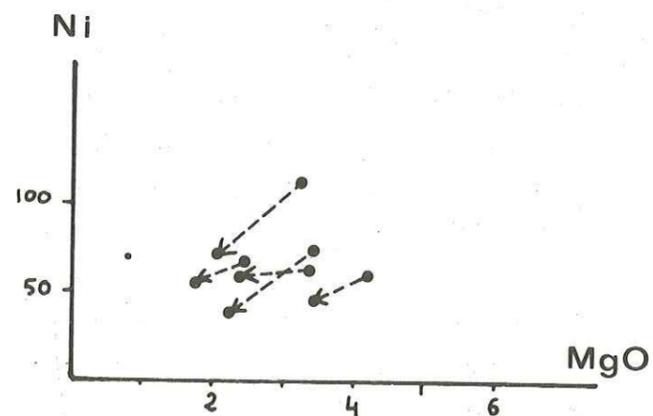


Fig 57 - Diagramme nickel / magnésium

Enfin, ce qui est surprenant aux Gets, c'est le comportement manifestement indépendant du barium et du potassium. Les teneurs en K₂O restent très faibles, de même que celles du rubidium, alors que le barium présente des valeurs pouvant dépasser 100 ppm, très dispersées et sans cohérence apparente.

En conclusion, si l'on compare les résultats des Gets avec ceux du Chenaillet, le type de zonation paraît très différent pour les éléments majeurs puisque la périphérie est nettement enrichie en SiO₂ et Na₂O et appauvrie en fer, magnésium et eau. Dans la typologie établie à partir des données bibliographiques (p. 86), les coussins des Gets se rattachent au type B. Mais la conservation des corrélations positives entre éléments (SiO₂/Na₂O d'une part, fer/magnésium/eau d'autre part) laisse supposer que les processus mis en jeu pour la différenciation chimique à l'intérieur des coussins sont comparables à ceux du Chenaillet. En fait, du point de vue structural - et on a vu le rôle essentiel de la structure dans la redistribution des éléments - la périphérie des coussins des Gets est comparable à la zone sphérolitique des coussins du Chenaillet, et du point de vue chimique, c'est à elle qu'elle ressemble le plus. La différence essentielle réside dans le calcium : aux Gets, le pyroxène étant quasiment absent, le calcium est beaucoup moins abondant. Il est cependant fixé par la calcite qui remplit des filonnets, que j'ai éliminés au broyage. En ce qui concerne les éléments traces, on observe comme au Chenaillet, la variabilité du strontium, à laquelle s'ajoute ici celle du barium.

3°) Origine des zonations chimiques dans les coussins.

⌘ - Comparaison avec les effets de l'altération par l'eau de mer.

Les principales caractéristiques des effets de l'altération sous-marine ont été définies au chapitre V du Chenaillet (se reporter à la Fig. 30 p. 89).

Si l'on compare avec les zonations des Gets, en considérant comme on l'a fait pour le Chenaillet que la périphérie doit présenter les marques d'une altération plus poussée, le seul trait identique est l'appauvrissement en magnésium. Fait essentiel, la teneur en eau diminue dans la périphérie ce qui est contraire à toutes les observations.

De même, la silice augmente, le fer total diminue, et on n'observe pas d'enrichissement en potassium.

La présence de barium dans les coussins des Gets ne semble pas non plus être liée à l'altération car d'après S. R. HART (1971), il y est peu sensible ; de plus, son comportement entre le coeur et la périphérie ne paraît pas cohérent.

J'ai reporté toutes les analyses des Gets dans le diagramme de HART (1973) (Fig. 59). Comme pour le Chenaillet, les lignes des différents éléments sont très différentes de celles que cet auteur définit pour l'altération et se rapprochent de celles du faciès schiste-vert. Cependant, les valeurs absolues sont assez différentes. A teneurs en eau équivalentes, les compositions sont nettement enrichies en Na₂O, SiO₂ et appauvries en MgO. Le calcium reste à des niveaux très bas. On a, en effet, affaire ici à des "spilites vraies", presque sans clinopyroxène. On remarque encore une fois que l'alumine a tendance à augmenter avec l'eau, ce qui se rapproche du faciès amphibolite.

Aux Gets, comme au Chenaillet, on ne peut donc pas attribuer les zonations chimiques des coussins spilitiques à l'action de l'eau de mer. C'est bien dans la spilitisation qu'il faut en rechercher l'origine.

✕ - Spilitisation

L'analyse des diagrammes de zonation des coussins spilitiques des Gets conduit à un résultat identique à celui du Chenaillet : à l'exception du titane, tous les éléments majeurs semblent varier, du moins en valeur relative, au cours de la spilitisation.

Encore une fois, le rôle de la structure magmatique est essentiel. Celle-ci détermine le sens de migration des éléments en fonction des minéraux susceptibles de se former dans les différentes zones. Aux Gets, la périphérie des coussins présente une structure sphérolitique : elle est beaucoup plus riche en feldspath que leur coeur, ce minéral étant le constituant essentiel des sphérolites. L'albitisation des plagioclases basiques lors de la spilitisation conduit nécessairement à un enrichissement en SiO₂ et Na₂O de la périphérie par rapport au coeur, plus riche en verre. On a vu que l'on peut également expliquer le compor-

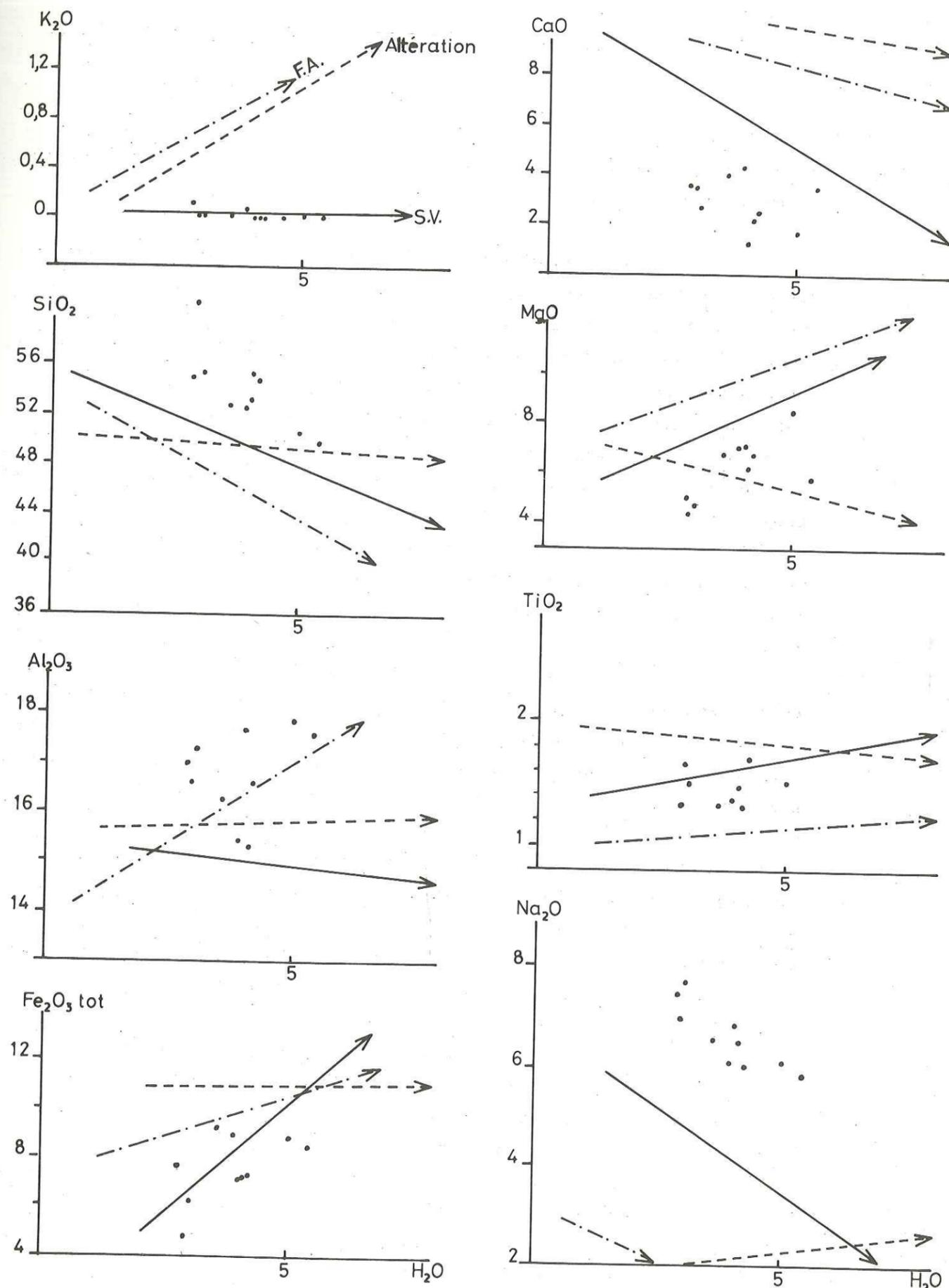


Fig 59 : LES GETS - ELEMENTS MAJEURS EN FONCTION DE H₂O

Les flèches indiquent les lignes des basaltes sous-marins altérés (Altération) et métamorphisés dans les faciès schiste-vert (S.V.) et amphibolite (F.A.) données par P. HART (1973)

tement de l'alumine par le rapport actuel albite/chlorite, ce qui correspond au rapport plagioclase/verre du basalte originel.

La répartition du calcium était, au Chenaillet, liée à celle du clinopyroxène. La très faible abondance ou le plus souvent l'absence de ce minéral dans les roches des Gets explique leur faible teneur en CaO. Les spilites présentant la paragenèse albite-chlorite ne sont pas rares, au contraire. VALLANCE (1969) signale d'ailleurs une relation inverse entre l'abondance du pyroxène et celle de la calcite. La calcite étant fréquente aux Gets, la rareté du clinopyroxène ne doit pas surprendre. Si j'avais tenu compte des filonnets de calcite lors du broyage - j'ai expliqué pourquoi je ne l'ai pas fait - il est probable que j'aurais observé des teneurs en CaO comparables à celles du Chenaillet. Cette calcite doit en effet correspondre à la fixation du calcium libéré par la destabilisation du pyroxène (et l'albitisation du feldspath).

Dans les coeurs, on observe très bien des plages de chlorite entre les microlites d'albite, position occupée dans de rares cas (G29, G17) par du pyroxène. Dans les sphérolites, la chlorite s'insinue entre les fibres d'albite. Par analogie structurale avec les coussins du Chenaillet, on peut considérer que cette chlorite provient de la destabilisation du pyroxène. Une autre possibilité serait de considérer que toute la chlorite provient de la transformation du verre originel, et que le pyroxène n'a jamais existé en quantité plus abondante que celui que l'on observe aujourd'hui, mais cela semble peu probable. L'éventuelle transformation du pyroxène en chlorite appelle deux remarques :

- la répartition de la chlorite dans les spilites des Gets n'est pas liée uniquement à celle du verre mais également à celle du pyroxène détruit lors de la spilitisation, mais cela ne change rien aux zonations.
- On peut se demander pourquoi le pyroxène, resté stable dans les coussins du Chenaillet au cours de la spilitisation, ne l'a pas été aux Gets. En suivant les réflexions de VALLANCE (1969), on peut attribuer cette différence à une plus forte pression de gaz carbonique aux Gets, expliquant également l'absence de silicates calciques (à l'exception du sphène) secondaires, notamment de l'épidote. Ce fait est peut être en rapport avec la présence de sédiments.

Malgré son apparente constance, la teneur en potassium des coussins des Gets doit être, comme au Chenaillet, attribuée à la spilitisation, car elle est beaucoup trop faible par comparaison avec les roches ignées. Les résultats concernant les éléments traces sont également comparables à ceux du Chenaillet. Les diagrammes de zonation montrant que les teneurs des coeurs et des périphéries sont à peu près les mêmes, sauf pour le barium et le strontium, le rubidium présentant toujours des valeurs inférieures à la sensibilité de l'appareil. On peut considérer que la plupart des éléments traces sont inertes lors de la spilitisation. Les seuls éléments mobiles sont apparemment Sr, Rb, et Ba. Le comportement du strontium semble davantage lié à celui du calcium qu'au Chenaillet. Le rubidium paraît corrélé au potassium. Les teneurs en barium, très dispersées, posent un problème. Elles ne sont notamment pas liées à celles du potassium comme c'était le cas au Chenaillet.

Aux Gets comme au Chenaillet, j'ai calculé les compositions globales des coussins à partir des épaisseurs des zones mesurées sur le terrain et leur analyse chimique (voir le tableau F p. 15, fasc. annexe). Si, au Chenaillet, les compositions globales étaient moins riches en SiO₂ et Na₂O ce qui contribuait à les rapprocher d'un basalte, aux Gets, l'inverse se produit. Globalement, les coussins sont enrichis en SiO₂ et Na₂O et appauvris en Fe₂O₃^x et MgO par rapport au coeur tandis que le calcium reste très faible. Leur analyse est encore spilitique si l'on considère le rapport calcium/alcalins. Il est évident que pour aboutir à ces analyses globales, le coussin n'a pu évoluer en système fermé à partir d'une composition basaltique.

x - Le rôle des matrices et de l'encaissant sédimentaire

Au Chenaillet, les matrices de hyaloclastite contenaient une proportion non négligeable de Na₂O et CaO. Aux Gets, BERTRAND (1968, 1970) décrit des hyaloclastites qui passent transitionnellement à des matrices inter-coussins. Ces dernières sont essentiellement chloriteuses : voir l'analyse N° 13 de BERTRAND (1970). Elles proviennent de la dévitrification d'un ancien verre basaltique, libérant Na₂O, SiO₂ et CaO. En présence d'une forte pression de gaz carbonique (que suggère, on l'a vu la destabilisation du pyroxène des coussins), le calcium n'est pas fixé immédiatement : on n'observe pas de pumpellyite. Il va former de la cal-

cite qui remplit des filons. Mais la silice et le sodium libérés sont disponibles pour l'albitisation des coussins. Comme au Chenaillet, on observe une forte concentration du potassium (1.30 %) qui doit correspondre à la fixation du K₂O provenant des coussins.

Mais les coussins des Gets diffèrent de ceux du Chenaillet par la présence de roches sédimentaires. Ainsi on a vu que certaines matrices inter-coussins étaient de nature essentiellement sédimentaire. L'une d'elle a été analysée (voir tableau D p. 13, fasc.annexe). Sa composition est comparable à celle des niveaux d'argilite intercalés entre les coussins. A propos de ceux-ci, JAFFE (1955) et BERTRAND (1970) décrivent une induration à proximité des roches volcaniques. Bertrand signale même un enrichissement en SiO₂ et Na₂O dans les argilites situées au contact des coussins et y a décelé la présence d'albite aux rayons X. Il attribue ce phénomène à un métamorphisme de contact lors de l'"épanchement de la lave". J'ai prélevé un échantillon d'argilite (G21) au contact d'un coussin et un autre (G21 bis) à environ 50 cm. Leurs analyses (tableau D p. 13 fasc. annexe) ne montrent pas les mêmes variations que celles signalées par Bertrand. Au contraire, la roche au contact est moins riche en silice que l'autre, les teneurs en sodium restant équivalentes. Le problème des variations de composition des roches sédimentaires est, me semble-t-il, très difficile à cerner. En effet, pour un coussin de lave, on est sûr d'une composition de départ homogène, ce qui n'est pas du tout le cas des sédiments. Il faudrait multiplier les analyses pour mettre en évidence les variations systématiques. Quoi qu'il en soit, rien ne permet de dire que la formation d'albite signalée par Bertrand, dans les argilites est contemporaine de la mise en place de la lave. Il paraît plus logique de la situer lors de la spilitisation des coussins, au moment où les conditions étaient réalisées pour l'albitisation des plagioclases de la lave.

L'éventuelle source de silice et sodium dans les sédiments pour l'albitisation des coussins paraît impossible à vérifier. On peut cependant remarquer un net enrichissement des argilites au contact des spilites en fer et en magnésium.

4°) Conclusion.

Par comparaison avec les "pillow-lavas" spilitiques du Chenaillet, les principaux résultats aux Gets sont :

- un type de zonation chimique différent pouvant s'expliquer par les différences initiales de la structure magmatique (périphéries variolitiques au Chenaillet, périphéries sphérolitiques aux Gets).
- un comportement analogue lors de la spilitisation, aboutissant à la différenciation chimique, de la plupart des éléments :
 - . le titane semble le seul élément majeur inerte
 - . les corrélations entre éléments majeurs sont les mêmes qu'au Chenaillet
 - . on peut considérer les éléments traces comme immobiles à l'exception du strontium, du barium et du rubidium.
- une grande différence dans le comportement du calcium; liée à la déstabilisation du pyroxène aux Gets contrairement au Chenaillet.

Les zonations chimiques observées dans les coussins spilitiques des Gets sont attribuables à la spilitisation. Celle-ci a dû s'effectuer dans des conditions un peu différentes de celles du Chenaillet : la pression de gaz carbonique devait être plus élevée, ce qui explique la déstabilisation du pyroxène d'une part, l'absence de silicates calco-alumineux d'autre part, la seule phase calcique (à l'exception du sphène -leucoxène) étant la calcite. Ceci sans doute est à mettre en rapport avec l'association étroite laves en coussins - roches sédimentaires.

IV - ESSAI DE CARACTERISATION DES LAVES DONT DERIVENT LES COUSSINS SPILITIQUES DES GETS.

Pour caractériser le type de lave dont dérivent les coussins spilitiques des Gets, les remarques faites pour le Chenaillet sont toujours valables.

Le débit en coussins, la présence de hyaloclastites, indiquent une mise en place subaquatique. Les structures des coeurs sont analogues à celles des basaltes dragués (forme des plagioclases, rareté de l'olivine, etc..). Les coussins des Gets sont peu vacuolaires, mais les varioles y sont également peu développées.

Dans les spilites, il est délicat de raisonner sur les éléments majeurs, ainsi, que l'ont montré les résultats du Chenaillet. En raison de la déstabilisation du pyroxène, les compositions des roches des Gets sont encore plus éloignées de celles du basalte originel. On peut donc laisser de côté les diagrammes AFM, alcalins/silice et ceux faisant intervenir les minéraux normatifs.

Si on place les coeurs de coussins et la diabase en filon dans les diagrammes proposés par MIYASHIRO (1973), toujours en s'appuyant sur la conservation du rapport FeO^x/MgO lors de la spilitisation on observe que :

- pour la silice (Fig. 60) les points se disposent parallèlement à l'ordonnée, ce qui prouve encore une fois la mobilité de cet élément.
- pour le fer total, les points représentatifs sont compatibles avec la lignée des tholéiites abyssales (Fig.61)
- pour le titane, les points se groupent également autour de la moyenne des tholéiites abyssales (Fig.62). Les teneurs en titane sont par ailleurs comprises entre 1.30 et 1.70 %.

Ces deux derniers diagrammes paraissent cependant peu significatifs car les valeurs restent très groupées.

Dans l'ensemble, les teneurs en éléments traces sont comparables à celles observée au Chenaillet. Cependant les concentrations

Fig 60 - Diagramme $SiO_2 / FeO^x/MgO$

CA = roches calco-alcalines
 TH = roches tholéitiques
 Th Ab = tholéiites abyssales
 ★ moyenne des tholéiites abyssales (ENGEL et al., 1965)
 ● coeurs de coussins des Gets
 x filon

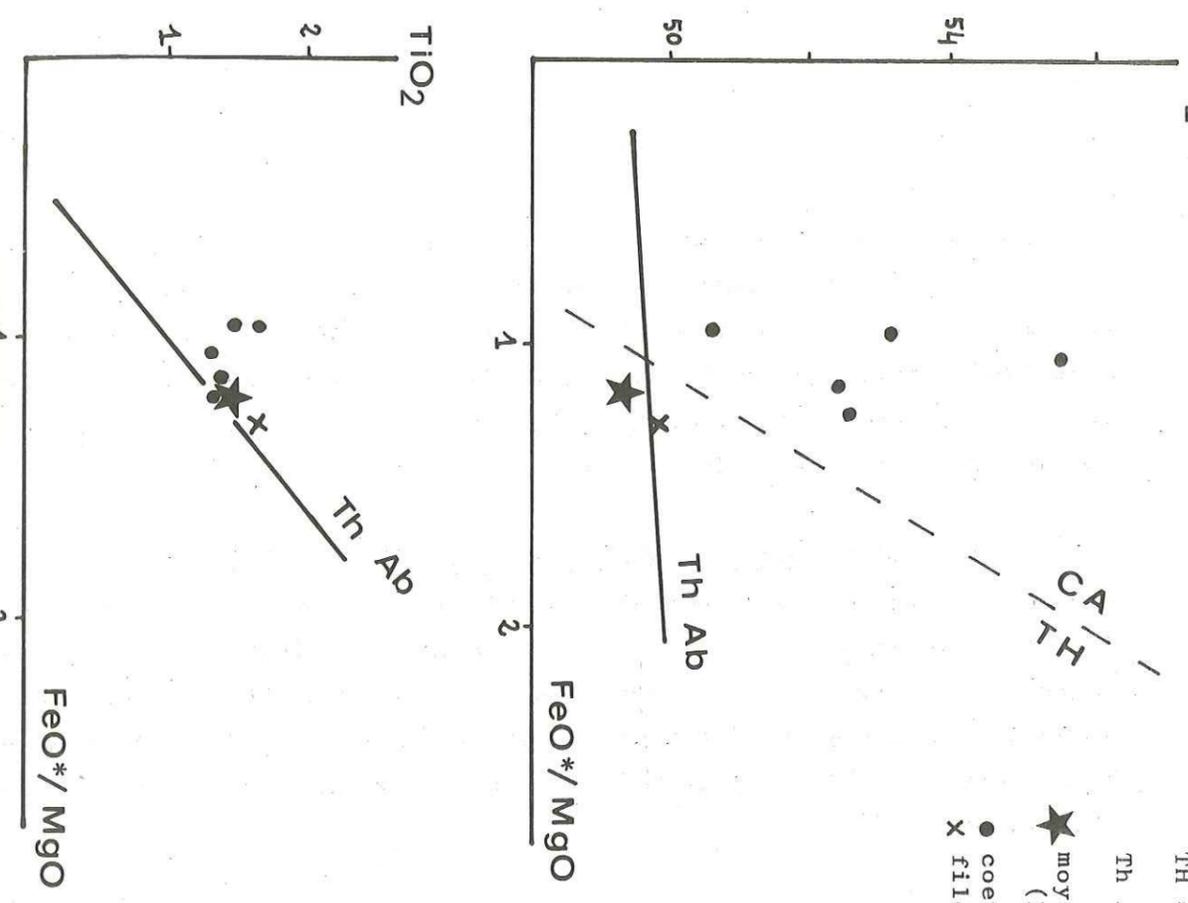


Fig 62 - Diagramme $TiO_2 / FeO^x/MgO$

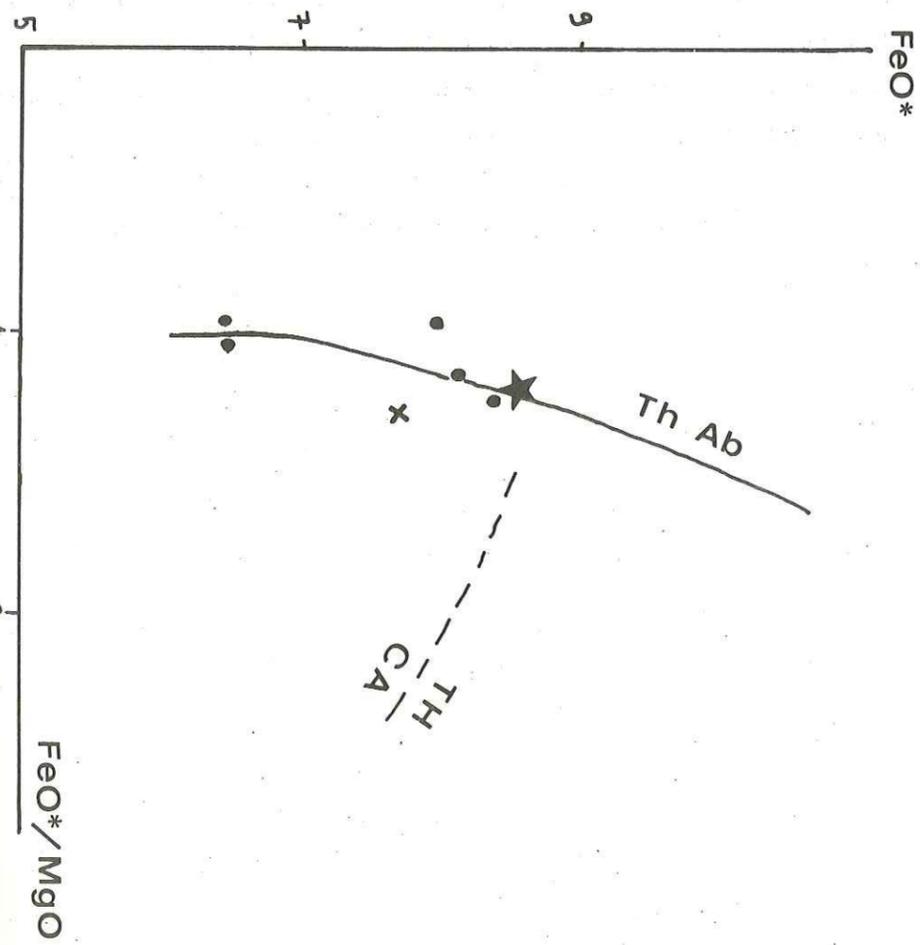


Fig 61 - Diagramme $FeO^* / FeO^x/MgO$

en vanadium et en zirconium son un peu plus faibles.

Les diagrammes faisant intervenir le zirconium conduisent au même résultat qu'au Chenaillet : les roches des Gets tombent dans le champ des basaltes alco-alcalins dans le diagramme ternaire, mais dans aucun champ dans le diagramme binaire. Mais on a vu que la validité des dosages du zirconium était discutable.

La composition des clinopyroxènes magmatiques reliques est encore une fois peu caractéristique, puisque, les pyroxènes des deux roches étudiées présentent des tendances très différentes. Si l'on fait le même raisonnement qu'au Chenaillet, il semble qu'il ne faille pas prendre en considération les pyroxènes de fin de cristallisation, c'est-à-dire ceux de G17. Ceux de G29 présentent des caractères plutôt tholéitiques.

En conclusion, à cause de la plus grande homogénéité de composition pour les éléments non mobiles, ne permettant pas de mettre en évidence les lignées, il est difficile de prendre parti sur la nature originelle des laves dont dérivent les coussins. Par ailleurs, le morcellement des pointements ophiolitiques de la nappe des Gets rendent difficiles les considérations d'ordre plus général : il n'y a notamment jamais de contact entre les laves en coussins et les gabbros et les serpentines.

CONCLUSIONS A L'ETUDE DES COUSSINS DE LAVE SPILITIQUES

Les coussins de lave spilitiques étudiés, aussi bien aux Gets qu'au Chenaillet, présentent des structures magmatiques comparables à celles des basaltes des planchers océaniques, caractéristiques d'un refroidissement rapide. La spilitisation est intervenue après la solidification complète des laves, dont elle a préservé les structures.

La conservation du clinopyroxène magmatique paraît liée à la pression de gaz carbonique. Dans les spilites des Gets, où cette dernière devait être élevée, le pyroxène a été presque totalement déstabilisé, alors qu'il subsiste au Chenaillet.

Les zonations chimiques que l'on observe à l'intérieur des coussins spilitiques ne peuvent en aucun cas être attribués à l'altération sous-marine. Même si les types de zonation sont différents pour le Chenaillet et les Gets, ils sont dûs au même processus, la spilitisation. Celle-ci, opérant sur des corps homogènes du point de vue chimique, mais hétérogènes du point de vue structural, engendre une différenciation chimique à l'intérieur des coussins. Mais les coussins ne réagissent cependant pas en système fermé : globalement, leur composition chimique est différente de celle d'un basalte frais.

2ème PARTIE

LES COUSSINS DE LAVE METAMORPHISES

La spilitisation de laves basaltiques engendre, on l'a vu, une différenciation chimique à l'intérieur des coussins ainsi qu'une modification de leur composition globale. Les zonations observées sont de différents types, en fonction essentiellement de la structure du basalte originel. Mais même si l'opposition de composition entre le coeur et la périphérie ne présente pas toujours les mêmes tendances, le fait essentiel est que la redistribution des éléments obéit à une certaine logique, se traduisant par des corrélations entre certains d'entre eux, mises en évidence aussi bien aux Gets qu'au Chenaillet.

Le métamorphisme affectant les coussins engendre la cristallisation d'une nouvelle paragenèse minérale. Des laves en coussins ont été échantillonnées dans différents gisements afin de voir si les recristallisations métamorphiques préservent les zonations ou si une remobilisation a lieu, impliquant une redistribution des éléments dans les coussins. Cette brève étude sera donc essentiellement chimique. Les assemblages minéralogiques des roches ont été identifiés uniquement au microscope polarisant, afin de préciser le faciès métamorphique dans lequel elles se situent, et de caractériser les différences entre les zones des coussins. Les problèmes d'équilibre entre les minéraux métamorphiques ne seront pas évoqués. Ils sont beaucoup trop vastes et nécessiteraient une étude en eux-mêmes.

Les coussins de lave métamorphisés de quatre pointements ophiolitiques du Queyras et de Hte Ubaye ont été étudiés :

- Péas
- Pic Marcel
- Roche Noire, sur le versant Cristillan
- Hte Ubaye (Roche Noire, versant Ubaye ; massif des deux Pelvats - Chabrière ; Combe Brémond)

La situation géologique de ces massifs a été précisée lors de l'introduction. Leur grand intérêt est que leur position est comparable à celle du massif du Chenaillet. La continuité de ces différents affleurements qui jalonnent la bordure occidentale des schistes lustrés piémontais n'est pas prouvée mais de fortes présomptions existent. On verra si leur étude chimique permet d'apporter des arguments supplémentaires.

Ces roches sont métamorphisées dans des faciès de basse température et haute pression. Un aperçu du métamorphisme de la région est donné par SALIOT (1973). Je n'ai pas tenté de replacer les roches dans un contexte métamorphique régional, chaque coussin sera étudié comme individualité.

Les coussins ont été échantillonnés de la même manière qu'au Chenaillet : un échantillon dans chaque zone présentant une différence de couleur ou de texture visible sur le terrain. Ils montrent généralement deux, parfois trois zones concentriques, et sont parfois variolitiques, parfois pas. Un des traits marquants de tous les gisements étudiés est la présence quasi constante d'une matrice schisteuse plus ou moins abondante entre les coussins, alors qu'au Chenaillet, celle-ci est rare. La plupart du temps, j'ai donc échantillonné la matrice avec le coussin et lui ai affecté le même numéro, suivi de la lettre M.

Afin de calculer la composition globale des coussins, j'ai mesuré leurs dimensions globales ainsi que l'épaisseur des différentes zones. Mais ici le calcul est beaucoup plus discutable qu'au Chenaillet. En effet, les coussins sont souvent déformés, étirés par la tectonique alpine et, en coupe, ils présentent plutôt une forme en amande qu'elliptique, et l'épaisseur des zones périphériques n'est pas constante. Dans les coussins variolitiques, par exemple, il y a souvent une plus grande concentration de varioles au niveau des extrémités étirées. Par ailleurs, malgré sa présence quasi constante, je n'ai pas fait intervenir la matrice dans le calcul de la composition globale, ceci pour deux raisons :

- parce que son épaisseur est variable et que rien ne me permettrait d'évaluer dans quelles proportions il fallait la faire intervenir
- pour pouvoir comparer les compositions calculées à celles du Chenaillet.

Afin de permettre les comparaisons avec le Chenaillet, les normes ont été une fois encore calculées avec le rapport $Fe_2O_3/FeO = 0.30$. Il faut enfin préciser que, comme aux Gets, la calcite est souvent présente en filonnets ou en amas (parfois à l'état diffus dans les roches, mais ce cas est plus rare). J'ai éliminé ces filonnets lors du broyage, pour les mêmes raisons qu'aux Gets. On peut considérer que la perte au feu est sensiblement égale à la teneur en eau des roches, sauf dans de rares cas qui seront soulignés.

Tous les gisements échantillonnés seront étudiés l'un après l'autre suivant un plan identique :

- rapide étude pétrographique pour préciser la composition minéralogique des différentes zones des coussins.
- étude chimique : caractérisation des compositions des coeurs puis zonations.

Mais un chapitre spécial est consacré aux conclusions générales que l'on peut tirer de cette étude par rapport aux coussins spililitiques.

I - LES COUSSINS DU VALLON DE PEAS

Les ophiolites de Peas forment divers pointements dans les calcschistes piémontais du vallon, au nord de Château-Queyras. Elles sont essentiellement représentées par des serpentines (on y exploitait autrefois l'amiante) et des prasinites massives. Les laves en coussins affleurent en deux endroits :

- dans l'affleurement supérieur (coordonnées Lambert : Guillestre N° 4, 1/20.00 289.2 x 953.2), de minces bandes de laves en coussins, de quelques mètres d'épaisseur, sont intercalées dans les calcschistes

- dans l'affleurement inférieur (coordonnées Lambert : Guillestre N°4, 1/20.000, 289.6 x 952.9), elles forment une falaise d'une trentaine de mètres de haut, dans laquelle on observe des coussins nettement variolitiques séparés par une matrice schisteuse vert foncé.

J'ai échantillonné un coussin de l'affleurement supérieur (Péas supérieur) et trois de l'affleurement inférieur (Péas inférieur), ainsi que deux roches massives à titre de comparaison.

1°) Descriptions pétrographiques.

* - Péas supérieur

L'affleurement supérieur est assez réduit. Il est en fait formé de minces bandes de laves en coussins intercalées dans les calcschistes. Ceux-ci s'insinuent entre les coussins dont ils forment la matrice. L'interpénétration roche sédimentaire - roche volcanique est donc nette.

Les coussins ne sont pas variolitiques. On peut cependant y distinguer deux zones concentriques :

- le coeur, formé d'une roche massive gris-verte, à grain très fin
- la périphérie, plus schisteuse, verte.

J'ai échantillonné 1 coussin et sa matrice calcshisteuse (voir tableau XV).

Le microscope révèle une minéralogie différente entre le coeur et la périphérie :

- le coeur est essentiellement constitué d'albite, de chlorite et d'un peu de mica blanc. On observe de rares cristaux de lawsonite et de glaucophane se destabilisant en chlorite. La roche contient en outre du sphène et des minéraux opaques, et certaines zones sont envahies de calcite.
- dans la périphérie la glaucophane et surtout la lawsonite deviennent prépondérantes, sur un fond d'albite, chlorite et mica blanc. En certaines zones on observe des concentrations de pyroxène jadéitique. Sphène, opaques et calcite sont toujours présents.
- dans la matrice, d'épais lits de calcite piquetés de grains de quartz alternent avec des lits riches en chlorite, albite, minéraux opaques et parfois glaucophane.

Tableau XV. - Coussins échantillonnés à Péas.

Coussins		PE10	PE16	PE20	PE4
Dimensions globales L x l en cm		30 x 100	30 x 100	20 x 40	40 x 60
coeur		PE10 C	PE16 C	PE20 C	PE4 C
zone inter-médiaire	N° épais.	PE10 ZI 2 cm	PE16 ZI 2 cm	PE20 ZI 2 cm	
périphérie	N° épais.	PE10 P 2 cm	PE16 P 1,5 cm	PE20 P 2 cm	PE4 P 4 cm
matrice		PE10 M	PE16 M		PE3

* - Péas inférieur

L'affleurement inférieur est beaucoup plus important. Les individus sont séparés par une matrice vert foncé qui n'est pas de nature sédimentaire. Les coussins sont variolitiques. Ils sont légèrement étirés et amincis aux extrémités, et les varioles ont une forme elliptique, leur grand axe étant parallèle à la direction d'étirement des coussins. A l'affleurement on distingue trois zones concentriques (voir photo 16, planche V).

- le coeur, gris bleu, massif
- une zone intermédiaire, blanchâtre
- la périphérie, bleu foncé, schisteuse, dans laquelle, se détachent des varioles blanchâtres, de forme elliptique, qui semblent être la prolongation de la zone intermédiaire. Leur grand axe varie de 0.2 à 1 cm. Il diminue vers l'extérieur, en même temps que les varioles se raréfient.

La matrice qui sépare les coussins est fortement schisteuse. C'est une roche vert foncé piquetée de points blancs.

Cette zonation rappelle celle observée dans les coussins variolitiques du Chenaillet : coeur - zone sphérolitique - zone variolitique, la croûte de hyaloclastite étant absente.

Trois coussins et deux des matrices correspondantes ont été échantillonnés. Leurs caractéristiques dimensionnelles sont rassemblées dans le tableau XV. Au microscope, ils présentent une minéralogie analogue. Les structures magmatiques ont été totalement effacées par la cristallisation des minéraux du métamorphisme.

- le coeur est essentiellement constitué de glaucophane en fines aiguilles associé à un peu de mica blanc, et de gros prismes de lawsonite plus ou moins transformés en épidote et chlorite. Des amas lenticulaires d'albite sont dispersés dans la roche, ainsi que des grains de sphène.
- dans la zone intermédiaire la lawsonite devient prédominante. Elle forme de très gros prismes sur un fond d'albite, chlorite, mica blanc et sphène.

- dans la périphérie, des varioles constituées de ces mêmes minéraux (photo 17, planche V) se détachent sur un fond de fines aiguilles de glaucophane orientées, piqueté de sphène.
- chlorite et mica blanc sont des minéraux essentiels de la matrice dans laquelle on observe également des grains de pistachite, de sphène, et des lits d'albite ocellaire.

Les minéraux essentiels des coussins de Péas inférieur sont donc la glaucophane et la lawsonite, en proportions variables selon les zones. Dans les matrices inter-coussins, la paragenèse est au contraire à chlorite-mica blanc-albite-épidote. Cette opposition traduit une différence de faciès métamorphique :

- les assemblages des coussins sont caractéristiques du faciès schiste-bleu
- les assemblages des matrices, du faciès schiste-vert.

Cette dualité de faciès métamorphique coussin / matrice est extrêmement importante : on la retrouvera dans tous les gisements étudiés.

Les assemblages minéralogiques des différentes zones des deux types de coussins de Péas sont résumés dans le tableau XVI.

Tableau XVI

	Péas inférieur	Péas supérieur
N° des coussins	PE10, PE16, PE20	PE4
coeur	glaucophane-lawsonite- mica blanc-albite	albite-chlorite (glaucophane-lawsonite)
zone intermédiaire	lawsonite - mica blc - Ab - Chl	
périphérie	V = lawsonite M = glaucophane	glaucophane - lawsonite pyroxène sodique
matrice	chlorite-mica blanc- épidote-albite	calcite - quartz

V = varioles ; M = matrice des varioles ; le sphène est présent partout

* - Les roches massives.

Des roches basiques affleurent en divers points du vallon de Péas, notamment sur le versant est.

PE8 a été échantillonné à proximité du col de Péas. C'est une roche schisteuse présentant des alternances de lits bleus et verts à l'échelle millimétrique. Au microscope, on observe des niveaux riches en glaucophane et lawsonite dans lesquels subsistent parfois des reliques de hornblende verte probablement magmatique, et des niveaux à albite, chlorite et épidote. Le sphène est partout présent.

Une autre roche massive, PE9, provient du versant est du vallon. A l'échantillon, elle est verte et compacte. Au microscope on observe de gros prismes de lawsonite dans un fond constitué d'albite et de fibres d'amphibole vert pâle, probablement de l'actinote, au centre desquelles subsistent parfois des aiguilles de glaucophane. Des grains de sphène parsèment la roche.

2°) Etude chimique

Toutes les roches échantillonnées ont été analysées. Les résultats figurent dans le tableau G p. 16 à 19 du fascicule annexe. Sr, Rb, Y et Zr ont été dosés à la fluorescence X sur quelques échantillons (voir tableau H p. 20 du fascicule annexe).

Comme pour les coussins splitiques, les analyses chimiques sont caractérisées par :

- une relative homogénéité de composition entre les coeurs
- une hétérogénéité entre les différentes zones des coussins.

Je commencerai donc par préciser les compositions chimiques des coeurs avant d'étudier les zonations.

* - Compositions chimiques des coeurs.

Si l'on excepte les alcalins, les compositions des coeurs sont assez proches de celles des coeurs du Chenaillet (voir la fig.94 p.219 récapitulative des compositions des coeurs des coussins métamorphiques). On remarque cependant :

- des teneurs en SiO₂ un peu plus faibles (autour de 50%)
- des teneurs en TiO₂ plus faibles (entre 1 et 1,50%)
- des teneurs en Al₂O₃ plus élevées notamment dans PE₄ C qui en contient 18,76 %.
- des teneurs en H₂O⁺ (ou P.F.) plus élevées également.

La grande différence concerne les alcalins. Les roches de Péas contiennent en effet du potassium :

- un peu moins de 1% pour PE₄ C, avec un rapport $K_2O / Na_2O + K_2O = 0.14$
- autour de 3% pour les coussins de Péas inférieur, avec des rapports K_2O/Na_2O+K_2O variant de 0.40 à 0.50.

La somme des alcalins est par ailleurs plus élevée dans PE₄ C, seul coussin contenant de la néphéline normative, les autres étant à olivine-hypersthène.

Les roches massives sont moins riches en silice et en alcalins que les coeurs de coussins, mais elles contiennent également du potassium en quantité non négligeable quoique plus faible (0.55 et 0.34%).

Par leurs teneurs en calcium et en eau, les roches de Péas se rapprochent donc des spilites du point de vue chimique. Certaines présentent cependant un rapport K_2O/Na_2O+K_2O inhabituel dans ces dernières.

Les éléments traces sont également comparables, en teneur, à ceux du Chenaillet. On observe cependant :

- des teneurs en vanadium et zirconium relativement faibles, à rapprocher de TiO₂
- des teneurs en chrome et nickel élevées, mais ces deux éléments ne présentent malgré tout pas une bonne corrélation.
- des teneurs en barium et rubidium élevées, à rapprocher de la présence de K₂O.

α - Zonations chimiques dans les coussins.

Les deux types de coussins (variolitiques et non variolitiques) sont caractérisés par des diagrammes de zonation très différents (fig. 63)

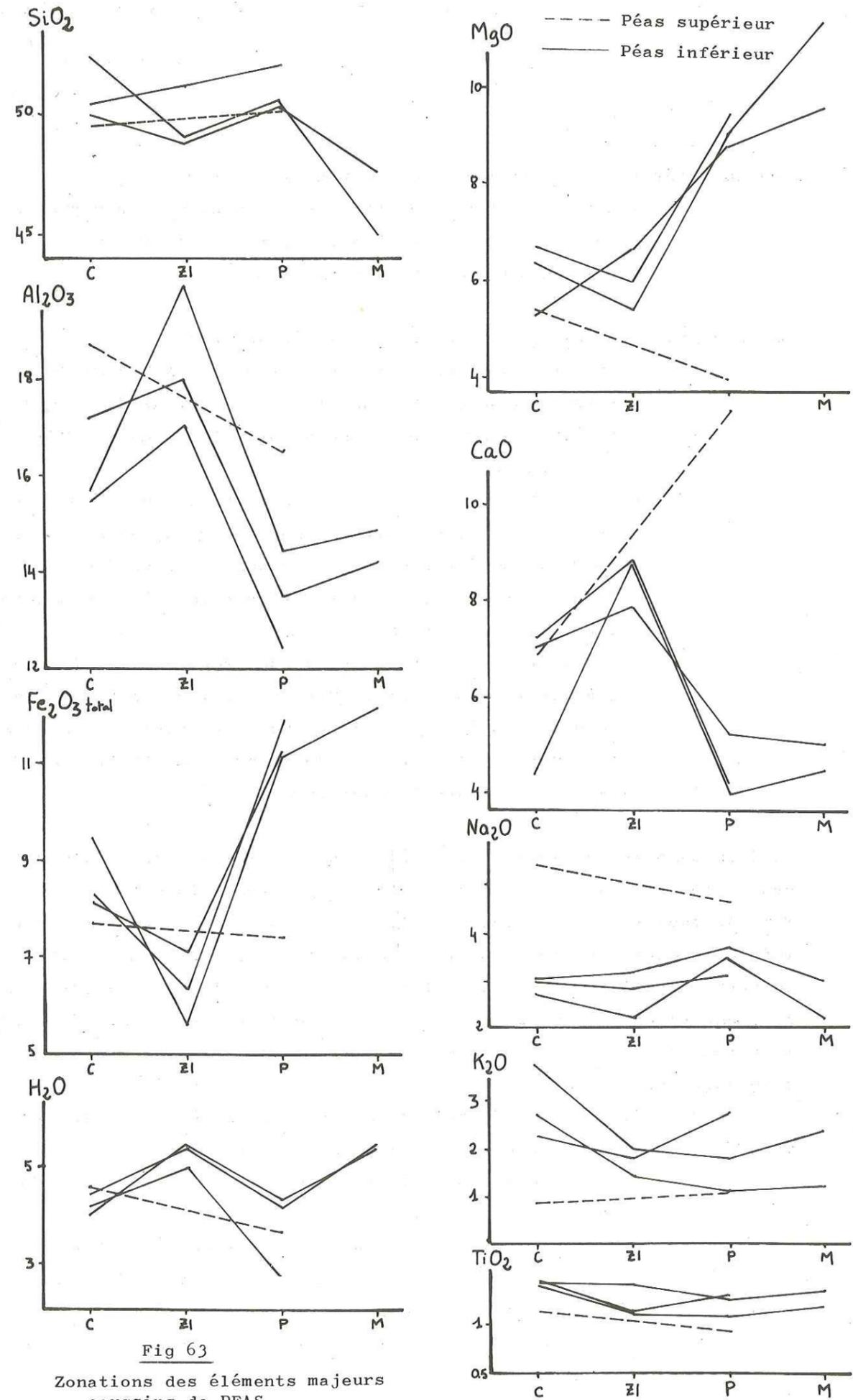


Fig 63
Zonations des éléments majeurs coussins de PEAS

Les coussins de Péas supérieur sont caractérisés par :

- une forte augmentation du calcium dans la périphérie,
 - une forte baisse de l'alumine et du magnésium.
- Les autres éléments varient peu.

Les coussins de Péas inférieur sont caractérisés par :

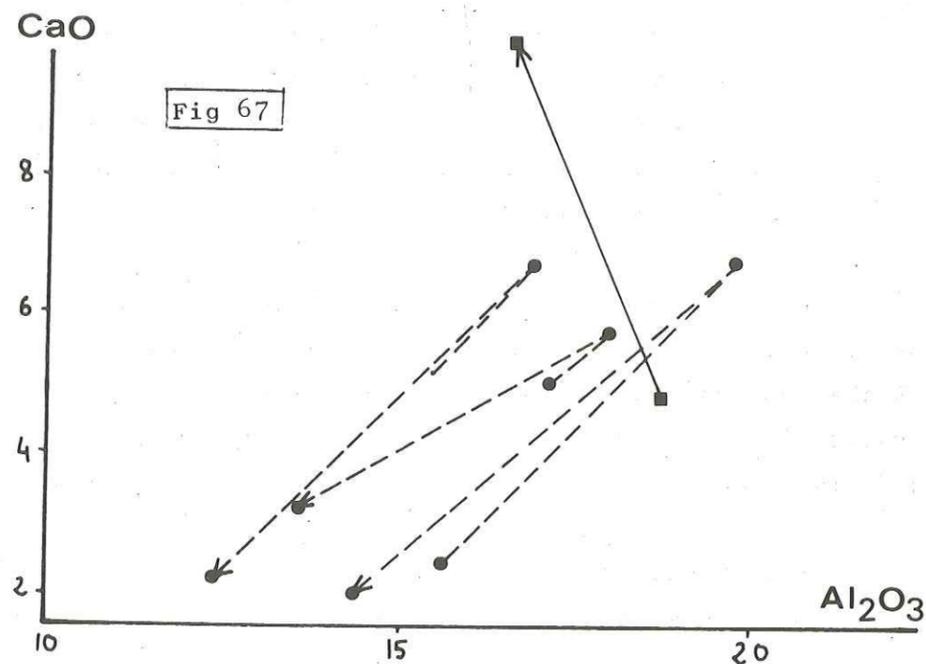
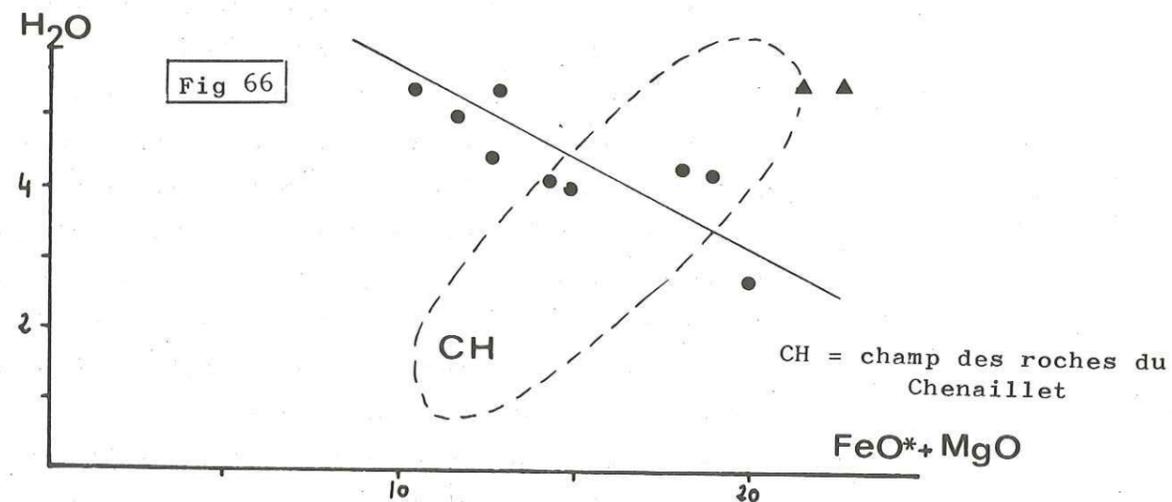
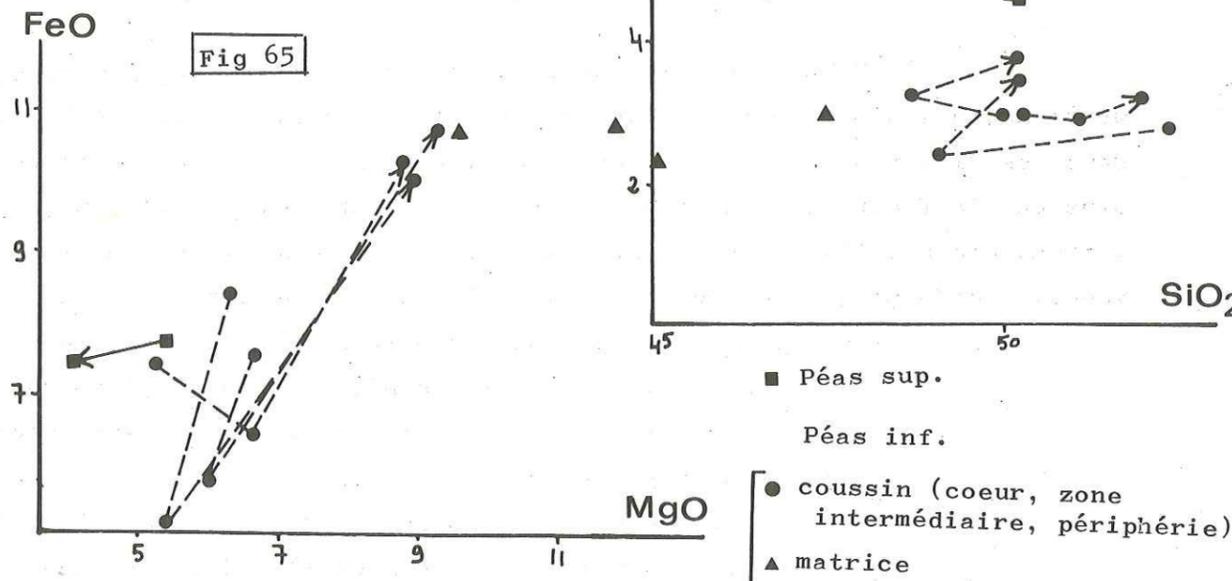
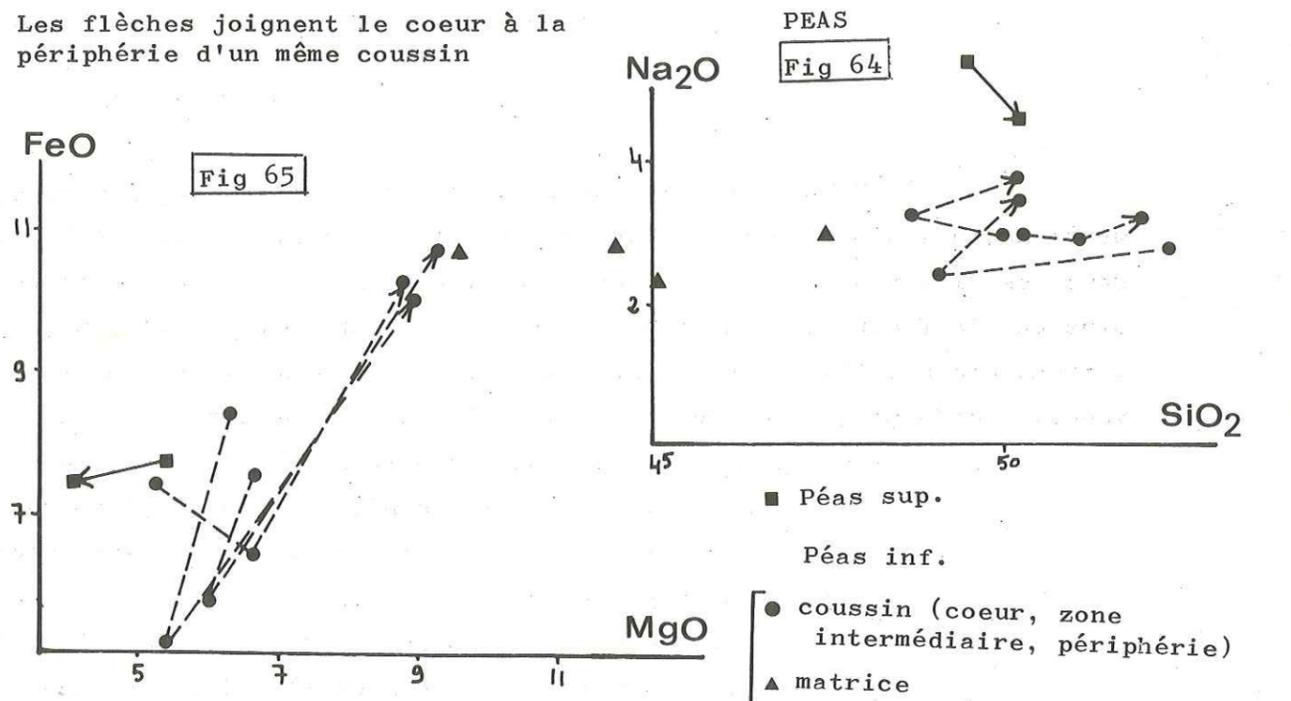
- une augmentation très marquée de CaO, Al₂O₃ et, à un moindre degré, H₂O dans la zone intermédiaire, tandis que on observe une baisse de SiO₂ (sauf dans PE20), Fe₂O₃^x et MgO.
- une chute de Al₂O₃, CaO, à un moindre degré H₂O dans la périphérie, parallèle à une forte augmentation de Fe₂O₃^x, MgO, et une légère augmentation de SiO₂
- le potassium a tendance à diminuer dans la périphérie tandis que le sodium augmente.
- les matrices inter-coussins sont enrichies en fer, magnésium et eau et appauvries en silice par rapport aux coussins, mais CaO, Na₂O et K₂O n'en sont pas absents.
- le titane peut être considéré comme constant, tant dans les coussins que les matrices.

Si l'on compare ces zonations à celles du Chenaillet, on voit que les seuls éléments majeurs à conserver un comportement identique sont le fer, le magnésium, le calcium et le titane. L'alumine et l'eau suivent ici le calcium dans les coussins (la matrice est différente, comme on le verra ultérieurement). La silice diminue dans la zone intermédiaire et augmente en périphérie : ce profil est comparable à celui de CH₄₃, mais pour cet élément seulement. Ainsi, on n'observe pas les mêmes diagrammes de zonations.

Il est intéressant de voir si les corrélations mises en évidence pour les coussins splitiques sont conservées ici :

- la corrélation positive Na₂O/SiO₂ n'est plus très bonne (fig. 64)
- la corrélation positive FeO^x/MgO subsiste (Fig. 65)
- la corrélation positive entre l'eau et le fer et le magnésium est totalement détruite (fig. 66)
- il paraît par contre que les comportements de l'alumine et du calcium sont liés (fig. 67).

Les flèches joignent le coeur à la périphérie d'un même coussin



Au Chenaillet, les corrélations observées entre les éléments majeurs s'expliquaient, on l'a vu, par le rapport albite/chlorite dans les différentes zones. A Péas, les minéraux essentiels des coussins de l'affleurement inférieur sont la glaucophane et la lawsonite, l'abondance relative de ces minéraux variant, là encore, suivant les zones. Ceci explique les nouvelles corrélations observées.

- l'alumine et le calcium entrent essentiellement dans la lawsonite, le fer et le magnésium dans la glaucophane : les corrélations positives entre ces éléments s'expliquent donc parfaitement.
- l'eau est beaucoup plus abondante dans la lawsonite (11%) que dans la glaucophane (autour de 2%). C'est pourquoi H₂O semble ici suivre l'alumine et le calcium et non plus FeO^x et MgO. Cela se traduit très bien dans la Fig. 66. La corrélation H₂O/FeO^x+MgO est négative dans les coussins puisque les zones riches en glaucophane sont plutôt pauvres en lawsonite. Mais j'ai figuré le champ des roches du Chenaillet : il est remarquable de constater que les matrices, qui sont, elles, dans le faciès schiste-vert, à albite-chlorite, se placent dans le prolongement de ce champ, et pas du tout sur la ligne dessinée par les coussins eux-mêmes.
- dans ces coussins métamorphisés, il n'existe pas de phase nettement plus riche en silice que les autres, qui soit comparable à l'albite par rapport à la chlorite. Ainsi, à l'exception des matrices encore une fois, les teneurs en SiO₂ varient peu dans les coussins (de 49 à 52 % environ). Cela explique que la corrélation positive entre Na₂O et SiO₂ devienne médiocre.

Le coussin PE₄ ne suit pas du tout les règles citées. Ce n'est pas surprenant puisque son coeur est albite-chlorite et sa périphérie à glaucophane - lawsonite - pyroxène sodique. Le problème est de savoir pourquoi il diffère des autres. Il est impossible de répondre à cette question, dans l'état actuel de mon travail. Ses particularités sont :

- l'absence de varioles
- la présence d'un encaissant de nature sédimentaire, ri-

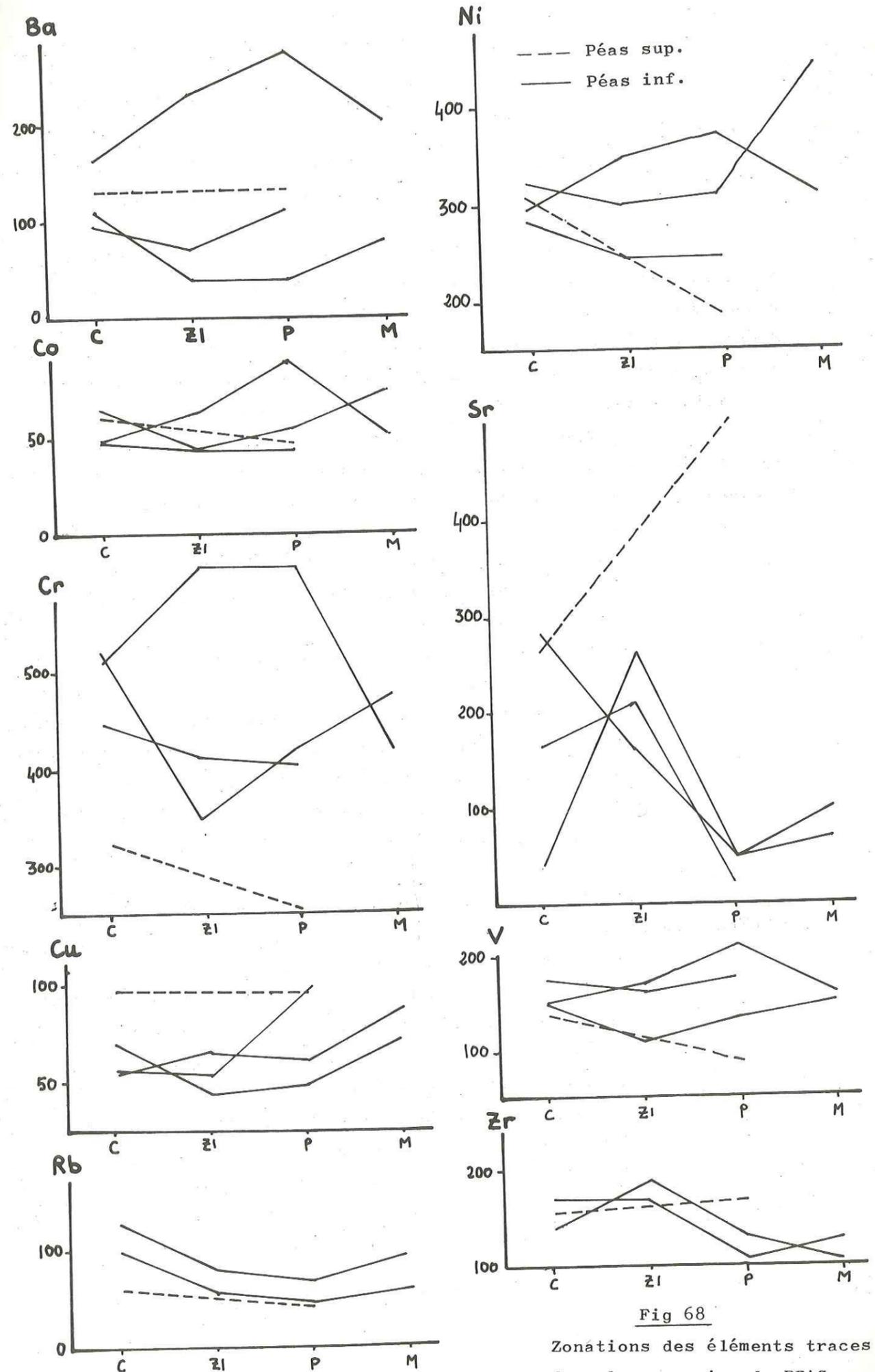


Fig 68

Zonations des éléments traces dans les coussins de PEAS

che en calcite, qui pourrait, peut être expliquer son enrichissement en calcium dans la périphérie.

Un certain nombre de corrélations avaient été mises en évidence entre certains éléments majeurs et éléments traces dans les coussins du Chenaillet. A Péas, les diagrammes de zonations des éléments traces (fig. 68) montrent des variations marquées entre les différentes zones, notamment pour le barium, le chrome, et le strontium, à un moindre degré pour le nickel, le zirconium et le rubidium.

Au Chenaillet, il existait une corrélation positive entre MgO et Ni, V et TiO₂, TiO₂ et Zr, et j'avais rapproché les très faibles teneurs en barium et en rubidium en l'absence du potassium.

A Péas :

- la corrélation positive vanadium/titane est conservée (fig. 69) mais le champ de ces roches est décalé des teneurs plus faibles
- les corrélations magnésium/nickel et titane/zirconium n'existent plus
- il n'existe pas de corrélation positive entre le barium et le potassium par contre la corrélation positive potassium/rubidium est excellente (fig. 70).
- une corrélation positive entre le strontium et le calcium s'esquisse (fig. 71).

Ceci tendrait à prouver que lors du métamorphisme à glaucophane-lawsonite :

- vanadium et titane ne bougent pas.
- le potassium et le rubidium sont mobiles mais restent liés alors que le barium migre indépendamment.
- le magnésium et le nickel deviennent indépendants
- le calcium et le strontium qui ne semblaient pas liés au Chenaillet le deviennent ici : ces éléments doivent être remobilisés lors du métamorphisme
- l'absence de corrélation entre zirconium peut n'être due qu'à l'homogénéité des valeurs (le titane varie de 0.97 à 1.48 , le zirconium de 117 à 190 ppm).

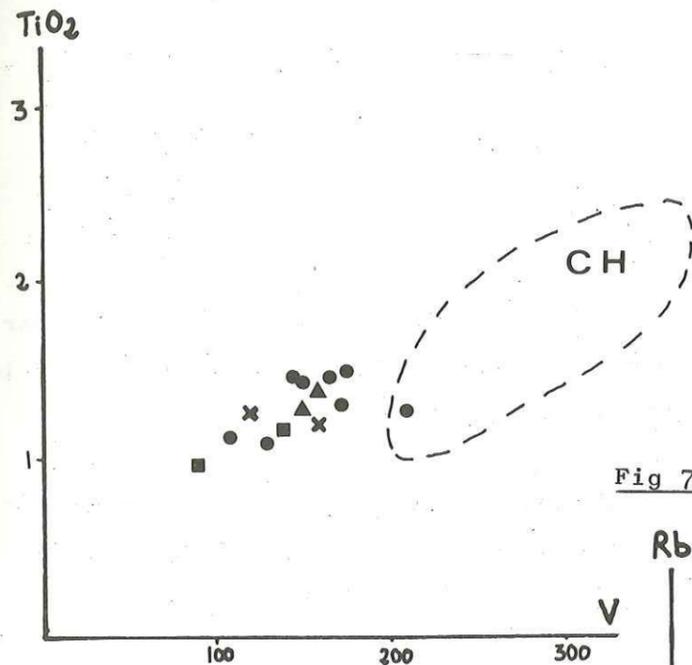


Fig 69 - Diagramme titane / vanadium

Fig 70 - Diagramme rubidium / potassium

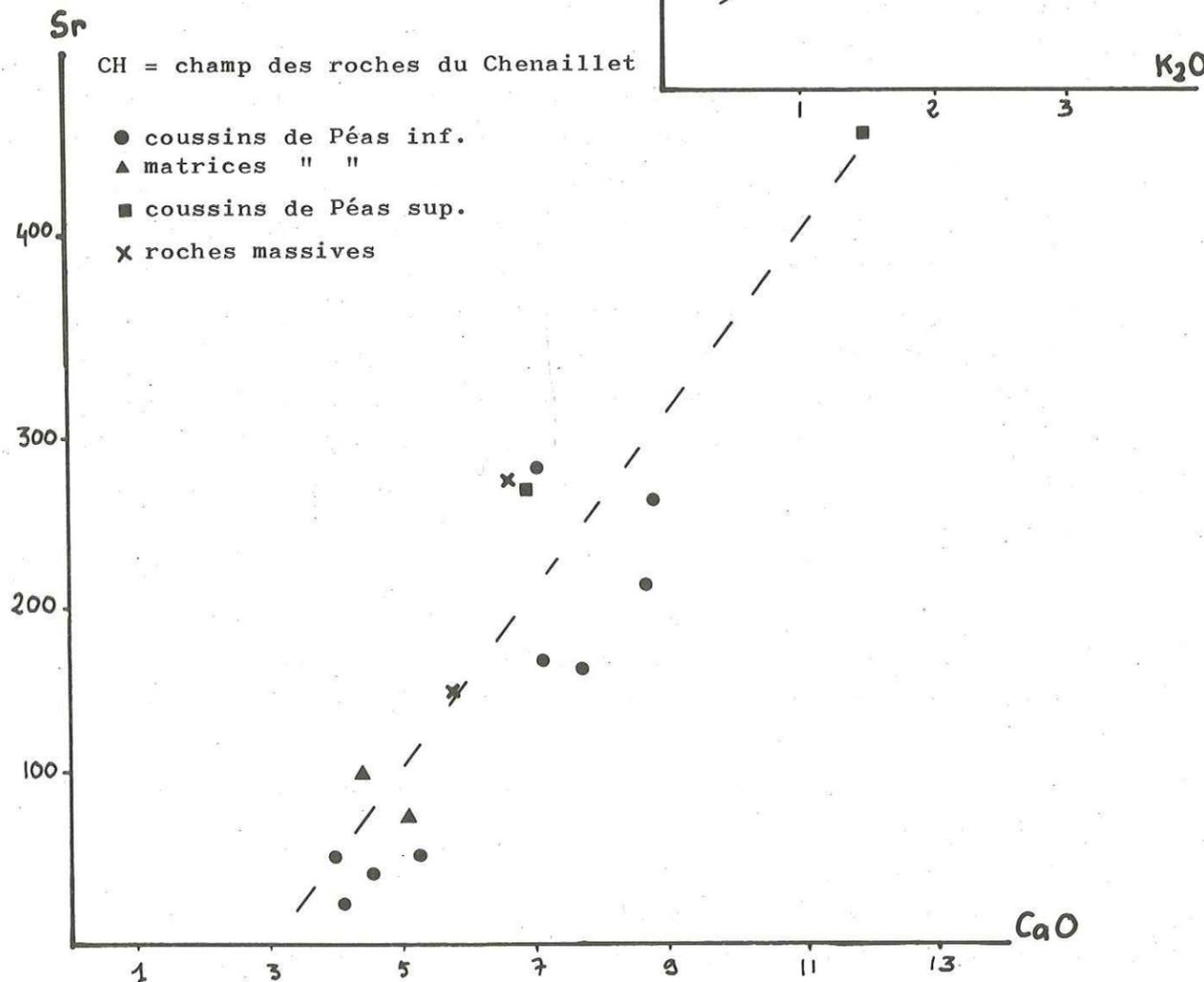
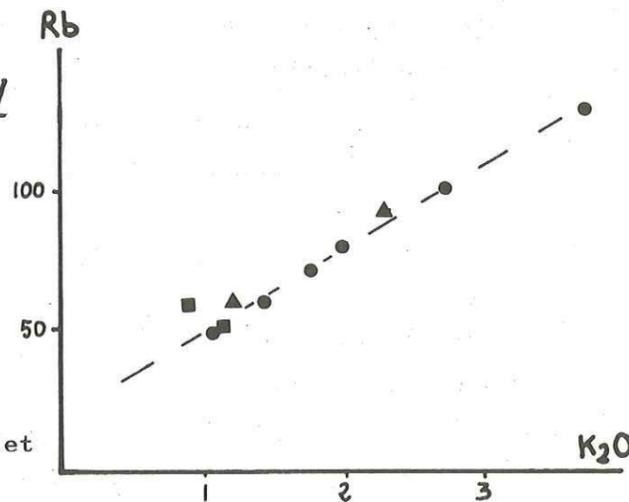


Fig 71 - Diagramme strontium / calcium

II - LES COUSSINS DU PIC MARCEL.

La coupe des ophiolites du Pic Marcel a été décrite par CABY et al. (1971). On y observe des serpentines, des gabbros, des laves en coussins et des jaspes, ainsi qu'une brèche polygénique comprenant des éléments acides.

J'ai échantillonné deux coussins de lave et leur matrice dans la falaise située entre le col et la cote 2873, ainsi que deux filons dans la brèche polygénique (voir fig. 79, p.189).

1°) Descriptions pétrographiques.

κ - les coussins

Du point de vue pétrographique, les coussins du Pic Marcel sont analogues à ceux de Péas. Deux différences peuvent être cependant soulignées :

- la moindre abondance du mica blanc
- l'absence d'une zone intermédiaire aussi marquée qu'à Péas, une matrice de glaucophane apparaissant très vite entre les varioles de lawsonite.

Les matrices, elles, sont différentes de celles de Péas. On y devine l'ancienne structure des hyaloclastites mais elles présentent l'association chlorite-mica blanc-épidote-sphène. L'albite est quasiment absente. On retrouve cependant la dualité de faciès : schiste-bleu pour les coussins, schiste-vert pour les matrices.

Les caractéristiques dimensionnelles et minéralogiques des différentes zones des coussins sont rassemblées dans le tableau XVII.

κ - les filons

Les deux filons recoupant la brèche polygénique présentent des paragenèses minérales différentes.

Le premier (PM7) est constitué d'une roche bleutée, compacte, à grain très fin. Au microscope, on observe l'association glaucophane-lawsonite-mica blanc, avec des grains de sphène et des minéraux opaques. Des niveaux lenticulaires d'albite sont répartis dans la roche. Du point de vue minéralogique, ce filon est analogue aux

Tableau XVII

Coussins échantillonnés au Pic Marcel. Dimensions et composition minéralogique des différentes zones

N° du coussin		PM1	PM14
Dimensions globales L x l en cm		35 x 80	70 x 100
coeur	N°	PM1 C	PM14 C
	comp. minér.	glaucophane - lawsonite mica blanc - albite	glaucophane - lawsonite mica blanc - albite
zone inter- médiaire	N°	PM1 ZI	PM14 ZI
	épaisseur	3 cm	4 cm
	comp. minér.	V = lawsonite - (glauco) (M = glaucophane)	V = lawsonite - (glauco) (M = glaucophane)
périphérie	N°	PM1 P	PM14 P
	épaisseur	2 cm	2 cm
	comp. minér.	V = lawsonite - (glauco) M = glaucophane	V = lawsonite - (glauco) M = glaucophane
matrice	N°	PM1 M	PM14 M
	comp. minéral.	chlorite - mica blanc épidote	chlorite - mica blanc épidote

V = varioles, M = matrice intervarioles. Le sphène est présent dans toutes les zones. Dans la zone intermédiaire, la matrice des varioles, très peu abondante, a été figurée entre parenthèses.

coeurs de coussins.

Le second (PM13) présente un grain plus grossier avec, sur l'échantillon, des zones bleues et des zones verdâtres. Cela correspond, au microscope, à des zones à glaucophane et des zones à pyroxène sodique, ce dernier montrant des teintes de biréfringence anormales dans les bleu et marron. Le mica blanc, la lawsonite et le sphène sont également présent. Enfin des amas de calcite, quartz et albite parsèment la roche. Ce filon se distingue donc des autres roches échantillonnées au Pic Marcel par la présence du pyroxène sodique.

2°) Etude chimique

Les roches échantillonnées ont été analysées (voir tableau J du fascicule annexe p. 22 - 24). Sr, Y, Rb et Zr ont été dosés à la fluorescence X sur un coussin (PM1) et un filon (PM7): tab.K p.25.

α - les coeurs et les filons

Les compositions des coeurs de coussins sont comparables à celles du Chenaillet à l'exception, encore une fois, des teneurs en alcalins (voir fig. 94, p.219). On peut cependant noter :

- un rapport Fer total/magnésium un peu plus élevé (1.80 à 2)
- des teneurs en titane comprises entre 2.20 et 2.30 %
- des teneurs en calcium un peu plus faibles.

Les coussins du Pic Marcel contiennent du potassium (autour de 1 %), en quantité moins importante que ceux de Péas mais non négligeable. Le total des alcalins dépasse 7 %, ce qui explique la présence de néphéline normative.

Les deux filons ont des compositions un peu différentes : le filon à pyroxène sodique est nettement plus riche en silice et en sodium que l'autre.

α - Zonations chimiques dans les coussins

Les coussins du Pic Marcel présentent une zonation chimique très marquée, dont les tendances sont comparables à celles des coussins de Péas inférieur (fig. 72).

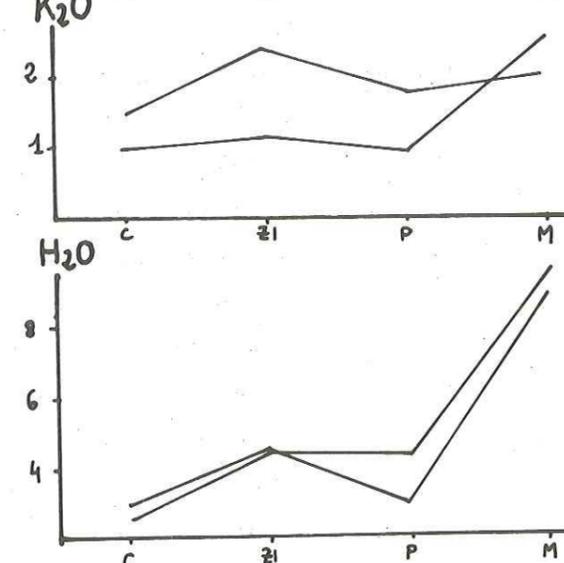
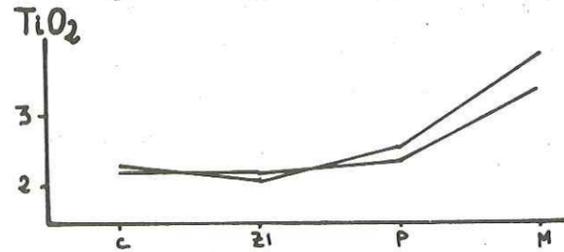
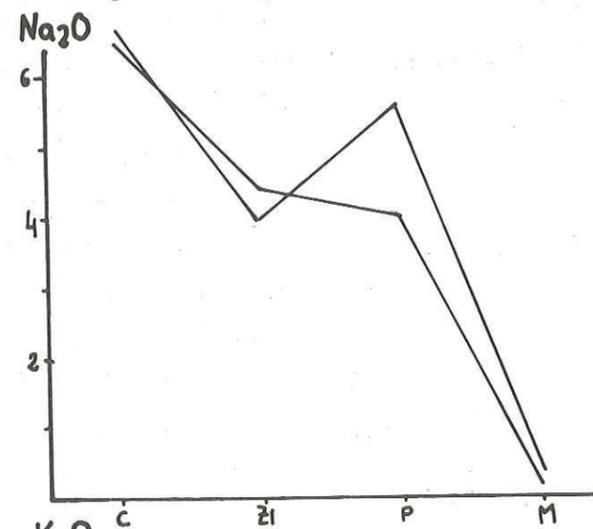
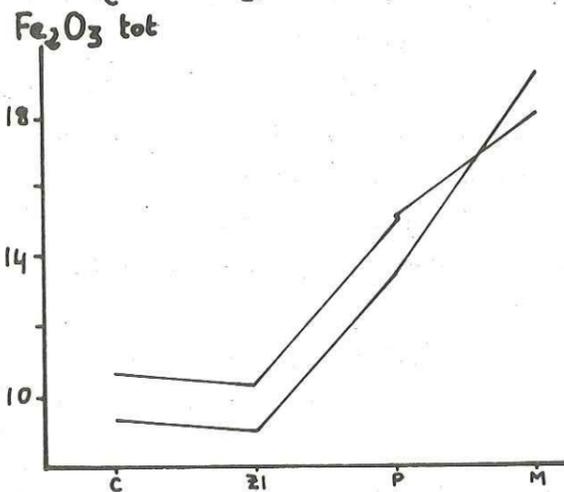
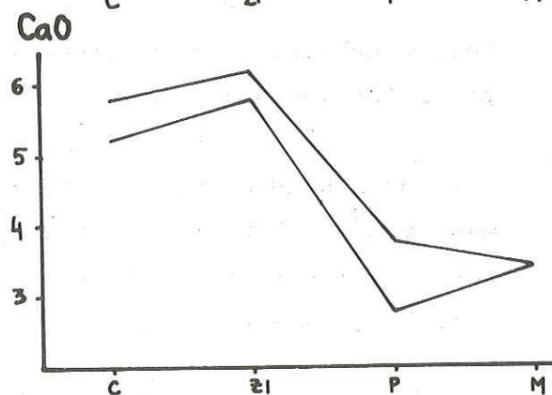
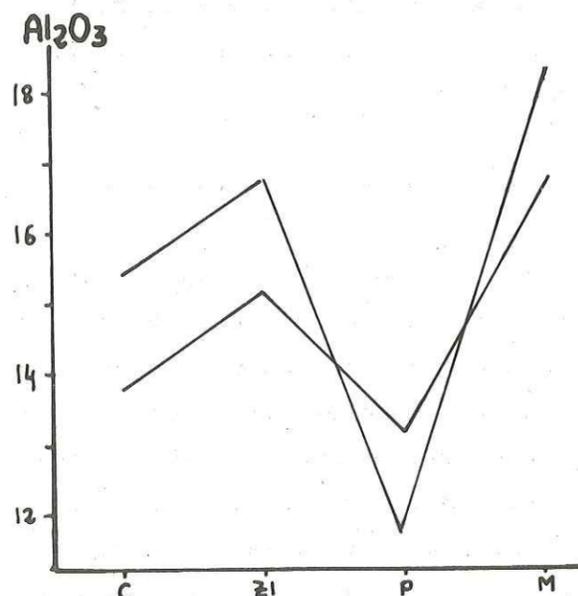
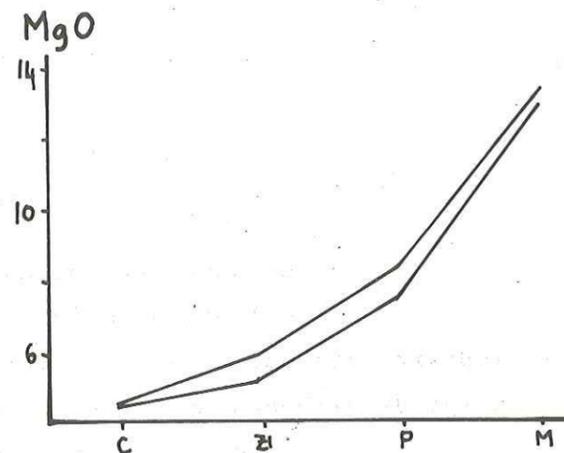
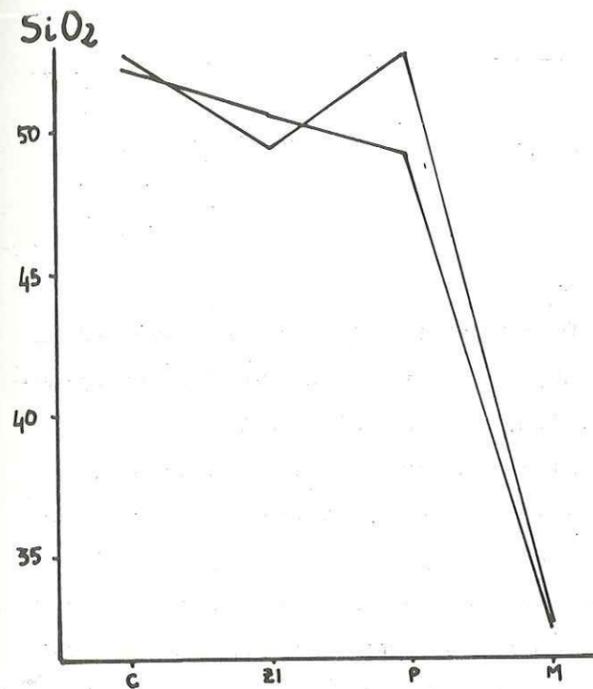


Fig 72
Zonations des éléments majeurs coussins du PIC MARCEL

On remarque cependant que :

- l'augmentation de CaO, Al₂O₃ et H₂O dans la zone intermédiaire est moins marquée. Cela s'explique par l'apparition de la matrice de glaucophane entre les varioles, plus rapide qu'à Péas.

- le comportement des alcalins est un peu différent : le sodium présente une tendance à la baisse dans les zones externes, le potassium variant peu.

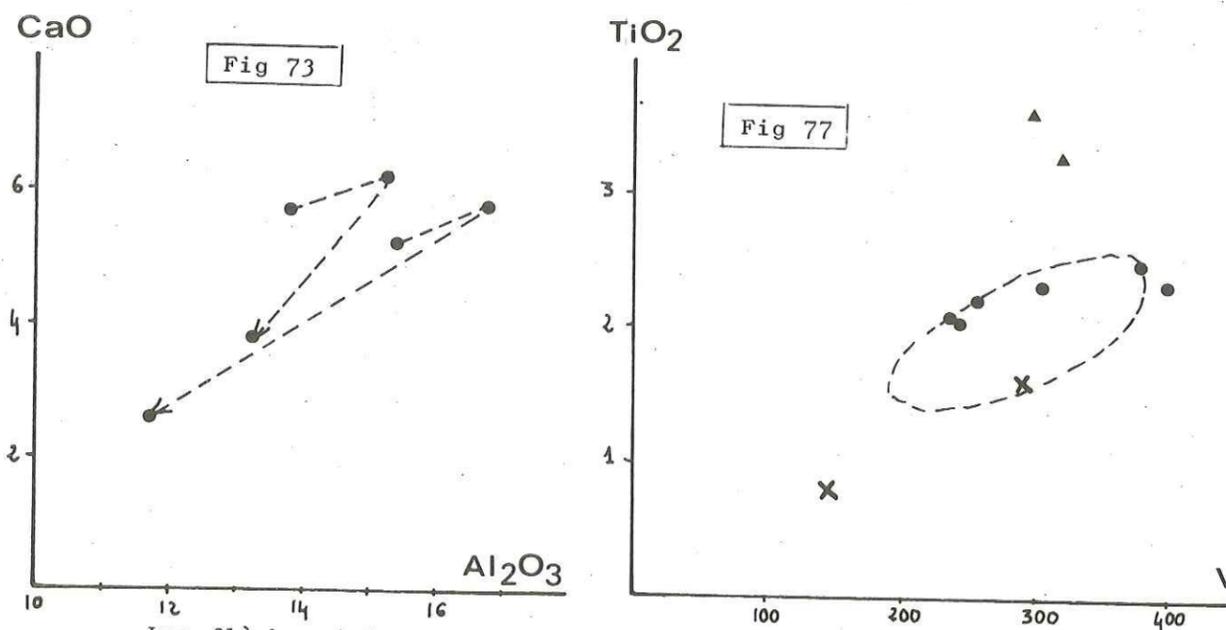
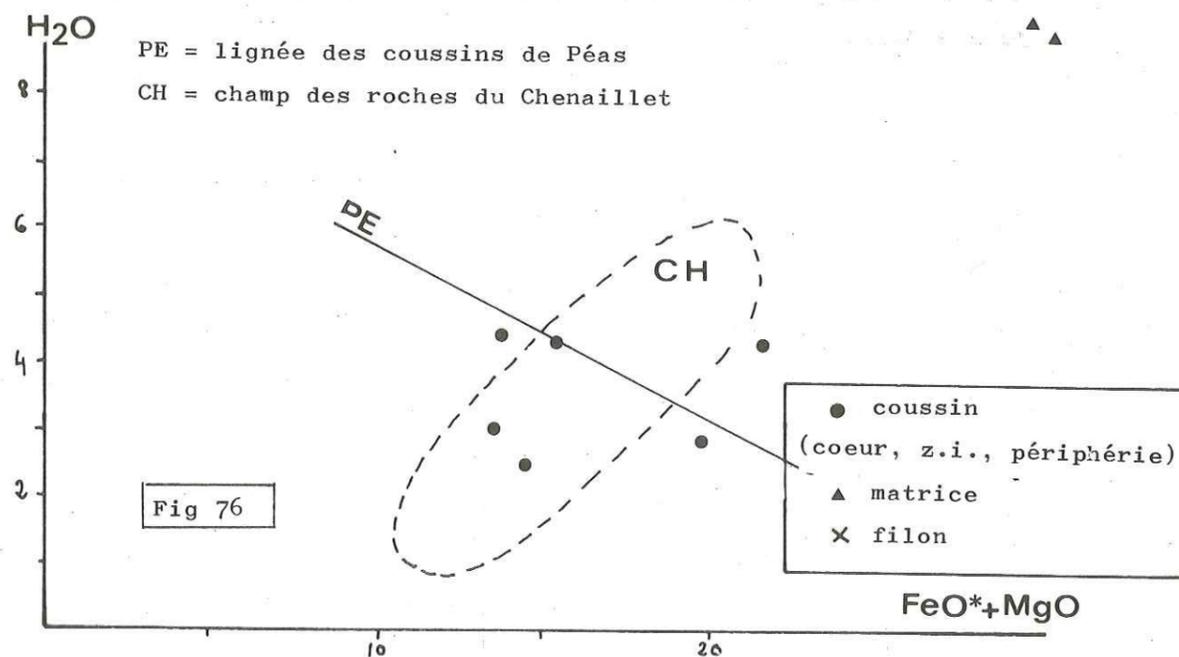
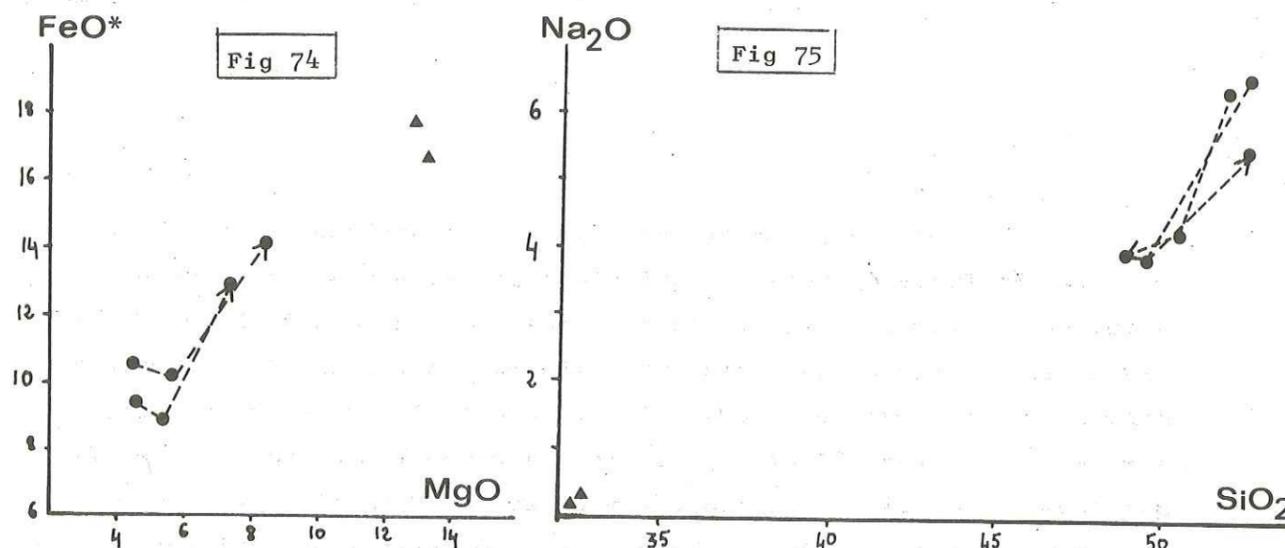
- les matrices sont très pauvres en Na₂O, car l'albite est très peu abondante. Elles sont par contre nettement enrichies en fer, magnésium et H₂O, et beaucoup plus pauvres en SiO₂ que celles de Péas, car la chlorite y est le minéral prédominant. Les teneurs en titane y sont également très élevées (> 3 %).

Si on reprend les corrélations entre éléments majeurs signalées à Péas, il apparaît que :

- la corrélation positive CaO/Al₂O₃ existe toujours dans les coussins, quoi que moins nette qu'à Péas (fig. 73)
- les coeurs sont enrichis en fer par rapport au magnésium, contrairement aux autres zones (fig. 74)
- la corrélation positive Na₂O/SiO₂ reste moyenne (fig. 75)
- dans le diagramme H₂O/FeO*+MgO les points représentatifs des coussins forment plutôt un amas, mais encore une fois les matrices se placent dans le prolongement du champ des roches du Chenaillet (Fig. 76).

Les éléments traces présentent également des variations de teneurs entre les différentes zones. On observe que :

- calcium et strontium ne sont pas corrélés
- les corrélations positives MgO/Ni, barium/potassium, n'existent pas
- les corrélations positives rubidium/potassium et zirconium/titane n'existent pas non plus, mais je ne dispose que de 4 points.
- dans le diagramme vanadium/titane (fig. 77), les points représentatifs des coussins tombent à peu près dans le champ des roches du Chenaillet, mais les matrices, pour des teneurs en vanadium équivalentes, sont nettement enrichies en titane.



Les flèches joignent le coeur à la périphérie d'un même coussin

Pour les éléments majeurs, le comportement est comparable aux résultats de Péas, ce qui n'est pas surprenant puisque, du point de vue minéralogique, les coussins sont analogues. La différence essentielle concerne le potassium, nettement moins abondant au Pic Marcel. Pour les éléments traces, il semble qu'ici le strontium ne soit pas lié au calcium. D'autre part, le diagramme V/TiO₂ paraît montrer que dans les matrices, le comportement du vanadium et du titane était indépendant, puisque l'on y observe une concentration du titane et non du vanadium.

III LES COUSSINS DE ROCHE NOIRE (Versant Cristillan)

L'affleurement des ophiolites de Roche Noire a été décrit par LEMOINE (1971) et TRICART (1974). Il comprend une importante masse de serpentines dans lesquelles sont inclus des gabbros recoupés de filons, des laves en coussins et des brèches de coussins (voir fig. 79 p.189) (coordonnées Lambert : feuille 1/20.000). Localement, on observe des jaspes, mais ils ne sont jamais au contact direct des coussins.

1°) Descriptions pétrographiques

Les laves en coussins ne sont pas variolitiques. Les coussins sont très étirés et séparés par une matrice schisteuse verte. Généralement, ils semblent homogènes mais certains présentent une périphérie d'aspect bréchique. Des éléments de forme elliptique, de 0.5 à 1 cm de grand axe, de couleur bleutée comme le coeur du coussin, sont emballés dans une matrice verte comparable à la matrice inter-coussins : en fait on a l'impression que celle-ci pénètre la périphérie du coussin. Cette croûte bréchique ne dépasse jamais 2 à 3 cm d'épaisseur.

J'ai échantillonné deux coussins de lave et leur matrice. L'un présente une croûte bréchique (RN16), l'autre non (RN4). Les assemblages minéralogiques des différentes zones des coussins sont précisés dans le tableau XVII. Le microscope révèle que le ciment vert de la croûte bréchique est bien comparable à la matrice inter-coussins. Ainsi, la périphérie de RN16 est beaucoup plus riche en chlorite que celle de RN4.

Un filon dans les gabbros a également été échantillonné. Il s'agit d'une roche bleue, à grain fin. Le microscope révèle la prédominance de la glaucophane, à laquelle est associée la lawsonite et du pyroxène sodique. Une paragenèse secondaire à chlorite, albite et amphibole quasiment incolore résulte de la transformation de la première. Le sphène est partout présent.

Tableau XVIII

Caractéristiques dimensionnelles et minéralogiques des coussins de Roche Noire

N° du coussin		RN4	RN16
Dimensions globales (en cm)		30 x 60	20 x 60
coeur	N° de l'échantillon	RN4 C	RN16 C
	Minéraux essentiels	glauco-albite mica blanc-(chl)	glauco-Ab- mica blanc (chl -ép. -calcite)
Péri-phérie	N° de l'échantillon	RN4 P	RN16 P
	épaisseur	2 cm	1.5 cm
	Minéraux essentiels	glauco- ab - mica blanc (chl)	glauco- Ab- mica blanc - chlorite
matrice	N° de l'échantillon	RN4 M	RN16 M
	Minéraux essentiels	chl- mica blanc	chl -mica blanc

Le sphène est présent dans toutes les zones

Sur le plan minéralogique, les coussins de Roche Noire sont donc caractérisés par l'absence de la lawsonite. Comme à Péas et au Pic Marcel, on observe la dualité de faciès coussin/matrice.

2°) Etude chimique

Les roches échantillonnées ont été analysées (voir tableau M p. 28 -29 du fascicule annexe). Sr, Rb, Y et Zr ont été dosés à la fluorescence X dans RN4 (voir tableau N p. 30).

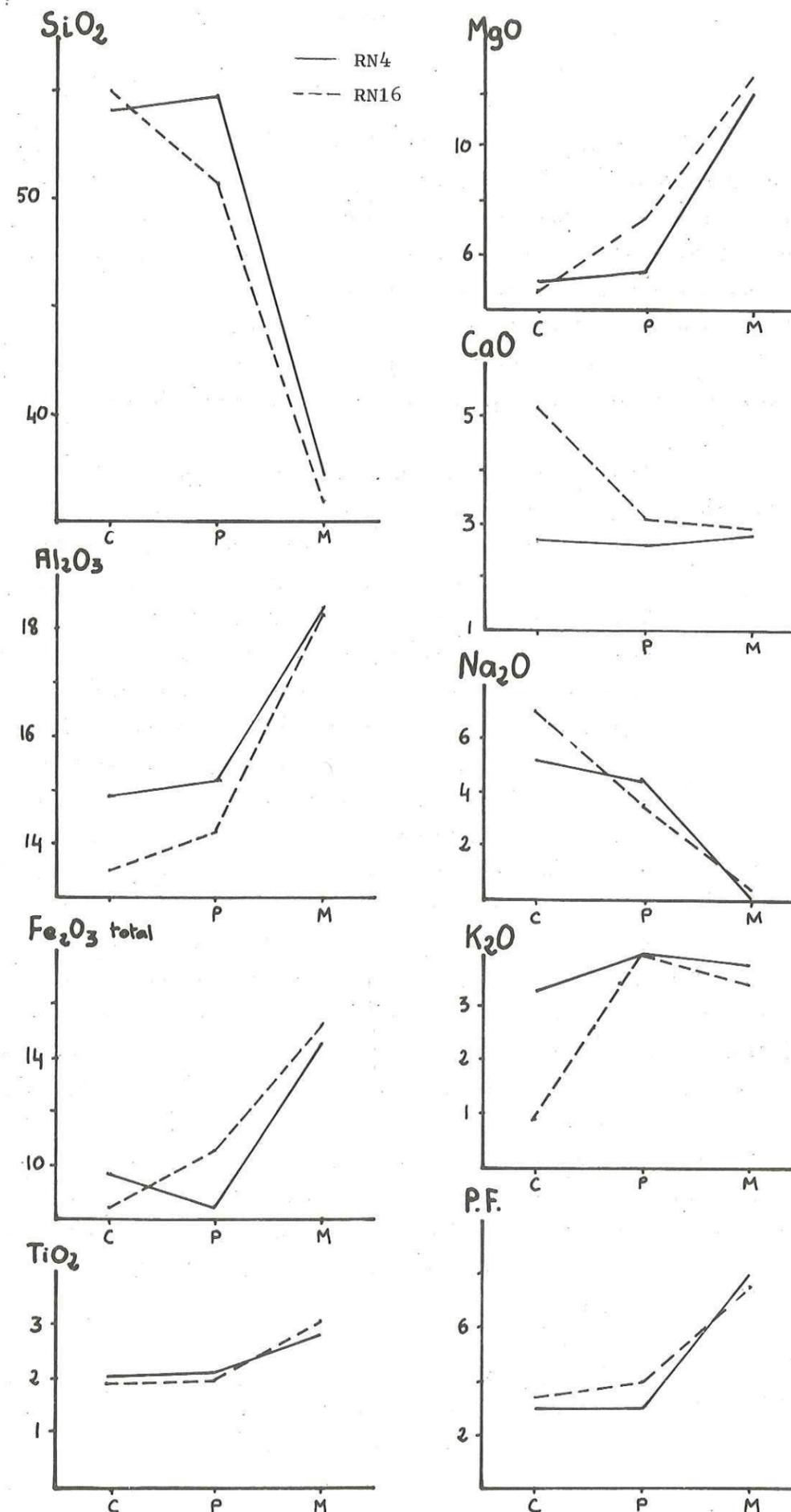


Fig 78 - Zonations des éléments majeurs dans les coussins de ROCHE NOIRE (versant Cristillan)

Les compositions chimiques des deux coeurs sont très voisines. Elles montrent des caractères spilitiques marqués : teneur en eau (autour de 3 %), en CaO (respectivement 2.5 et 5 %) et total des alcalins (> 7 %). Mais elles diffèrent entre elles par leur rapport $K_2O / Na_2O + K_2O$: RN4 est beaucoup plus potassique, caractère qui reflète l'abondance du mica blanc. Toutes deux sont cependant riches en SiO₂.

Le filon est beaucoup moins riche en silice et en sodium que les coeurs de coussins, caractère fréquemment rencontré.

Les diagrammes de zonation des éléments majeurs sont différents pour les deux coussins (Fig 78) :

- le coussin à écorce non bréchique est à peu près homogène du point de vue chimique. Mais par rapport au coussin global, la matrice présente un fort enrichissement en fer, magnésium, aluminium et eau, tandis que la silice et le sodium sont nettement moins abondants. Le titane augmente de façon sensible dans la matrice inter-coussins.
- le coussin à écorce bréchique présente, pour la périphérie, des teneurs pour les différents éléments intermédiaires entre celles du coeur et celles de la matrice. Cela n'est pas surprenant puisque, on l'a vu, l'écorce du coussin est en fait un mélange des deux.

Ainsi, à Roche Noire, les zonations des éléments majeurs sont simples. L'opposition fondamentale concerne les coussins par rapport à leur matrice. On observe un comportement parallèle de la silice et du sodium d'une part, du fer, du magnésium, de l'aluminium et de l'eau d'autre part. Les coussins eux-mêmes ne sont guère différenciés chimiquement, sauf par pénétration de la matrice.

Il est impossible de raisonner sur les éléments traces à cause du trop petit nombre de mesures, cependant on constate :

- qu'un certain nombre d'éléments sont constants dans le coussin mais augmentent dans la matrice : Cr, Ni, Zr et à un moindre degré Co, Cu, V
- le strontium reste très faible
- le barium présente des valeurs dispersées, semblant généralement liées à celles du potassium alors que le rubidium, dosé seulement dans RN4, paraît constant.

En conclusion, on peut dire que les coussins de Roche Noire sont très différents de ceux de Péas et du Pic Marcel.

- ils ne sont pas variolitiques
- ils sont à peu près homogènes du point de vue chimique
- l'opposition chimique essentielle concerne les coussins par rapport aux matrices. Elle se superpose à une différence de faciès métamorphique déjà signalée dans les deux autres affleurements.

IV - LES COUSSINS DE HAUTE UBAYE.

En Hte Ubaye, les ophiolites affleurent en différents points. La masse essentielle a été étudiée par STEEN (1972). Elle comprend des serpentines, de rares pointements de gabbros, de grands affleurements de dolérites grossières et des laves en coussins, parcourues de filons, associées à des jaspes. Dans les serpentines, on observe quelques pointements de syénite albitique que Steen compare à celle du Chenaillet. Les laves en coussins sont limitées au Pic du Pelvat et au Pelvat de Chabrière (ensemble du massif des deux Pelvats), et la rive gauche de Chabrière. En dehors de ce principal ensemble, des laves en coussins métamorphisées forment un affleurement réduit au-dessus de Combe Brémond (STEEN, 1972) et sous le pic de Roche Noire (LEMOINE et al. 1970) (Fig. 79).

Des échantillons de coussins ont été prélevés

- à Combe Brémond
- à Roche Noire, versant Ubaye
- au Pic du Pelvat
- sur la rive gauche de Chabrière.

J'ai également échantillonné un filon dans les laves en coussins et les dolérites grossières, selon la terminologie de Steen, qui constituent l'essentiel de la masse du Pic du Pelvat.

1°) Descriptions pétrographiques

✕ - Combe-Brémond

L'affleurement de Combe Brémond est très réduit (voir STEEN, 1972). Les coussins sont très étirés et ne présentent pas de varioles. J'ai prélevé un échantillon du coeur, de la périphérie et de la matrice d'un coussin, dont les dimensions sont indiquées dans le tableau XIX.

- le coeur est constitué d'une roche verte à grain très fin, légèrement schisteuse. Au microscope, on observe l'assemblage albite-chlorite-lawsonite-quartz. La schistosité est soulignée par des traînées de fins minéraux opaques
- la périphérie diffère peu du coeur à l'affleurement, la schistosité y est plus nette. La composition minéralo-

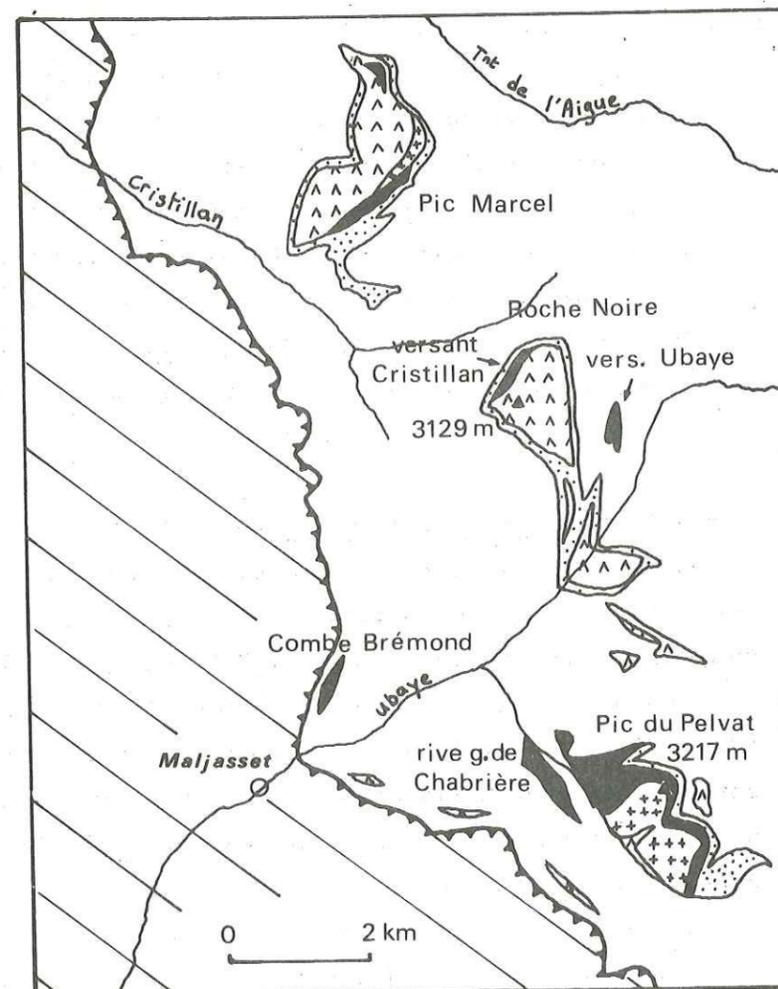
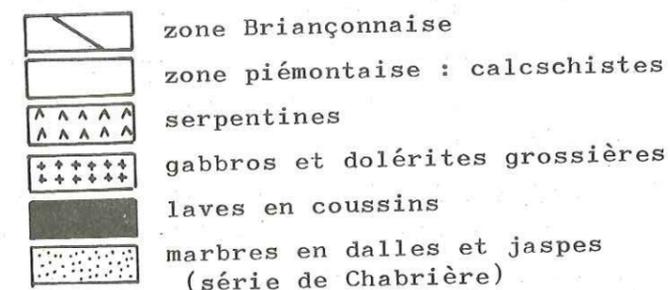


Fig 79 - Schéma de localisation des ophiolites du Ht Cristillan et de Hte Ubaye (D'après LEMOINE et al., 1970)



gique est comparable, le quartz étant plus abondant, formant parfois des lits, tandis que la chlorite se raréfie. Des filonnets à albite-quartz-calcite parcourent la roche.

- la matrice est constituée d'une roche verte franchement schisteuse. Le microscope révèle un assemblage minéralogique différent. La lawsonite n'existe plus, le calcium étant fixé dans la pumpellyite, très abondante, et l'épidote, plus rare. A ces minéraux sont associés la chlorite, constituant l'essentiel de la roche, un peu d'albite et de quartz. Des grains de sphène et des traînées de minéraux opaques, ainsi qu'un peu de calcite diffuse, complètent la paragenèse.

✕ - Roche Noire, Versant Ubaye.

Sous le pic de Roche Noire, sur le versant Ubaye,affleure un gros pointement de laves en coussins métamorphosés, associées à des brèches de coussins, intercalées dans les calcschistes. Il culmine à la cote 2740 m, au-dessus de la Bergerie (Aiguille de Chambeyron 1/20.000 Numéro 1) (Fig. 79). Les coussins de cet affleurement sont moins déformés que ceux de Combe Brémond et sont nettement variolitiques. J'ai prélevé un échantillon du coeur, de la périphérie variolitique et de la matrice d'un coussin (voir tableau XIX).

- le coeur est formé d'une roche bleu-vert à grain très fin, constituée essentiellement d'albite, de chlorite et de sphène. De grands prismes de glaucophane et d'amphibole bleu-vert, apparemment en équilibre, sont disséminés dans la roche, de même qu'un peu d'épidote. La calcite en filonnets ou amas diffus, est abondante.
- dans la périphérie on observe des varioles blanchâtres, de 0.2 à 0.5 cm de diamètre, constituées essentiellement d'albite ponctuée de sphène et de granules de minéraux opaques, dans une matrice formée par l'association glaucophane-amphibole bleu-vert sur un fond d'albite, chlorite et sphène.
- la matrice inter-coussins est une roche schisteuse, vert foncé, piquetée de taches claires. Au microscope, on observe de grandes plages de chlorite fibreuse, avec, ça et là, des amas d'albite et de lawsonite envahie de minéraux

opaques. Sphène et calcite sont encore présents.

Le coussin de Roche Noire, échantillonné dans un pointement de roches vertes isolé au milieu des calcschistes, se singularise donc par la présence de calcite en quantité non négligeable dans toutes les zones.

✕ Pic du Pelvat

Dans le pic du Pelvat, STEEN (1972) décrit deux niveaux de laves en coussins qui correspondent aux deux flancs d'un anticlinal érodé déversé vers le N.E. au coeur duquel affleurent les jaspes et la formation de la Replatte (voir sa coupe 3 C).

Les coussins sont toujours fortement étirés. Ils sont variolitiques, mais les varioles ont une forme elliptique, leur grand axe (qui mesure de 0.3 à plus de 1 cm) étant parallèle à la direction d'étirement des coussins. Sans doute à cause de la déformation tectonique, on ne reconnaît plus que deux zones concentriques : le coeur, homogène, et la périphérie, variolitique. Les individus sont séparés par une matrice schisteuse, localement très abondante.

Deux coussins de la série supérieure (PP1 et PP7) et deux coussins de la série inférieure (PP10 et PP37) ont été échantillonnés. Ces quatre "pillow-lavas" diffèrent entre eux par l'intensité de la rétro-morphose qui les affecte sur le plan minéralogique et qui ne dépend apparemment pas de la série à laquelle ils appartiennent. Leur couleur, à l'affleurement, traduit leur composition minéralogique.

Ainsi PP7, de teinte bleutée, présente :

- l'association glaucophane-lawsonite-sphène dans le coeur
- des varioles essentiellement composées de lawsonite dans une matrice de glaucophane+sphène dans la périphérie
- une matrice inter-coussins constituée de glaucophane, pumpellyite et sphène, dont la structure est celle d'une hyaloclastite étirée.

Par contre PP1, de teinte verte, présente :

- un coeur à albite-actinote-chlorite-sphène, avec de rares reliques de glaucophane et de lawsonite
- des varioles d'albite et de lawsonite dans une matrice de chlorite, pumpellyite et sphène (dans la périphérie. De rares grains de quartz, disséminés dans la roche, de forme grossièrement circulaire mais aux contours diffus, au

blage chlorite-épidote-mica blanc-quartz. La schistosité est soulignée par des traînées de minéraux opaques et de sphène. De la calcite tardive est également présente.

* - Filon et dolérites grossières du Pelvat.

J'ai échantillonné un filon à grain fin recoupant les laves en coussins de la série supérieure, et les dolérites grossières du Pelvat, le premier pour le comparer avec les coeurs de coussin, les secondes avec les roches grenues du Chenaillet.

- le filon est constitué d'une roche verte à grain extrêmement fin. Au microscope, la roche s'avère obscurcie par des minéraux opaques. On reconnaît l'association primaire lawsonite-glaucophane mais la lawsonite est presque entièrement pseudomorphosée par de la pumpellyite et la glaucophane se transforme en albite+chlorite. Du mica blanc est également présent, notamment dans des veinules.

- les dolérites échantillonnées sont de 2 types : à augite et à glaucophane (voir STEEN, 1972).

la dolérite augitique est une roche verte à structure intersertale visible à l'oeil nu. Au microscope, on observe des lattes d'albite partiellement envahies de pumpellyite et de petits prismes de lawsonite. Des cristaux de clinopyroxènes beige rosé, occupent une partie des espaces intersertaux. Ils sont souvent englobés dans de gros cristaux de hornblende verte, celle-ci étant très rarement frangée d'amphibole bleue. Le reste de la roche est envahi d'un enchevêtrement de chlorite et d'actinote. Des grains de sphène sont disséminés. Cette roche correspond aux "métadolérites" albite-chloritique à augite et hornblende" décrites par Steen. Le clinopyroxène est manifestement une relique magmatique. La hornblende qui le cerne rappelle celle décrite dans les dolérites et les gabbros (GIROD-CABY, 1975) du Chenaillet. On a vu qu'on pouvait la considérer également comme magmatique.

la dolérite à glaucophane est une roche bleu foncé, à grain moyen. Au microscope, on n'observe pas de relique de minéraux magmatiques. De grands prismes de glaucophane partiellement transformés en chlorite et des cristaux de lawsonite envahis d'épidote sont

dispersés dans un fond d'albite-chlorite-épidote. L'ilménite en baguettes, et le sphène, sont très abondants.

Ces 2 dolérites ont donc été inégalement affectées par le métamorphisme alpin : dans la première, augite et hornblende magmatiques sont présentes à l'état de reliques, dans la seconde, elles n'existent plus.

* - Conclusion à l'étude pétrographique.

Les coussins de Hte Ubaye présentent donc des assemblages minéralogiques divers. L'affleurement de Combe Brémond peut être mis à part car :

- les coussins ne sont pas variolitiques
- l'assemblage type y est albite-chlorite-lawsonite

Dans tous les autres, la glaucophane ou le pyroxène sodique est présent. Les minéraux essentiels des différentes zones des coussins et de leurs matrices sont résumés dans le tableau XIX. Par ailleurs, on retrouve encore une fois la dualité de faciès entre les coussins et les matrices sauf pour PP7, cas isolé qui sera évoqué ultérieurement.

Par comparaison avec les coussins splitiques du Chenaillet il faut remarquer que les coussins variolitiques présentent des zonations beaucoup plus simples à l'affleurement. On ne peut distinguer que deux zones concentriques; aussi la comparaison avec le Chenaillet sera-t-elle plus difficile qu'à Péas ou au Pic Marcel. L'étirement très marqué des coussins a dû contribuer à effacer les zonations nettes que l'on observe encore dans ces deux gisements.

2°) les clinopyroxènes reliques du massif de Pelvat-Chabrière

On vient de voir que les dolérites du Pelvat contiennent des cristaux d'augite magmatique reliques. Steen a également décrit du pyroxène magmatique relique dans les coeurs de coussins. Je n'en ai pas observé dans les coussins que j'ai échantillonné complètement afin d'étudier les zonations, mais seulement dans un coeur de coussin isolé de la série supérieure du Pelvat.

Il s'agit d'une roche (PP39) bleue, dans laquelle on re-

connait au microscope la structure magmatique : des gerbes de clinopyroxènes violacés, très fins, rappellent les coeurs de coussins du Chenaillet, mais la paragenèse actuelle est à glaucophane-lawsonite-sphène.

Afin de les comparer à ceux du Chenaillet, j'ai analysé à la microsonde les pyroxènes magmatiques de la dolérite augitique et du coeur de coussin. Les compositions chimiques montrent la même opposition qu'au Chenaillet entre roches grenues et laves (voir tableau XX).

Les pyroxènes de la dolérite sont des augites zonées. Les zonations sont marquées par une augmentation du fer parallèle à une baisse du magnésium et du calcium du centre à la périphérie des cristaux. Cela se traduit très bien dans le diagramme Ca-Fe²⁺+Mn-Mg (fig. 80). Les pyroxènes de PP25 tombent dans le même champ que les pyroxènes zonés des roches grenues du Chenaillet. Cependant la corrélation négative Al/Fe²⁺ est moins nette (fig. 81) : l'alumine varie moins. Ces pyroxènes sont riches en silice et pauvres en alumine et en titane. Ils tombent dans le champ des pyroxènes de roches tholéiitiques dans les diagrammes de Kushiro, comme ceux du Chenaillet (fig. 82).

Les pyroxènes du coeur de coussin sont au contraire des salites titanifères, pauvres en silice et riches en alumine. Ils sont trop fins pour présenter des zonations mais dans le diagramme Ca-Fe²⁺+Mn-Mg, les points représentatifs des différents cristaux analysés dessinent une lignée parallèle au côté Fe-Mg (fig. 80). Ils se situent à la limite la plus magnésienne du champ des pyroxènes des coeurs de coussins du Chenaillet : le fer ne dépasse pas 12%. Par leurs teneurs en TiO₂ (2 à 3%) et SiO₂ (environ 45%), ils se rapprochent des pyroxènes de CH30 ou CH43. Dans les diagrammes de Kushiro (fig.82), ils tombent à cheval sur les champs des roches alcalines et des roches alcalines à feldspathoïdes.

On retrouve donc au Pelvat l'opposition augite peu titanifère /salite titanifère entre les roches grenues et les coeurs de coussins, mise en évidence au Chenaillet. Ce résultat est très intéressant dans l'optique de comparaison entre les ophiolites du Chenaillet et celles de Hte Ubaye.

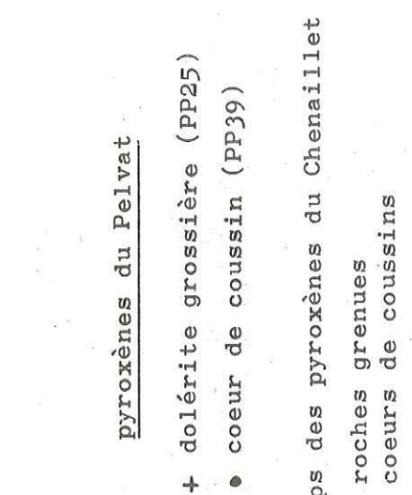
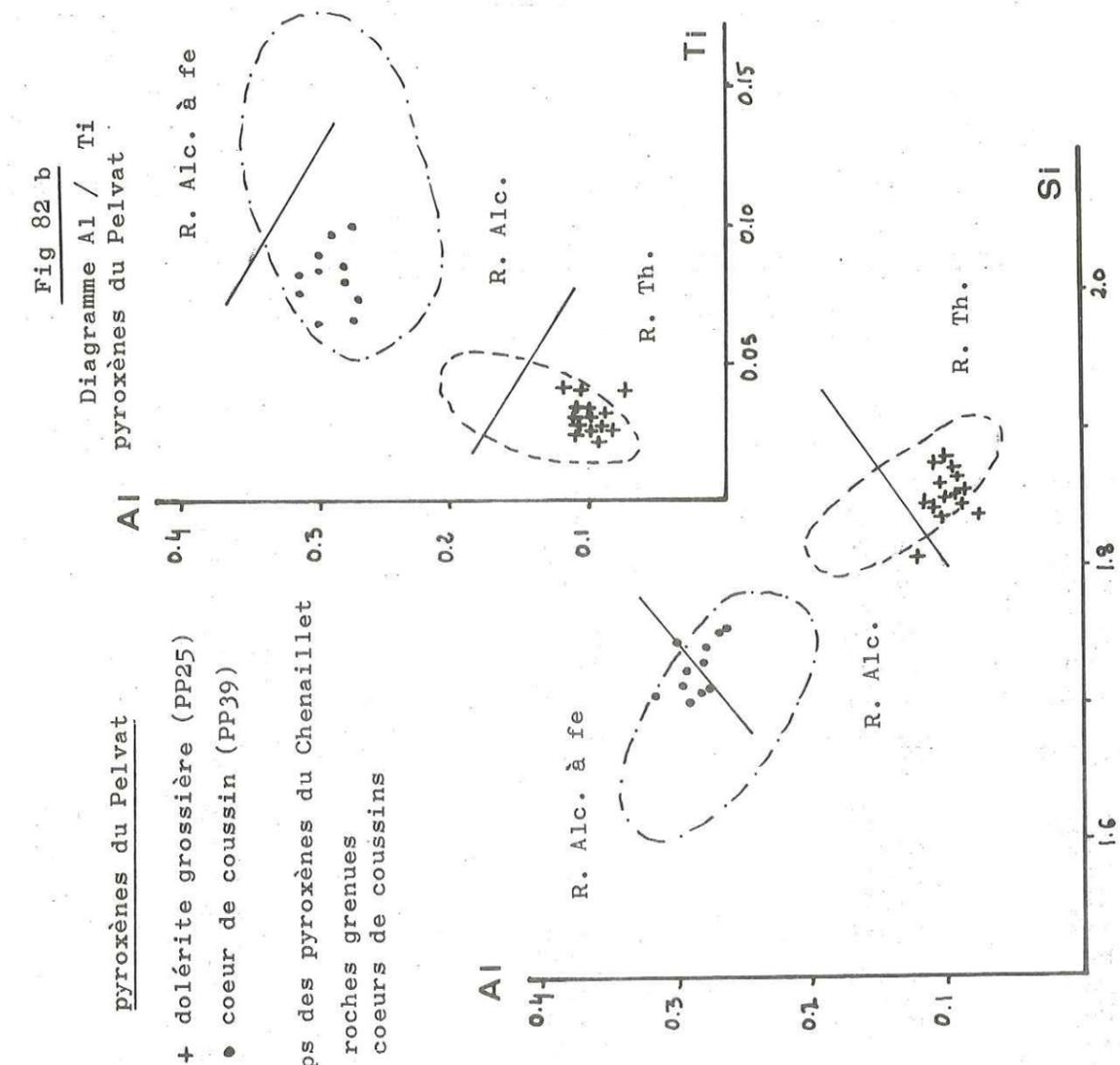
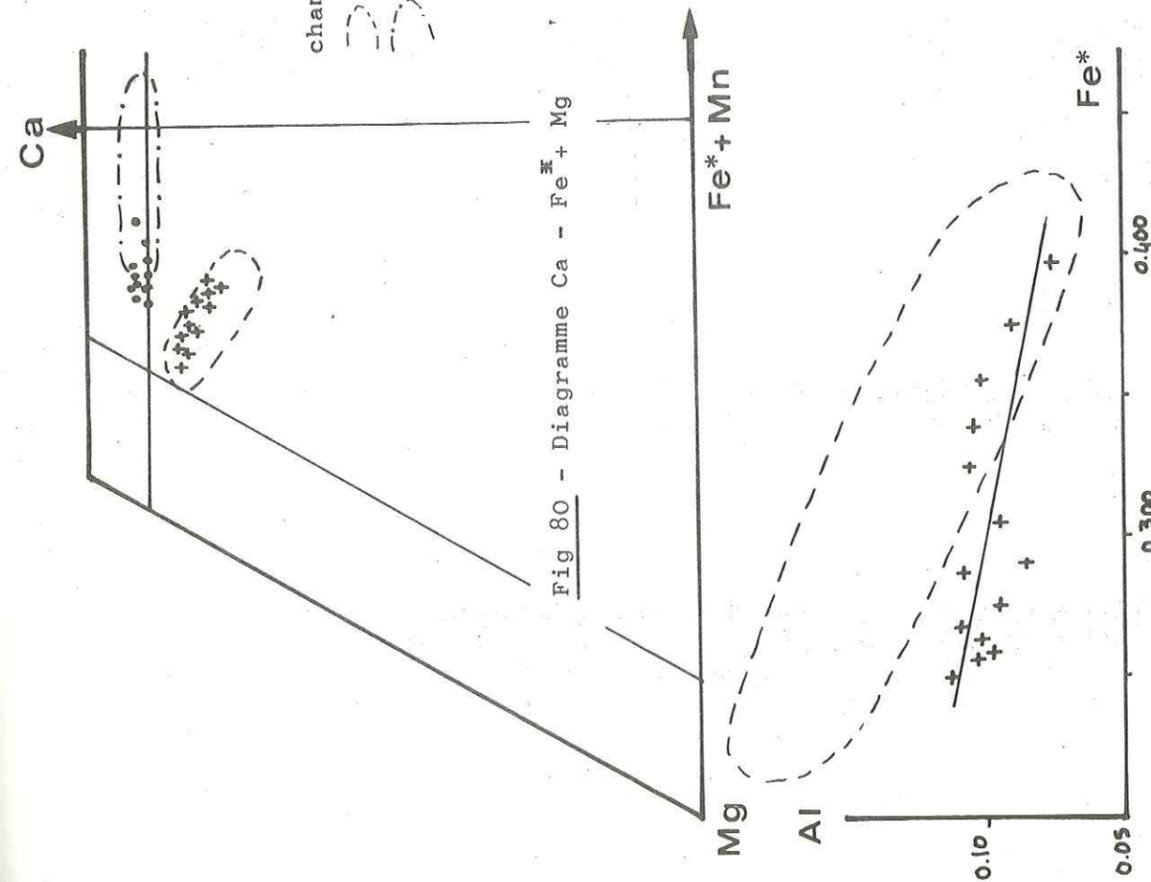


Fig 81 - Diagramme Al / Fe²⁺ pyroxènes de la dolérite du Pelvat

Fig 82 a - Diagramme Al / Si : pyroxènes du Pelvat

Tableau XX

Compositions chimiques des Clinopyroxènes magmatiques

reliques des roches du Pelvat

	PP39	PP25 1	PP25 2
SiO ₂	45.07	49.09	47.44
Al ₂ O ₃	6.44	2.52	1.64
TiO ₂	2.79	0.96	1.40
FeO ^{3x}	9.94	7.99	12.15
MnO	0.20	0.18	0.29
MgO	12.70	17.01	15.13
CaO	21.56	21.61	20.35
Na ₂ O	0.67	0.48	0.58
Total	99.37	99.82	98.99
Si ^{IV}	1.731	1.842	1.834
Al ^{VI}	0.269	0.111	0.075
Al	0.021	-	-
Ti	0.081	0.027	0.041
Fe ^{3x}	0.318	0.251	0.393
Mn	0.007	0.006	0.010
Mg	0.727	0.951	0.872
Ca	0.884	0.869	0.843
Na	0.050	0.035	0.044
Ca	45.7	41.8	39.8
Fe ^{3x} +Mn	16.8	12.4	19.0
Mg	37.5	45.8	41.2

FeO^{3x} = fer total sous forme de FeO₃
 Fe^{3x} = fer total sous forme de Fe²⁺

 PP39 = pyroxène de coeur de coussin (moyenne)
 PP25 = pyroxène de dolérite (analyses extrêmes)
 1 le moins riche en fer
 2 le plus riche en fer.

3°) Etude chimique

Les roches échantillonnées en Hte Ubaye ont été analysées. Les résultats de ces analyses figurent dans le fascicule annexe, tab P p. 32 pour Combe Brémond, tab. Q p. 33 pour Roche Noire, tab. R p. 34 à 37 pour le massif des 2 Pelvats-Chabrière. Sr, Rb, Y et Zr ont été dosés à la fluorescence X sur quelques coussins et le filon du Pelvat (voir tab. S p. 38).

⌘ - Les coeurs, le filon et les dolérites

Les compositions chimiques des coeurs sont assez hétérogènes, mais elles sont toutes des tendances spilitiques très marquées. Le calcium y est moins abondant qu'au Chenaillet (il ne dépasse jamais 7 %) le sodium varie de 5 à 7% et l'eau de 2.50 à 5% environ (voir Fig. 94, p. 219).

Le coussin de Combe Brémond se distingue nettement des autres par sa composition comme par sa minéralogie. Il est fortement décalcifié (CaO = 2.75 %) mais par contre il est très riche en alumine. Ces caractères se traduisent par la présence de corindon dans la norme, seul cas en Hte Ubaye. Il contient en outre plus de magnésium et moins de titane que les autres coeurs.

Les autres coeurs sont plus homogènes mais présentent encore une grande dispersion du fer total, du magnésium et du titane notamment. Il n'existe pas de différence de composition systématique entre les coeurs de coussin du Pelvat suivant l'intensité de la rétro-morphose. Le coussin à pyroxène sodique de la rive gauche de Chabrière n'est pas plus riche en sodium, mais il contient plus d'alumine et moins de magnésium que les autres, ainsi que beaucoup de potassium (2%). Le coussin sans lawsonite (RN9) n'a pas une composition chimique particulière : il contient 6% de calcium, partagé entre l'amphibole verte et la calcite.

Si l'on considère les alcalins, on constate que leur total est toujours très élevé (> 6%). Les roches sont généralement beaucoup moins potassiques que celles de Péas, mais le rapport K₂O/Na₂O+K₂O atteint tout de même 0.25 dans PP26. Ce qui frappe avant tout, c'est la répartition irrégulière de cet élément dont les teneurs vont de 0.04 à 1.94 % suivant les coussins.

Du point de vue normatif, ces coussins sont soit à néphéline, soit à olivine - hypersthène. Il faut cependant se souvenir que certaines roches, en particulier RN9, peuvent contenir un peu de calcite.

La composition chimique du filon est très particulière pour deux raisons :

- il est très riche en potassium (le rapport K_2O/Na_2O+K_2O est égal à 0.50)
- il présente une concentration exceptionnelle en manganèse (1.81 %) alors que je n'ai jamais observé de teneur supérieure à 0.25 % dans les autres roches. Celle-ci ne me semble pas pouvoir être originelle.

Les deux dolérites se distinguent par des rapports CaO / Na_2O très différents.

- La dolérite à augite est très riche en calcium et assez pauvre en sodium. Elle est comparable à CH42 du point de vue chimique.
- La dolérite à glaucophane contient beaucoup moins de calcium et plus de sodium. Elle est en outre très riche en titane, comme l'abondance de l'ilménite le laissait prévoir.

Les différences minéralogiques entre les deux dolérites métamorphisées sont donc parallèles à des différences de composition chimique mais il est impossible de dire si le métamorphisme a préservé ces dernières ou s'il en est au contraire responsable. Cette deuxième hypothèse peut se concevoir puisque la dolérite la plus recristallisée est en même temps la plus décalcifiée.

* - Les zonations

Malgré les différences minéralogiques qui caractérisent les divers coussins de Haute Ubaye, les zonations chimiques des éléments majeurs peuvent se classer en deux grands types, ainsi que le montre la Fig 83 :

Le premier type concerne CB3 et RN9. Par rapport au coeur, la périphérie est marquée par :

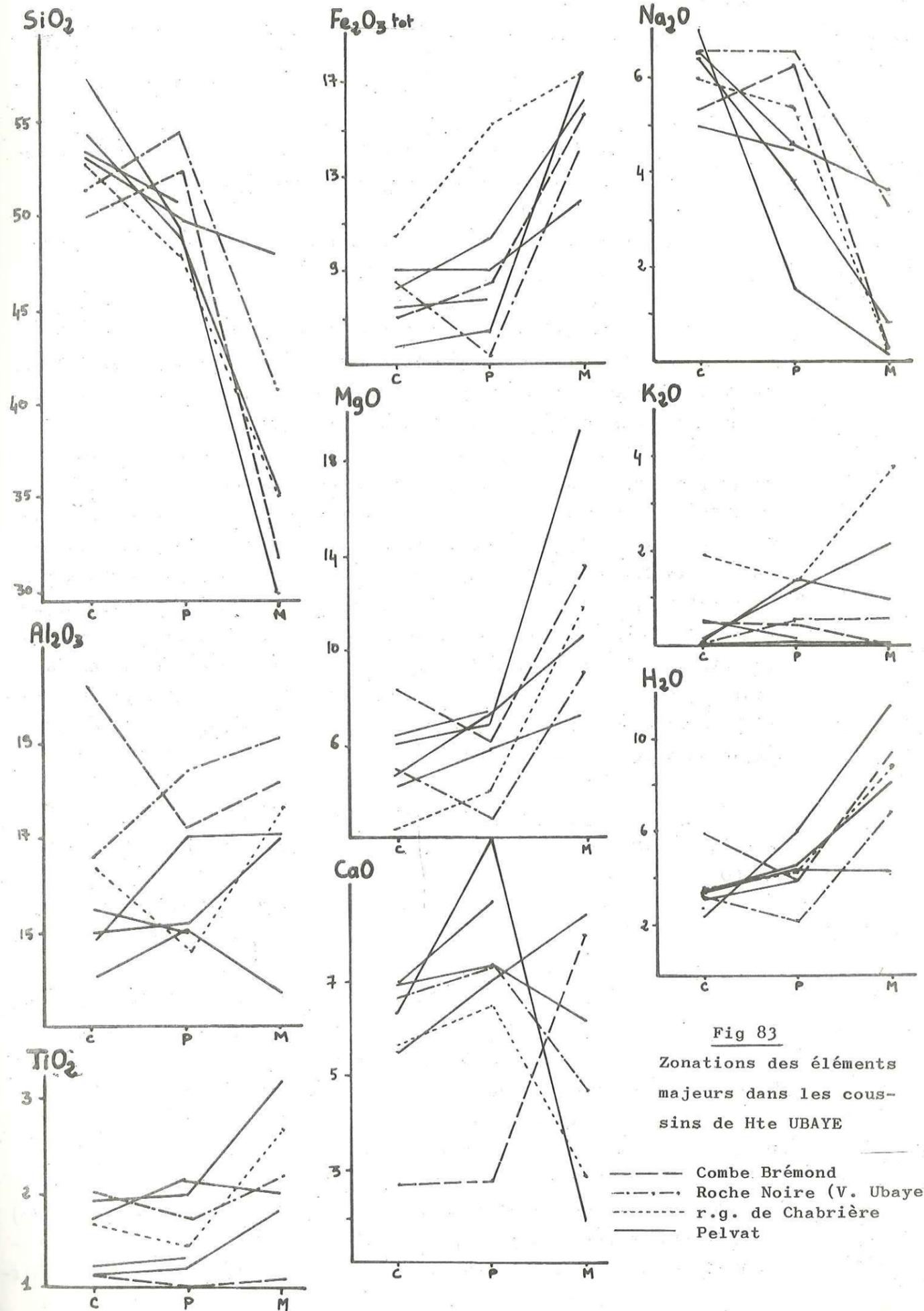


Fig 83

Zonations des éléments majeurs dans les coussins de Hte UBAYE

- Combe Brémond
- Roche Noire (V. Ubaye)
- . - . r.g. de Chabrière
- Pelvat

- une augmentation de SiO₂, Na₂O (dans CB3 seulement)
- une diminution de FeO, MgO, H₂O (dans CB3, le fer total augmente)
- l'alumine a un comportement variable, ainsi que le potassium
- le calcium varie peu
- le titane est sensiblement constant.

On retrouve donc ici une dissociation de la silice d'avec le fer, le magnésium et l'eau. Ceci est dû à la présence d'albite et de quartz comme phases les plus riches en silice.

Ces diagrammes de zonation rappellent ceux des Gets. Ce n'est pas surprenant pour le coussin de Combe Brémond qui n'est pas variolitique et dont on peut penser qu'il était à l'origine sphérolitique dans la périphérie. Le métamorphisme n'aurait donc pas retouché, ou peu, la différenciation spilitique. Pour le coussin de Roche Noire (versant Ubye), le problème est différent puisqu'il est variolitique et que dans les coussins spilitiques, les zones variolitiques sont appauvries en silice et en sodium par rapport aux coeurs. Ici, les variolites sont constituées essentiellement d'albite, ce qui explique l'enrichissement en silice. Peut-être n'étaient-elles pas identiques au départ à celles du Chenaillet.

Le deuxième type de zonation concerne les coussins du massif du Pelvat-Chabrière. Par rapport au coeur, la périphérie présente :

- une baisse marquée de la silice et du sodium
- une augmentation du fer total, du magnésium et de l'eau (le coussin PP26 se distingue des autres par une forte augmentation de Fe₂O₃ due à la présence d'hématite) mais peu importante en valeur absolue.
- une augmentation en calcium
- un comportement variable de l'alumine
- un comportement variable du potassium
- la quasi-constance du titane.

Par rapport aux coussins variolitiques du Chenaillet (si on oppose coeur/périphérie sans tenir compte de la zone sphérolitique) on retrouve le parallélisme entre SiO₂ et Na₂O d'une part, fer, magnésium et eau d'autre part. Les éléments dont le comportement semble dif-

férent sont le calcium et le potassium.

Les compositions des matrices inter-coussins sont très hétérogènes mais peuvent toujours se rapporter à celles des matrices de hyaloclastite du Chenaillet ou des Gets. Par rapport aux coussins, elles sont :

- plus riches en fer, magnésium et eau
- plus pauvres en silice et en sodium
- elles peuvent être relativement riches en calcium (fixé dans la pumpellyite) et en potassium (fixé dans le mica blanc)
- elles présentent généralement une forte concentration du titane.

Une seule matrice n'est pas enrichie en eau. Elle montre, pour les autres éléments, les mêmes tendances que les autres mais beaucoup moins accentuées. Il est intéressant de constater que c'est la seule qui contienne du glaucophane comme phase sodique, c'est-à-dire la seule à être dans le faciès schiste-bleu comme le coussin. Le rôle de la pression d'eau dans l'opposition de faciès coussin / matrice semble essentiel : la seule matrice dont la teneur en eau est comparable à celle du coussin est dans le même faciès métamorphique que lui.

Les deux types de zonations, quoique présentant des tendances opposées coeur / périphérie, sont marqués par le parallélisme des mêmes éléments. J'ai placé tous les coussins de Hte Ubye sur les diagrammes de corrélation utilisés pour les autres gisements. On observe que :

- la corrélation positive Na₂O / SiO₂ existe encore, mais elle est moyenne (Fig 84)
- la corrélation positive FeO^x / MgO est médiocre si l'on ne considère que les coussins (Fig 85). Par contre si l'on considère les coussins par rapport à leur matrice, on observe un comportement parallèle de ces deux éléments (à l'exception du coussin PP26 dont l'écorce est enrichie en hématite)
- On n'observe pas la corrélation positive CaO/Al₂O₃ mise en évidence à Péas et au Pic Marcel. Ceci tient probablement au fait qu'aucune des zones ne contient la lawsonite comme phase minérale prédominante, comme c'était le

cas à Péas ou au Pic Marcel.

Il est remarquable de constater que les analyses de différentes zones de coussins données par STEEN (1972) pour le massif de Pelvat-Chabrière présentent toutes une augmentation de SiO_2 et Na_2O dans la périphérie variolitique, parallèle à une baisse de FeO et MgO . Ceci est probablement dû à l'échantillonnage. La périphérie variolitique n'est pas homogène : la densité des varioles varie d'un endroit à l'autre du coussin en raison de l'étirement tectonique. Par ailleurs j'ai soigneusement éliminé tous les filonnets tardifs qui sont souvent riches en albite.

Par rapport aux coussins spilitiques, les coussins de Hte Ubaye ne présentent pas de différences très marquées. On retrouve les deux tendances mises en évidence dans la première partie : augmentation ou baisse de la silice dans la périphérie. Mais les corrélations entre les éléments sont moins bonnes, sans doute parce que les zones sont plus floues. Certains éléments semblent cependant avoir été remobilisés lors du métamorphisme :

- le calcium qui augmente systématiquement dans les périphéries des coussins du Pelvat
- le potassium, irrégulièrement distribué mais jamais absent.

Les éléments traces présentent des diagrammes de zonation très hétérogènes. Dans la fig. 86, je n'ai représenté ni le barium, ni le strontium dont les teneurs sont inférieures à la sensibilité de l'appareil pour un certain nombre de roches. Ce qui frappe au premier abord, c'est la grande dispersion des teneurs des coeurs notamment pour le chrome, le vanadium et le zirconium. Le nickel (à l'exception de CB3) le cobalt, et le cuivre (à l'exception de PP7) sont beaucoup plus constants.

Encore une fois, ces diagrammes de zonations sont difficiles à interpréter. Dans les coussins eux-mêmes, il semble que :

- Cr, Ni, Co et Cu varient peu
- V est très hétérogène
- Zr semble augmenter en périphérie mais il est délicat de

Fig 84 - Diagramme $\text{Na}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ - Coussins de Hte Ubaye

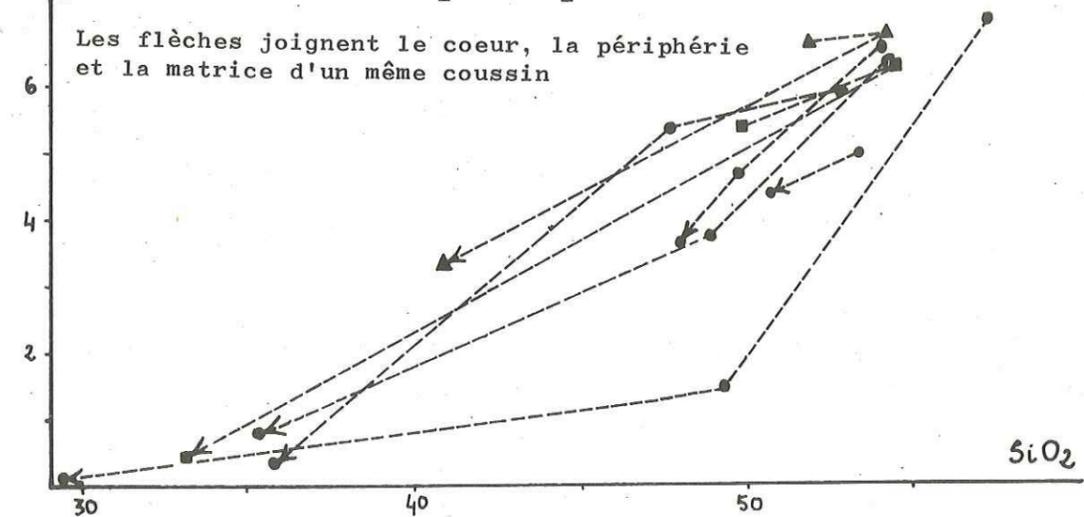


Fig 85 - Diagramme $\text{FeO total} / \text{MgO}$ - coussins de Hte Ubaye

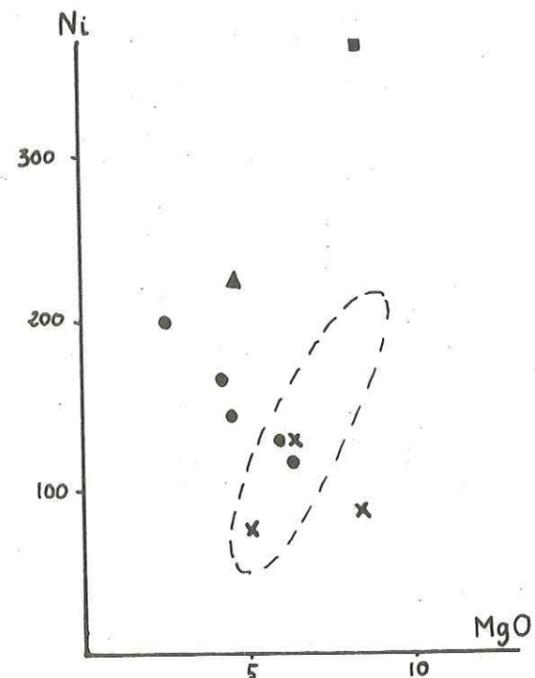
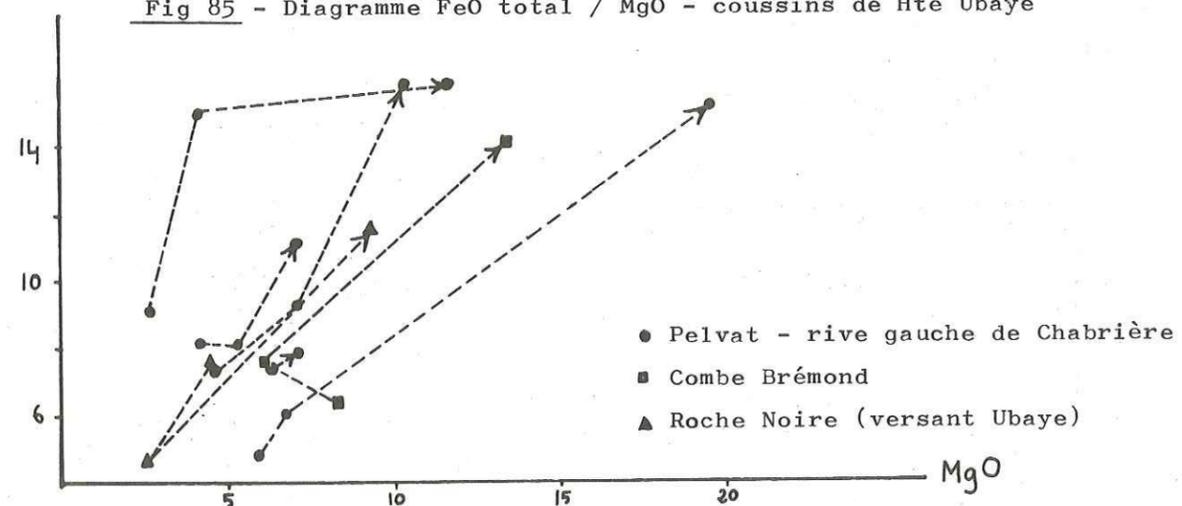


Fig 87 - Diagramme nickel / magnésium

X filon et dolérites grossières

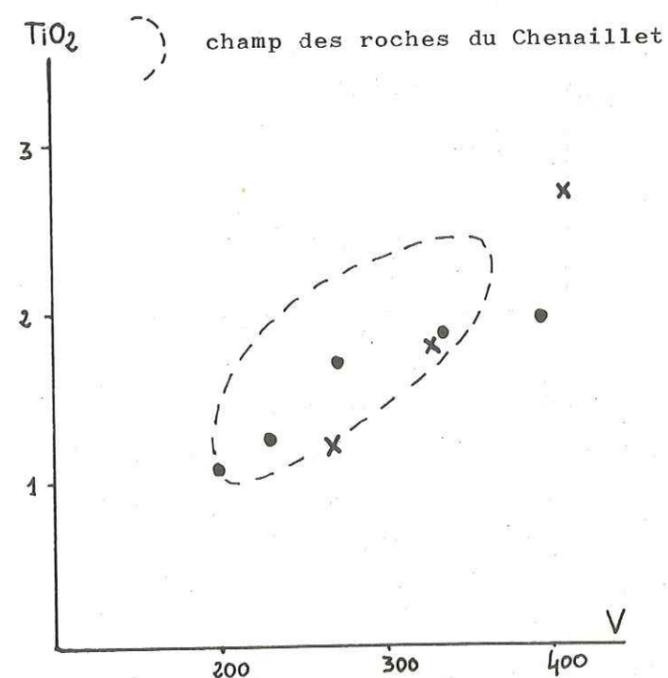


Fig 88 - Diagramme titane / vanadium

coeurs de coussins, filon et dolérites de Hte Ubaye

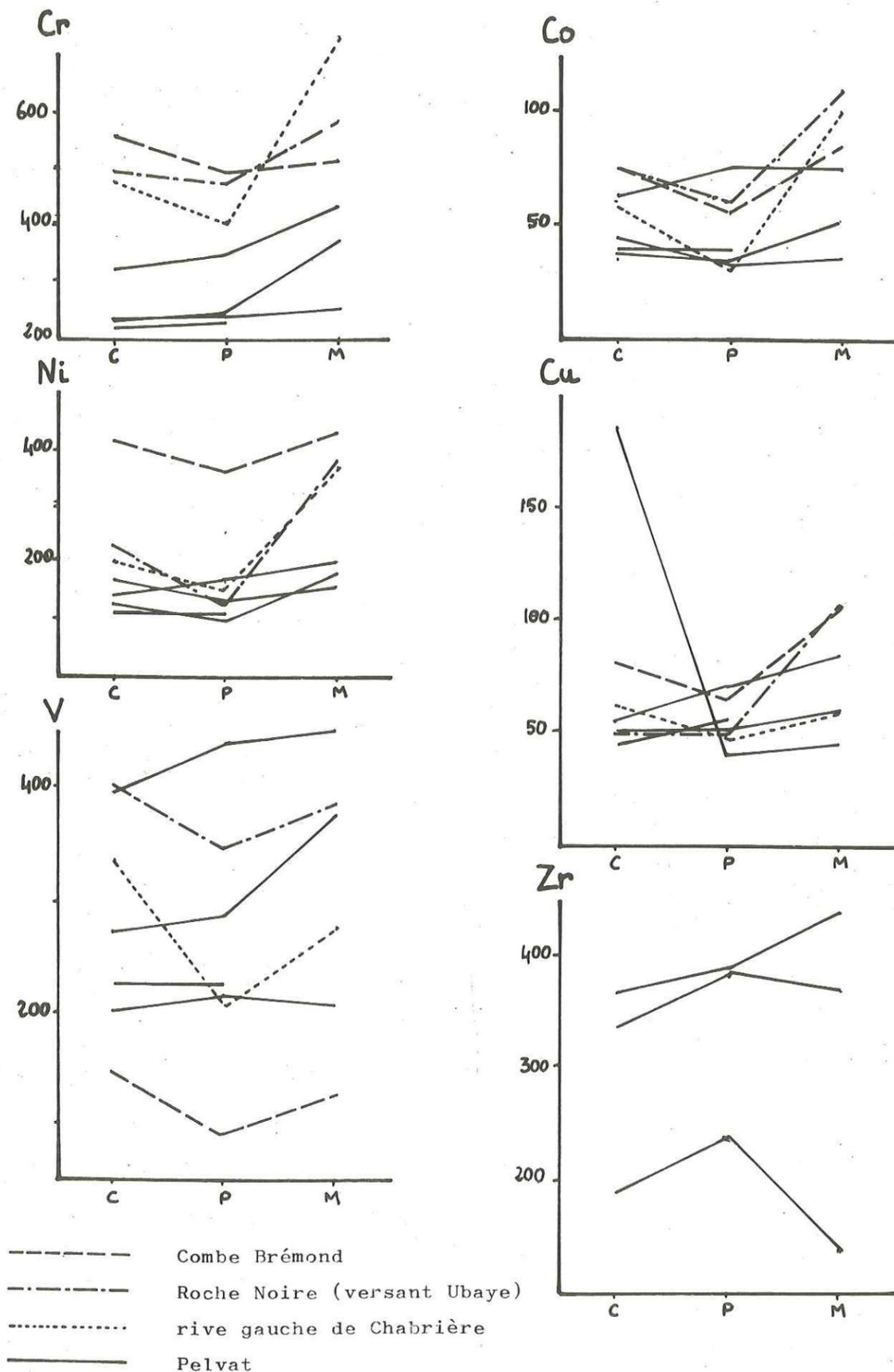


Fig 86 - Zonations des éléments traces dans les coussins de Hte Ubaye

juger sur trois échantillons

- Ba, Rb et Sr présentent des comportements variables,

Par rapport aux coussins, les matrices paraissent enrichies :

- en Cr, Ni, V

- en Co, Cu à un moindre degré.

Cette concentration des éléments traces dans les matrices, à rapprocher de la concentration du titane, est peut-être relative, par départ des autres éléments.

La constance de Cr et Ni avait déjà été soulignée par BERTRAND et DELALOYE (1970), mais ces deux éléments ne présentent pourtant pas une bonne corrélation positive. La corrélation positive MgO/Ni mise en évidence au Chenaillet n'existe pas ici (fig. 87). Ceci semble vouloir dire que le magnésium est remobilisé. Le strontium ne paraît pas suivre le calcium. Le barium et le rubidium sont apparemment liés au potassium mais le nombre des valeurs utilisables est très faible car la plupart sont inférieures à la sensibilité de l'appareil.

La corrélation positive entre le vanadium et le titane qui existait au Chenaillet est ici assez bonne (fig. 88), de même que celle qui unissait le zirconium et le titane, mais là encore le nombre de points est réduit.

En conclusion, en Hte Ubaye, comme dans les autres coussins métamorphisés, le comportement des éléments traces est difficile à préciser. Les résultats essentiels sont :

- la grande variabilité du strontium, du rubidium et du barium, qui semble confirmer la mobilité de ces éléments
- les faibles variations du chrome et du nickel dans les coussins
- la dissociation entre le magnésium et le nickel qui semble impliquer la mobilisation de MgO lors du métamorphisme, un autre argument en faveur de cette hypothèse étant la grande dispersion des teneurs en magnésium dans les coeurs de coussins (de 2.5 à 8.5 % contre 5 à 7 % au Chenaillet).

V-CONCLUSIONS A L'ETUDE DES LAVES EN COUSSINS METAMORPHISEES

Cette première approche à l'étude de laves en coussins métamorphisés provenant du Queyras et de Hte Ubaye a permis de dégager quelques conclusions, par comparaison avec les coussins spilitiques du Chenaillet.

1°) les zonations chimiques

Dans les gisements étudiés, le débit en coussins est encore très net à l'affleurement malgré un étirement tectonique. Deux caractéristiques les distinguent cependant des laves en coussins du Chenaillet :

- les coussins présentent une zonation de structure à l'affleurement généralement plus simple qu'au Chenaillet. A l'exception de Péas et du Pic Marcel où l'on observe 3 zones concentriques nettes, on ne distingue généralement que 2 zones dans les coussins variolitiques : le coeur et la périphérie variolitique. Je n'ai jamais observé quatre zones comme au Chenaillet : les recristallisations métamorphiques estompent les différences structurales.
- la matrice inter-coussins est toujours présente, et est parfois très abondante. A l'affleurement, c'est une roche très schisteuse mais au microscope on reconnaît parfois la structure de l'ancienne hyaloclastite, grâce à la disposition des minéraux opaques.

Il existe des coussins non variolitiques (Combe Brémond, Roche Noire). Il est impossible de dire s'il ne l'on jamais été ou bien si les varioles ont été effacées par les recristallisations.

Les coussins étudiés présentent tous une différenciation chimique ainsi que le montrent les diagrammes de zonation des différents éléments. Celle-ci est surtout marquée dans les coussins variolitiques. Mais l'opposition chimique essentielle concerne la matrice par rapport au coussin, la matrice étant toujours appauvrie en silice et en sodium et enrichie en eau, fer et magnésium. Le métamorphisme n'a pas opéré à volume constant. Généralement, les structures magmatiques de détail sont effacées. On reconnaît encore les varioles (photo 17, pl V)

mais elles sont souvent de forme elliptique et ne présentent plus du tout la structure sphérolitique. Dans les matrices, on reconnaît la structure des hyaloclastites (photo 18, pl V) mais généralement avec un étirement marqué.

Dans tous les gisements étudiés, les compositions chimiques des coeurs de coussins présentent de nettes tendances spilitiques. J'ai calculé les compositions globales de la même manière qu'au Chenaillet (voir le fasc. annexe). Elles sont aussi spilitiques : les coussins sont globalement riches en eau et en alcalins et pauvres en calcium. De même, les compositions des matrices se rapprochent de la hyaloclastite schisteuse du Chenaillet (CH25) ou des Gets (analyse de Bertrand). Il est donc probable, comme le pensent STEEN (1972) et DIETRICH et al. (1974), qu'au moment où le métamorphisme est intervenu, les coussins avaient déjà été spilitisés.

Le problème des migrations d'éléments est donc beaucoup plus délicat à aborder dans le cas des coussins métamorphisés parce que :

- les transformations n'ont pas eu lieu à volume constant
- on ne peut pas réellement savoir quelle était la différenciation chimique à l'intérieur du coussin quand le métamorphisme est intervenu, étant donné qu'il existe différents types de zonations comme on l'a vu dans la 1ère partie.

A partir des diagrammes de zonation établis pour les différents gisements, il paraît évident que le métamorphisme n'a pas réhomogénéisé les coussins :

- tous les éléments majeurs présentent de nettes variations de teneur d'une zone à l'autre, à l'exception, comme dans les spilites, du titane.

- il est très difficile de raisonner sur les éléments traces qui présentent des teneurs beaucoup plus hétérogènes qu'au Chenaillet. Cependant il semble qu'à l'intérieur des coussins, chrome, cobalt, cuivre, nickel, varient peu. Les différences de teneur entre les zones sont au contraire marquées pour le strontium, le rubidium et le barium. Il est difficile de conclure pour le zirconium et le vanadium.

L'étude détaillée des différents coussins métamorphisés a permis de montrer que ceux-ci ont tout de même subi un certain nombre de modifications. Le métamorphisme n'a pas simplement conservé les zonations héritées de la spilitisation.

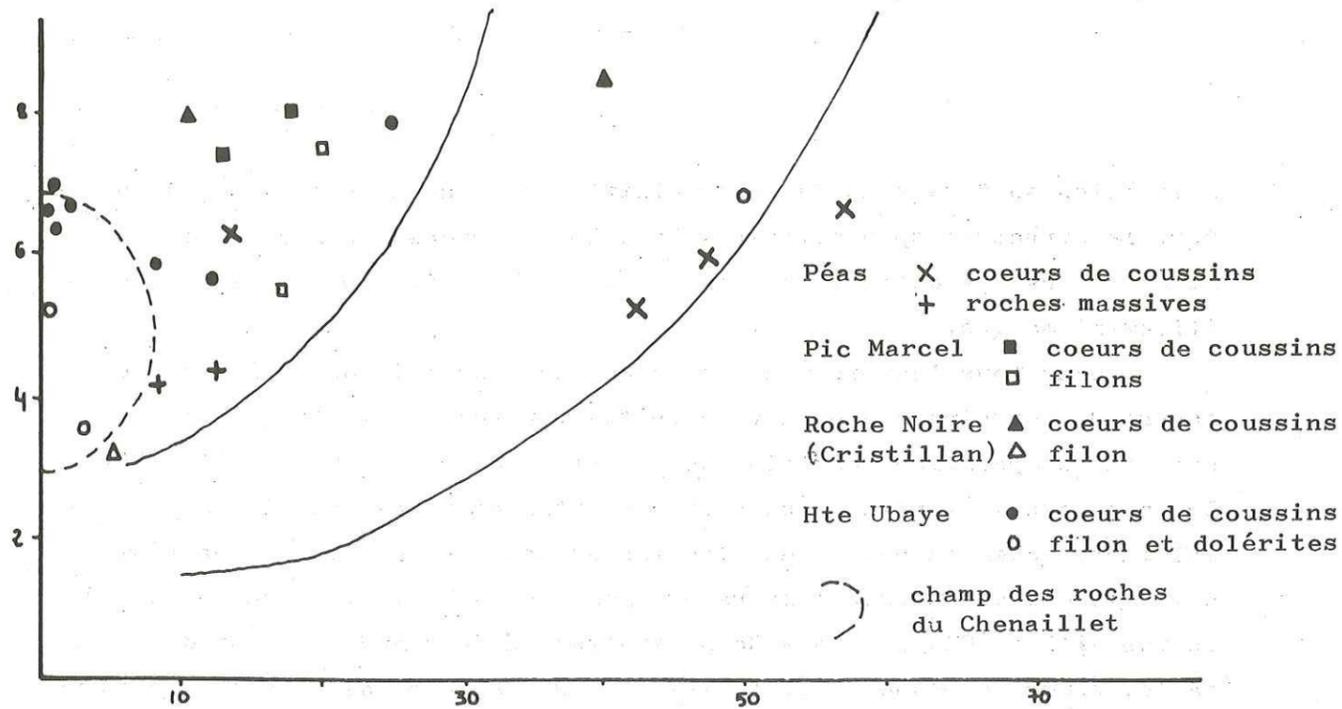


Fig 89 - Diagramme alcalins / $(K_2O/alcalins) \times 100$
Roches métamorphiques

Globalement, une caractéristique chimique essentielle distingue les pillow-lavas métamorphisés de ceux du Chenaillet, c'est la présence constante du potassium. Ceci se traduit très bien dans le diagramme de Hughes (fig. 89), dans lequel le champ des roches métamorphiques ne recouvre pas du tout celui des coussins spilitiques étudiés. Par ailleurs, cet élément est très irrégulièrement distribué :

- A Péas il est très abondant dans les coussins de l'affleurement inférieur beaucoup moins dans celui de l'affleurement supérieur.
- à Roche Noire (versant Cristillan), il passe de moins 1% dans l'un des coeurs à plus de 3% dans l'autre
- en Hte Ubaye sa teneur varie de 0.04 à plus de 2% suivant les coussins.

Il est généralement abondant dans les matrices inter-coussins. La distribution irrégulière de cet élément me paraît être un phénomène acquis secondairement. Si on compare avec les coussins spilitiques du Chenaillet toujours pauvres en potassium (mais CH25, matrice schisteuse, en contient plus de 3%), cela semble vouloir dire que cet élément a été remobilisé lors du métamorphisme. Sa répartition dans les différentes zones des coussins ne semble pas suivre la règle. Il n'est lié à aucun autre élément majeur, mais est toujours fixé dans le mica blanc.

A Péas, il existe une très bonne corrélation positive K_2O / Rb mais elle est moins évidente dans les autres gisements. La liaison du potassium avec le barium n'est pas toujours manifeste. Quoiqu'il en soit, ces deux éléments, dont les teneurs étaient très faibles dans les spilites du Chenaillet, sont ici présents en quantité non négligeable, ce qui suggère également une remobilisation lors du métamorphisme.

L'origine du potassium dans les roches métamorphisées pose évidemment un problème. On peut remarquer à ce sujet que ce sont généralement les coussins les plus proches des calcschistes (Péas, pic Marcel, Roche Noire versant Cristillan) qui sont le plus riches en potassium. Au Pelvat, où les coussins sont très éloignés de l'encaissant sédimentaires, les teneurs en potassium restent très faibles. Or les calcschistes, souvent riches en mica, sont sans doute assez potassiques.

Pour les autres éléments une redistribution est évidente dans certains cas à l'intérieur des coussins. Un certain nombre de corrélations positives ont été mises en évidence dans les coussins spilitiques (voir 1ère partie). Elles sont plus ou moins bien conservées selon les gisements. Mais à Péas et au Pic Marcel, l'alumine paraît liée au calcium et à l'eau, cette dernière ne suit plus le fer et le magnésium. Il a été montré que ces redistributions peuvent être attribuées à la cristallisation préférentielle de la glaucophane ou de la lawsonite suivant les zones. De même, le fait que la matrice des varioles soit le plus souvent constituée de glaucophane, alors que, dans les coussins spilitiques, elle était généralement chloriteuse, paraît impliquer une migration de SiO_2 et Na_2O , probablement à partir des varioles qui étaient riches en albite, mais cela ne se voit pas au niveau des zonations. Pour que les redistributions soient visibles dans les diagrammes, il faut que les coussins n'aient pas été trop déformés et notamment que l'ancienne zone sphérolitique des spilites soit encore nette. Quand les zonations structurales ont été estompées, comme c'est le cas au Pelvat où l'on n'observe plus que deux zones, il n'est pas possible de mettre en évidence de nouvelles caractéristiques.

La destruction de la corrélation positive MgO / Ni qui existait au Chenaillet est très importante. Elle montre une dissociation du comportement de ces deux éléments lors du métamorphisme. Comme le nickel varie peu dans les coussins, c'est sans doute MgO qui est remobilisé.

Dans les coussins, l'inertie du titane, déjà soulignée

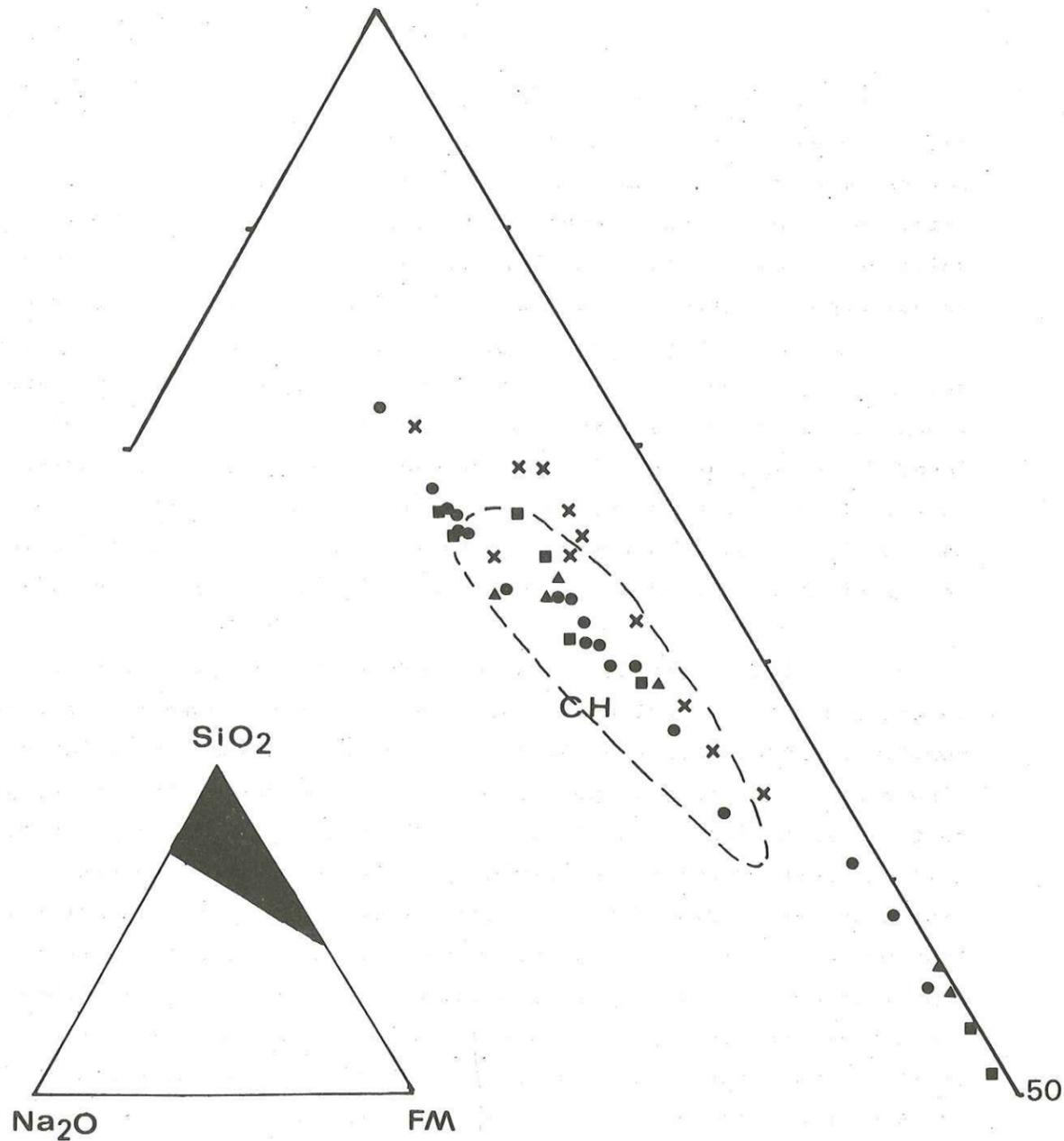


Fig 90 - Diagramme $SiO_2 - Na_2O - FM$: roches métamorphiques
(en proportions moléculaires)

- X Péas
- Pic Marcel
- ▲ Roche Noire (versant Cristillan)
- Hte Ubaye
- CH = champ des roches du Chenaillet

lors de la spilitisation, paraît préservée. Pour les éléments traces les résultats semblent comparables à ceux des spilites : les éléments indiscutablement mobiles sont le strontium, le barium et le rubidium. Pour les autres, il est difficile de conclure,

L'opposition de composition chimique entre les coussins et les matrices subsiste et est même peut être accentuée lors du métamorphisme. Les matrices inter-coussins sont, dans l'ensemble, moins riches en silice et sodium que celles du Chenaillet, mais il est difficile de dire si ce caractère est hérité de la spilitisation ou a été acquis lors du métamorphisme. Les recristallisations des matrices sont loin de s'être opérées à volume constant : alors que les coussins ont été relativement préservés, celles-ci sont fortement schistosées. Par ailleurs, elles sont enrichies en titane, nickel, chrome et à un moindre degré en zirconium, vanadium et cobalt, éléments semblant immobiles à l'intérieur des coussins. Cette concentration peut être relative, étant due à un départ des autres éléments : les matrices les plus riches en titane par rapport au coussin sont aussi les plus pauvres en SiO_2 et Na_2O .

Mais au total, les tendances des zonation chimique dans les coussins et de l'opposition coussin/matrice sont conservées lors du métamorphisme. J'ai placé toutes les roches métamorphiques analysées dans le diagramme $SiO_2 - Na_2O - FM$ (fig. 90). Les points représentatifs se situent en grande majorité dans le champ des roches du Chenaillet, les matrices présentant une concentration du fer et du magnésium plus marquée. Seule les roches de Péas sont en dehors de cette lignée : leur teneur en sodium est nettement moins élevée, le total des alcalins restant comparable. On peut donc conclure que les principales tendances mises en évidence dans les coussins spilitiques sont conservées : le métamorphisme ne réhomogénéise pas les coussins du point de vue chimique.

Cependant afin de bien caractériser les différences avec le Chenaillet, j'ai placé toutes les roches dans les diagrammes de HART (1973) (Fig. 91). La dispersion des points est généralement plus marquée et encore une fois les lignes sont distinctes de celles de l'altération sous-marine et du faciès amphibolite. On remarque que :

- les teneurs en eau sont très élevées dans certaines ma-

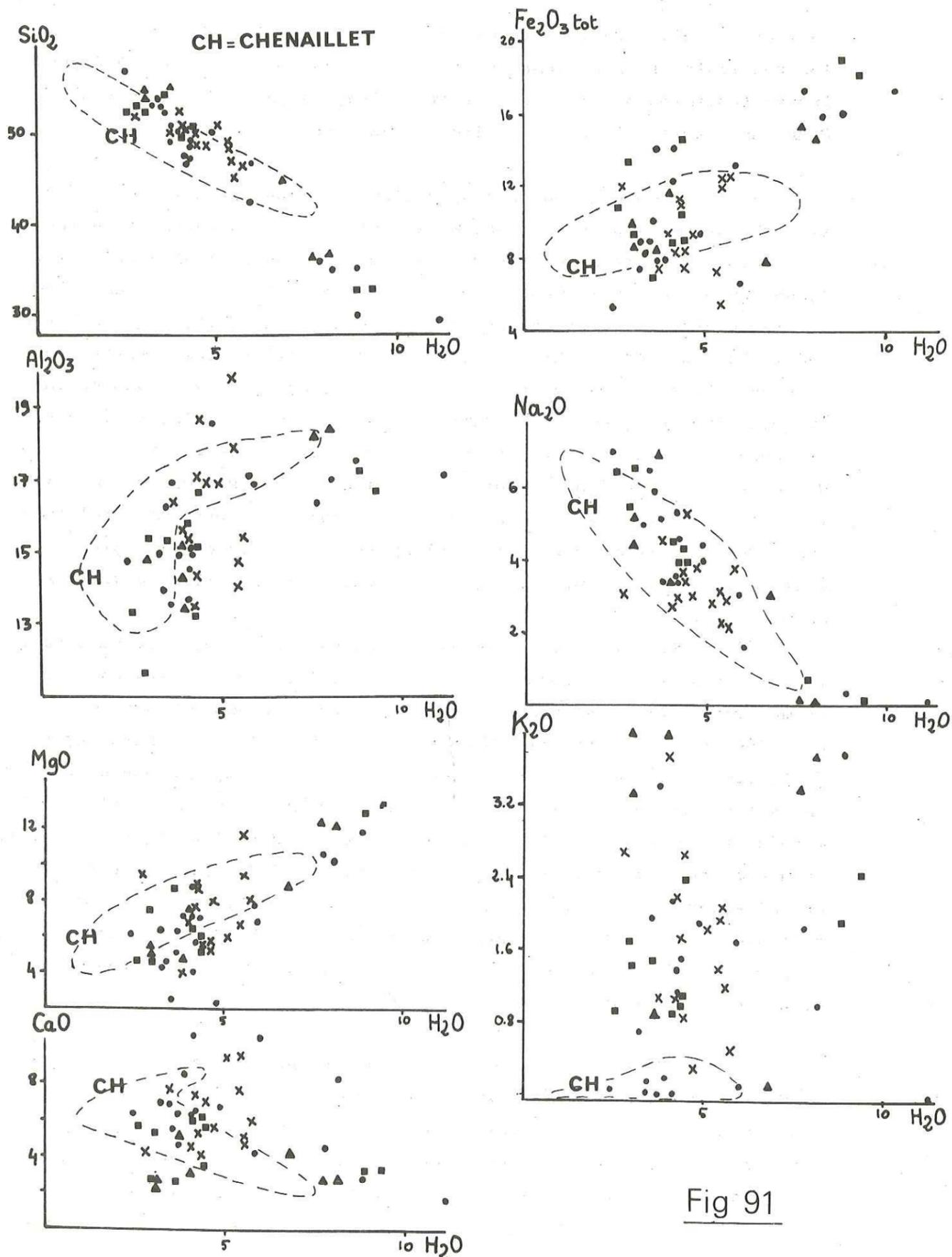


Fig 91

trices

- la silice et le sodium présentent des lignées comparables à celles du Chenaillet
- la tendance du magnésium est également comparable, avec une plus grande dispersion au niveau des coussins.
- le fer, l'aluminium et le calcium sont beaucoup plus dispersés
- la différence essentielle concerne le potassium qui ici occupe quasiment tout le champ.

Ainsi, malgré la conservation des tendances générales, la plus grande dispersion des points dans ces diagrammes semble impliquer une mobilité à une échelle plus limitée, ainsi qu'on a pu le voir dans l'étude détaillée des coussins. Seul le potassium semble mobile à grande échelle.

Dans le cas des coussins spilitiques, c'était, semble-t-il, la structure magmatique qui dictait la redistribution des éléments majeurs. Dans les coussins métamorphisés, le processus doit être différent puisque les structures magmatiques sont effacées. Le métamorphisme opère sur des zones déjà différenciées du point de vue chimique. Mais les minéraux susceptibles de se former dans les conditions de pression et de température ambiantes n'ont pas compositions équivalentes à celles des minéraux spilitiques. Ainsi dans les coussins à glaucophane-lawsonite, le minéral calcique qui se forme est la lawsonite, riche en alumine et en eau alors que dans les spilites, le minéral calcique était le clinopyroxène, anhydre et pauvre en alumine. De la même manière, le minéral sodique est la glaucophane, également ferromagnésien, alors que dans les spilites c'était l'albite. C'est donc en raison de la nature des minéraux métamorphiques, dictée essentiellement par les conditions physiques, que s'opère une redistribution, à une échelle limitée, dans les coussins.

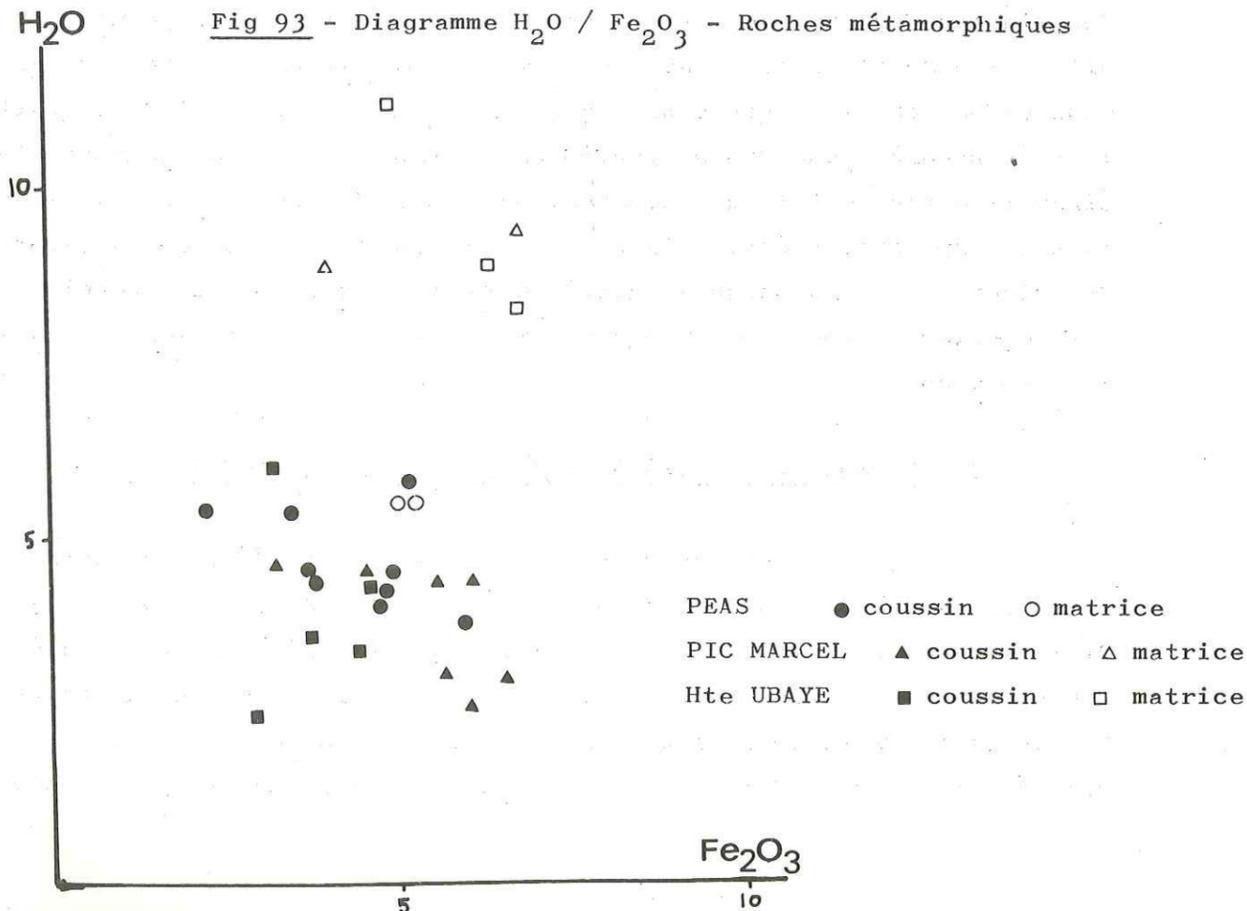
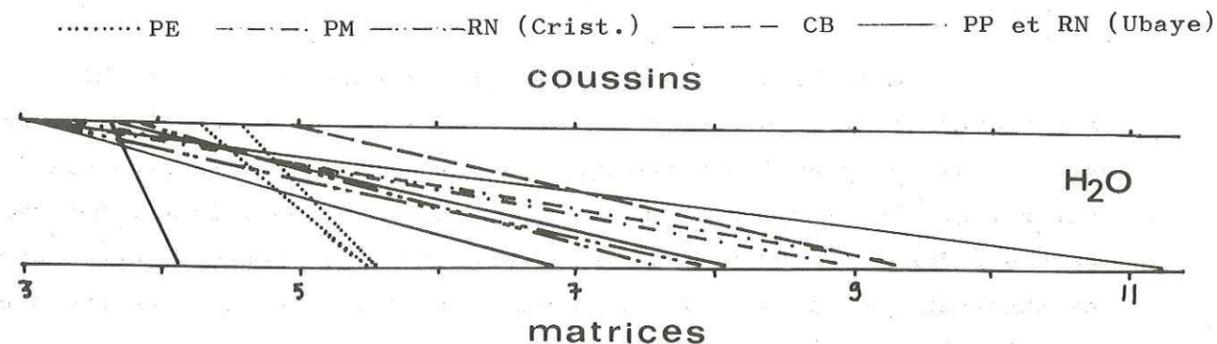
2°) la dualité de faciès métamorphique coussin/matrice

On a vu que dans tous les gisements étudiés, les matrices inter-coussins présentent des paragenèses métamorphiques d'un faciès différent de celui des coussins correspondants, (généralement faciès schiste vert dans les matrices, faciès schiste bleu dans les coussins). Les assemblages minéralogiques des coussins et des matrices correspondantes sont résumés dans le tableau XXI. L'opposition est particulière-

Tab. XXI - Assemblages minéralogiques des coussins et des matrices correspondantes

	Péas	Pic Marcel	Roche Noire (Cristillan)	Combe Brémond	Pelvat	r. g. de Chabrière
coussin	glauco-laws-mica blc	glauco-laws-mica blc	glauco-ab-mica blc	ab-chl-laws	glauco-laws	Na cpx-laws-mica b
matrice	chl-mica blc-épidote-ab	chl-mica blc-épidote	chl-mica blc	ab-chl-pumpe	ab-chl-pumpe	chl-épidote-mica blc

Fig 92 - Comparaison des teneurs en eau globales des coussins métamorphisés par rapport à celles de leurs matrices



ment spectaculaire dans le cas des coussins à glaucophane dont la teinte bleue contraste avec la couleur verte de la matrice (Péas, Pic Marcel, Roche Noire, Pelvat).

Au Chenaillet, les matrices inter-coussins sont d'anciennes hyaloclastites dont le verre a cristallisé en chlorite+pumpellyite. Dans les roches métamorphiques, on reconnaît parfois la structure hyaloclastitique dans les matrices, mais parfois elle est effacée à cause d'une schistosité très marquée. Quoiqu'il en soit, on peut supposer que lorsque le métamorphisme est intervenu, les matrices étaient toutes des hyaloclastites dévitrifiées.

Or les hyaloclastites du Chenaillet ont une teneur en eau nettement supérieure à celle des coussins : 4.58 % pour la hyaloclastite massive et surtout 7.55 % pour la matrice schisteuse. Dans les roches métamorphiques, on retrouve cette opposition : les matrices sont plus riches en eau que les coussins. J'ai représenté dans la fig.92 les teneurs en eau globales calculées des coussins par rapport à celles des matrices correspondantes. H_2O dépasse 5.50 % dans toutes les matrices (à l'exception de PP7 M, seul exemple dans lequel la glaucophane est stable) alors qu'elle est inférieure à 5 % dans tous les coussins. Ceci suggère le rôle de l'eau sur la stabilité des paragenèses métamorphiques. YODER (1952,1955) a montré expérimentalement dans le système $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ que pour une même composition de départ, à température et pression constantes, on peut obtenir des assemblages caractéristiques de différents faciès suivant la valeur de la pression d'eau. Une plus forte pression d'eau favorise la stabilité des minéraux hydratés jusqu'à des températures plus élevées. Un exemple du rôle de la pression d'eau est donné par BUDDINGTON (1963) dans son étude sur les orthogneiss des Adirondacks. Il interprète l'alternance de bandes à hornblende et de bandes à pyroxène seul comme le résultat d'un métamorphisme dans des conditions de pression et température identiques (faciès des granulites à pyroxène) affectant des roches ignées à hornblende ou à pyroxène. Les premières étant en effet plus riches en eau que les secondes, la pression d'eau plus élevée élargit le champ de stabilité de la hornblende. De ce fait, Buddington considère, avec Yoder, que les roches réagissent en système fermé puisque les teneurs en eau originelles sont conservées. Dans le cas présent, les compositions chimiques des coussins et celles des matrices sont de toutes manières différentes. Les secondes sont en

particulier appauvries en SiO₂ et Na₂O par rapport aux premières. Le sodium est même souvent absent cependant quand sa teneur n'est pas négligeable, on n'observe jamais de glaucophane (sauf dans PP7 M, pauvre en eau), mais toujours l'association albite+chlorite. Il est difficile de dire si les roches ont réagi en système ouvert ou fermé. Mais si l'on raisonne en système ouvert, conformément aux idées de THOMPSON (1955) selon lequel l'eau n'est pas emprisonnée dans les pores mais circule dans un réseau de capillaires, cela ne peut que renforcer l'inégalité de comportement de la matrice et du coussin. En effet, le coussin se comporte comme un noyau résistant dans une matrice schisteuse donc beaucoup plus perméable aux circulations de fluides.

Des paragenèses différentes dans des roches voisines peuvent également s'expliquer par la pression d'oxygène. Pour expliquer l'alternance de bancs à ilménite-magnétite, à ilménite-magnétite-hématite et à magnétite-hématite dans les gneiss pélitiques de Glen Clova, CHINNER (1960) invoque les différences dans le degré d'oxydation initial des sédiments. Le métamorphisme n'a fait que les reproduire, c'est-à-dire que chaque banc a réagi en système fermé pour la pression d'oxygène. BUDDINGTON (1963) considère de la même façon que lors du métamorphisme, la pression d'oxygène était contrôlée presque uniquement par le degré d'oxydation de la roche originelle. Il peut être intéressant de voir si dans les roches étudiées, le degré d'oxydation du fer a un rapport avec la teneur en eau. Toutes les roches dont la teneur en Fe₂O₃ était connue ont été placées dans le diagramme H₂O / Fe₂O₃ (Fig 93). On observe une grande dispersion des points tendant à prouver, qu'ici, pression d'eau et pression d'oxygène n'étaient pas liées.

Enfin, seule la pression d'eau a été évoquée pour expliquer les différences de faciès entre les coussins et leur matrice. Peut-être d'autres fluides peuvent-ils intervenir également. Ainsi GUITARD et SALIOT (1971) ont montré le rôle du potentiel chimique du gaz carbonique, s'ajoutant à celui de l'eau, dans l'apparition de la lawsonite, de l'épidote ou de la pumpellyite.

En conclusion, il semble que le rôle de la pression d'eau soit essentiel dans la dualité des faciès métamorphiques coussin / matrice. Ce problème mériterait une étude spécifique approfondie.

3°) Comparaison avec le Chenaillet

Le problème de la continuité entre les différents pointements ophiolitiques du Queyras et de Hte Ubaye et le massif du Chenaillet a été posé lors de l'introduction : il existe un certain nombre d'arguments géologiques régionaux. On peut essayer de voir si cette rapide étude essentiellement chimique permet d'apporter des arguments supplémentaires.

L'étude des coussins métamorphisés a conduit à la conclusion qu'au moins à une échelle limitée, il peut exister une remobilisation de certains éléments majeurs. Ceci rend la comparaison avec le Chenaillet difficile.

La Fig 94 représente les compositions des coeurs de coussins des différents gisements étudiés par rapport à ceux du Chenaillet. On remarque dans l'ensemble une plus grande dispersion des teneurs pour les roches métamorphiques.

En règle générale, les coussins métamorphisés sont moins riches en calcium et plus riches en alcalins que ceux du Chenaillet, le second caractère étant le plus souvent dû à la présence de potassium. Les filons, les roches massives et les coeurs de coussins analysés ont été placés dans un diagramme A F M (Fig 95). La dispersion est extrême, une tendance à se rapprocher du pôle A par rapport aux roches du Chenaillet étant cependant nette pour les coeurs.

Les teneurs en titane varient de 1 à 2.25 %, ce qui correspond à une fourchette plus large qu'au Chenaillet. J'ai placé les coeurs analysés dans le diagramme TiO₂ / FeO^x / MgO (Fig 96). Le problème ici est que l'on n'est pas sûr de la conservation du rapport FeO^x / MgO de la roche spilitique : la destruction de la corrélation positive MgO / Ni peut en faire douter. Cependant le fer et le magnésium semblent toujours liés. Une grande partie des points tombe dans le champ des roches du Chenaillet, si l'on excepte le coussin PP26 manifestement aberrant (il faut se rappeler que ce coussin est enrichi en hématite ce qui permet de douter de la validité du rapport FeO^x / MgO par rapport à celui de la roche originelle).

En ce qui concerne les éléments traces, j'ai placé les roches métamorphisées dans les diagrammes de PEARCE et CANN (1973).

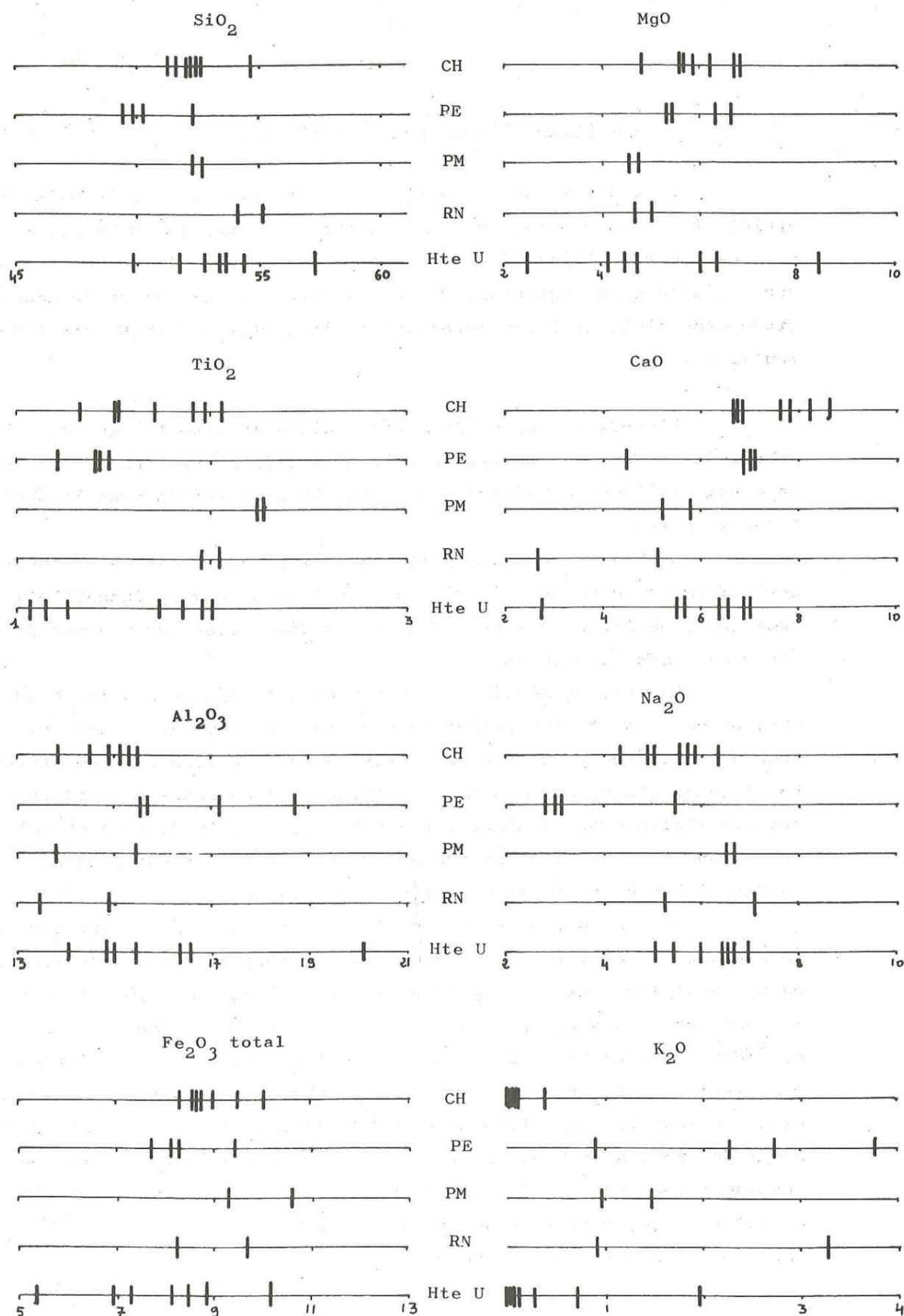
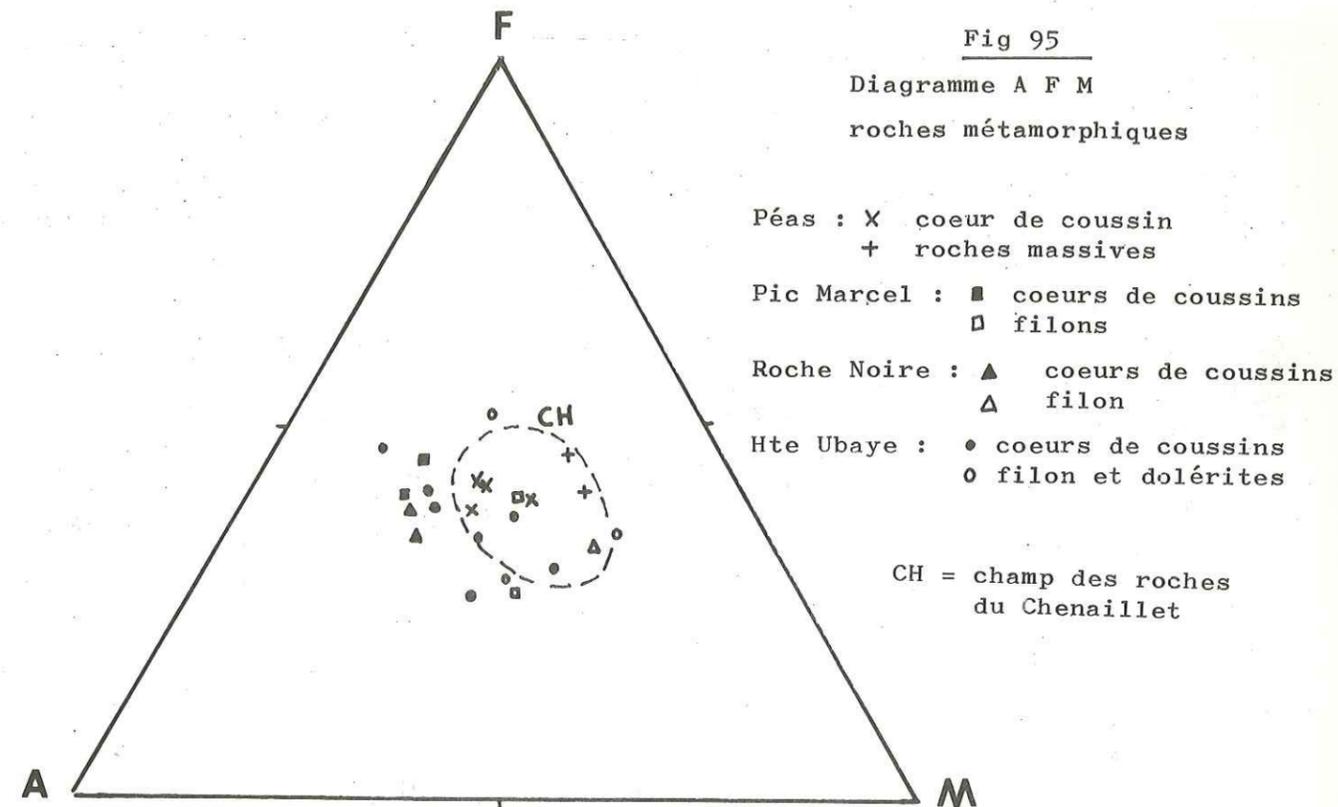


Fig 94 - Comparaison de teneurs en éléments majeurs des coeurs de coussins du Chenaillet par rapport aux coeurs de coussins métamorphisés du Queyras et de Hte Ubaye.



Au Chenaillet, les résultats étaient contradictoires, les roches ne tombant dans aucun champ du diagramme binaire Ti / Zr mais se plaçant dans le champ des basaltes calco-alcalins du diagramme ternaire Ti/100 - Zr - Yx3. Il est intéressant de constater que pour les roches métamorphiques on retrouve cette contradiction. A l'exception des roches de Péas, décalées vers des teneurs plus faibles en Ti et Zr, les champs se recouvrent à peu près en ce qui concerne les coussins. L'enrichissement des matrices inter-coussins peut être, on l'a vu, considéré comme relatif (Fig 97). Même si les dosages en yttrium et zirconium sont discutables, la comparaison entre le Chenaillet et les roches métamorphiques peut être valable puisque les mesures ont été effectuées par la même méthode.

Sur le plan pétrographique, le seul élément de comparaison qui subsiste entre les spilites et les roches métamorphiques est la composition des clinopyroxènes reliques du Pelvat. Or on y retrouve l'opposition entre les pyroxènes de roches grenues et les pyroxènes de coeurs de coussins. Ce fait est très important mais ne saurait être à lui seul un argument.

En conclusion, cette étude essentiellement chimique des coussins métamorphisés du Queyras et de Hte Ubaye ne peut qu'apporter des présomptions supplémentaires sur l'identité de ces séries avec le Chenaillet.

Fig 96 - Diagramme Titane / FeOtotal/MgO
(coeurs de coussins, filons et roches massives métamorphisées)

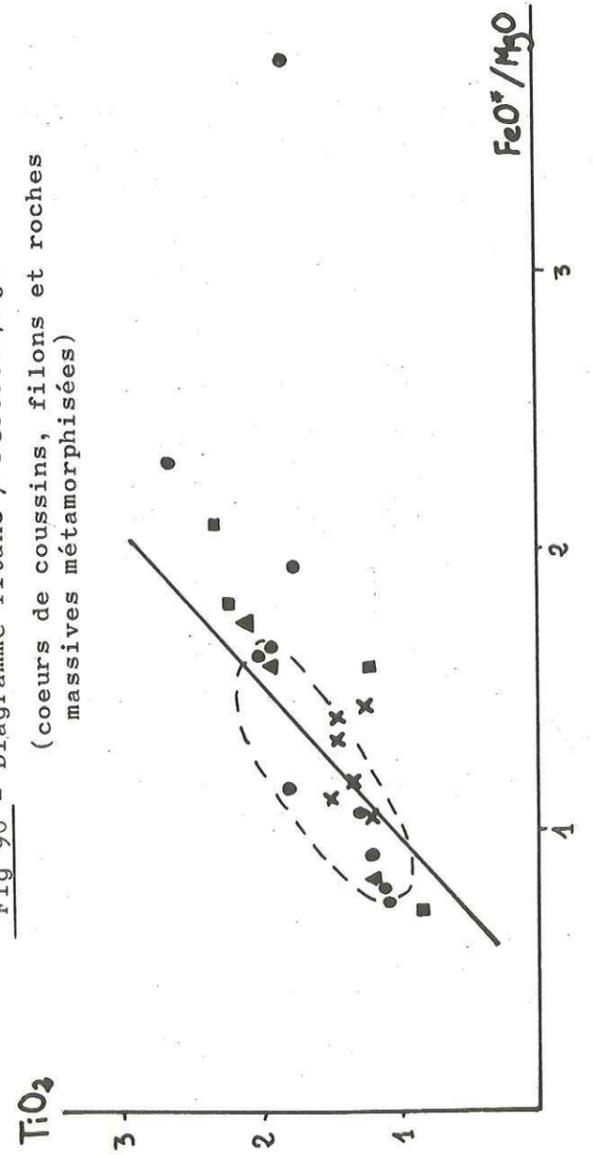
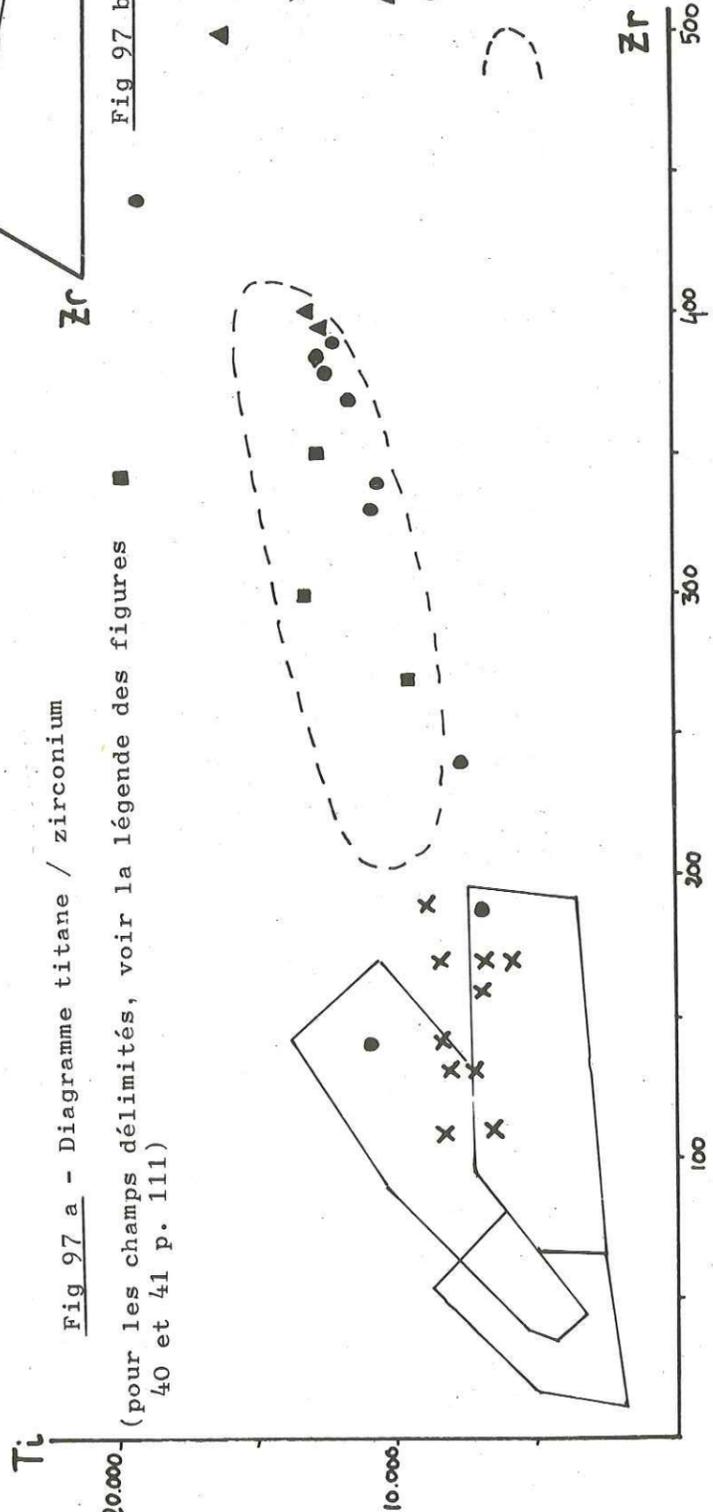
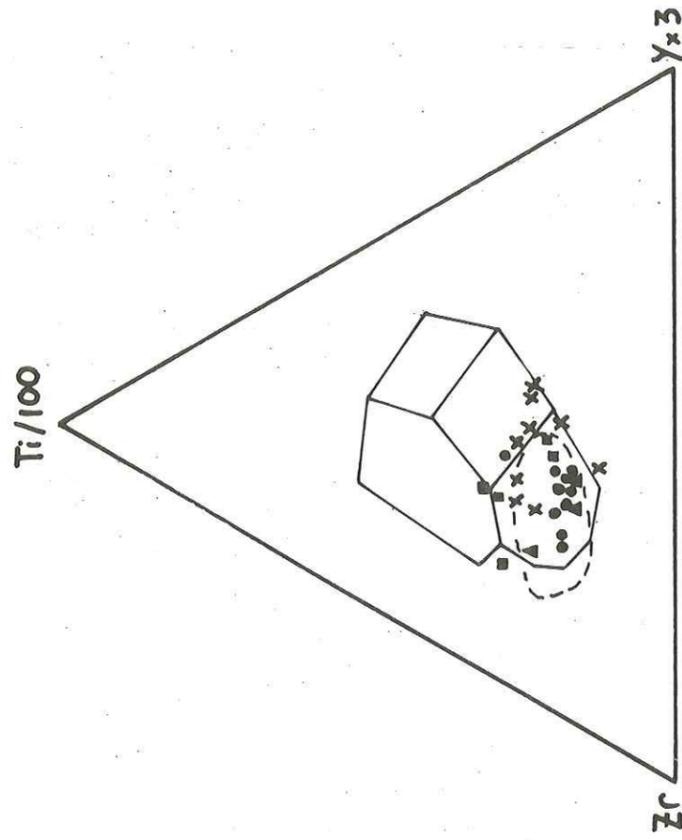


Fig 97 a - Diagramme titane / zirconium
(pour les champs délimités, voir la légende des figures 40 et 41 p. 111)



- X Péas
 - Pic Marcel
 - ▲ Roche Noire (v. Cristillan)
 - Hte Ubaye
- champ des roches du Chenaillet

Fig 97 b - Diagramme Ti/100 - Zr - Yx3



Pour comparer les ophiolites du Chenaillet à celles du Queyras et de Hte Ubaye, on ne saurait cependant se contenter de l'étude exclusive des laves en coussins. Il faudrait considérer les séries ophiolitiques dans leur intégralité.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEGRE C.J., MONTIGNY R., BOTTINGA Y. (1973) : Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XV, N°5-6, 461-477
- ALSAC C. (1961) : Contribution à l'étude des albitophyres et orthoalbitophyres du dôme de Rémollon. Thèse 3ème cycle - Paris
- AMSTUTZ G.C. (1967) : Spilites and spilitic rocks. In : Basalts : the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition Ed. by Hess H.H. et Poldervaart A., Interscience (Wiley) Vol. 2, 737-753
- ANTOINE P., LOUBAT N., VATIN-PERIGNON N. (1973) : Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des "ophiolites" du domaine pennique externe (Savoie, Valais) Géologie Alpine, 49, 21-40
- AOKI K. (1964) : Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan Am. Miner., 49, 1199-1223
- AUMENTO F., LONCAREVIC B.D., ROSS D.I. (1971) : Hudson geotraverse : Geology of the mid-Atlantic ridge at 45° N Phil. Trans. R. Soc. London, serie A, 268, 623-650
- BAILEY E.H., BLAKE M.C. (1974) : Major chemical characteristics of mesozoic Coast Range ophiolite in California. Jour. Research U.S. Geol. Survey, vol. 2, 6, 637-656
- BASS M.N. (1972) : Occurrence of transitional abyssal basalt Lithos, 5, 57-67
- BATTEY M.H. (1956) : The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand. Geol. Mag., 93, 89-110
- BATTEY M.H. (1974) : Spilites as weakly metamorphosed tholeiites. In : Spilites and spilitic rocks, Amstutz Ed., Intern. Union of Geol. Sci., Series A, N°4, 365-372
- BELLAICHE G., CHEMINEE J.L. (1975) : Aspects du volcanisme dans le rift et la faille transformante "A" entre 36°50 et 36°58 N (océan Atlantique - FAMOUS 1974) 3ème réunion annuelle des sciences de la Terre, Montpellier
- BENCE A.E., PAPIKE J.J. (1973) : Petrology of basalts from Leg 15 of the D.S.D.P. : the central Carribean Eos, Vol. 54, 11, 995-998
- BERTRAND J. (1968) : Sur la présence de hyaloclastites dans la région des Gets (Hte Savoie) C.R. des séances, SPHN Genève, NS, Vol. 3, 3, 112-121
- BERTRAND J. (1970) : Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flysch des Gets (Hte Savoie, France). Arch. Sci. Genève, Vol. 23, 2, 279-542
- BERTRAND J., DELALOYE M. (1970) : Dosages géochimiques sur quelques laves en coussin du domaine alpin. C.R. des séances, SPHN Genève, NS, Vol. 5, 1, 122-128

- BICKLE M.J., NISBET E. (1972) : The oceanic affinities of some alpine mafic rocks based on their Ti-Zr-Y contents .
Jl. Geol. Soc., Vol. 128, 267-271
- BLOXAM T.W., LEWIS A.D. (1972) : Ti, Zr and Cr in some British pillow-lavas and their petrogenetic affinities.
Nature Phys. Sci., Vol. 237, 78; 134-136
- BOUGAULT H.; HEKINIAN R. (1974) : Rift valley in the Atlantic ocean near 36°50 N : petrology and geochemistry of basaltic rocks.
Earth Planet. Sci. Lett., 24, 249-261
- BOWEN N.L. (1945) : Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks.
Am. J. Sci., 243 A, 75-89
- BROWN M. G. (1967) : Mineralogy of basaltic rocks.
In : Basalts : The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Ed by Hess H.H. et Poldervaart A., Interscience (Wiley), Vol. 1, p. 103-162
- BRYAN W.B. (1972) : Morphology of quench crystals in submarine basalts
J. Geophys. Res., Vol. 77, 29, 5812-5819
- BRYAN W.B. (1972) : Textural and mineralogical relations of basalts from sites 100 and 105
Initial Reports of the D.S.D.P., Vol. XI
- BUDDINGTON (1963) : Isograds and the role of H₂O in metamorphic facies of orthogneisses of the northwest Adirondak area, New York.
Bull. Geol. Soc. Amer., 74, 1155-1182
- CABY R., MICHAUD A., TRICART P. (1971) : Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes lustrés du Queyras, Alpes françaises).
C.R. Ac. Sci. Paris, 273, 999-1002
- CANN J.R. (1969) : Spilitites from the Carlsberg ridge.
J. of P., Vol. 10, 1, 1-19
- CANN J.R. (1970) : Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean-floor basaltic rocks.
Earth Planet. Sci. Lett., 10, 7-10
- CANN J.R. (1971) : Major element variations in ocean-floor basalts.
Phil. Trans. R. Soc. London, A 268, 495-505
- CARLISLE D. (1963) : Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Is.
J. Geol. (British Columbia), 71, 48-71
- CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1974) : Igneous petrology.
Mac-Graw Hill Company, New York
- CARSTENS H. (1964) : On the variolitic structure.
Norges Geol. Undersokelse, 223, 26-42
- CHAYES F. (1965) : Titania and alumina content of oceanic and circumoceanic basalts.
Min. Mag., 34, 126-131
- CHINNER G.A. (1960) : Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric ratios from Glen Clova, Angus, Scotland.
J. of P., Vol. 1, 2, 178-217
- DEWEY J.F., BIRD J.M. (1971) : Origin and emplacement of the ophiolitic suite : Appalachian ophiolites in Newfoundland.
J. Geophys. Res., 76, 3179-3206
- DIETRICH V. (1969) : Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich.
Verlag Herbert Lang et Cie, Berne
- DIETRICH V., VUAGNAT M., BERTRAND J. (1974) : Alpine metamorphic of mafic rocks.
Bull. Suisse Miner. Petrogr., 54, 291-332
- DREVER H.I., JOHNSON R., BUTLER P. Jr, GIBB F.G.F. (1972) : Some textures in Apollo 12 lunar igneous rocks and in terrestrial analogs. Proceedings of the Third Lunar Science Conference, MIT Press, Vol. 1, 171-184
- DURAND B., GAGNY C. (1965) : Observations sur le mode de gisement et les conditions de mise en place des coulées volcaniques spilitiques de Peyrebrune.
Geol. Rdsch., Vol. 55, 2, 329-341
- ELTER G., ELTER P., STURANI C., WEIDMANN M. (1966) : Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes Romandes et Chablaisiennes.
Arch. Sci. Genève, 19, 279-377
- ENGEL A.E.J., - ENGEL C.G., HAVENS R.G. (1965) : Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.
Bull. Geol. Soc. Amer., 76, 719
- EVANS B.W., MOORE J.G. (1968) : Mineralogy as function of depth in the prehistoric Makapuhi tholeiitic lava lake, Hawaii.
Contr. Miner. Petrol., 17, 85-115
- FLOYD P.A. (1972) : Chemical characteristics of spilitic greenstones from southwest England.
Nature, London, Vol. 239, 75-77
- FONTEILLES M. (1968) : Contribution à l'analyse du processus de spilitisation.
Bull. BRGM, (2), Vol. 11, p. 3
- FREY F.A., BRYAN W.B., THOMPSON G. (1974) : Atlantic ocean floor : Geochemistry and petrology of basalts from Leg 2 and 3 of the D.S.D.P.
J. Geophys. Res., Vol. 75, 35, 5507-5527
- FURNES (1973) : Variolitic structure in ordovician pillow-lava and its possible significance as an environmental indicator.
Geology, 1, 27-30
- GELINAS L. (1974) : Textural and chemical evidences of liquid immiscibility in variolitic lavas.
Eos, Vol. 55, 4, 486-487
- GIROD M., CABY R. (1975) : Faciès amphibolique dans la croûte océanique : exemple des méta-gabbros du massif du Chenaillet (Htes Alpes). 3ème réunion annuelle des Sciences de la Terre, Montpellier.
- GUITARD G., SALIOT P. (1971) : Sur les paragenèses à lawsonite et pumpellyite des Alpes de Savoie.
Bull. Soc. Fr. Miner. Cristall. 94, 507-523

- GUPTA A.K., ONUMA K., YAGI K., LIDIAK E.G. (1973) : Effect of silica concentration on the diopsidic pyroxenes in the system Diopside-CaTiAl₂O₆-SiO₂.
Contr. Miner. Petrol., 41, 333-344
- HAMM H.M., VIETEN K. (1971) : Zur Berechnung der Kristallchemischen Formel und des Fe³⁺- Gehaltes von Klinopyroxenen aus Elektronenstrahl-Mikroanalysen.
N.Jb.Min.Mh., 310-314
- HART R.A. (1970) : Chemical exchanges between sea-water and deep-ocean basalts.
Earth Planet. Sci. Lett., 9, 269-279
- HART R.A. (1973) : A model for chemical exchange in the basalt - sea water system of oceanic layer II.
Can. J. Earth Sci., Vol.10, 799-816
- HART S.R. (1971) : K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean-floor basalts.
Phil. Trans. R. Soc. London, A 268, 573-587
- HART S.R., NAWALK A.J. (1970) : K, Rb, Cs and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico trench.
Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 145-155
- HERRMANN A., WEDEPOHL K. (1970) : Untersuchungen an spilitischen Gesteinen des variskischen Geosynkline in Nordwestdeutschland.
Contr. Miner. Petrol., 29, 255-274
- HEY M.H. (1954) : A new review of the chlorites.
Min. Mag., 224, 277-292
- HOGPOOD A.M. (1962) : Radial distribution of soda in a pillow of spilitic lava from the Franciscan, California.
Am. J. Sci., 260, 383-396
- HONNOREZ J., (1963) : Sur l'origine des hyaloclastites.
Bull. Volc., 25, 252-258
- HUBBARD N.J. (1969) : A chemical comparison of oceanic ridge, hawaiian tholeiitic and hawaiian alkalic basalts.
Earth Planet. Sci. Lett., 5, p.346
- HUGHES C.J. (1973) : Spilites, keratophyres and the igneous spectrum.
Geol. Mag., 109, 513-527
- HYNES A. (1974) : Igneous activity and the birth of ocean basin in eastern Greece.
Can. J. Earth Sci., 11, 842-853
- HYNES A. (1975) : Comment on "The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an Island Arc".
Earth Planet. Sci. Letters, 25, p.223
- JAFFE F. (1955) : Les ophiolites et les roches connexes de la région du col des Gets.
Bull. Suisse Miner. Petrogr., Vol. 31, 1
- JOLLY W.T., SMITH R.E. (1972) : Degradation and metamorphic differentiation of the Keweenaw tholeiitic lavas of northern Michigan.
J. of P., Vol. 13, 2, 279-309
- JUTEAU T., ROCCI G. (1974) : Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilito-keratophyrique hercynotype.
Spilites and spilitic rocks, Ed. Amstutz, Intern. Union of Geol. Sci., Series A, 4, 39-58
- JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., RICOU L.E., ROCCI G., ROLLET M. (1973) : Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages mésogéens.
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XV, 5-6, 478-493
- KAY R., HUBBARD N.J., GAST P.W. (1970) : Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks.
J. Geophys. Res., 75, 1585-1613
- KEMPE D.R.C. (1973) : Basalts from the southern Indian ocean, D.S.D.P. Leg 26.
Eos, Vol. 54, 11, 1008-1010
- KOEHN P., VUAGNAT M. (1970) : Sur la présence du faciès "schistes à glaucophane" dans les roches du Mont Cruzeau (Prov. de Turin, Italie).
C.R. SPHN Genève, NS, 5, 59-64
- KUSHIRO I. (1960) : Si - Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks.
Am. J. Sci., Vol. 258, 548-554
- KUSHIRO I. (1962) : Clinopyroxens solid solution. Part I : The CaAl₂SiO₆ component.
Japan. Jour. Geol. Geogr., 33, 213-220
- LATTARD D. (1974) : Les roches du faciès schiste-vert dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes).
Thèse 3ème Cycle, Paris.
- LE BAS M.J. (1962) : The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage.
Am. J. Sci., Vol. 260, 267-288
- LEMOINE M. (1955) : Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des schistes lustrés du Queyras (Htes Alpes).
C.R.Somm.S.G.F., 94-96
- LEMOINE M. (1962) : Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les schistes lustrés du Queyras (Htes Alpes) et des régions voisines.
C.R.Somm. S.G.F., p.186
- LEMOINE M. (1971) : Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes Cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise.
Géologie Alpine, 47, 181-201
- LEMOINE M., STEEN D., VUAGNAT M. (1970) : Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : observations dans le massif de Chabrière en Hte Ubaye.
C.R. des séances, SPHN Genève, NS, Vol. 5, 1, 44-59
- LOESCHKE J. (1973) : Zur Petrogenese paläozicher Spilite aus den Ostalpen.
N.Jb.Min.Abh., Vol. 119, 1, 20-56
- LOFGREN G. (1971) : Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks.
J.Geophys. Res., Vol. 76, 23, 5635-5648

- LOFGREN G. (1974) : An experimental study of plagioclase crystal morphology : isothermal crystallisation.
Am. J. Sci., Vol. 274, 243-273
- MAC DONALD G.A., KATSURA T. (1964) : Chemical composition of hawaiian lavas.
J. of P., Vol. 5, 1, 82-133
- MARSHALL M., COX A. (1971) : Magnetism of pillow-basalts and their petrology.
Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 537-552
- MATTHEWS D.H. (1971) : Altered basalts from Swallow Bank, an abyssal hill in the NE Atlantic, and from a nearby seamount.
Phil. Trans. R. Soc. London, A 268, 551-571
- MERILAINEN K. (1961) : Albite diabases and albitites in Enontekiö and Kittilä, Finland.
Bull. Commiss. Geol. Finl., Vol. 31, 195
- MELSON W.G. (1973) : Basaltic glasses from the D.S.D.P.. Chemical characteristics, compositions of alteration products and fission track "ages".
Eos, Vol. 54, 11, 1011-1014
- MELSON W.G., THOMPSON G. (1973) : Glassy abyssal basalts from Atlantic sea-floor near St Paul's. Petrography and composition of secondary clay minerals.
Geol. Soc. Amer. Bull., Vol 84, 2
- MELSON W.G., THOMPSON G., ANDEL T.H. van (1968) : Volcanism and metamorphism in the mid-Atlantic ridge, 22°N latitude.
J. Geophys. Res., 73, 5925-5941
- MELSON W.G., ANDEL, T.H. van (1966) : Metamorphism in the mid-Atlantic ridge, 22°N latitude.
Marine Geol., 4, 165-186
- MIYASHIRO A. (1972) : Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional metamorphism.
Tectonophysics, Vol 13, 1-4, 141-159
- MIYASHIRO A. (1973) : The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc.
Earth Planet. Sci. Lett., Vol 19, 2, 218-224
- MIYASHIRO A. (1975) ; Origin of the Troodos and other ophiolites : a reply to Hynes
a reply to Moores.
Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 25, 227-235 et 213-216
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1969) : Diversity and origin of abyssal tholeiites from the mid-Atlantic ridge near 24° and 30° North latitude.
Contr. Miner. Petrol. 23, p.38
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1970) : Crystallisation and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges.
Earth Planet. Sci. Lett., 7, 361-365
- MONTIGNY R., BOUGAULT H., BOTTINGA Y., ALLEGRE C.J. (1973) : Trace elements geochemistry and the genesis of the Pindos ophiolitic suite.
Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 37, 2135-2148
- MOORE J.G. (1965) : Petrology of deep-sea basalts near Hawaii.
Am. J. Sci., 263, 40-52
- MOORES E.M. (1969) : Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece.
Geol. Soc. of Amer. Special Paper, 118
- MOORES E.M., VINE J.F. (1971) : The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust : evaluation and implications.
Phil. Trans. R. Soc. London, A 268, p. 443
- MUIR I.D., TILLEY C.E. (1964) : Basalts from the northern part of the rift zone of the mid-Atlantic ridge.
J. of P., Vol. 5, 3, 409-434
- MUIR I.D., TILLEY C.E., SCOON J.H. (1966) : Basalts from the northern part of the mid-Atlantic ridge, 2. The Atlantis collection near 30°N.
J. of P., Vol. 7, p. 193
- NAREBSKI (1964) : Petrochemistry of pillow-lavas of the Kaczawa mountains and some general petrological problems of spilites.
Pr. Muz. Ziemi, Pr. petrogr. 7, 69-205
- NICHOLLS G.D., ISLAM M.R. (1971) : Geochemical investigations of basalts and associated rocks from the ocean floor and their implications.
Phil. Trans. R. Soc. London, A 268, 469-486,
- NOIRET G., ALLEGRE C.J., (1975) : Les ophiolites anciennes de Bou Azzer ou type ophiolitique calcoalcalin.
3ème réunion annuelle des Sciences de la Terre, Montpellier
- OHNESTETTER M., OHNESTETTER D. (1975) : Pétrographie et géochimie de la bordure figée des cumuls de l'Inzecca (Corse).
3ème réunion annuelle des Sciences de la Terre, Montpellier
- ONUMA K., YAGI K. (1971) : The join CaMgSi₂O₆-Ca₂MgSi₂O₇-CaTiAl₂O₆ in the system CaO - MgO - Al₂O₃ - TiO₂ - SiO₂ and its bearing on titan pyroxenes.
Min. Mag., 38, 471-480
- PARROT J.F. (1967) : Le cortège ophiolitique du Pindos septentrional (Grèce).
Thèse 3ème cycle, Paris
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) : Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.
Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300
- PETERLONGO J.M. (1970) : Pillow-lavas à bordure variolitique et matrice basique dans la série métamorphique de la Brévenne (Rhône, massif Central français).
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XII, 2, 190-194
- PHILPOTTS A.R. (1972) : Density, surface tension and viscosity of the immiscible phase in a basic alkaline magma.
Lithos, 5, 1-18

- PUSZTASZERI L. (1969) : Etude pétrographique du massif du Chenaillet
Bull. Suisse Miner. Pétrogr., Vol. 49, 3, 426-466
- RITTMANN A. (1958) : Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosiddetti tufi palagonitici.
Boll. Sci. Nat. Catania, 4, 311-318
- RUCKLIDGE J., GASPARRINI E.L. (1969) : Electron microprobe analytical reduction EMPADR VII,
University of Toronto, Department of Geology
- SALOT P. (1973) : Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification.
C.R.Ac.Sci. Paris, série D, 276, 3081-3084
- SHILOV V.N. (1974) : The pillow-lavas of Sakhalin and the Kurile islands and their significance for the solution of the spilite problem.
In Spilites and spilitic rocks, Ed. Amstutz, International Union of Geol. Sci., series A N°4, 387-402
- SMITH D., LINDSEY D.H. (1971) : Stable and metastable augite crystallization trends in a single basalt flow.
Amer. Miner., Vol. 56, 225-233
- SOLER E. (1969) : L'association spilites-keratophyres de la province de Huelva (Espagne).
Thèse 3ème cycle, Paris
- SPADEA P. (1974) : Spilites of the Lucanian Apennine (south Italy)
In : Spilites and spilitic rocks, Ed. Amstutz, International Union Geol. Sci., series A, N°4, 331-348
- SPOONER E.T.C., FYFE W.S. (1973) : Sub sea-floor metamorphism, heat and mass transfer.
Contr. Miner. Petrol., 42, 287-304
- STEEN D.M. (1972) : Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Hte-Ubaye.
Mé. du Dpt de Minéralogie de l'Univ. de Genève N°2
- SUKHESLAVA R.N. (1974) : Gradation of tholeiitic Deccan basalt into spilite, Bombay, India. In : Spilites and spilitic rocks, Ed. Amstutz, Intern. Union of Geol. Sci., series a N°4, 229-250
- TANE J.L. (1962) : Contribution à l'étude des laves spilites du massif du Pelvoux.
Thèse 3ème cycle, Grenoble
- TRICART P. (1974) : Les schistes lustrés du Ht-Cristillan (Alpes Cottien-nes, France) : lithographie, architecture et tectogenèse.
Géologie Alpine, 50, 131-152
- TUREKIAN K.K. (1963) : The chromium and nickel distribution in basaltic rocks and eclogites.
Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 835-846
- VALLANCE T.G. (1960) : Concerning spilites
Proc. Linn. Soc. N.S.W., 86, 8-52
- VALLANCE T.G. (1965) : On the chemistry of pillow-lavas and the origin of spilites.
Min. Mag., 34, 471-481
- VALLANCE T.G. (1969) : Spilites again : some consequences of the degradation of basalts.
Proc. Linn. Soc. N.S.W., 94, 8-51
- VALLANCE T.G. (1974 a) : Spilitic degradation of a tholeiitic basalt.
J.of P., Vol. 15, 1, 79-96
- VALLANCE T.G. (1974 b) : Pyroxenes and the basalt - spilite relation.
in : Spilites and spilitic rocks, Ed Amstutz, Intern. Union Geol. Sci., series A, N°4, 59-68
- VANCE (1969) : On synneusis.
Contr. Miner. Petrol., 24,
- VATIN PERIGNON N., AUMAITRE R., BUFFET G. (1974) : La spilitisation dans le massif des Ecrins-Pelvoux : un cortège intrusif et effusif dolérito-spilitique (Alpes françaises occ.).
Géologie Alpine, 50, 153-194
- VELDE D. (1970) : Les filons doléritiques du nord de la Bretagne.
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XII, 843-855
- VELDE D. (1971) : Les lamprophyres à feldspath alcalin et biotite : Minettes et roches voisines.
Contr. Minér. Pétrol., 30, 216-239
- VUAGNAT M. (1946) : Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas.
Bull. suisse Minér. Petrogr., 26, 116-283
- VUAGNAT M. (1949) : Variolites et spilites. Comparaison entre quelques pillow-lavas britanniques et alpines.
Arch. Sci. Genève, Vol. 2, 2, 224-236
- VUAGNAT M. (1959) :
Rend. d Soc. Min. Italiana, anno 15, p. 311
- WATKINS N.D., PASTER T.P. (1971) : The magnetic properties of igneous rocks from the ocean floor.
Phil. Trans. R. Soc. London, A 268, 507-550
- WATKINS N.D., PASTER T.P., ADE-HALL J. (1970) : Variation of magnetic properties in a single deep-sea pillow basalt.
Earth Planet. Sci. Lett., 8, 322-328, 1970
- YODER H.S. (1952) : The MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system and the related metamorphic facies.
Amer. J. Sci., Bowen Volume, 569-627
- YODER H.S. (1955) : Role of water in metamorphism;
Geol. Soc. Amer. Special Paper 62, 505-524

TABLE DES FIGURES

N°	TITRE	PAGE
1	Carte de localisation	2
	<u>1ère partie</u>	
	A - LE CHENAILLET	
2	Scannings à travers variolo et matrice d'un coussin de type I	18
3	Scannings à travers variolo et matrice d'un coussin de type II	23
4	Diagramme Ca - Fe ³⁺ Mn - Mg - Pyroxènes des roches grenues	40
5	Diagramme Al / Fe ³⁺ - Pyroxènes des roches grenues	40
6	Scannings à travers un pyroxène zoné de CH42	41
7	Diagrammes Al / Si et Al / Ti - Pyroxènes des roches grenues	42
8	Diagramme Ca - Fe ³⁺ + Mn - Mg - Pyroxènes des coussins	45
9	Diagramme Ti / Fe ³⁺ - Pyroxènes des coeurs de coussins	45
10	Diagrammes Al / Si et Al / Ti - pyroxènes des coussins	47
11	Diagramme Ca - Fe ³⁺ Mn - Mg - Pyroxènes de spilites	49
12	Diagrammes Al / Si et Al / Ti - pyroxènes de spilites	50
13	Diagramme Al - Fe ³⁺ - Mg - Chlorites et amphiboles	58
14	Coefficients de partage Fe ³⁺ / Fe ³⁺ +Mg entre chlorite et roche-hôte	58
15	Corrélations entre analyses de Paris et analyses de Nancy : éléments majeurs	65
16	id. : éléments traces	66
17	Corrélation entre les teneurs en strontium dosées au quan- tomètre et à la fluorescence X	67
18	Histogramme des éléments majeurs	70
19	Diagramme MgO / Ni - coeurs de coussins et filons	73
20	Diagramme V / TiO2 - coeurs de coussins et filons	73
21	Diagramme alcalins / 100xK2O/alcalins	73
22	Zonation des éléments majeurs dans les coussins de type I et III	76
23	Zonation des éléments majeurs dans les coussins de type II	77
24	Zonation de éléments traces	79
25	Diagramme Na2O / SiO2	81
26	Diagramme FeO ³⁺ / MgO	81
27	Diagramme MgO / Ni pour toutes les zones des coussins	83
28	Diagramme V / TiO2 pour toutes les zones des coussins	83
29	Diagramme TiO2 / Zr	83

30 - Tendances de l'altération par l'eau de mer sur les basaltes océaniques	89
31 - Diagramme H ₂ O / Fe ₂ O ₃	91
32 - Diagramme SiO ₂ - Na ₂ O - FM	95
33 - Diagrammes de HART (1973)	103
34 - Diagramme alcalins / silice	106
35 - Diagramme Qz - Hy - Di - Ol - Ne normatifs	106
36 - Diagramme SiO ₂ / FeO ³⁺ /MgO	107
37 - Diagramme FeO ³⁺ / FeO ³⁺ /MgO	107
38 - Diagramme TiO ₂ / FeO ³⁺ /MgO	107
39 - Histogramme du titane dans le spilites	109
40 - Diagramme Ti / Zr	111
41 - Diagramme Ti/100 - Zr - Yx ₃	111
42 - Diagramme A F M	116
B - LES GETS	
43 - Diagramme Ca - Fe ³⁺ +Mn - Mg - Pyroxènes	128
44 - Diagrammes Al / Si et Al / Ti - Pyroxènes	128
45 - Diagramme Al - Fe ³⁺ - Mg - Chlorites	131
46 - Histogramme des éléments majeurs - comparaison avec le Chenaillet	134
47 - Teneurs en éléments traces - comparaison avec le Chenaillet	137
48 - Diagramme V / TiO ₂ - coeurs de coussins et filon	138
49 - Diagramme Zr / TiO ₂ - coeurs de coussins et filon	138
50 - Zonation des éléments majeurs	140
51 - Zonation des éléments traces	141
52 - Diagramme Na ₂ O / SiO ₂	143
53 - Diagramme FeO ³⁺ / MgO	143
54 - Diagramme A F N	142
55 - Diagramme SiO ₂ - Na ₂ O - FM	144
56 - Diagramme Na ₂ O / H ₂ O - comparaison avec le Chenaillet	146
57 - Diagramme MgO / Ni	146
58 - Diagramme CaO / Sr	146
59 - Diagrammes de HART	149
60 - Diagramme SiO ₂ / FeO ³⁺ /MgO	155
61 - Diagramme FeO ³⁺ / FeO ³⁺ /MgO	155
62 - Diagramme TiO ₂ / FeO ³⁺ /MgO	155

2ème partie

63 - Zonations des éléments majeurs - coussins de Péas	169
64 - Diagramme Na ₂ O / SiO ₂ - Péas	171
65 - Diagramme FeO ³⁺ / MgO - Péas	171
66 - Diagramme H ₂ O / FeO ³⁺ +MgO - Péas	171
67 - Diagramme CaO / Al ₂ O ₃ - Péas	171
68 - Zonations des éléments traces - coussins de Péas	173
69 - Diagramme V / TiO ₂ - Péas	175
70 - Diagramme K ₂ O / Rb - Péas	175
71 - Diagramme CaO / Sr - Péas	175
72 - Zonations des éléments majeurs - coussins du Pic Marcel	179
73 - Diagramme CaO / Al ₂ O ₃ - Pic Marcel	181
74 - Diagramme FeO ³⁺ / MgO - Pic Marcel	181
75 - Diagramme Na ₂ O / SiO ₂ - Pic Marcel	181
76 - Diagramme H ₂ O / FeO ³⁺ +MgO - Pic Marcel	181
77 - Diagramme V / TiO ₂ - Pic Marcel	181
78 - Zonations des éléments majeurs - coussins de Roche Noire (versant Cristillan)	185
79 - Schéma de localisation des ophiolites du Ht Cristillan et de Hte Ubaye	189
80 - Diagramme Ca - Fe ³⁺ +Mn - Mg - Pyroxènes du Pelvat	197
81 - Diagramme Al / Fe ³⁺ - pyroxènes de la dolérite du Pelvat	197
82 - Diagrammes Al / Si et Al / Ti - Pyroxènes du Pelvat	197
83 - Zonations des éléments majeurs - coussins de Hte Ubaye	201
84 - Diagramme SiO ₂ / Na ₂ O - Hte Ubaye	205
85 - Diagramme FeO ³⁺ / MgO - Hte Ubaye	205
86 - Zonations des éléments traces - coussins de hte Ubaye	206
87 - Diagramme MgO / Ni - Hte Ubaye	205
88 - Diagramme V / TiO ₂ - Hte Ubaye	205
89 - Diagramme alcalins / 100xK ₂ O/alcalins - roches métamorph.	210
90 - Diagramme SiO ₂ - Na ₂ O - FM - roches métamorphiques	212
91 - Diagrammes de HART - roches métamorphiques	214
92 - Teneurs en eau des coussins par rapport aux matrices	216
93 - Diagramme H ₂ O / Fe ₂ O ₃ - roches métamorphiques	216
94 - Comparaison des compositions chimiques des coeurs de coussins métamorphisés avec le Chenaillet	219
95 - Diagramme A F M - roches métamorphiques	221
96 - Diagramme TiO ₂ / FeO ³⁺ +MgO - roches métamorphiques	222
97 - Diagrammes Ti / Zr et Ti/100 - Zr - Yx ₃ - roches métamorp.	222

LISTE DES TABLEAUX

N°	TITRE	PAGE
<u>1ère partie</u>		
A - LE CHENAILLET		
I	Dimensions des coussins échantillonnés	17
II	Minéraux essentiels des différentes zones des coussins	25
III	Compositions chimiques des clinopyroxènes des roches grenues	38
IV	Compositions chimiques des clinopyroxènes des coussins	44
V	Composants polaires des pyroxènes des coeurs de coussins	48
VI	Compositions chimiques des chlorites	57
VII	Compositions chimiques des amphiboles	60
VIII	Analyse d'épidote	61
IX	Analyse de pumpellyite	62
X	Comparaison entre l'analyse d'un coussin et sa composition globale calculée	69
XI	Comparaison entre la moyenne des coeurs de coussins et des compositions chimiques de basaltes	117
B - LES GETS		
XII	Coussins spilitiques échantillonnés aux Gets	123
XIII	Compositions chimiques des pyroxènes des coeurs de coussin	127
XIV	Analyse chimique de chlorite	131
<u>2ème partie</u>		
XV	Dimensions des coussins échantillonnés à Péas	164
XVI	Composition minéralogique des différentes zones des coussins de Péas	166
XVII	Coussins échantillonnés au Pic Marcel - Dimensions et composition minéralogique	177
XVIII	Coussins de Roche Noire (versant Cristillan) : dimen- sions et composition minéralogique	184
XIX	Coussins de Hte Ubaye : dimensions et composition minéralogique	192
XX	Compositions chimiques de pyroxènes reliques du Pelvat	198
XXI	Assemblages minéralogiques des coussins métamorphisés et des matrices correspondantes	216

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche I
LE CHENAILLET

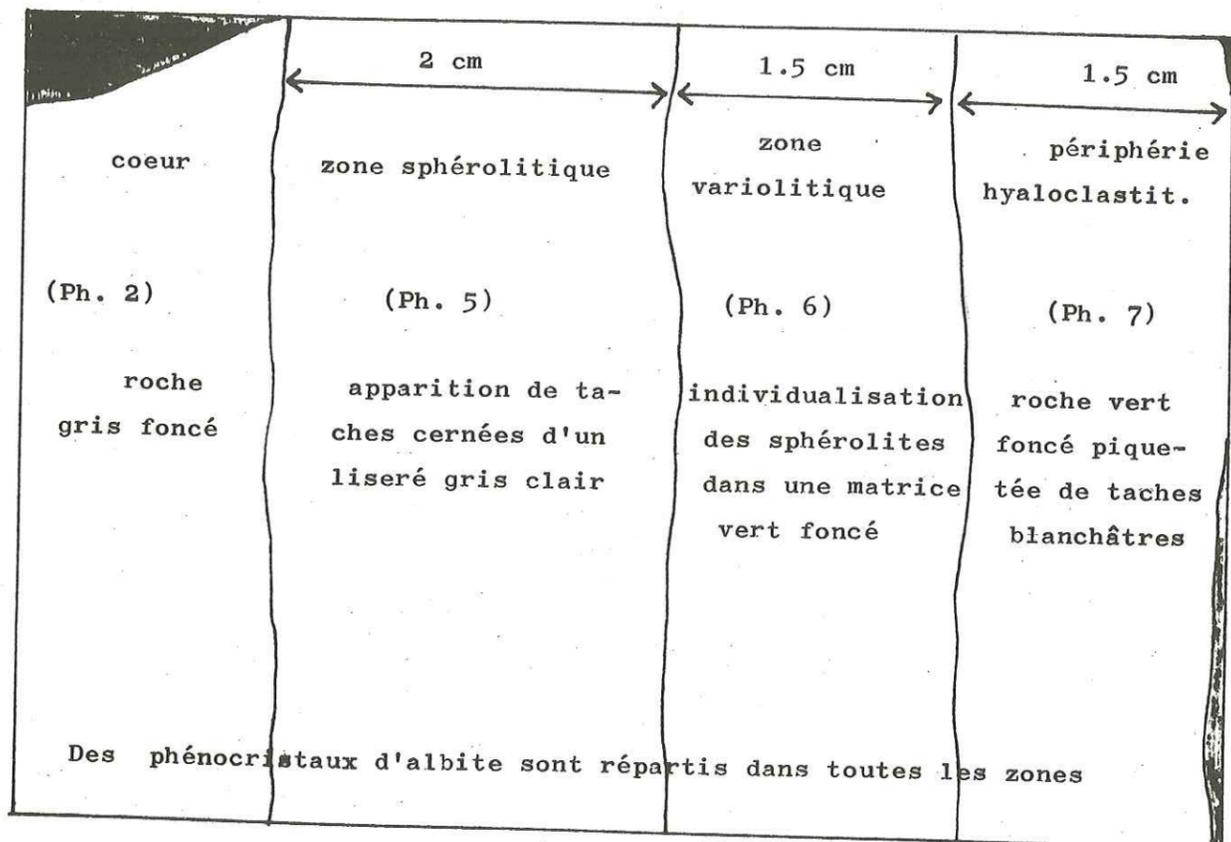


Photo 1 - Section polie à travers un "pillow-lava" (CH19).

On reconnaît, de gauche à droite, la succession des quatre zones concentriques, du coeur à la périphérie. Les N° entre parenthèses renvoient aux photos des structures microscopiques de ces différentes zones.

Photo 2 - Coeur de coussin : structure intersertale divergente

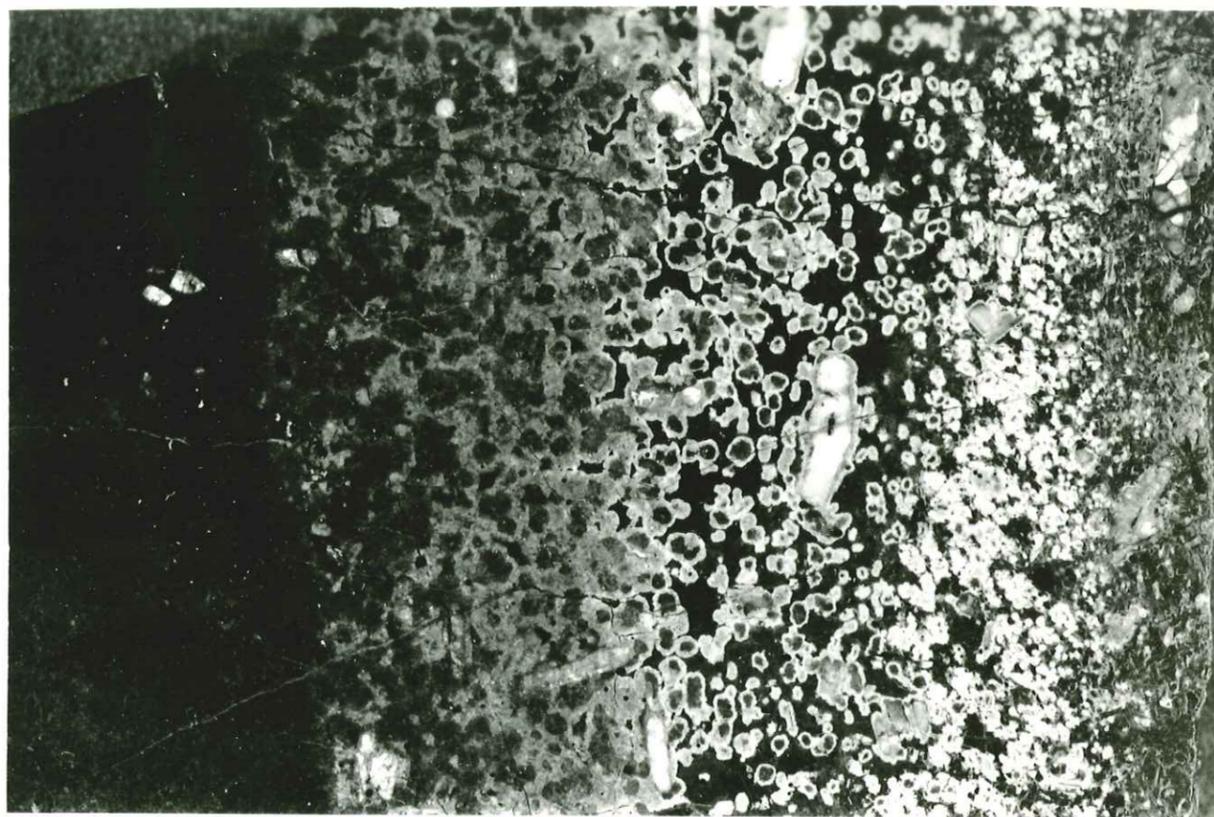
x 30 ; lumière polarisée analysée

Les gerbes d'albite squelettique se disposent en faisceaux divergeant à partir d'un point

Photo 3 - Coeur de coussin : habitus du feldspath

x 150 ; lumière polarisée analysée

Section longitudinale d'albite squelettique et sections transversales en "boucles de ceinture"



2



3

Planche II

LE CHENAILLET

Photo 4 - Coeur de coussin : habitus du clinopyroxène.

x 300 ; lumière polarisée analysée

Le pyroxène se dispose en fines baguettes, perpendiculairement aux microlites d'albite, comme les dents d'un peigne.

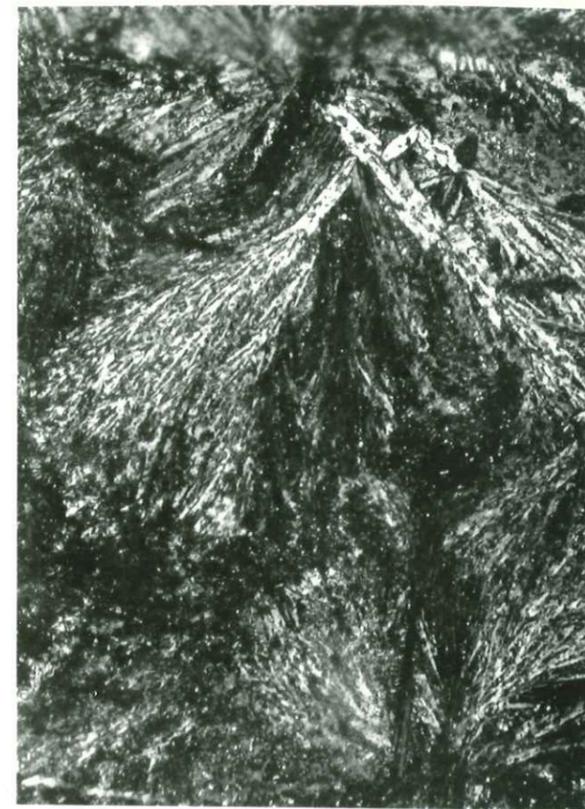


4

Photo 5 - Zone sphérolitique de coussin

x 150 ; lumière polarisée analysée

On observe ici les "plumose intergrowths" décrits par Bryan, formés par l'association clinopyroxène - feldspath (au Chenaillet, de l'albite), en fibres rayonnant à partir d'un microlite de feldspath squelettique.

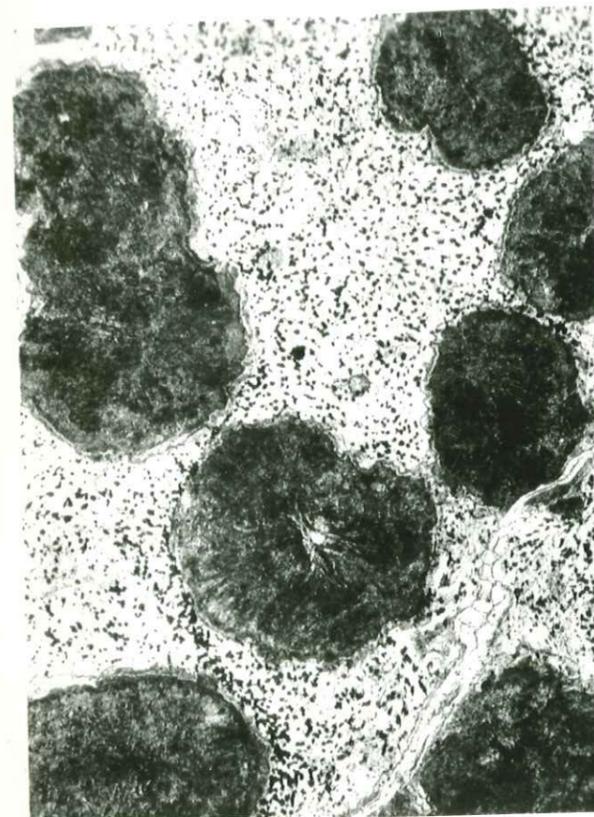


5

Photo 6 - Zone variolitique de coussin

x 40 ; lumière polarisée non analysée

Les varioles sont des sphérolites individualisés dans une matrice ici constituée de chlorite piquetée de granules de sphène.



6

Photo 7 - Périphérie à tendance hyaloclastitique de coussin

x 40 ; lumière polarisée, non analysée

La structure est très complexe : on reconnaît des varioles, plus ou moins corrodées (voir détail photos 10 et 11), et des plages anguleuses de chlorite, provenant de la transformation de l'ancien verre basaltique.



7

Planche III

Le CHENAILLET

Photo 8 - Périphérie de coussin, détail

x 150 ; lumière polarisée, non analysée

Variolle brun foncé, centrée sur un microlite d'albite fourchu, corrodée, sur laquelle a poussé un sphérolite brun clair de seconde génération.

Photo 9 - Périphérie de coussin, détail

x 150 ; lumière polarisée, non analysée

Variolle partiellement déstabilisée. L'ancien contour est souligné par une bordure de minéraux opaques. Un fragment de la variolle subsiste au centre de la plage, constituée de chlorite qui apparaît ici en blanc.

Photo 10 - Hyaloclastite massive

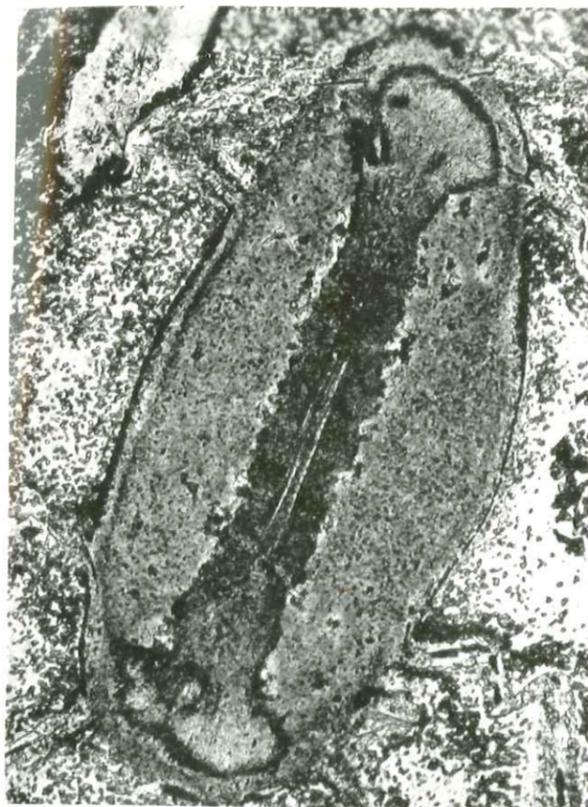
x 40 ; lumière polarisée non analysée

A côté des plages anguleuses de chlorite, cernées de minéraux opaques, et provenant de la dévitrification de l'ancien verre basaltique, on reconnaît de petites variolles de forme circulaire.

Photo 11 - Matrice inter-coussins, schisteuse

x 40 ; lumière polarisée analysée

On retrouve ici les plages anguleuses de chlorite, qui apparaissent cette fois en noir. Elles sont séparées par des trainées fibreuses d'illite, apparaissant en blanc, piquetées de granules opaques.



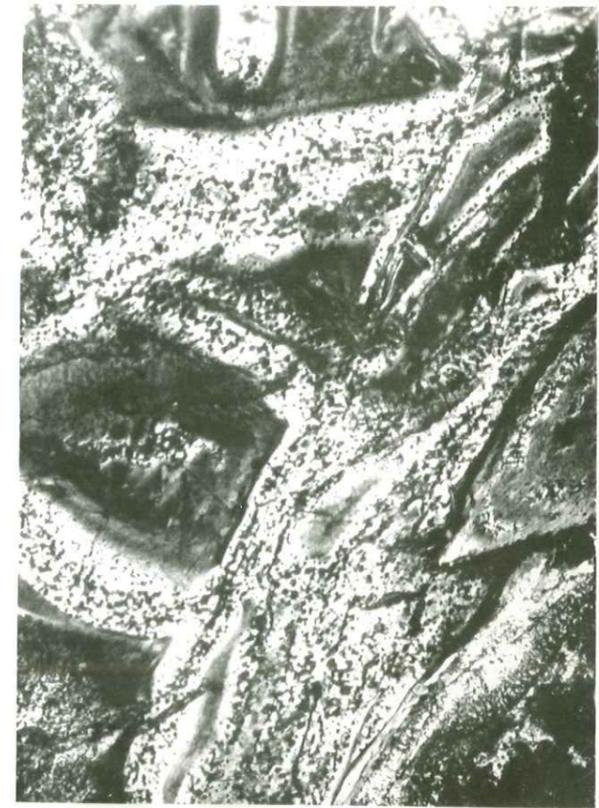
8



9



10



11

Planche IV

LES GETS

Photo 12 - Coeur de coussin :

x 40 ; lumière polarisée analysée

On reconnaît ici les microlites d'albite squelettiques, à section transversale en boucle de ceinture, analogues à ceux des coeurs de coussins du Chenaillet.

Photo 13 - Coeur de coussin : clinopyroxène en baguette (G29 C)

x 200 ; lumière polarisée analysée

L'habitus du pyroxène est très différent de celui observé au Chenaillet (voir photo 4)

Photo 14 - Périphérie de coussin à structure sphérolitique

x 40 ; lumière polarisée non analysée

La disposition des grains de minéraux opaques souligne la structure radiée des sphérolites.

Photo 15 - Détail d'un sphérolite (périphérie de coussin)

x 200 ; lumière polarisée analysée

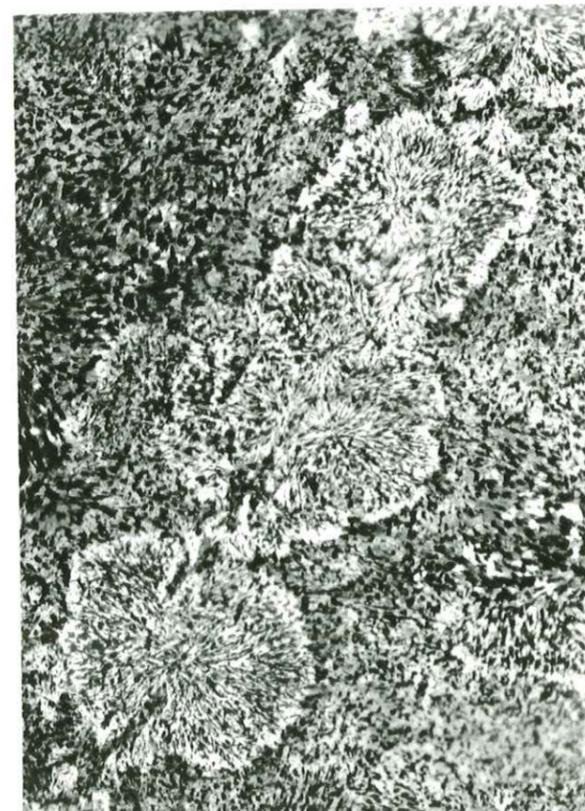
On observe bien ici la disposition radiale des fibres d'albite



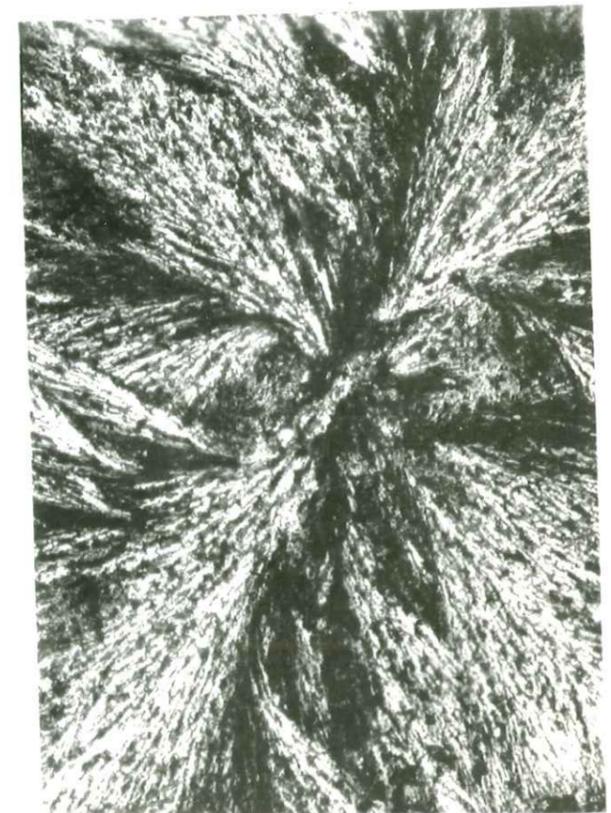
12



13



14



15

Planche V
ROCHES METAMORPHIQUES

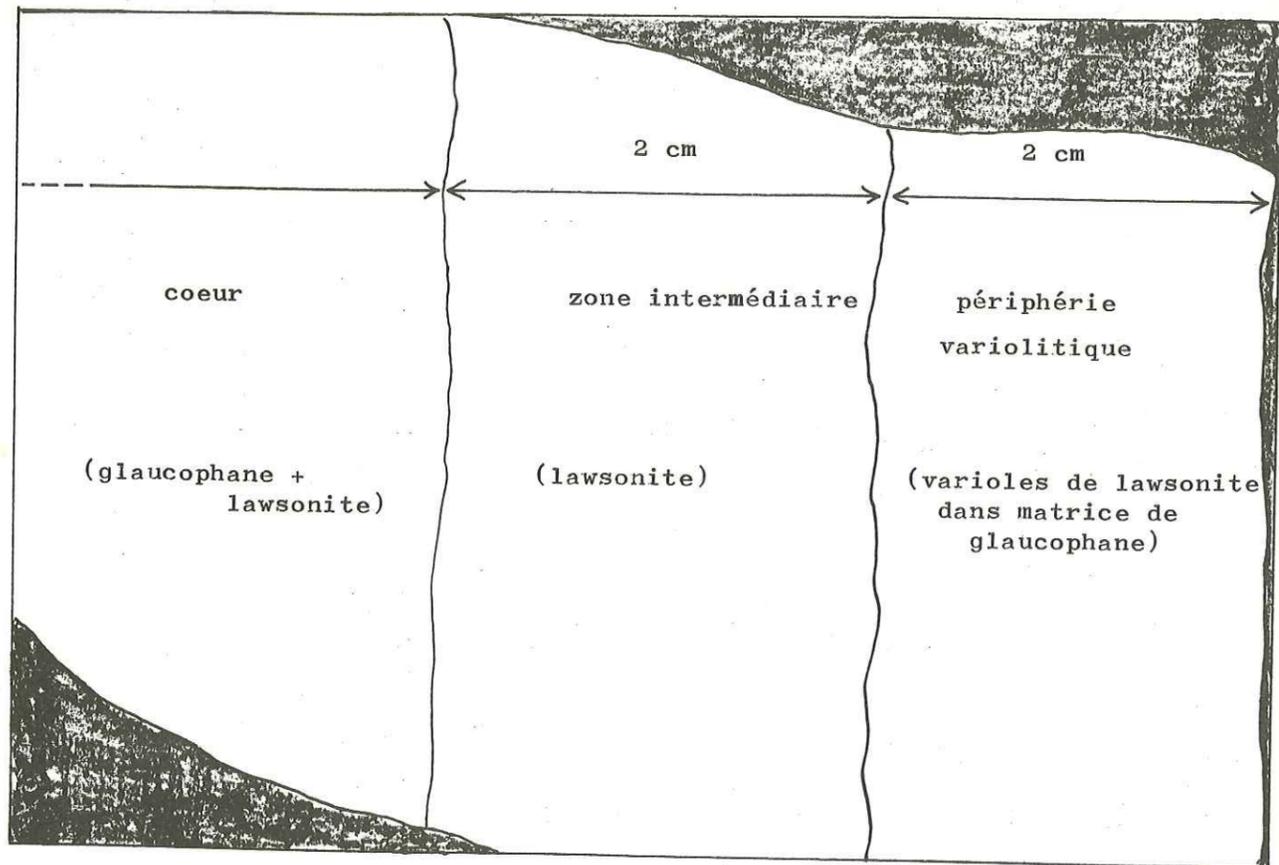


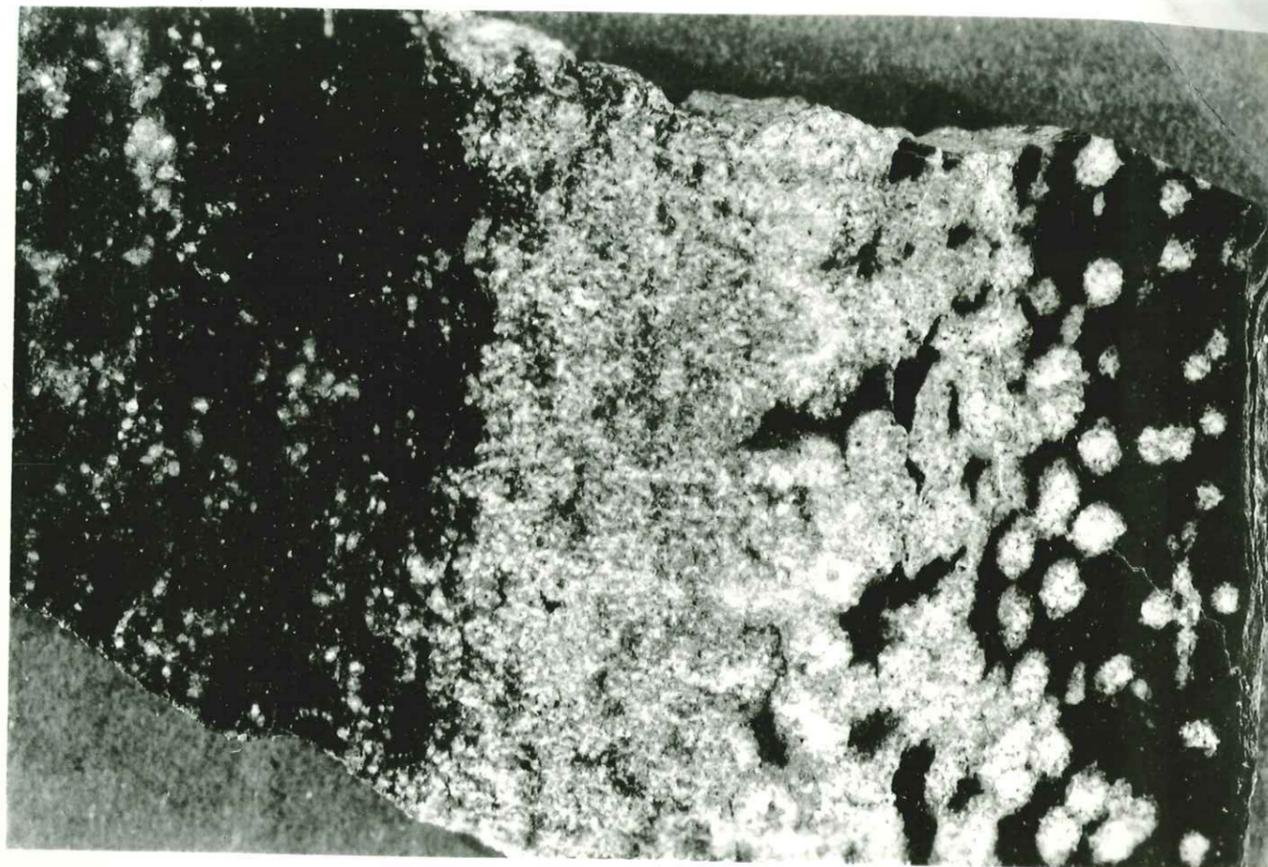
Photo 16 - Section polie à travers un pillow-lava métamorphisé de la série inférieure du vallon de PEAS

Photo 17 - Zone variolitique d'un coussin de Péas inférieur (PE10)
x 40 ; lumière polarisée non analysée

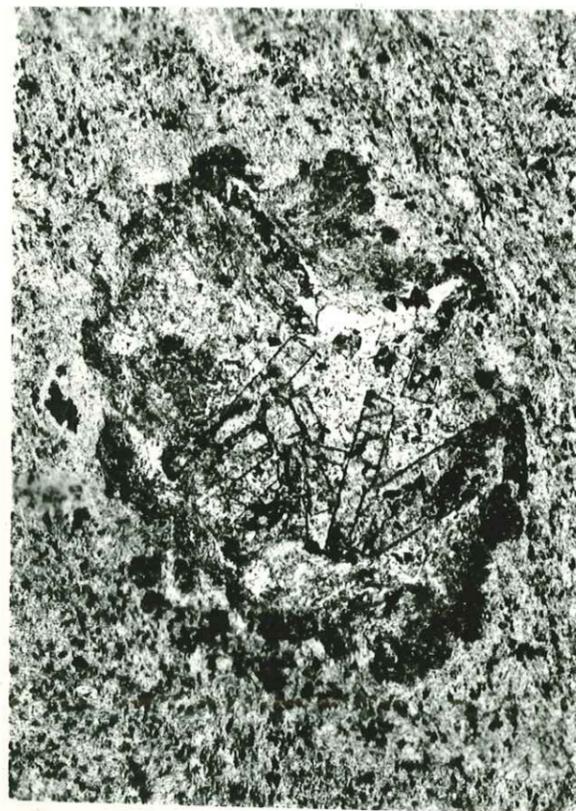
Le contour de la variole est souligné par une bordure de minéraux opaques. La structure sphérolitique a été effacée par les cristallisations des minéraux métamorphiques : on reconnaît de grands prismes de lawsonite. La matrice inter-varioles est constituée de glaucophane piquetée de granules de sphène

Photo 18 - Matrice inter-coussins : Pic du Pelvat (PP1 M)
x 40 ; lumière polarisée non analysée

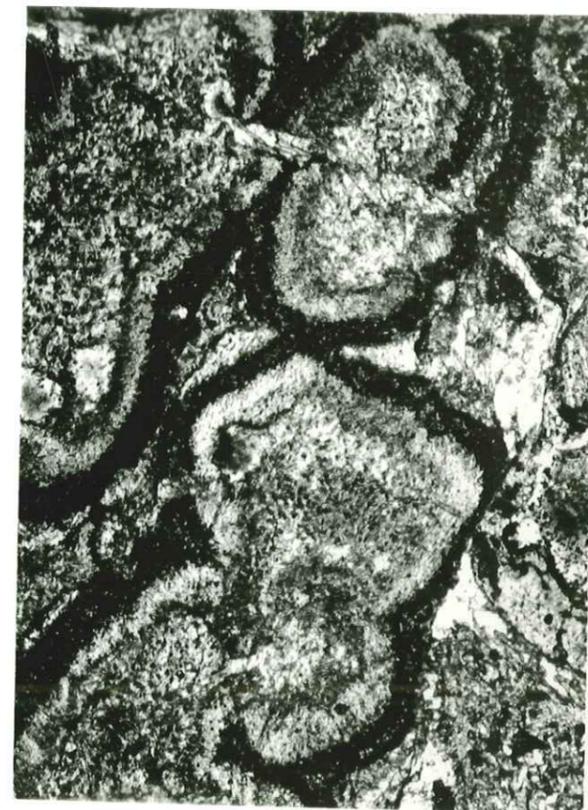
On reconnaît la structure de l'ancienne hyaloclastite à la forme des plages cernées de minéraux opaques : celles-ci sont constituées par l'association chlorite+pumpellyite.



16



17



18

